

**Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises,
Antarktis**

**The tide-dependent dynamics of the Ekström Ice Shelf,
Antarctica**

Wolfgang Kobarg

Inhaltsverzeichnis

| | |
|---|----|
| Zusammenfassung..... | 1 |
| Summary..... | 4 |
| 1. Einleitung..... | 7 |
| 2. Allgemeines über Gezeitenmessungen..... | 11 |
| 2.1. Gezeiten des Erdkörpers, der Ozeane und der Atmosphäre..... | 11 |
| 2.2. Meßgeräte..... | 12 |
| 2.3. Einheiten und Größenordnungen der Gezeitenwirkungen..... | 14 |
| 2.4. Die Partialtiden..... | 15 |
| 3. Gezeitenmessungen in der Antarktis..... | 18 |
| 3.1. Erdgezeitenmessungen in der Antarktis..... | 19 |
| 3.2. Meeresgezeitenmessungen in der Antarktis..... | 20 |
| 3.3. Gezeitenmessungen im Schelfeisbereich..... | 21 |
| 4. Das Ekström-Schelfeis und die Georg-von-Neumayer-Station..... | 26 |
| 4.1. Das Ekström-Schelfeis..... | 26 |
| 4.2. Die Georg-von-Neumayer-Station und das geophysikalische Observatorium..... | 30 |
| 5. Die Meßgeräte..... | 32 |
| 5.1. Die Gravimeter..... | 32 |
| 5.1.1. Das Askania GS-15 Erdgezeitengravimeter..... | 32 |
| 5.1.2. Das LaCoste-Romberg-Gravimeter..... | 35 |
| 5.2. Die Neigungsmeßgeräte..... | 35 |
| 5.2.1. Die Einkomponentengeräte..... | 35 |
| 5.2.2. Die Zweikomponentengeräte..... | 37 |
| 5.3. Das Strainmeter..... | 39 |
| 6. Meßpunkte und -zeiträume der Gravimeter, Tiltmeter und Strainmeter.. | 42 |
| 6.1. Messungen im Observatorium..... | 42 |
| 6.2. Datenerfassung im Observatorium..... | 43 |
| 6.3. Messungen in der näheren Umgebung von GvN..... | 44 |
| 6.4. Messungen während der Sommerkampagne 1986/87..... | 46 |
| 6.5. Datenerfassung im Gelände..... | 47 |
| 6.6. Konsequenzen aus den Erfahrungen..... | 52 |
| 7. Mathematische Grundlagen der Datenauswertung..... | 54 |
| 7.1. Beseitigung von Sprüngen und Lücken..... | 54 |
| 7.2. Fensterfunktionen..... | 55 |
| 7.3. Langperiodische Einflüsse (Drift)..... | 56 |

| | |
|--|-----|
| 7.4. Die Fourieranalyse..... | 58 |
| 7.5. Die harmonische Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate..... | 60 |
| 8. Ergebnisse..... | 63 |
| 8.1. Der Einfluß der Erdzeiten und des indirekten Effekts..... | 63 |
| 8.1.1. Einfluß auf die Schweremessungen..... | 63 |
| 8.1.2. Einfluß auf die Neigungsmessungen..... | 67 |
| 8.1.3. Einfluß auf die Strainmessungen..... | 68 |
| 8.2. Die Daten aus dem Observatorium..... | 68 |
| 8.2.1. Die Gravimeterdaten..... | 68 |
| 8.2.2. Die Tiltmeterdaten..... | 81 |
| 8.2.3. Die Strainmeterdaten..... | 85 |
| 8.2.4. Meteorologische und sonstige Einflüsse im Gezeitenbereich...90 | |
| 8.3. Die Tiltmeterdaten aus der Umgebung von GvN..... | 98 |
| 8.4. Die Gravimeter- und Tiltmeterdaten von der Sommerkampagne 1986/87..... | 105 |
| 9. Das Biegeverhalten der Schelfeisplatte im Nahbereich von GvN..... | 116 |
| 9.1. Theorie der Gezeitenverbiegungen..... | 116 |
| 9.2. Die Theorie angewendet auf das Ekström-Schelfeis..... | 119 |
| 9.2.1. Elastisches Verhalten..... | 120 |
| 9.2.2. Viskoplastisches Verhalten..... | 124 |
| 9.3. Beziehung zwischen den Gezeiten und Eisbeben..... | 127 |
| 9.4. Nichtlineare Effekte..... | 135 |
| 10. Beobachtungen außerhalb des Gezeitenperiodenbereichs..... | 141 |
| 10.1. Kurzperiodische Erscheinungen..... | 141 |
| 10.1.1. Der Einfluß der Meeresdünung..... | 141 |
| 10.1.2. Der Einfluß des Luftdrucks..... | 146 |
| 10.2. Langperiodische Erscheinungen..... | 149 |
| Literatur..... | 156 |

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich überwiegend mit der Reaktion des Ekström-Schelfeises, Antarktis, auf die Kräfte der Gezeiten. Darunter versteht man, wie sich eine nicht überall frei schwimmende Eisplatte auf die periodisch darunter fließenden Wassermassen verhält. An Orten, wo das Schelfeis frei schwimmt, erwartet man, daß es lediglich vertikal durch die Meeresgezeiten bewegt wird. In der Nähe von Auflagepunkten ist mit großen periodischen Kippungen des Schelfeises zu rechnen. Solche Auflagepunkte, sog. "ice rumples", gibt es in der Umgebung der Georg-von-Neumayer-Station, wo die meisten Messungen, die in dieser Arbeit diskutiert werden, durchgeführt wurden.

Die Vertikalbewegung des Schelfeises wird mit Gravimetern gemessen. Zur Messung der Kippbewegung benutzt man Neigungsmeßgeräte (Tiltmeter). Ferner wird das Eis durch die Gezeitenkräfte periodisch deformiert, was man mit einem Verformungsmeßgerät (Strainmeter) registrieren kann. Da es sich bei den Tiltmetern und dem Strainmeter um Eigenkonstruktionen handelt, wird in dieser Arbeit der gesamte Vorgang vom Bau der Geräte über die Konzipierung der Meßanordnung, der Erfassung und Aufbereitung der Meßdaten bis zur Interpretation der Ergebnisse beschrieben.

Die Meßdaten stammen aus den Jahren 1984 bis 1987. Lange Zeitserien aus dem Observatorium der Georg-von-Neumayer-Station gibt es von einem Gravimeter sowie von einem Tiltmeter und dem Strainmeter. Aus diesen Daten läßt sich die Information gewinnen, daß das Schelfeis am Observatorium nahezu frei schwimmt, denn die Vertikalbewegung der Eisplatte ist hier fast identisch mit den Meeresgezeiten jenseits der Schelfeiskante. Zudem ergeben die Neigungsmessungen sehr kleine Verkippungen der Schelfeisplatte. Diese langen Zeitserien bieten die Möglichkeit, saisonale Effekte zu untersuchen. Außerdem wurden nahe der Meßgeräte auch ständig Luftdruck und Temperatur aufgezeichnet. Ein Einfluß dieser meteorologischen Parameter auf die Meßgeräte ist feststellbar, aber nicht sehr signifikant.

Neigungsmessungen an mehreren Punkten nahe den "ice rumples" ergaben tatsächlich teilweise sehr große Verkippungen des Schelfeises, die im halbtägigen Periodenbereich fast 300 mal größer sein können als im Observato-

rium. Es gelang, die Meßergebnisse mit Modellrechnungen in Einklang zu bringen. Hierzu wurde die Theorie des "tidal bending" benutzt, die fordert, daß sich das Schelfeis wie ein einseitig eingespannter Balken verhält. Durch die Variation einiger viskoplastischer Parameter innerhalb vernünftiger Grenzen wurden die Meßergebnisse sehr gut verifiziert, obwohl einige vereinfachende Annahmen in dieser Theorie enthalten sind. Die bei den periodischen Verbiegungen auftretenden Eisbeben wurden zeitweise aufgezeichnet und der Zusammenhang zwischen Wasserstand und Häufigkeit dieser Eisbeben wird diskutiert. Hierbei wird hauptsächlich auf Interpretationen von ECKSTALLER (1988) zurückgegriffen.

Nichtlineare Anteile, die in den Spektren der Zeitreihen zu sehen sind, werden untersucht und auf verschiedene Mechanismen zurückgeführt. So sind nichtlineare Effekte in der Vertikalbewegung vorhanden, weil mit ziemlicher Sicherheit bereits die anregenden Meereszeiten nicht ausschließlich linear sind. Nichtlineare Anteile in den Meßdaten, die in der Nähe der "ice rumples" erzielt wurden, durch eine unvollständige harmonische Bewegung des Schelfeises dort, weil die Bewegung durch Aufsetzen auf den Meeresboden gestört wird. Anders werden nichtlineare Anteile in den Tiltmetermessungen im Observatorium gedeutet. Hier wird vermutet, daß die Kippbewegungen des Schelfeises zwei sich gegenseitig überlagernde Drehbewegungen um zwei verschiedene Drehpunkte sein könnten.

Die Beobachtungen im Periodenbereich der Gezeiten bilden zwar den Hauptteil dieser Arbeit. Da aber auch Effekte mit höheren und niedrigeren Frequenzen in den Meßergebnissen zu sehen sind, werden auch diese Einflüsse behandelt. Dies sind zum einen die hochfrequenten Störungen der Gravimeter durch die Dünung des Ozeans mit Perioden zwischen 10 und 20 Sekunden. Ferner werden zufällige Wettererscheinungen beschrieben, z.B. Luftdruckschwankungen, die innerhalb von weniger als einer Stunde zu Verbiegungen der Schelfeisplatte führten. Solche Ereignisse sind signifikant in den Neigungsmessungen zu sehen. Weiterhin werden Korrelationen zwischen den Schwereänderungen und den Luftdruckänderungen im Periodenbereich zwischen 5 und 15 Tagen gefunden. Diese sind nicht ganz einfach zu interpretieren, es deutet aber einiges darauf hin, daß der umliegende Ozean wie ein Flächenpegel funktioniert. Räumliche Luftdruckunterschiede könnten zu den beobachteten Korrelationen führen.

Zusammenfassend sollen als wichtigste Ergebnisse dieser Arbeit aufgezählt werden :

- Es ist gelungen, relativ einfache Meßgeräte zur Erfassung der zeitlichen Variationen der Kippungen und Verformungen des Schelfeises zu konstruieren. Das Meßprinzip des kapazitiven Wegaufnehmers wurde von LIPP-MANN (pers. Mitteilung, 1984) als Grundkonzept für diese Geräte verwendet.
- Langzeitmessungen der Schwere, der Neigung und der Verformung im Observatorium der Georg-von-Neumayer-Station ermöglichen eine hohe spektrale Auflösung. Auch Aussagen über saisonale Einflüsse sowie bei gleichzeitiger Beobachtung der meteorologischen Parameter über einen Einfluß dieser Größen auf die Messungen sind möglich.
- Neigungsmessungen in der Nähe eines Gebietes, wo das Schelfeis auf dem Meeresboden aufliegt, lassen sich mit Modellrechnungen bestätigen. Auch die Beobachtung von Eisbeben fügt sich in dieses Bild.
- Spektrale Anteile mit Perioden von einem Drittel- oder Vierteltag lassen sich durch eine nichtlineare Reaktion der Schelfeisplatte auf die anregenden Meereszeiten erklären.
- Der Einfluß kurzperiodischer Luftdruckschwankungen verbiegt das Schelfeis, während langperiodische Luftdruckänderungen die Eisplatte aufgrund räumlicher Luftdruckunterschiede heben und senken.

Bei der Planung der Messungen der Gezeitenbewegungen des Ekström-Schelfeises ist von relativ wenig Erfahrung mit dieser Materie ausgegangen worden. Die Folge davon ist, daß viele beobachtete Effekte erst verstanden werden mußten. Aufgrund der in dieser Arbeit diskutierten Ergebnisse sollte es in Zukunft leichter sein, Messungen gleicher Art zu konzipieren. Sowohl auf dem Gerätesektor als auch bei der Datengewinnung und der Auswahl von Meßsorten können die mit dieser Arbeit gewonnenen Erfahrungen in späteren Meßkampagnen genutzt werden. Auf viele der beobachteten Erscheinungen wird in der vorliegenden Arbeit nur relativ kurz eingegangen und es lohnt sicherlich, einige Fragestellungen in späteren Arbeiten intensiver zu behandeln.

Summary

This thesis deals mainly with the reaction of the Ekström Ice Shelf, Antarctica, to tidal forces, i.e. the reaction of a partly fixed floating ice plate to water masses that flow periodically beneath the ice shelf. At sites where the ice shelf floats freely, one expects only a vertical movement due to the ocean tides. Near points of support, one expects large periodic tilts of the ice shelf. Such points of support, so-called "ice rumples", exist near the Georg von Neumayer Station, where most of the measurements discussed in this thesis were carried out.

Measurements of the vertical movement of the ice shelf were carried out with gravity meters. Tiltmeters were used for the measurement of the tilt. Additionally, strainmeters were necessary to record the periodic deformation of the ice due to the tidal forces. Because the tiltmeters and the strainmeter were home-made, this thesis deals with the whole sequence from the construction of the instruments, to the conception of the measurements, the recording and processing of the data, to the interpretation of the results.

The data are from the years 1984 to 1987. There are long time series of measurements made at the observatory of Georg von Neumayer Station from one gravity meter, one tiltmeter and the strainmeter. It is concluded that the ice shelf floats nearly freely at the observatory, because the vertical movement of the ice shelf is nearly identical to the ocean tides near the edge of the ice shelf. Furthermore the tilt measurements show very small tilts of the ice shelf. The long time series provides opportunity for the investigation of seasonal effects. Apart from these measurements, barometric pressure and temperature were continually registered. One can see a definite, but insignificant, influence of the meteorological parameters on the instruments.

Tilt measurements at several sites near the "ice rumples" show sometimes very large tilts of the ice shelf in the semidiurnal tidal band with amplitudes nearly 300 times larger than at the observatory. It was possible to fit the results of the measurements with model calculations. Consequently the theory of tidal bending was used with the requirement that

the ice shelf behaves like a beam with one fixed end. By altering some of the viscoplastic parameters between reasonable limits, it was possible to verify the results of the measurements very well in spite of some simplifying assumptions. Ice quakes occurring during tidal bending were sometimes recorded. The connection between the water level and the frequency of these ice quakes will be discussed with references to the interpretations of ECKSTALLER (1988).

Non-linearities in the spectra of the time series could be put down to several mechanisms. Non-linear effects in the vertical movement exist because the driving forces of the ocean tides are certainly not exclusively linear. Non-linearities in the data obtained near to the "ice rumples" arise from an incomplete harmonic movement of the ice shelf due to the inference of the ocean bottom. A different interpretation is found for non-linear effects in the tilt measurements at the observatory. It is suspected that the tilt of the ice shelf could be a combination of two rotational movements around two different pivots.

The observations in the tidal bands are the main part of this thesis. The effects of higher and lower frequencies in the data are also considered. In the first case, these are high frequency disturbances due to the ocean swell with periods between 10 and 20 seconds. Random weather phenomena, for example barometric pressure variations leading to flexures of the ice shelf with a periodicity of less than an hour, are also described. Such events are significant in the tilt measurements. Correlations between gravity changes and air pressure changes with periods between 5 and 15 days are considered. The interpretation of this correlation is not simple - it may be that the surrounding ocean acts as an area gauge. Spatial air pressure differences could lead to the observed correlations.

Summarizing the most important results of this thesis :

- Relatively simple instruments for the recording of the tilts and the deformations of the ice shelf were successfully constructed. LIPPMANN (personal communication, 1984) used the principle of measurement of the capacitive displacement transducer as the concept for these instruments.

- Long time series from gravity, tilt and strain at the observatory of Georg von Neumayer Station provide a high spectral resolution. Statements about seasonal influences as well as the influence of meteorological parameters on the measurements can also be made.
- Tilt measurements near a region where the ice shelf runs aground can be confirmed by model calculations. The observation of ice quakes fits into this model.
- Spectral parts with periods of a third or quarter of a day can be explained by a non-linear reaction of the ice shelf to the driving forces of the ocean tides.
- The influence of short period air pressure changes bends the ice shelf. Long period air pressure changes move the ice shelf up and down due to spatial air pressure differences.

Little previous work of this kind had been done as this research into the measurement of tidal movement of the Ekström Ice Shelf was being planned and it was necessary first to try to understand some of the observed effects. These results make it easier to plan measurements of the same kind in future. The experiences gained with this thesis could be useful for later measurements related to the instruments as well as to the recording and to the selection of measuring sites. Several of the observations are discussed only briefly in this thesis and it would undoubtedly be useful to return in the future to some of the problems.

1. Einleitung

Im Rahmen der wiedererwachten deutschen Polarforschung leistete die Bundesrepublik Deutschland ihren Beitrag zur internationalen Polarforschung u.a. mit dem Bau einer ganzjährig besetzten Antarktisstation. Vom Bau der Station im Januar/Februar 1981 und ihrer Grundausstattung berichtet KOHNEN (1981). Ihren Namen erhielt die Station nach dem Geophysiker Georg von Neumayer (1826 - 1909), Informationen über diesen Forscher findet man z.B. bei KERTZ (1983).

In der Regel besteht die Überwinterungsmannschaft aus neun Personen. Ein Arzt, ein Ingenieur, ein Elektriker, ein Funker, ein Koch, zwei Meteorologen und zwei Geophysiker bilden das Team, das jeweils etwa 14 Monate lang dort lebt und arbeitet. Von den geophysikalischen Dauermessungen an der Georg-von-Neumayer-Station wurden bisher von zwei Überwinterern Dissertationen veröffentlicht (BRODSCHOLL, 1987 und ECKSTALLER, 1988).

Georg von Neumayer hat als Direktor der Deutschen Seewarte in Hamburg ein Einführungswort zur deutschen Ausgabe des grundlegenden Werkes über Gezeitenerscheinungen "Ebbe und Flut" von DARWIN (1911) verfaßt. Daraus ergibt sich ein Anknüpfungspunkt, sich an der Georg-von-Neumayer-Station mit den Messungen der Gezeiten zu beschäftigen. Die Zielsetzung dieser Arbeit ist, soviel wie möglich darüber zu erfahren, wie sich eine Schelfeisplatte auf Anregung durch die Gezeitenkräfte hin verhält. Da die Schelfeisplatte zwar schwimmt, aber an den Seiten, wo der Übergang zum Inlandeis ist ("grounding lines"), aufliegt, ist diese Bewegung nicht trivial. Die Dynamik von Schelfeisplatten weicht an Auflagestellen wesentlich von der Dynamik frei schwimmender Eisplatten ab (z.B. THOMAS, 1979). Datenmaterial aus den Jahren 1984 bis 1987 von Gravimetern, Neigungsmeßgeräten (Tiltmeter) sowie eines Strainmeters liegen vor. Der überwiegende Teil der Daten stammt aus dem Observatorium der Georg-von-Neumayer-Station und aus dem Nahbereich der Station. Hieraus werden Erkenntnisse vorgestellt über die Reaktion der Schelfeisplatte auf die Kräfte der Gezeiten, wobei besonderes Augenmerk auf den Einfluß sogenannter "ice rumples", das sind lokale Bereiche, wo das Schelfeis auf dem Meeresboden aufliegt, in der Nähe der Station gelegt wird. Während des Südsommers 1986/87 wurde eine Meßkampagne mit Gravimetern und Tiltmetern

durchgeführt, die sich über das ganze Ekström-Schelfeis erstreckte. Auch über den Gezeitenperiodenbereich hinaus sollen Betrachtungen über hochfrequente Schwingungen durch die Meeresdünung sowie tieffrequente durch wechselnde Luftdruckbelastungen angestellt werden.

Allgemeines über Gezeiten und Messung der Gezeiten sind Inhalt des folgenden Kapitels dieser Arbeit. Es werden einige Grundlagen geschaffen, um zu verstehen, was aus Gezeitenmessungen erfahren werden kann und was für Meßgeräte dafür eingesetzt werden können.

Kapitel 3 gibt einen Überblick über bisher durchgeführte Messungen der Gezeiten in der Antarktis. Obwohl in dieser Arbeit die Messungen der Gezeiten auf einem Schelfeis behandelt werden, kommen in diesem Kapitel aus Gründen der Übersicht auch Gezeitenmessungen auf dem Kontinent und der Meeresgezeiten kurz zur Sprache.

Über die geographische Lage sowie über einige Eigenschaften des Ekström-Schelfeises gibt Kapitel 4 Auskunft. Ferner wird dort das geophysikalische Observatorium der Station beschrieben.

Das fünfte Kapitel stellt die Meßgeräte vor, die auf dem Ekström-Schelfeis eingesetzt wurden. Dabei werden elektronische Ergänzungen zum Gravimeter erläutert sowie ausführlich auf selbstgebaute Neigungs- und Dehnungsmeßgeräte eingegangen.

Im sechsten Kapitel wird aufgelistet, wann welches Meßgerät wo und wie lange eingesetzt wurde. Die Methodik der Datenerfassung wird ausführlich beschrieben. Um aus den im Gelände gemachten Erfahrungen etwas lernen zu können, werden Verbesserungsvorschläge für künftige Unternehmungen gleicher Art erarbeitet.

Kapitel 7 hat zum Inhalt, wie die Rohdaten aufbereitet wurden, bevor sie ausgewertet werden konnten. Ergänzung von Lücken, die durch den Ausfall der Meß- oder Registrierapparatur entstehen, Beseitigung von Sprüngen, die auftreten, wenn die Geräte justiert werden, sowie die Mathematik von Fensterfunktionen und Tief- bzw. Hochpaßfiltern werden behandelt.

Das achte Kapitel ist ein Schwerpunkt der Arbeit und beinhaltet die Ergebnisse der Messungen. Es wird ausführlich beschrieben, wie die Daten aus dem Observatorium aussehen und was diese längeren Zeitreihen für Vorteile gegenüber kürzeren Meßreihen haben. Einflüsse von Temperatur, Luftdruck und durch den Observator werden erörtert. Die Ergebnisse der Feldmessungen mit den Tiltmetern im Nahbereich der Station werden vorgestellt. Ferner wird auf die Ergebnisse der Sommerkampagne 1986/87 mit Gravimetern und Tiltmetern eingegangen.

Ein weiterer Schwerpunkt ist das neunte Kapitel, worin die Ergebnisse der Messungen im Observatorium und an den "ice rumples" in den Zusammenhang mit der Theorie der Gezeitenverbiegungen ("tidal bending") gebracht werden. Die "ice rumples" werden als Scharnierzone betrachtet und die Ergebnisse der Neigungsmessungen dort werden durch ein Modell zu erklären versucht. Unter der Voraussetzung, daß das Schelfeis am Observatorium relativ frei schwimmt und mit Randbedingungen an den "ice rumples", die die Messungen an einem Punkt dort liefern, wird mit einem elastischen Modell eine akzeptable, mit einem viskoplastischen Modell sogar eine sehr gute Übereinstimmung mit den Meßdaten erzielt. Durch die periodische Verbiegung der Schelfeisplatte werden Eisbeben erzeugt, deshalb wird auf die Korrelation zwischen den Gezeiten und diesen Eisbeben eingegangen. In den Gravimeter-, Tiltmeter- und Strainmeterdaten werden Nichtlinearitäten beobachtet, die in diesem Kapitel interpretiert werden sollen.

Das zehnte Kapitel beschäftigt sich zum Abschluß mit Erscheinungen, die nicht von den Gezeiten herrühren, die aber in den Meßdaten enthalten sind. Zum einen soll etwas über das Verhalten der Schelfeisplatte auf kurzperiodische Anregungen des Meeres, der Dünung, berichtet werden. Zum anderen soll der Einfluß der Atmosphäre, speziell des Luftdrucks, untersucht werden. Es wurden Reaktionen der Schelfeisplatte auf kurzperiodische Luftdruckschwankungen, die nur wenige Minuten bis Stunden dauerten, beobachtet. Ferner reagiert das Schelfeis auf Änderungen des Luftdrucks, die aufgrund des Wettergeschehens mit Perioden von einigen Tagen auftreten.

In dieser Arbeit werden einige englischsprachige Begriffe wie z.B. "ice rumple" oder "grounding line" benutzt. Diese stets in Anführungszeichen

gesetzten Begriffe wurden nicht übersetzt, weil sie in den täglichen Sprachgebrauch in diesem hier betretenen Fachgebiet Eingang gefunden haben. Übersetzungen würden lediglich verwirren, klingen oftmals gekünstelt und verfehlen deshalb leicht die richtige Bedeutung. Schon wesentlich länger werden auch in deutschsprachigen Arbeiten die Begriffe Tilt, Strain und Stress benutzt. Deshalb werden sie hier als Synonyme zu den Wörtern Neigung, Dehnung und Spannung verwendet und nicht in Anführungszeichen gesetzt. Ähnliches gilt für Begriffe aus der Computersprache wie z.B. RAM-Disk oder Floppylaufwerk. Ferner werden in dieser Arbeit aus noch zu erläuternden Gründen einige Meßgrößen in cgs-Einheiten und nicht in SI-Einheiten angegeben.

2. Allgemeines über Gezeitenmessungen

2.1. Gezeiten des Erdkörpers, der Ozeane und der Atmosphäre

Gezeitenkräfte entstehen durch Unterschiede in der Anziehung, die verschiedene Punkte auf und in der Erde durch ein Gestirn erfahren. Gezeitenerzeugende Gestirne für die Erde sind Mond und Sonne, wobei das Verhältnis der Gezeitenpotentiale dieser beiden Himmelskörper 1:0.46 beträgt. Die Gezeitenkräfte, die durch die anderen Planeten auf die Erde wirken, sind nicht meßbar und deshalb vernachlässigbar klein, so beträgt das Verhältnis der Gezeitenpotentiale von Mond zu Venus nur 1:0.00005. Die "feste" Erde ist deformierbar und kann den sich zeitlich ändernden Kräften von Sonne und Mond nachgeben. Stehen Sonne, Erde und Mond in einer Linie, bei Voll- oder Neumond, dann addieren sich die Gezeitenkräfte von Sonne und Mond und man spricht von einer Springtide. Zur Zeit der Quadratur wirken sie einander entgegen und man erhält die Nipptide. Die Theorie der Erdgezeiten wird in einigen Büchern mehr oder weniger ausführlich abgehandelt, es sei verwiesen auf BARTELS (1957), KERTZ (1969), MELCHIOR (1982), WILHELM und ZÜRN (1984) sowie HARRISON (1985).

Die Wassermassen der Ozeane folgen den Gezeitenkräften und bilden die jedem Küstenbewohner vertrauten Erscheinungen von Ebbe und Flut. Ein mathematisch leicht faßbares Modell zur Beschreibung der Gezeitenkräfte ist die sog. Gleichgewichtstide. Hierbei nimmt man an, daß die Erde gleichmäßig von einem Ozean bedeckt sei. Die wirklichen Gezeiten des Ozeans weichen stark von der Gleichgewichtstheorie ab, weil die Landmassen der Kontinente stören sowie Resonanzeffekte auftreten. Über die deshalb komplizierte Theorie der Meeresgezeiten geben Bücher der Ozeanographie Auskunft, z.B. DIETRICH und KALLE (1957), DEFANT (1961) oder POND und PICKARD (1983).

An dieser Stelle sei auf eine wichtige Verknüpfung zwischen Erdgezeiten und Meeresgezeiten kurz eingegangen. Die Gezeitenkräfte, die auf den Erdkörper wirken, werden als direkter Effekt oder Körpergezeiten ("body tides") bezeichnet. Durch die Umverteilung von Wassermassen durch die Gezeitenkräfte entstehen zusätzliche Deformationen des Erdkörpers, wenn periodisch diese Wassermassen den Meeresboden mal mehr (bei Flut) und mal

weniger (bei Ebbe) belasten. Weiterhin bewirken diese periodisch umverteilten Wassermassen einen zusätzlichen Attraktionseffekt. Dieser Anteil, der indirekter Effekt oder Auflastzeiten genannt wird, kann genauso groß oder größer sein als der direkte Effekt und hat zudem die gleichen Perioden, weil die erzeugenden Kräfte die gleichen sind. Direkter und indirekter Effekt sind deshalb ohne weitere Überlegungen in einem Meßsignal nicht voneinander zu trennen (z.B. MELCHIOR, 1982). Diese Problematik wird in Kapitel 8.1 noch ausführlich betrachtet.

Auch die Atmosphäre der Erde zeigt Gezeitenerscheinungen. Da wir uns im Prinzip auf dem Grunde des Luftmeeres befinden, äußern sich die Gezeiten der Atmosphäre in Druckschwankungen. Die atmosphärischen Gezeiten sind wesentlich kleiner als die durch das Wettergeschehen verursachten Schwankungen des Luftdrucks, was ihre Erfassung erschwert. Neben den gravitativ verursachten atmosphärischen Gezeiten gibt es thermisch verursachte Druckschwankungen infolge der solaren Einstrahlung, die, bedingt durch die Erdrotation, im selben Periodenbereich liegen wie die gravitativen Gezeiten der Atmosphäre. KERTZ (1957,1969) oder CHAPMAN und LINDZEN (1970) beschäftigen sich mit dieser Materie.

2.2. Meßgeräte

Die Gezeiten der Atmosphäre werden, da es sich um Druckschwankungen handelt, von den Barometern mit erfaßt. Die Gezeiten der Ozeane werden an der Küste mit Pegeln gemessen, die rund um die Kontinente die Meeresspiegelschwankungen in Bezug zu Normalnull (NN) aufzeichnen. Solche Gezeitenmeßstationen sind mehr oder weniger dicht über sämtliche Küsten verteilt, weniger dicht über die Küsten der Antarktis, worüber LUTJEHARMS et al. (1985) Auskunft geben. Eine andere Methode zur Erfassung der Meeresgezeiten sind Druckmeßgeräte, die auf dem Meeresboden verankert werden. Strömungsmesser werden eingesetzt, um etwas über die Richtung und Geschwindigkeit der durch die Gezeiten verursachten Strömungen zu erfahren.

Die Messungen der Erdgezeiten erfordern mehr Aufwand. Das Gezeitenpotential auf einer deformierbaren Erde an einem Punkte P läßt sich durch drei Anteile beschreiben :

- primäre Verschiebung der Potentialfläche auf der starren Erde (theoretische Gezeiten) $W_P(P)$,
 - Verschiebung der physischen Oberfläche $\Delta R(P)$,
 - sekundäre Verschiebung der Potentialfläche wegen der veränderten Massenverteilung nach der Deformation der Erde $W_S(P)$,
- d.h. das Gezeitenpotential auf der deformierbaren Erde läßt sich schreiben als :

$$W_D(P) = W_P(P) + W_{\Delta R}(P) + W_S(P) . \quad (2.1)$$

Definitionsgemäß gilt dann

$$k = W_S / W_P , \quad k = k(R) \text{ mit } R = \text{Erdradius} \quad (2.2)$$

und

$$h = g \cdot \Delta R / W_P , \quad h = h(R) \text{ mit } g = \text{Gravitationsbeschleunigung}$$

sowie

$$l = \Delta S / W_P , \quad l = l(R) \text{ mit } \Delta S = \text{horizontale Verschiebung.}$$

Diese drei dimensionslosen Größen h , k und l werden als Love'sche Zahlen bezeichnet (l wird auch Shida-Zahl genannt). Auf der Erdoberfläche betragen ihre Größen etwa 0.6, 0.3 bzw. 0.1. Durch die periodische Deformation der Erde ändert sich also der Abstand eines Ortes auf der Erde zum Mittelpunkt der Erde. Dies ist mit einer Schwereänderung verbunden, je weiter man sich vom Mittelpunkt entfernt, desto geringer wird die Schwerebeschleunigung. Diese minimalen Änderungen der Schwerebeschleunigung kann man mit Gravimetern messen. Gravimeter sind im Prinzip hochempfindliche Federwaagen, bei denen die durch die Erdschwere hervorgerufene Auslenkung einer Feder gemessen wird. Ein Gravimeter mißt also die direkt an der Feder angreifenden Kräfte, welches die oben erwähnten theoretischen Gezeiten sind. Diese werden durch die Änderung der Potentialfläche beeinflusst. Das Verhältnis von beobachteter zu theoretischer Schwereänderung ist demnach ein Maß für die Deformierbarkeit der Erde. Es wird als Gravimeterfaktor (dieser Name folgt daraus, daß diese Größe mit Gravimetern gemessen wird) bezeichnet und ist über die Love'schen Zahlen folgendermaßen verknüpft :

$$\delta = 1 + h - 3/2 k . \quad (2.3)$$

Die Deformation des Erdkörpers geht einher mit Schwankungen der Lotrichtung. Diese horizontalen Gezeitenkomponenten kann man z.B. mit Horizontal- oder Vertikalpendeln messen. Analog zu dem Gravimeterfaktor für die Vertikalkomponente benutzt man für die horizontalen Komponenten den sog. Verminderungsfaktor, der das Verhältnis zwischen der Lotabweichung auf einer starren und auf einer deformierbaren Erde ausdrückt. Dieser ist wie folgt mit den Love'schen Zahlen verknüpft :

$$\gamma = 1 + k - h . \quad (2.4)$$

Wenn die Erde im Gezeitenrhythmus verformt wird, dann ändern sich auch periodisch die Abstände zweier Punkte zueinander. Diese periodische Kompression und Dilatation mißt man mit sog. Strainmetern, bei denen die Änderung einer definierten Länge registriert wird. Über Strainmessungen erhält man Aussagen über die Shida-Zahl l . Ausführliche Beschreibungen von Gravimetern, Neigungsmeßgeräten sowie Strainmetern, ebenso die Theorie der Love'schen Zahlen, findet man z.B. bei TOMASCHEK (1957) oder bei MELCHIOR (1982).

Messungen der Gezeiten auf einem Schelfeis, wie sie in dieser Arbeit behandelt werden, stellen einen Sonderfall dar, der nur in den Polargebieten möglich ist. So kann man aus Messungen mit Gravimetern, Pendeln und Strainmetern auf einem Schelfeis einmal Aussagen über die Meeresgezeiten unter dem Schelfeis gewinnen, zum anderen aber Informationen über die Eigenschaften der Schelfeisplatte erhalten.

2.3. Einheiten und Größenordnungen der Gezeitenwirkungen

Im SI-System hat die Schwerebeschleunigung die Einheit m/sec^2 . Die durch die Gezeitenkräfte verursachten Änderungen der Schwerebeschleunigung sind sehr klein, aus diesem Grunde ist diese Einheit viel zu unhandlich. Deshalb wird, in Anlehnung an MELCHIOR (1982), von der SI-Einheit abgewichen und in dieser Arbeit die alte cgs-Einheit gal, bzw. Teile davon, für Beschleunigungen beibehalten ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm}/sec^2$). Die Abweichungen von der Lotrichtung, also die Neigungen, sind sehr kleine Winkel. In dieser Arbeit werden Winkel in Grad, besser gesagt in Bogensekunden und Bruchteilen davon ($1 \text{ Bogensekunde} = 1/3600 \text{ Grad}$) angegeben. Der Um-

rechnungsfaktor zum Bogenmaß ist $1'' = 4.848 \times 10^{-6}$ ("Einheit" μrad). Strainmessungen sind Messungen der Größe $\Delta L/L$, d.h. der Änderung ΔL einer Länge L bezogen auf diese Länge, woraus eine dimensionslose Zahl folgt.

Nach der Gleichgewichtstheorie ergibt sich ein maximaler Gezeitenhub durch die Kräfte des Mondes zu 0.55 m, der durch die Sonne zu 0.24 m. Dabei bedeutet maximaler Gezeitenhub die Differenz zwischen Niedrigwasser und Hochwasser zur Springtidenzeit. Wie weiter oben ausgeführt wurde, können die wahren Gezeitenhübe an den Küsten nicht richtig durch die Gleichgewichtstheorie beschrieben werden. So bilden sich von Ort zu Ort verschiedene, an manchen Orten bis zu 14 m hohe Gezeitenhübe aufgrund lokaler Bedingungen aus (z.B. DIETRICH und KALLE, 1957). Die durch die Anziehungskräfte von Sonne und Mond erzeugten Druckänderungen der Atmosphäre betragen in mittleren geographischen Breiten etwa 1/100 mbar (bzw. 1/100 hPa in der SI-Einheit), zu den Polen hin werden sie noch kleiner. Die thermisch angeregten "Gezeiten" der Atmosphäre sind etwa um den Faktor 10 größer als die letzteren (KERTZ, 1969). Die durch die Verformung des Erdkörpers erzeugte maximale Beschleunigungsänderung beträgt ungefähr 240 μgal , das entspricht etwa 25 Millionstel Prozent des Betrages der Schwerebeschleunigung. Der entsprechende Winkel der Lot-schwankung beträgt etwa 50 Millibogensekunden (abgekürzt msec), dies entspräche dem Ausschlag der Spitze eines 4 km langen Pendels um 1 mm. Der Gezeitenstrain auf der deformierbaren Erde liegt in der Größenordnung von 10^{-8} , das bedeutet, daß eine Länge von einem Meter um 1/100 μm verändert wird.

So verheerend die Wirkungen der Meeresgezeiten manchmal sein können, nämlich in Form von Sturmfluten, so winzig sind doch eigentlich, wie gerade gesehen, die Gezeitenerscheinungen auf der Erde. Um solche kleinen Beträge messen zu können, bedarf es entsprechend empfindlicher Meßgeräte sowie des sorgfältigen Umgangs damit, was bei den Umweltbedingungen der Antarktis manchmal nicht leicht ist.

2.4. Die Partialtiden

Das Gezeitensignal kann durch die Überlagerung einer Vielzahl

harmonischer Schwingungen dargestellt werden. Zu einem beliebigen Zeitpunkt t läßt es sich beschreiben als

$$W(t) = \sum_{i=1}^n A_i \cos(\omega_i t + \phi_i), \quad (2.5)$$

wobei A_i die Amplitude ist, ω_i die Frequenz und ϕ_i die Phase der i -ten Partialtide. In der Entwicklung von CARTWRIGHT und TAYLER (1971) ist n größer als 500, zur annähernd exakten Beschreibung des Gezeitenpotentials reichen etwa 70 Glieder. Würde als gezeitenerzeugender Körper nur ein fiktiver Mond in einer Kreisbahn in der Äquatorebene der Erde existieren, dann gäbe es nur die Partialtide mit dem Namen M_2 . Entsprechendes gilt für die Sonne, diese Partialtide heißt S_2 . Da nun weder die Bahnen von Mond und Erde kreisförmig sind noch diese Bahnen in der Äquatorebene liegen und zudem die Sonne auch noch mit ihrer Anziehungskraft auf die Mondbahn wirkt, ist das Problem viel komplexer und es ergibt sich diese Fülle von Partialtiden. Die Indizes drücken die ungefähre Periode aus, so bedeutet der Index 1 ganztägige Tiden (oder Wellen), der Index 2 halbtägige usw. Die Partialtiden haben verschiedene Amplituden. In Tabelle 2.1 sind die Partialtiden mit den größten Amplituden aufgeführt, umfangreichere Tabellen mit weiteren Tiden findet sich z.B. bei BARTELS (1957) oder WILHELM und ZÜRN (1984).

Die Frequenzen in der Tabelle 2.1 bedürfen noch einer Erläuterung. Ein fiktives Gestirn, welches die Erde in 24 Stunden umkreist, hat eine Frequenz von 360 Grad pro 24 Stunden bzw. von 15 Grad/Stunde ($^{\circ}/\text{Std.}$ oder deg/h). Oftmals wird die Frequenz von Partialtiden auch in "cycles per day (cpd)" oder in "cycles per hour (cph)" angegeben, das eben erwähnte fiktive Gestirn hätte also eine Frequenz von 1 cpd oder 0.04 cph. Die in der Tabelle aufgeführten Amplituden, normiert auf die halbtägige Hauptmondtide M_2 , sind die Koeffizienten des Gezeitenpotentials (BARTELS, 1957).

| Tide | Frequenz in Grad/Std. | rel.Amplitude ($M_2 = 1$) | Entstehung |
|-------|--------------------------|--------------------------------|---|
| M_f | 1.098 | 0.17 | Deklinationstide zur konstanten Mondtide M_o (f=fortnightly) |
| Q_1 | 13.399 | 0.08 | elliptische Tide 1.Ordnung zu O_1 |
| O_1 | 13.943 | 0.42 | eintägige Hauptmondtide |
| P_1 | 14.959 | 0.19 | eintägige Hauptsonnentide |
| K_1 | 15.041 | 0.58 | eintägige Deklinationshaupttide |
| N_2 | 28.440 | 0.19 | große ellipt. Mondtide 1.Ordn. zu M_2 |
| M_2 | 28.984 | 1.00 | halbtägige Hauptmondtide |
| S_2 | 30.000 | 0.46 | halbtägige Hauptsonnentide |
| K_2 | 30.082 | 0.13 | halbtägige Deklinationshaupttide |
| M_3 | 43.476 | 0.01 | dritteltägige Hauptmondtide |

Tabelle 2.1 : Die wichtigsten Partialtiden im langperiodischen,
 ===== eintägigen, halbtägigen und dritteltägigen Perioden-
 bereich.

3. Gezeitenmessungen in der Antarktis

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über den Stand der Gezeitenmessungen in der Antarktis. Hierbei wird unterschieden, ob es sich um Messungen auf dem Kontinent handelt, also um die Erdgezeiten, oder um Messungen an der Küste, also um die Ozeangezeiten, oder um Messungen auf oder an Schelfeisen, wie sie auch in dieser Arbeit diskutiert werden. Die Abb. 3.1 zeigt eine Karte der Antarktis mit den Lokationen der Messungen, die in diesem Kapitel erwähnt werden.

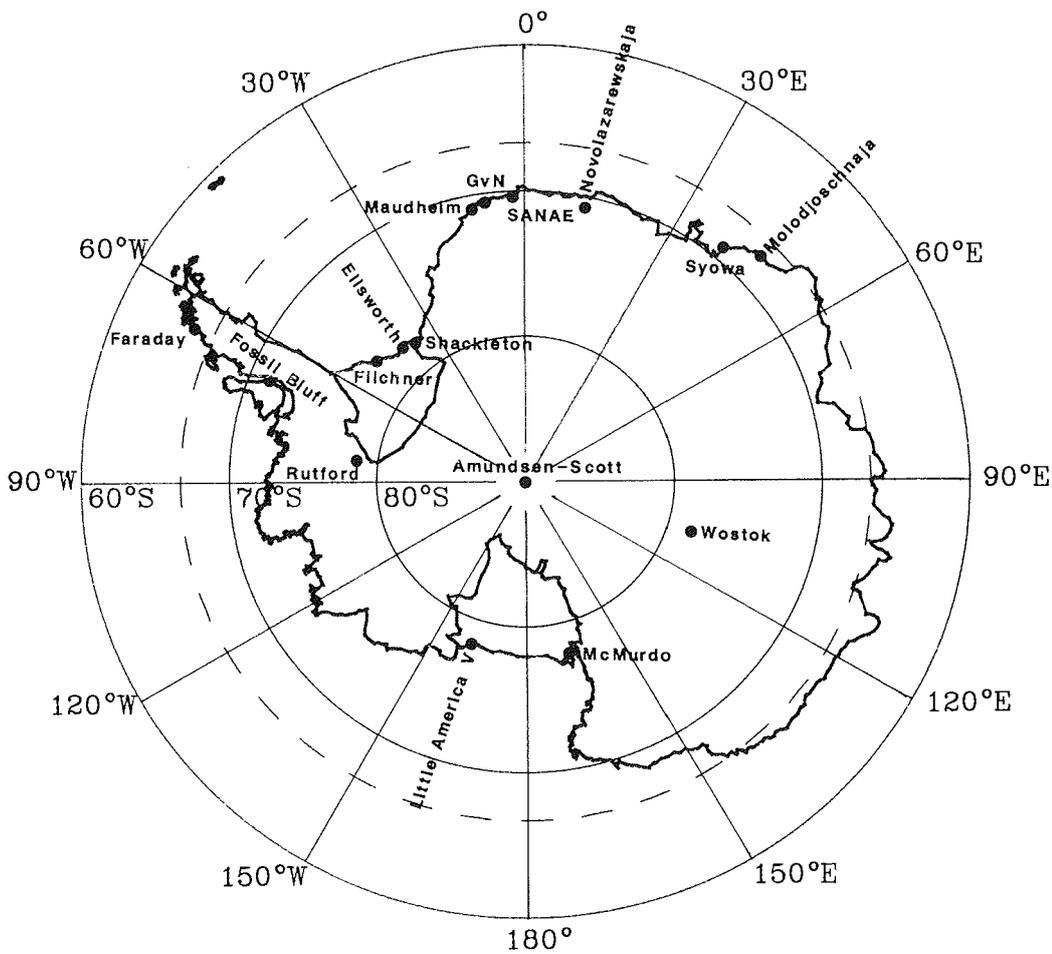


Abb. 3.1 : Karte der Antarktis mit den Stationen bzw. Positionen, an denen die hier zitierten Gezeitenmessungen durchgeführt wurden.

3.1. Erdzeitenmessungen in der Antarktis

Es gibt zwei innerantarktische Stationen, an denen Gezeitenmessungen durchgeführt wurden. Diese Stationen bieten den Vorteil, daß sie weit von den Ozeanen entfernt liegen und damit die Auflast- und Anziehungseffekte der Meeresgezeiten klein sind. Aber sie befinden sich in über 3000 m Höhe über NN, was zusätzlich zur geographischen Breite hohe klimatische Anforderungen an den Menschen und die Meßgeräte stellt. Eine dieser Stationen ist die russische Station Wostok. SCHNEIDER (1971a,b) und SCHNEIDER und SIMON (1974) berichten von Schwere- und Neigungsmessungen während der Überwinterung an Wostok im Jahre 1969. Besonders bei SCHNEIDER (1971b) kommen die durch die extreme Lage von Wostok bedingten Schwierigkeiten zum Ausdruck. Die Schwereänderungen wurden mit zwei Gravimetern vom Typ Askania GS-11 registriert, für Neigungsmessungen wurden zwei Horizontalpendel des Typs Tomaschek-Ellenberger verwendet. Das Ergebnis einer etwa fünf Monate langen Meßreihe der Schwereänderungen ist ein Gravimeterfaktor von etwa 1.20, dies ist auch etwa der Wert, der in mittleren geographischen Breiten als Verhältnis zwischen den gemessenen und den theoretischen Schwereänderungen auf einer starren Erde beobachtet wird. Die Horizontalpendel lieferten keine befriedigenden Ergebnisse.

Die andere innerantarktische Station ist die amerikanische Amundsen-Scott-Station am geographischen Südpol. Seit 1970 wird dort mit Unterbrechungen ein LaCoste-Romberg-Gravimeter betrieben. Am Südpol verschwinden in den theoretischen Schweregezeiten die ganz- und halbtägigen Gezeitenanteile. Trotzdem werden in den Meßreihen signifikante Amplituden im ganz- und halbtägigen Gezeitenbereich erkannt (ZINK, 1984). Diese erklären JACKSON und SLICHTER (1974) trotz der großen Entfernung von über 1000 km von den Meeren als Ozeaneinfluß. Vierzehntägige und längerperiodische Gezeiten sind gut in den Schwereänderungen am Südpol zu erkennen (SLICHTER et al., 1979, sowie RYDELEK und KNOPOFF, 1982), sogar über die 18.6-jährige Gezeitenmodulation, die durch die Verschiebung der Mondbahnknoten entsteht, wird berichtet (RYDELEK et al., 1982).

Gute Ergebnisse der Schwere- und Neigungsänderungen erzielten LINDNER und WIRTH (1968) an der sowjetischen Küstenstation Molodjoschnaja. Über einen Zeitraum von etwa fünf Monaten wurden im Jahre 1965 ein Gravimeter

vom Typ Askania GS-12 und drei Horizontalpendel nach dem Prinzip Rebeur-Paschwitz eingesetzt. Besonders in den Neigungsmessungen machte sich an dieser Station der Ozeaneinfluß stark bemerkbar.

Eine nur sieben Tage lange Registrierung von einem LaCoste-Romberg-Gravimeter gibt es aus dem Jahre 1968 von der japanischen Küstenstation Syowa (NAKAGAWA et al., 1970). Die Kürze der Meßreihe erlaubt keine allzu zuverlässigen Aussagen über die Erdgezeiten an diesem Ort.

Ein Geodynamics-Gravimeter wurde in der Sommersaison 1974/75 auf der Ross-Insel nahe der amerikanischen McMurdo-Station 48 Tage lang betrieben (ROBINSON et al., 1977). Wegen ungünstiger Temperatureinflüsse wurden keine besonders guten Daten erhalten.

3.2. Meeresgezeitenmessungen in der Antarktis

Pegelmessungen am Rande des antarktischen Kontinents gibt es relativ viele. Sofern sie nicht im Zusammenhang mit Schelfeisen stehen, sollen sie nicht weiter betrachtet werden. LUTJEHARMS et al. (1985) geben eine ausführliche Übersicht über eine Anzahl solcher Messungen. Es soll nur erwähnt werden, daß die Meeresgezeiten im Küstenbereich, in dem auch die Georg-von-Neumayer-Station liegt, als gemischt, überwiegend halbtägig, mit mittleren Doppelamplituden zwischen ein und zwei Metern bei Springflut beschrieben werden. Ein Maß für die Charakteristik der Gezeitenkurve an einem Ort ist die Formzahl F :

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (3.1)$$

(z.B. DIETRICH und KALLE, 1957). Liegt F zwischen 0 und 0.25, so ist die Gezeitenform halbtägig, ist F zwischen 0.25 und 1.5, dann nennt man die Gezeitenform gemischt, überwiegend halbtägig. Wenn F zwischen 1.5 und 3.0 liegt, so spricht man von gemischten, überwiegend gantztägigen Gezeiten und bei F größer als 3.0 handelt es sich um gantztägige Gezeitenformen. Im antarktischen Küstenbereich liegt F meistens zwischen 0.25 und 1.5, nur in der Ross-See und nahe der antarktischen Halbinsel sind Gebiete mit Formzahlen größer als 1.5 zu finden.

3.3. Gezeitenmessungen im Schelfeisbereich

Die Schelfeise der Antarktis sind den Gezeitenkräften auf zweierlei Arten unterworfen. Neben dem direkten Angriff der Kräfte auf das Eis müssen sie dem Auf und Ab der Meeresgezeiten folgen. Dieser Anregung können sie nicht in jedem Fall frei nachgeben, weil die Schelfeisplatten an den "grounding lines" mit dem auf dem Kontinent aufliegenden Inlandeis verbunden sind. In diesem Abschnitt soll berichtet werden, an welchen Schelfeisen in der Antarktis bereits Gezeitenmessungen durchgeführt wurden.

In den Jahren 1949-52 fand die norwegisch-britisch-schwedische Expedition in das Dronning Maud Land statt. Auf dem Maudheim-Schelfeis (heute Quar-Schelfeis) wurde die Maudheim-Station errichtet. Die Expedition erstreckte sich über die damals Schelfeise A-D, heute entsprechend Riiser-Larsen-, Ekström-, Jelbart- und Fimbul-Schelfeis, genannten Gebiete. Am Übergang vom Maudheim-Schelfeis zum Inlandeis wurden sog. Fadenrisse (strand cracks) beobachtet, etwa 5-10 cm breite Risse in der Schelfeisoberfläche, die in Abständen von 30-40 m parallel zur "grounding line" verlaufen (SWITHINBANK, 1957). Es wurde beobachtet, daß diese Risse sich periodisch öffnen und schließen, und zwar mit der Periode der Gezeiten. Des weiteren wurden mit einem Theodoliten über eine Strecke von 1100 m am Südostrand des Maudheim-Schelfeises die Vertikalwinkel gemessen. Das Profil verlief senkrecht zur "grounding line" und Messungen zu verschiedenen Tageszeiten zeigten eine Höhenänderung der Meßpunkte auf dem Schelfeis von über einem Meter relativ zu den Punkten auf dem Inlandeis (ROBIN, 1958). Die Ergebnisse dieser Expedition brachten die ersten Beweise dafür, daß die Schelfeise der Antarktis den Meeresgezeiten folgen. So wurde auch angenommen, daß sich die Vertikalbewegung des Maudheim-Schelfeises in Luftdruckbeobachtungen widerspiegeln müßten. Die alle drei Stunden während der gesamten Expeditionszeit an der Station gemessenen Luftdruckwerte wurden deshalb gründlich auf halb- und ganztägige Schwankungen hin untersucht (HISDAL et al., 1956). Ausführliche Signifikanzbetrachtungen brachten das recht zuverlässige Ergebnis einer Doppellamplitude bei Springtide von etwa 1.3 m, gewonnen daraus, daß sich in Meeresniveau der Luftdruck bei der Höhenänderung von einem Meter um 0.13 mbar ändert. (Barometrische Höhenformel, auf diese Thematik wird in

Kapitel 8.2.4 noch ausführlich eingegangen.)

Das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 brachte weitere Aktivitäten in der Antarktis. So berichtet PRATT (1960) von Messungen mit einem Worden-Gravimeter an der Station Shackleton auf dem Filchner-Schelfeis. Im Südwinter 1957 wurde eine mehr als zwei Monate lange Zeitreihe erhalten. Aus den Daten folgte, daß das Filchner-Schelfeis an dieser Station bei Springtide eine Doppelhebungsamplitude von maximal zwei Metern hat. Gerätetechnische Schwierigkeiten gab es einige, so wird z.B. von der Erzeugung einer Pseudotide durch allzu regelmäßige Neueinstellung des Gravimeters berichtet. Ebenfalls im Südwinter 1957 wurden einen Monat lang Schweremessungen mit zwei Frost-Gravimetern an der Ellsworth-Station auf dem Filchner-Schelfeis und an der Station Little America V auf dem Ross-Schelfeis durchgeführt (THIEL et al., 1960). Es wird davon berichtet, daß es im antarktischen Sommer unmöglich sei, mit einem Gravimeter auf einem Schelfeis die Gezeiten zu messen, weil die Dünnung des Ozeans hochfrequente Störungen verursacht. Auf diese Problematik wird in dieser Arbeit noch in Kapitel 5.1.1 eingegangen. Ergebnisse der o.g. Messungen waren, daß die Gezeiten der Weddell-See gemischt, vorwiegend halbtägig sind mit einer Doppelamplitude bei Springtide von zwei bis drei Metern, die der Ross-See dagegen als ganztägig klassifiziert wurden mit Doppelamplituden bei Springtide von etwa ein bis eineinhalb Metern.

Indirekte Beweise für die Gezeitenbewegung des Lazarew-Schelfeises finden sich bei DUBROVIN und SIMONOV (1965). Die sowjetische Station Novolazarewskaja befindet sich in der sog. Schirmmacher-Oase, wo es auch Seen gibt. In einem See wurden Gezeiten beobachtet, die fast identisch denen sind, die vor der Schelfeiskante im offenen Meer gemessen wurden. Ozean und Schirmmacher-See sind offenbar miteinander verbunden, das dazwischen liegende Schelfeis muß deshalb auch den Gezeitenbewegungen folgen. Die Gezeitenform wird mit gemischt, überwiegend halbtägig beschrieben, mit einem maximalen doppelten Gezeitenhub von etwa zweieinhalb Metern.

Auf dem Fimbul-Schelfeis befindet sich die südafrikanische Station SANAE, die bis 1960 als Station Norway von Norwegen betrieben wurde. Im November 1958 und im Januar 1959 wurden an der Schelfeiskante mit einer

selbstgebauten Apparatur für 3.2 bzw. 2.2 Tage Dauer die Vertikalbewegungen des Schelfeises bezüglich des Meeresbodens gemessen (HISDAL, 1965). Trotz der Kürze der Zeitreihen wird von gemischten, überwiegend halbtägigen Gezeiten berichtet mit einer Doppelamplitude bei Springtide von etwas mehr als einem Meter. Gestützt werden diese Ergebnisse durch die Auswertung der Luftdruckbeobachtungen an Norway Station bzw. SANAE von 1957 bis 1962 (HISDAL, 1965), die genauso analysiert wurden wie die entsprechenden Daten von Maudheim (HISDAL et al., 1956). Ähnliche Vertikalbewegungen des Fimbul-Schelfeises erhielten auch POLLAK und SHARWOOD (1971), als sie im August 1965 drei Wochen lang mit einem Worden-Gravimeter die Schwereänderungen an SANAE registrierten.

In den Südsommern 1973/74 und 1974/75 wurde an vier Lokationen über das Ross-Schelfeis verteilt für 29 bis 46 Tage mit Geodynamics-Gravimetern registriert (ROBINSON et al., 1977). An drei weiteren Orten auf dem Schelfeis wurde in den beiden darauffolgenden Sommern für ähnliche Zeitspannen gemessen. Ferner gibt es Pegelaufzeichnungen von der Ross-Insel (WILLIAMS und ROBINSON, 1979). Zusammen mit den weiter oben erwähnten Schweremessungen aus dem Jahre 1957 (THIEL et al., 1960) sind somit die Gezeiten an neun Orten auf oder am Ross-Schelfeis bekannt. WILLIAMS und ROBINSON (1979) zeichneten daraus Karten gleicher Amplitude und Phase für die größeren Partialtiden im Ross-Schelfeis-Gebiet. Je nach Ort betragen die Doppelamplituden bei Springtide demnach ein bis eineinhalb Meter, die ganztägigen Gezeiten überwiegen dabei ungewöhnlicherweise.

Das George-VI-Schelfeis unterscheidet sich von anderen Schelfeisen dadurch, daß es nach zwei Seiten offen ist. Es bedeckt den George-VI-Sund, der sich zwischen der Westseite der antarktischen Halbinsel und der Alexander-Insel erstreckt. An einigen Stellen des Schelfeises gibt es sog. "rifts", an denen sich das Schelfeis öffnet und wo das dort anzutreffende nur zwei bis drei Meter dicke Meereis leicht zu durchbohren ist. Ausgehend von der englischen Station Fossil Bluff wurden in den Jahren 1972-75 an drei solchen "rifts" für 15 bis 54 Tage Gezeitenmessungen vorgenommen. Dazu wurde durch ein Bohrloch ein Gewicht an einem Seil auf den Meeresboden hinuntergelassen und auf dem Eis registriert, wie dieses sich relativ zum Meeresboden bewegt. Hierüber und über die Probleme bei diesen Messungen berichten BISHOP und WALTON (1977). Die

Auswertung dieser Pegelmessungen finden sich, zusammen mit Ergebnissen einer neunjährigen Pegelaufzeichnung an der englischen Station Faraday an den Argentine-Inseln, bei CARIWRIGHT (1979). Der Gezeitentypus unter dem George-VI-Schelfeis wird auch hier als gemischt, überwiegend halbtägig, beschrieben. Die Doppellamplituden bei Springtide betragen maximal einen Meter, abhängig vom Ort. CARIWRIGHT (1979) betrachtet die Admittanz-Funktion, das ist das Verhältnis der beobachteten Gezeit zur idealen Gleichgewichtsgezeit als Funktion der Frequenz. Sowohl bei Faraday als auch am George-VI-Schelfeis hat die Admittanz-Funktion nahe der Partialtide M_2 ein auffälliges Minimum, wahrscheinlich ein Effekt einer Amphidromie in dem umgebenden Ozean. Ferner finden sich Indizien für eine stark ausgeprägte Gezeitendissipation in diesem Gebiet. Im Jahre 1980 wurde am Nordende des George-VI-Schelfeises fünf Monate lang ein Aanderaa-Strömungsmesser betrieben. Im Spektrum der Zeitreihe sind in der Komponente quer zum Sund überwiegend halbtägige, aber auch ganztägige Gezeiten zu erkennen, parallel zum Sund gibt es auch noch signifikante Amplituden im drittel- und vierteltägigen Gezeitenbereich. In Richtung des Sundes ist die Strömungsgeschwindigkeit der Gezeiten maximal (LOYNES et al., 1984). POTTER et al. (1985) berichten von weiteren Strömungsmessungen am Südennde des George-VI-Schelfeises (25 Tage) und von Druckmessungen am Meeresboden mit einem Aanderaa-Ozeanboden-Meßgerät (45 Tage) im Januar und Februar 1984 sowie von Druckmessungen am Nordende des Schelfeises im Dezember 1984 (16 Tage). Die Meßgeräte wurden wie die weiter oben beschriebenen Pegel durch das Meereis in "rifts" versenkt. Eine knapp ein Jahr lange Zeitreihe aus dem Jahre 1984 eines Ozeanbodengeräts werteten PEDLEY et al. (1986) aus und setzten diese Ergebnisse auch in Bezug zu den oben genannten Strömungs- und Druckmessungen. Auffälligste Ergebnisse sind, je nach Länge der Zeitreihe entsprechend gut zu sehen, nichtlineare Gezeitenanteile bis in den siebenteltägigen Periodenbereich. Diese Nichtlinearitäten werden interpretiert als nichtlineare Reaktion des Schelfeises auf die anregenden Meeresgezeiten. Bezüglich des Ekström-Schelfeises wird auf ähnliche nichtlineare Effekte in Abschnitt 9.4 eingegangen.

Der Rutford-Eisstrom ist ein im Südwesten des Ronne-Schelfeises (im deutschen Sprachgebrauch auch Filchner-Schelfeis genannt) gelegener Zustrom zu diesem Schelfeis. STEPHENSON et al. (1979) berichten von einer

leicht handhabbaren Schlauchwaage, die in der Lage ist, Neigungen im Bereich von 0.2 Bogensekunden aufzulösen. Sie konnten zeigen, daß das Neigungsmeßgerät keine Reaktion zeigt, so lange der Rutford-Eisstrom auf dem Kontinent aufliegt. Sobald das Eis aufschwimmt, wird es durch die Meeresgezeiten hin- und hergebogen. In der Saison 1978/79 wurde ein Gerät an acht Lokationen eingesetzt, in der Saison 1979/80 drei Geräte, eines davon für 43 Tage an einem Ort, die beiden anderen als orthogonales Paar an acht weiteren Positionen bis zu fünf Kilometer stromab auf dem Eisstrom (STEPHENSON, 1984). Die Ergebnisse der längeren Zeitreihe zeigen, daß das Eis um bis zu zwei Bogenminuten hin- und hergeneigt wird. Die Zeitreihen des Meßgerätepaars sind zwar kürzer, erlauben aber Aussagen über die Richtung der maximalen Neigung. Diese Richtung ist senkrecht zur "grounding line", die dadurch relativ gut festgelegt werden konnte. Eine Messung von allerdings nur 26 Stunden Dauer mit einem Gravimeter 15 km stromabwärts lieferte eine Doppelamplitude von knapp zwei Metern.

In der Sommersaison 1983/84 wurden auf dem Filchner-Schelfeis Schweremessungen mit einem Gravimeter des Typs Askania GS-15 und zwei LaCoste-Romberg-Gravimetern durchgeführt (ECKSTALLER und MILLER, 1984). Das Askania-Gravimeter wurde an der deutschen Filchner-Station mit einer Unterbrechung für 18 Tage betrieben, die beiden anderen Meßgeräte an zwei Punkten jeweils etwa 100 km weiter schelfeiseinwärts registrierten fünf bzw. neun Tage lang. Die Gezeiten werden auch hier als gemischt, überwiegend halbtägig, beschrieben. Die Hebungsamplituden sind an der Filchner-Station am größten und werden nach Süden hin kleiner, die Doppelamplitude bei Springtide beträgt maximal einen Meter. Ferner wurden in den Spektren der Zeitreihen signifikante Amplituden im Bereich nicht-linearer Gezeitenperioden beobachtet.

Über einen Teil der Messungen mit einem Askania-Gravimeter und selbstgebauten Neigungsmeßgeräten auf dem Ekström-Schelfeis, die Gegenstand dieser Arbeit sind, wurde schon von KOBARG und LIPPMANN (1986) berichtet.

4. Das Ekström-Schelfeis und die Georg-von-Neumayer-Station

In diesem Kapitel soll eine Übersicht gegeben werden über die Geographie des Ekström-Schelfeises, sowie über die Lage, den Aufbau und die Ausstattung des geophysikalischen Observatoriums der Georg-von-Neumayer-Station, die im folgenden oft mit GvN abgekürzt wird.

4.1. Das Ekström-Schelfeis

Die geographische Lage dieses Schelfeises bzw. der Station ist Abb. 3.1 zu entnehmen, es erstreckt sich, wie in Abb. 4.1 zu sehen ist, zwischen etwa 8° und 10° westlicher Länge und etwa $70^{\circ} 30'$ und $71^{\circ} 40'$ südlicher Breite. Die Nord-Süd-Ausdehnung beträgt ca. 130 km, die maximale Ausdehnung in Ost-West-Richtung ist ungefähr 70 km, die gesamte Fläche beträgt etwa 6350 km^2 (HINZE, pers. Mitteilung, 1988). Damit zählt das

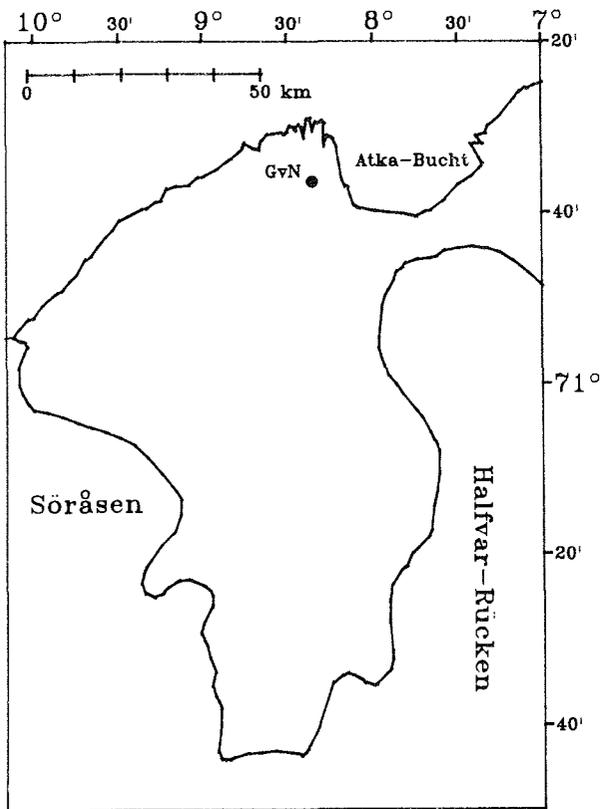


Abb. 4.1 :

Karte vom Ekström-Schelfeis mit der Georg-von-Neumayer-Station auf $70^{\circ} 36'$ S und $8^{\circ} 22'$ W. Kartengrundlage : Satellitenbildkarte "Neuschwabenland 1982" des Instituts für Angewandte Geodäsie Frankfurt/M.

Ekström-Schelfeis zu den kleineren Schelfeisflächen der Antarktis. Die seitlichen Einfassungen des Schelfeises, der Söråsen und der Halvvar-Rücken, liegen auf dem Kontinent auf und ragen einige hundert Meter über NN. Erste Untersuchungen über die Struktur des Schelfeises gab es während der norwegisch-britisch-schwedischen Antarktisexpedition 1949-52 (ROBIN, 1958). Nach einem während dieser Expedition im Februar 1951 tödlich verunglückten Mechaniker erhielt das Schelfeis später seinen Namen. Weitere Untersuchungen über die Mächtigkeiten der Schelfeisplatte mit seismischen Methoden sowie durch Radarmessungen gibt es von KAUL und UNTERSCHÜTZ (1988) bzw. von THYSSEN und GROSFELD (1988). Informationen über die Mächtigkeit der Wasserschicht unter der Schelfeisplatte gibt es von KAUL und UNTERSCHÜTZ (1988) sowie von THYSSEN et al. (1988). Die Abb. 4.2 zeigt Isolinienkarten der Eismächtigkeiten und der Mächtigkeit der unter dem Schelfeis vorhandenen Wasserschicht, jeweils in Metern, nach den Informationen der o.g. Autoren.

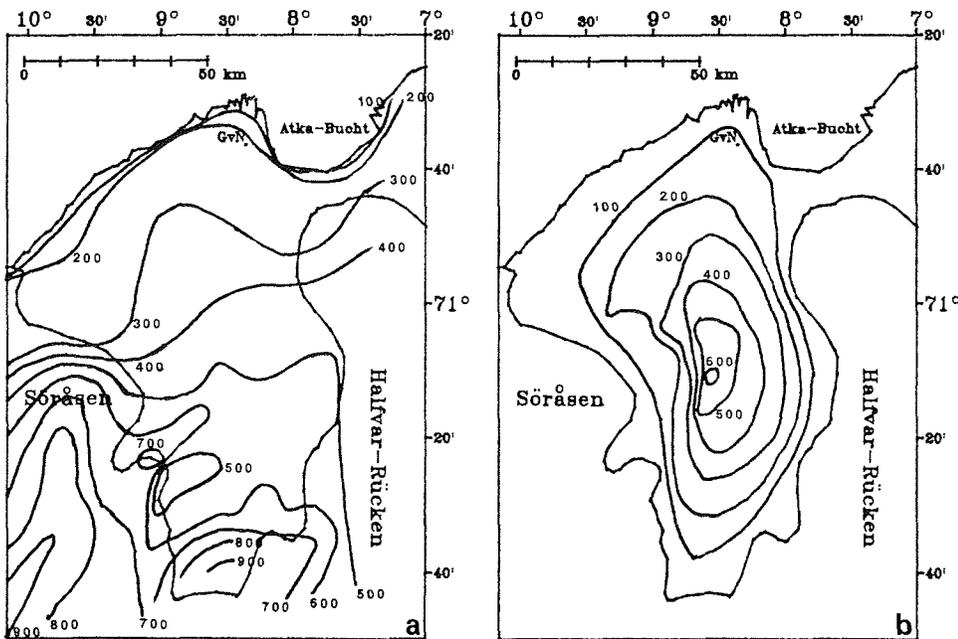


Abb. 4.2 : Isolinienkarten des Ekström-Schelfeises, a) Eismächtigkeiten, ----- b) Mächtigkeiten der Wasserschicht unter dem Schelfeis (Angaben in Metern).

Die Abb. 4.3 zeigt die nähere Umgebung der Georg-von-Neumayer-Station. Die Atka-Bucht ist ein schon in älteren Karten eingezeichneter natürlicher Eishafen, der die Anlandung von Schiffen erleichtert. Die Station wurde zu Beginn des Jahres 1981 in einem Abstand von etwa 10 km von der Schelfeiskante errichtet. Die Buchten im Norden, sog. Inlets, sind potentielle Bruchzonen. In der Verlängerung der Inlets sind Spalten zu beobachten (ECKSTALLER, 1988). Das Schelfeis bewegt sich an GvN mit ca. 170 Metern pro Jahr ziemlich genau nach Norden. Die Positionsbestimmung wurde mit Hilfe des Doppler-Satellitenverfahrens mit Empfangsanlagen Magnavox MX-1502 durchgeführt. Dieses Beobachtungsverfahren verwendet Sa-

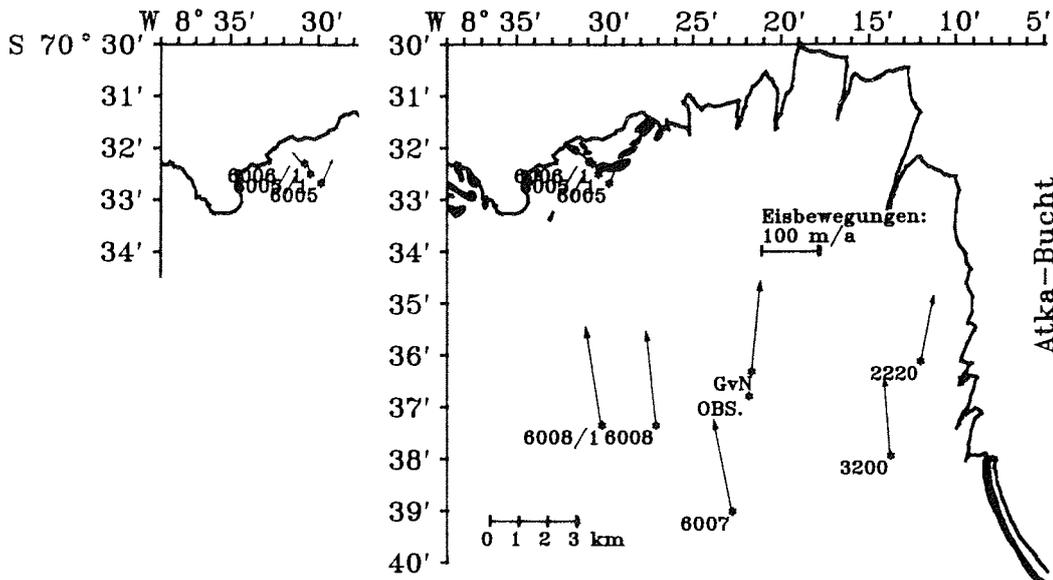


Abb. 4.3 : Karte der Umgebung der Georg-von-Neumayer-Station mit geodätischen Meßpunkten, an denen 1984 und 1985 Positionsbestimmungen durchgeführt wurden. Der Punkt 6006/1 liegt in einer Mulde, die den "ice rumple" unterbricht. Kartengrundlage : Luftbildaufnahme des Instituts für Angewandte Geodäsie Frankfurt/M. mit Küstenlinien von 1984. Der kleine Ausschnitt links oben zeigt die drei Meßpunkte in der Nähe der "ice rumples" ohne die unterlegten Flächen, damit die Pfeile dort zu erkennen sind.

telliten des Navy Navigation Satellite Systems (NNSS), die auf polnahen Bahnen die Erde in ca. 1100 km Höhe in etwa 110 Minuten umkreisen. Während des Jahres 1982 wurde an der Station im Monatsabstand die Position bestimmt (LINDNER und RITTER, 1985). Die in Abb. 4.3 eingezeichneten Pfeile stammen aus Positionsbestimmungen in den Südsommern 1984 und 1985 und geben somit die Bewegungsgeschwindigkeit und -richtung der eingezeichneten Punkte im Verlauf eines Jahres wieder.

Die in der Abb. 4.3 schwarz unterlegten Flächen sind Gebiete, in denen das Schelfeis ganz oder teilweise auf dem Meeresboden aufliegt. Dadurch wird das Schelfeis aufgewölbt und zeigt bis zu 30 Meter hohe Hügel. Diese Erhebungen werden in der englischsprachigen Terminologie "ice rises" oder "ice rumples" genannt. Wörtlich übersetzt wäre die Bezeichnung "ice rise", also Eiserhebung, immer richtig, aber in Anlehnung an ARMSTRONG et al. (1977) soll in diesem Fall besser von "ice rumples" gesprochen werden. Denn nach deren Definition unterscheiden sich "ice rises" und "ice rumples" dadurch, daß die ersteren eine eigenständige Eiskappe haben und 30 bis 1000 m hoch sein können, während letztere von der Eismasse des Schelfeises, wenn auch gebremst, so doch überflossen werden und nur bis zu 30 m hoch sind. Diese Erscheinung ist an der Bewegung der drei Punkte an dem "ice rumpel" durch die verkürzten Pfeile zu erkennen, die Fließgeschwindigkeit wird dort also merklich gebremst.

Die Divergenz der Fließbewegung, die an den "ice rumples" beobachtet wird, ist auch an der Öffnung von Spalten zu erkennen. Mit einfachen Hilfsmitteln wurde dies an einem Spaltensystem zwischen den geodätischen Meßpunkten 6005 und 6005/1 von April 1984 bis Januar 1985 gemessen. Wie aus der Abb. 4.4 ersichtlich ist, wurden über zwei nahezu parallele, etwa jeweils einen Meter breite Spalten fünf Meßpunkte mit Hilfe von Bambusstangen markiert. Die Abstände dieser Stangen wurden alle 3 - 4 Wochen mit einem Maßband kontrolliert. Die in der Abbildung angegebenen Abstände sind die Relativbewegungen der fünf Meßpunkte zueinander im Verlaufe der neun Monate. Jede der beiden Spalten hat sich demnach während dieser Zeit um noch einmal etwa einen halben Meter verbreitert, parallel dazu tritt Kompression auf. Der Meßfehler kann aufgrund nicht lotgerechter Aufstellung der Bambusstangen mit etwa ± 5 cm angenommen werden.

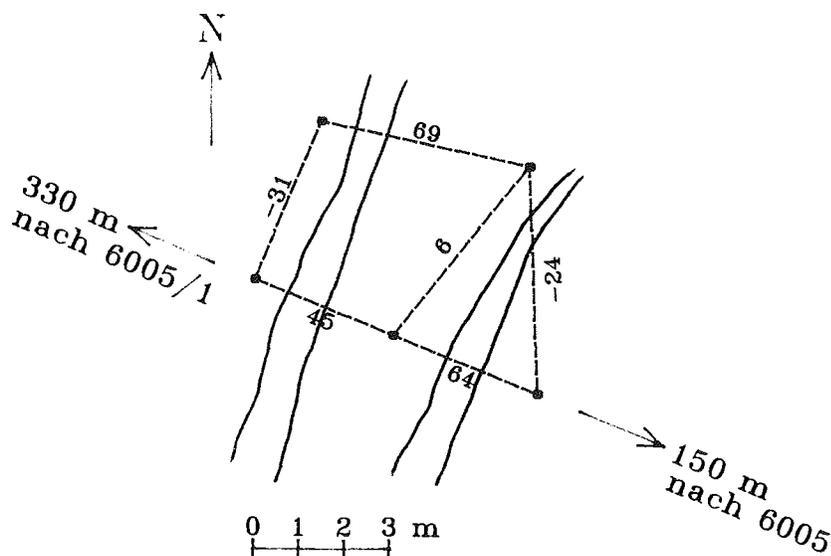


Abb. 4.4 : Skizze von der Lage der Spalten an den "ice rumples" zwischen ----- den geodätischen Punkten 6005 und 6005/1. Die Zahlen an den Verbindungslinien sind die Versetzungsbeträge in cm zwischen April 1984 und Januar 1985.

4.2. Die Georg-von-Neumayer-Station und das geophysikalische Observatorium

Im Südsommer 1982, also ein Jahr nach Errichtung der Station selber, wurde das geophysikalische Observatorium aufgebaut und in Betrieb genommen. Um ungestört durch die Unruhe der Station Messungen durchführen zu können, wurde das Observatorium knapp einen Kilometer südlich von GvN gebaut. Es besteht aus zwei jeweils wieder etwa 100 m voneinander entfernt liegenden Containern, die sich ca. sechs Meter unter der Schneeoberfläche befinden (MILLER und ECKSTALLER, 1982). Zwischen den Containern und der Dachkonstruktion befindet sich genügend Raum, um Setzungserscheinungen Platz zu lassen. Dies ist auch notwendig, wie Messungen der Form der Höhle, in der der eine Container steht, während des Jahres 1984 zeigten. Vier senkrechte Nagelreihen wurden im April 1984 an den Wänden der Höhle angebracht, bis zum Januar 1985 hatten sich diese Reihen um 5 - 7 cm ver-

kürzt. Ein am Dachgebälk angebrachtes Gewicht kam im selben Zeitraum dem Fußboden der Höhle um ca. 15 cm näher. Somit ist sichergestellt, daß die Lebenserwartung des Observatoriums mindestens so groß ist wie die der Station selbst, die 10-15 Jahre betragen soll.

Zwei räumlich getrennte Container sind notwendig, weil in einem davon magnetische Messungen durchgeführt werden und dessen Umgebung frei von magnetischen Werkstoffen sein muß. Über die Messungen und Auswertung der Messungen des Magnetfeldes an GvN berichtet BRODSCHOLL (1987). In dem zweiten Container, auch seismischer Container genannt, befindet sich ein Askania GS-15 Erdzeitengravimeter. Drei Seismometer sind in einer Nische in der Schneehöhle neben dem Container installiert. Ferner sind im Container die elektronischen Schaltkästen für Magnetometer, Seismometer und Gravimeter untergebracht. Zwei Analogschreiber und ein Prozeßrechner PDP-11 sind für die Datenaufzeichnung vorhanden. Für die Stromversorgung, Übertragung von seismischen Daten und Kopplung der Rechner im Observatorium und im geophysikalischen Laboratorium von GvN sind zwischen dem Observatorium und der Station Kabel verlegt. Um zu gewährleisten, daß durch kurze Ausfälle der Netzversorgung keine Datenlücken entstehen, werden die Geräte über Wechselrichter betrieben, die wiederum ihre Spannung aus an Ladegeräte angeschlossene Batterien beziehen. Eine Skizze der Verkabelung der verschiedenen Geräte findet sich bei BRODSCHOLL (1987). Über Ergebnisse der Beobachtung von Erd- und Eisbeben gibt ECKSTALLER (1988) Auskunft. In den Jahren 1984 bzw. 1985 wurden selbstgebaute Neigungs- und Strainmeßgeräte in der Schneehöhle neben dem Seismikcontainer installiert. Zusätzlich wurden zeitweilig oder kontinuierlich die meteorologischen Parameter Temperatur, Luftdruck und Feuchte im Observatorium mitregistriert.

5. Die Meßgeräte

5.1. Die Gravimeter

Das an GVN seit 1982 eingesetzte Askania-Gravimeter ist eine Leihgabe des Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsobservatoriums Schiltach. Von den fünf während der Sommerkampagne 1986/87 benutzten LaCoste-Romberg-Gravimetern wurden drei freundlicherweise vom Geodätischen Institut der Universität Karlsruhe und eines vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik München zur Verfügung gestellt, ein Gerät ist Eigentum des Alfred-Wegener-Instituts.

5.1.1. Das Askania GS-15 Erdzeitengravimeter

Auf Literatur, in der die Wirkungsweise von Gravimetern beschrieben wird, wurde schon in Kapitel 2.2 hingewiesen. Hebt oder senkt sich das Schelfeis mit den Gezeiten des Ozeans, so wird die Schwerewirkung am Massebalken des Gravimeters kleiner bzw. größer. Die dadurch verursachten Auslenkungen des Massebalkens werden von einem kapazitiven Wegaufnehmer in eine elektrische Spannung umgewandelt. Nun erfolgen die Bewegungen des Schelfeises nicht nur im Frequenzbereich der Gezeiten, sondern auch in höher- oder niederfrequenteren Bereichen. Hochfrequente nichtperiodische Bewegungen entstehen durch Erd- oder Eisbeben. Weil sie durch einen Tiefpaß mit 300 Sekunden Grenzperiode, der hinter dem Wegaufnehmer sitzt, herausgefiltert werden, beeinflussen sie das Meßsignal nicht. Wesentlich störender sind quasiperiodische Bewegungen des Schelfeises durch die Meeresdünung mit Perioden von 10 - 20 Sekunden. Die von der Dünung (Swell) herrührende Vertikalbewegung des Schelfeises erzeugt Meßsignale in der Größenordnung um 10 mgal. Im Sommer, wenn das Meer vor der Schelfeiskante offen ist und kein Meereis die Dünung dämpfen kann, werden sogar noch wesentlich höhere Werte erreicht. Dadurch kann das Meßsystem des Gravimeters weit übersteuert werden und jedes Gezeitensignal ist dann völlig verdeckt. Niederfrequente Überlagerungen des Gezeitenmeßsignals entstehen z.B. durch Schwankungen des Luftdrucks. Hierauf wird in Kapitel 10 noch ausführlich eingegangen.

Um die Störungen des Meßsystems durch die Meeresdünung zu reduzieren,

wurde im März 1984 eine Rückkopplungselektronik (Feedback) gebaut. Diese differenziert das Ausgangssignal des Wegaufnehmers und führt einen Strom in den Eicheingang, den das Gravimeter zur magnetischen Kalibrierung besitzt (ASKANIA, 1971). Dieser Strom, der dem zeitlich differenzierten Ausgangssignal proportional ist, fließt über Helmholtzspulen und übt eine magnetische Kraft auf zwei an den Meßbalken angebrachte Ferritkerne aus. Es wird hierdurch eine sehr starke geschwindigkeitsproportionale Dämpfung bewirkt. Die Auslenkungen des Meßsystems des Gravimeters für die hochfrequenten Störbewegungen des Swells werden somit stark reduziert und Übersteuerungen verhindert. Abb. 5.1 zeigt den Frequenzgang des Gravimeters mit und ohne Feedback.

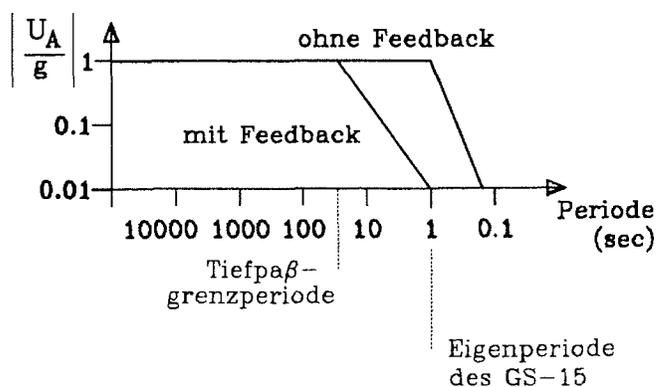


Abb. 5.1 : Frequenzgang des GS-15-Gravimeters mit und ohne Feedback,
 ----- U_A = ungefilterter Wegaufnehmerausgang, g = Bodenbeschleunigung.

Durch den Feedback wird wiederum eine Art Gleichrichtung hochfrequenter Störungen bewirkt, denn die Spulen, durch die der Rückkopplungsstrom fließt, erwärmen sich. Aus dieser Erwärmung folgt eine geringfügige Ausdehnung mechanischer Teile des Gerätes, was zu einer Positionsveränderung des Gehänges des Gravimeters führt. Dieser Effekt ist proportional der durch den Feedback in das Gravimeter zusätzlich eingespeisten Leistung. Bei kleiner Dünung ist die Auswirkung auf das Meßsignal zu vernachlässigen. Wird der Swell jedoch stärker, so schiebt die Rückkopplungselektronik bis zu $20 \text{ mA}_{\text{eff}}$ durch die Eichspule, was nach SCHULZE (1966) eine Hysterese bis zu 0.2 mgal bedeuten kann, so daß im Sommer das Gezeiten-

signal völlig in dem durch die Erwärmung des Meßsystems bewirkten langperiodischen Störungen untergehen kann. Zur Veranschaulichung zeigt Abb. 5.2 einen Ausschnitt aus der Gezeitenmeßkurve mit einem ungestörten Signal und einen Ausschnitt aus dem Sommer, wenn das Signal kaum zu gebrauchen ist.

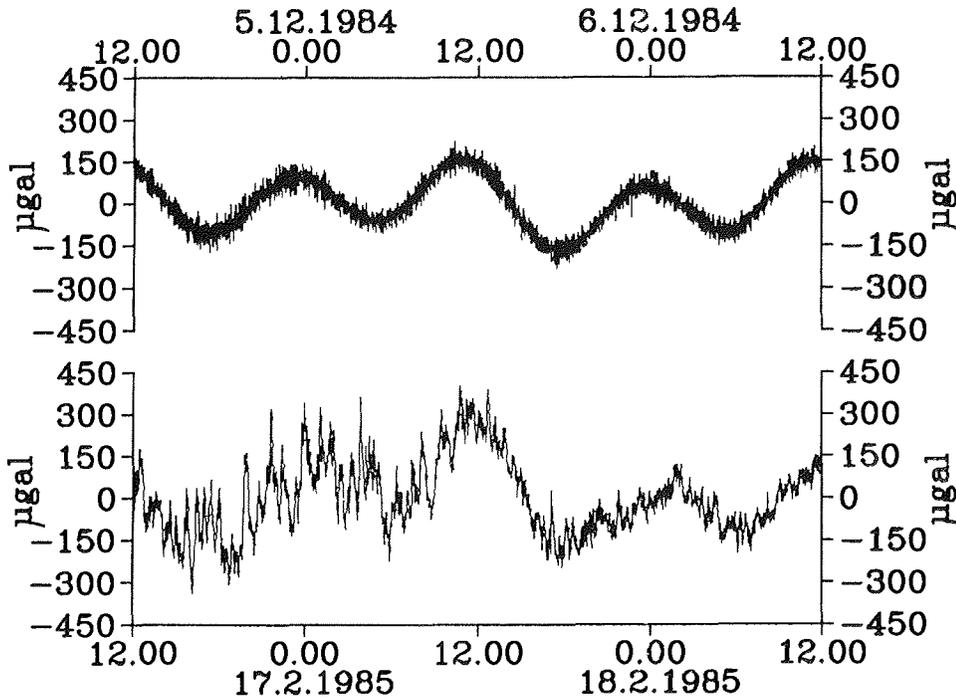


Abb. 5.2 : Zwei 48-stündige Ausschnitte aus der Gravimetermeßkurve.
----- Oben : ungestört, die Atka-Bucht ist noch vollständig mit Meereis bedeckt, unten : stark gestört, die Atka-Bucht ist überwiegend frei von Meereis. Bei den Kurven handelt es sich um aus den digital minütlich abgespeicherten Daten reproduzierte Analogschriebe.

In die Rückkopplungselektronik wurde zudem noch eine Eichvorrichtung eingebaut. Bei Bedarf kann dem Strom, der für den Feedback nötig ist, ein Eichstrom überlagert werden, um einen Eichfaktor für die Umrechnung der Ausgangsspannung des Gravimeters in einen Schwerewert zu erhalten. Die Genauigkeit des Eichstroms beträgt etwa $\pm 0.1\%$ (LIPPMANN, pers. Mitteilung, 1984).

5.1.2. Das LaCoste-Romberg-Gravimeter

Zur Wirkungsweise dieser Geräte sei auch auf die in Kapitel 2.2 angegebene Literatur verwiesen. LaCoste-Romberg-Gravimeter wurden nur zeitweise eingesetzt, es gibt welche mit und ohne Feedback. Da auch diese Geräte bei starker Dünung übersteuert werden, können sie ohne Feedback nur an Orten benutzt werden, die weiter von der Schelfeiskante entfernt liegen, wo der Einfluß der Dünung kleiner wird. Über Erfahrungen hiermit auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis berichteten schon ECKSTALLER und MILLER (1984). Zum Eichen der Geräte wurde der jeweils einer Spindelumdrehung entsprechende Wert der Signalspannung gemessen, pro Spindelumdrehung gibt der Hersteller (LACOSTE und ROMBERG, 1984) einen Schwerewert an.

5.2. Die Neigungsmeßgeräte

5.2.1. Die Einkomponentengeräte

Zur Erfassung der Kippbewegungen des Schelfeises wurden während der Überwinterung 1984 an GvN zwei Neigungsmeßgeräte (Tiltmeter) gebaut. Die Geräte sind als Dreiplattenkondensatoren aufgebaut. Das Prinzip der beiden, im wesentlichen identischen Tiltmeter ist folgendes: zwei Platten aus Aluminium sind auf eine mit drei Schraubfüßchen horizontierbare Glasplatte fest aufgeklebt. Die mittlere Platte ist zwischen den beiden äußeren Platten bifilar frei beweglich aufgehängt. Ihre Auslenkung aus der Ruhelage ist der Neigung des Schelfeises proportional. Die Masse der beweglichen Platte beträgt etwa 20 Gramm. Die Glasplatte ist 8 mal 12 cm groß, die festen Platten sind 6 cm hoch, die Spaltbreite zwischen der Mittelplatte und einer Außenplatte beträgt ungefähr 0.5 mm. Als Eigenperiode wurden etwa 0.2 Sekunden ermittelt. Sämtliche mechanische Verbindungen wurden geklebt, die Elektronik wurde mit den an der Station vorhandenen Standardbauteilen aufgebaut. Die Abb. 5.3 zeigt eine Skizze der Mechanik dieser Tiltmeter.

Nach dem Prinzip des kapazitiven Wegaufnehmers wird an die beiden äußeren Platten eine gegenphasige Wechselspannung mit einer Frequenz von etwa 5 kHz gelegt. Das Meßsignal wird an der Mittelplatte abgegriffen und vorverstärkt. Dann wird es einem phasempfindlichen Gleichrichter zuge-

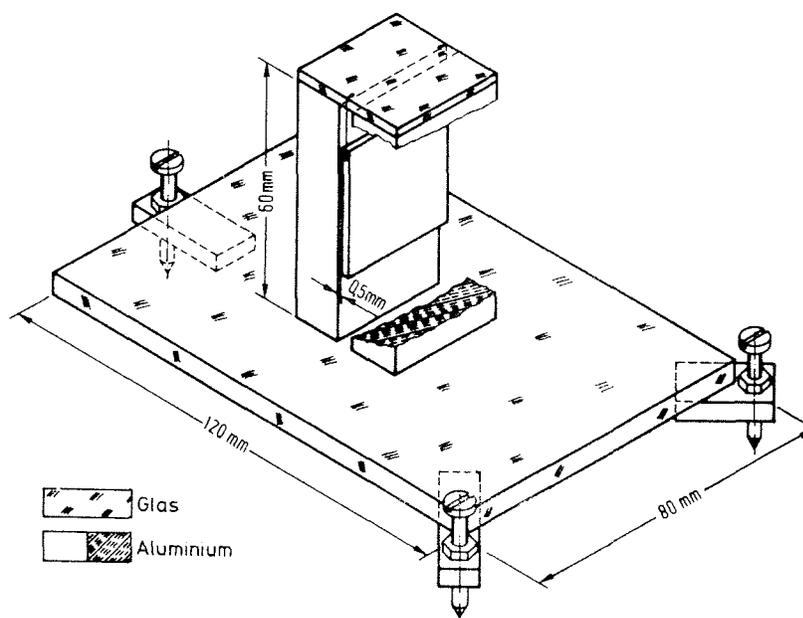


Abb. 5.3 : Skizze eines Einkomponententiltmeters

führt und tiefpaßgefiltert. Das Tiefpaßfilter mit einer Grenzperiode von etwa 255 Sekunden ist abschaltbar, um das Justieren der Geräte zu erleichtern. Mit Hilfe von zwei Leuchtdioden an der Versorgungselektronik, die bei exakter Horizontierung beide erloschen sind, wird die Justierung erreicht. Trotz des einfachen Aufbaus liegt die Auflösung dieser Geräte bei etwa 2 msec, die maximale Aussteuerbarkeit beträgt ca. ± 50 Bogenminuten, was einem Dynamikumfang von etwa 100 dB entspricht. Ein Blockschaltbild dieser Tiltmeter zeigt die Abb. 5.4.

Mittels eines Hebelsystems können die Geräte geeicht werden. Damit lassen sich Neigungen, die einer Anhebung von etwa $10 \mu\text{m}$ einer Seite des Tiltmeters entsprechen, reproduzierbar vornehmen. Mit Kenntnis der Geometrie der Geräte lassen sich daraus Neigungsänderungen berechnen und somit ein Eichwert bestimmen. Die Genauigkeit eines Eichwertes ist besser als $\pm 2\%$. Die Abb. 5.5 zeigt einen Ausschnitt aus Vergleichsmessungen mit diesen beiden Tiltmetern am gleichen Ort und zur gleichen Zeit. Nach geeigneter Reduzierung der Gerätedrift durch Einsinken in den

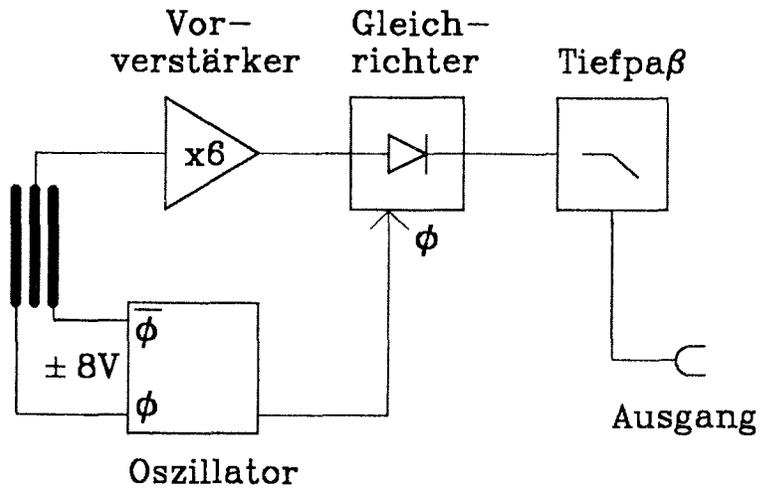


Abb. 5.4 : Blockschaltbild eines Einkomponententiltmeters

Boden und Anbringung der entsprechenden Eichwerte sind die beiden Meßkurven nahezu gleich. Das Rauschen in der Meßkurve ist der nach der Filterung übrig gebliebene Rest der Dünung, beide Kurven zeigen identische Charakteristiken. Die mittlere Kurve ist die Differenz beider Signale, die darin noch zu erkennenden Spitzen sind dem Einfluß des Menschen zuzuschreiben. Um sie von den beiden anderen Kurven zu trennen, ist die Differenzkurve um 1.5" nach unten verschoben worden. Die Gezeiten sind nicht in beiden Kurven gleich gut zu erkennen, es handelt sich bei diesem Abschnitt aber auch gerade um den Zeitpunkt der Nipptide.

5.2.2. Die Zweikomponentengeräte

Die im vorgehenden Abschnitt beschriebenen Tiltmeter haben den entscheidenden Nachteil, daß sie nur jeweils eine Komponente der Neigung messen können. Um sinnvolle Aussagen über die Richtung der Kippbewegung der Schelfeisplatte machen zu können, benötigt man zwei orthogonal zueinander angeordnete Geräte. Deshalb wurden 1986 sieben Zweikomponententiltmeter gebaut. Bei diesen Geräten sind auf einer Grundplatte mit den Maßen 15 mal 15 cm zwei senkrecht zueinander angeordnete Dreiplattenkondensatoren

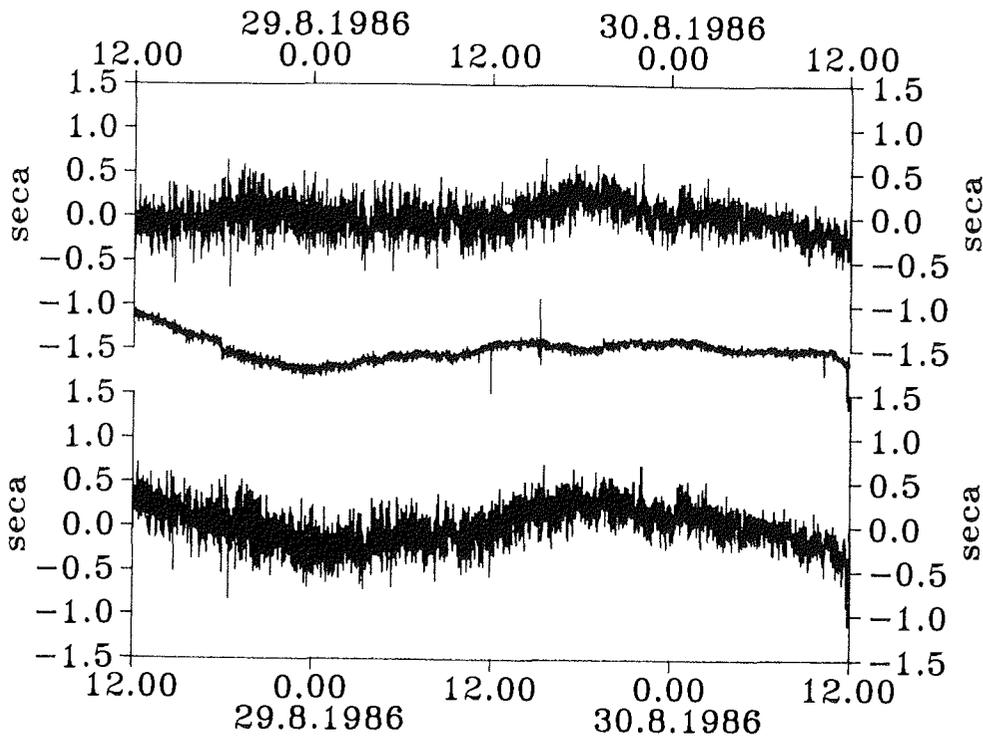


Abb. 5.5 : Der Vergleich zweier Ausschnitte aus den Meßreihen beider Tiltmeter im (oben) und am (unten) Observatorium zeigt sehr gute Übereinstimmung im hochfrequenten Bereich und recht gute im Gezeitenperiodenbereich. In der Mitte ist die Differenzkurve, um 1.5" verschoben, dargestellt. Zur Zeit dieses Ausschnitts herrschte Nipptide.

aufgeklebt. Die festen Platten sind im Gegensatz zum Einkomponententiltmeter nur etwa 3 cm hoch. Damit reduziert sich zwar die Auflösung im Vergleich zu den anderen Tiltmetern auf etwa 0.1", sie werden dennoch den Anforderungen auf dem Schelfeis z.T. gerecht. Die Zweikomponententiltmeter haben eine integrierte Eichvorrichtung. Die Horizontierschrauben sind jeweils über eine Blattfeder mit einem Hebelarm verbunden, am Ende sind Justierschrauben mit einer Untersetzung von etwa 1:20 zu den Horizontierschrauben angebracht. Über die Geometrie der Geräte lassen sich somit die Eichfaktoren bestimmen. Die Mittelplatten sind an einer Klemmvorrichtung befestigt. Dies hat den Vorteil, daß sie leicht ein- und

ausgebaut werden können. Die Elektronik der Zweikomponententiltmeter ist praktisch identisch zu der der Einkomponentengeräte. Die Abb. 5.6 zeigt eine Skizze eines solchen Zweikomponententiltmeters als Draufsicht.

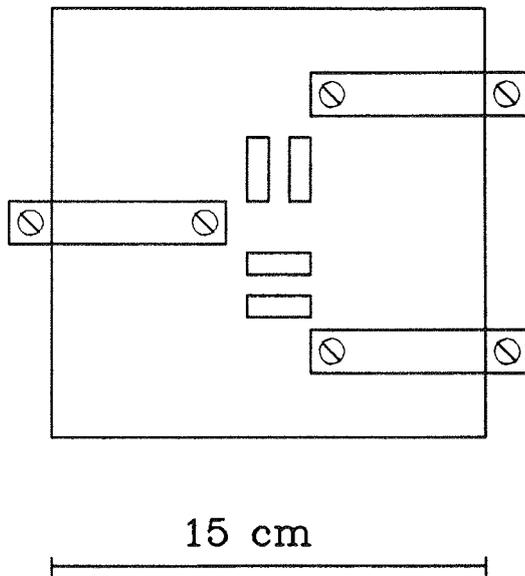


Abb. 5.6 : Skizze (Draufsicht) eines Zweikomponententiltmeters. Die inneren Schrauben (Feinstellschrauben) gehen durch ein Loch in der Glasplatte hindurch, die Plättchen mit den Schrauben sind zusammen mit einer Blattfeder an die Glasplatte angeklebt. Die einhängbaren Mittelplättchen sind nicht mit eingezeichnet.

5.3. Das Strainmeter

Aufgrund der Deformation des Eises durch die Gezeitenkräfte ändert sich der Abstand zwischen zwei Punkten periodisch. Eine Skizze eines Anfang 1985 selbstgebauten Strainmeters zeigt die Abb. 5.7, das Bauprinzip wurde MELCHIOR (1982) entnommen. Zwei große, flache Aluminiumplatten wurden möglichst tief in den Schnee gerammt. Dazwischen wurde ein 1.15 m langer vorgedehnter Invardraht eingespannt. Invar ist eine Eisen-Nickel-Mangan-Legierung (NEUMÜLLER, 1983). KOHLRAUSCH (1962) gibt für Invar den geringen linearen Temperaturendeckungskoeffizienten von nur etwa $1.5 \cdot 10^{-6}$ pro °C an. In der Mitte des Drahtes hängt ein Gewicht herunter.

Unterhalb des Gewichts ist eine kleine Kupferplatte waagrecht angebracht. Durch einen Schlitz wird diese in zwei waagrecht auf eine Glasplatte aufgeklebte Kondensatorplatten eingeführt. Die beiden äußeren Kondensatorplatten sind durch nichtleitende Distanzstückchen getrennt. Die Glasplatte steht horizontierbar auf dem Boden. Das Meßprinzip ist somit identisch dem der Tiltmeter, nur daß der Dreiplattenkondensator um 90 Grad gekippt ist. Durch die Gezeitenkräfte ändert sich der Abstand der im Schnee verankerten Platten, das Gewicht in der Mitte wird deshalb periodisch auf und ab bewegt. An der daran befestigten Mittelplatte des Dreiplattenkondensators wird das Meßsignal abgegriffen.

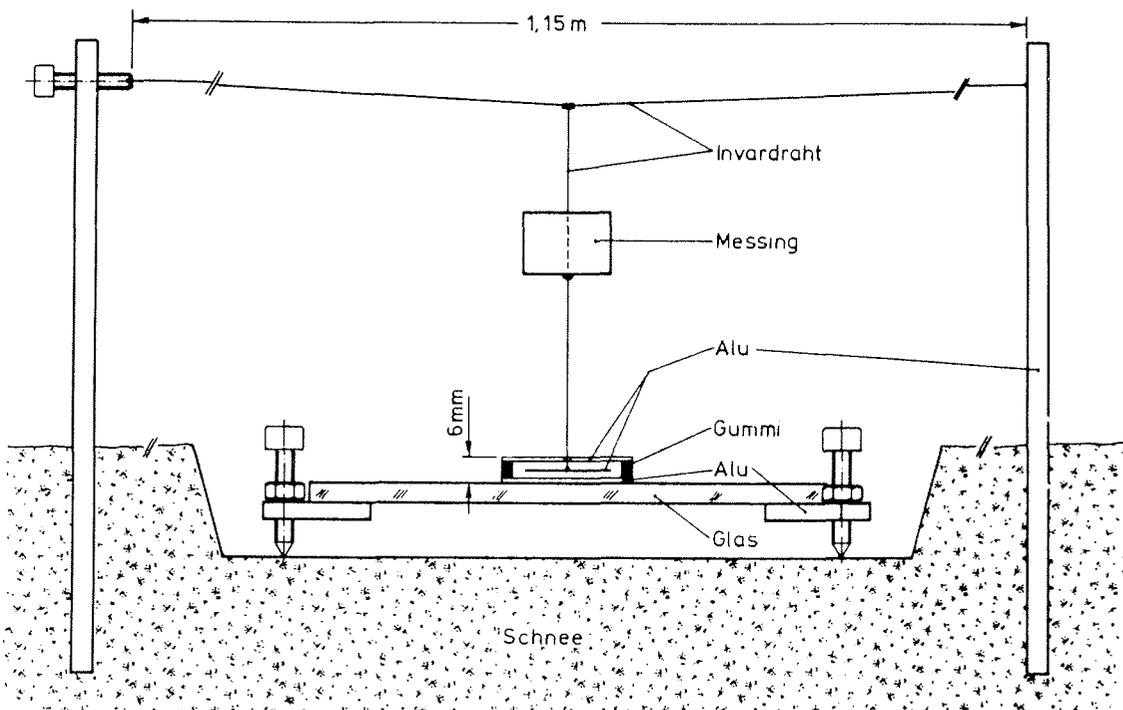


Abb. 5.7 : Skizze des Strainmeters

Während bei den Tiltmetern die Eichung vor der Aufstellung im Schnee bei Bedarf auf einem festen Untergrund vorgenommen werden kann, ist dies beim Strainmeter nicht möglich. Der Draht ist an der einen Stütze an einer Schraube befestigt. An der Schraube ist eine Gradskala angebracht, mit deren Hilfe man Bruchteile von Schraubenumdrehungen vornehmen kann. Aus der bekannten Steigung der Schraube und der dadurch bewirkten Änderung der Ausgangsspannung läßt sich ein Eichwert ermitteln. Jede Nachjustierung des Gerätes kann als Eichung benutzt werden, aber jede Berührung kann das Strainmeter sehr nachteilig stören, deshalb sind die Eichungen nicht sehr zuverlässig. Das Medium Schnee ist äußerst ungeeignet zum Aufbau eines Strainmeters, weil die Stützen niemals fest genug verankert werden können. Das ständige Nachgeben der Stützen auf die vom Draht auf sie ausgeübte Kraft führt zu einer starken Gerätedrift. Ferner führt eine Alterung des Drahtes zu einer Drift in die gleiche Richtung.

6. Meßpunkte und -zeiträume der Gravimeter, Tiltmeter und Strainmeter

Die Einsatzzeiten der Geräte gliedern sich in drei Gruppen, nämlich Langzeiteinsätze im geophysikalischen Observatorium, jeweils kürzere Meßzeiträume mit einem Einkomponententiltmeter nacheinander im Nahbereich von GvN und die Messungen während der Sommerkampagne 1986/87. Außerdem wird in diesem Kapitel darüber berichtet, wie die Daten im Observatorium und im Gelände erfaßt wurden. Verbesserungsvorschläge für künftige Expeditionen schließen sich an.

6.1. Messungen im Observatorium

Im seismischen Container steht ein schwerer Eichentisch, dessen Beine durch den Fußboden des Containers hindurchgehen und somit eine gute Ankopplung an den Untergrund haben (MILLER und ECKSTALLER, 1982). Auf diesem Tisch steht seit 1982 das Askania GS-15 Gravimeter. Die im Jahre 1982 erhaltenen Daten mit dem Gerät dienten überwiegend der Sammlung von Erfahrungen, ebenso werden die Daten von 1983 in dieser Arbeit nicht weiter diskutiert. Im Südsommer 1983/84 wurde das Gravimeter auf dem Filchner-Schelfeis eingesetzt (ECKSTALLER und MILLER, 1984). Zu Beginn der Überwinterung 1984 wurde es dann mit der im vorigen Kapitel beschriebenen Rückkopplungselektronik in Betrieb genommen. In dieser Arbeit werden die Zeitreihen vom 16. März 1984, 0 Uhr UT, bis zum 11. Februar 1985, 23 Uhr UT, also 333 Tage oder 7992 Stunden, sowie vom 19. Februar 1985, 0 Uhr UT, bis zum 25. Dezember 1986, 11 Uhr UT, also 674.5 Tage oder 16188 Stunden bearbeitet. Die Lücke im Februar 1985 entstand durch ein zu stark gestörtes Signal aufgrund des im letzten Kapitel geschilderten Einflusses der Meeresdünung. Im Sommer 1985/86 waren die Zeiträume fehlender Meereisbedeckung und damit starker Dünung kürzer und konnten interpoliert werden, so daß die Zeitreihe nicht unterbrochen wurde. Weihnachten 1986 wurde das Gravimeter für eine erneute Meßperiode auf dem Filchner-Schelfeis abgebaut, die aber wegen ungünstiger Eisbedingungen in der Weddell-See nicht stattfinden konnte. Das Gerät wurde im Februar 1987 wieder auf den Eichentisch im Observatorium gestellt.

Nach einigen Testmessungen wurde das erste selbstgebaute Einkomponententiltmeter im Oktober 1984 im Observatorium installiert. Hinter dem seis-

mischen Container wurden drei Metallplättchen in der Schnee eingeschmolzen. In diese Plättchen sind Vertiefungen für die Horizontierschrauben des Tiltmeters eingelassen, um das Gerät vor dem Verrutschen zu sichern. Über das Pendel wurde eine abgeschnittene Glasflasche gestülpt, um es vor etwaiger Zugluft zu schützen. Die Orientierung des Tiltmeters geschah mit einem einfachen Handkompaß, indem über eine Kante der Glasplatte gepeilt wurde. Damit ist die Orientierung natürlich nur so genau, wie man sie auf dem Kompaß ablesen kann, so etwa $\pm 2^\circ$. Aufgrund der Setzungerscheinungen der Observatoriumshöhle, worüber schon in Kapitel 4.2 berichtet wurde, gibt es eine starke Gerätedrift durch die Verformung der Höhle. Diese Drift ist minimal in der gewählten Orientierung von etwa 11° gegen geographisch Nord. Somit mißt das Tiltmeter in etwa die Nord-Süd-Neigungen des Schelfeises. In dieser Arbeit wird eine Zeitreihe vom 16. Oktober 1984, 0 Uhr UT, bis zum 1. Januar 1987, 23 Uhr UT, also 808 Tage oder 19392 Stunden, bearbeitet. Das Einkomponententiltmeter registrierte im Observatorium noch etwas länger, bis zum 20. Februar 1987, bevor es durch ein Zweikomponententiltmeter ersetzt wurde.

Über den Aufbau des Strainmeters, das gleich neben dem Tiltmeter seinen Platz fand, wurde schon im Abschnitt 5.3 berichtet. Die Orientierung des Strainmeters ist etwa 10° gegen geographisch Nord, es mißt also etwa den Nord-Süd-Strain. Obwohl es schon im Januar 1985 aufgebaut wurde, liefert es erst seit März 1986 auswertbare Ergebnisse. In dieser Arbeit wird eine Zeitreihe vom 1. März 1986, 0 Uhr UT, bis zum 31. Dezember 1986, 23 Uhr UT, also 306 Tage oder 7344 Stunden, bearbeitet.

6.2. Datenerfassung im Observatorium

Die Daten vom Gravimeter, Tiltmeter, Strainmeter, die der Magnetik sowie Temperatur und Luftdruck werden von einem Prozeßrechner PDP-11 mit einem Real Time Betriebssystem digital aufgezeichnet. Das Rechnersystem besteht aus dem Rechner selbst, einem Doppelfloppylaufwerk und einer Konsole (Drucker). Ein Parallelinterface und ein 16-kanaliger AD-Wandler mit 16 bit Auflösung führen dem Rechner die Meßdaten zu. Bei Bedarf (BRODSCHOLL, 1987) stehen noch eine programmierbare Uhr und ein Koppungsinterface, das über ein Kabel mit dem Rechner im Laboratorium von GvN kommunizieren kann, zur Verfügung.

Die Daten werden einmal pro Minute abgefragt und auf einer Diskette abgespeichert. Von einer externen Quarzuhr, die ausreichend genau geht und bei Bedarf mit einer Master Clock nachgezogen werden kann, kommt der Minutenimpuls. Mit diesem Impuls wird ein Protonenmagnetometer getriggert und nach Übergabe der Magnetometerdaten über das Parallelinterface an den Rechner werden die an dem AD-Wandler anliegenden Daten der anderen Meßgeräte übernommen. Der Ablauf wird von einem Fortran-Programm mit Assembler-Unterroutinen gesteuert, zwischen der abgeschlossenen Übergabe der Daten und dem nächsten Minutenimpuls steht das Programm in einer Warteschleife. Auf der Konsole werden zur Kontrolle stündlich die Stundenmittelwerte aller Daten sowie Uhrzeit und Datum ausgedruckt. Ohne die Datensammlung zu unterbrechen, können die momentanen Meßwerte abgefragt werden oder die Diskette gewechselt werden. Auf dem Rechner gleicher Bauart in der Station können die Daten wieder abgespielt und weiterverarbeitet werden bzw. auf Magnetband abgespeichert werden. Tägliche Kontrolle des Observatoriums soll die Kontinuität der Datensammlung sichern. Zur weiteren Sicherheit werden die Meßdaten auf den beiden Vierkanalschreibern im seismischen Container analog erfaßt.

6.3. Messungen in der näheren Umgebung von GvN

Von 1984 bis 1987 wurde das zweite Einkomponententiltmeter an mehreren Orten im Nahbereich der Station eingesetzt. Um das Tiltmeter vor Umwelteinflüssen zu schützen, wurde es in ein etwa eineinhalb bis zwei Meter tiefes Loch gestellt. Hierin wurde es genauso aufgebaut wie das andere Tiltmeter im Observatorium. Das Loch wurde mit einer Sperrholzplatte zugedeckt, die dann zum Schutz gegen die Sonnenstrahlung mit Schnee zugeschaufelt wurde. Das Meßsignal wurde per Telemetrie in die Station übermittelt, wo es sowohl digital auf einer weiteren PDP-11-Anlage sowie analog auf einem Zweikanalschreiber aufgezeichnet wurde. Die Stromversorgung von Sender und Tiltmeter übernahmen große Akkus, die im Sommer durch Sonnenkollektoren gepuffert wurden. Die Abb. 6.1 zeigt die Einsatzorte des Tiltmeters, Tabelle 6.1 ist eine chronologische Auflistung, wann und wo und wie lange registriert wurde. Die Bezifferung der Punkte mit T1 bis T7 ist eine rein zeitlich zu sehende Abfolge. Die Koordinaten der Meßpunkte wurden während der einzelnen Meßzeiträume mit Hilfe eines Magnavox-Empfängers gewonnen.

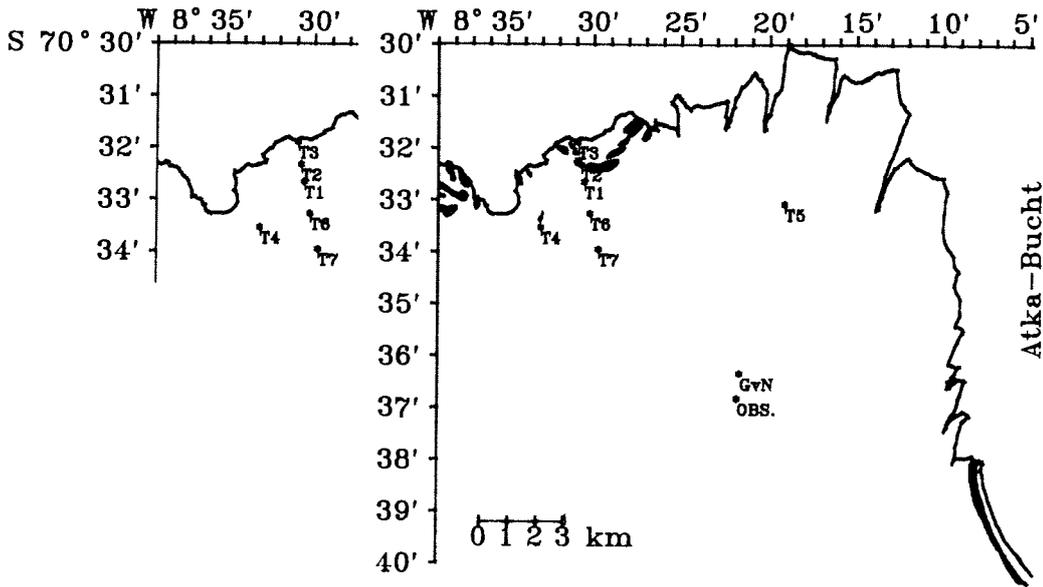


Abb. 6.1 : Lage der Meßpunkte, an denen mit den Einkomponententiltmetern
----- gemessen wurde. Zur besseren Übersicht wurden in dem Aus-
schnitt links oben wieder die "ice rumples" weggelassen.

| Meßpunkt | Orientierung | Messung von - bis | Tage | Stunden |
|----------|--------------|---------------------------|------|---------|
| GvN | NS | 06.11.84,00 - 29.11.84,11 | 23.5 | 564 |
| T1 | NS | 01.12.84,00 - 06.01.85,23 | 37 | 888 |
| T1 | EW | 08.01.85,00 - 13.01.85,11 | 5.5 | 132 |
| T2 | NS | 17.01.85,00 - 16.02.85,23 | 31 | 744 |
| T3 | NS | 08.03.85,00 - 09.04.85,23 | 33 | 792 |
| T4 | NS | 04.02.86,00 - 26.02.86,23 | 23 | 552 |
| T5 | NS | 01.04.86,12 - 04.05.86,11 | 33 | 792 |
| T5 | EW | 19.05.86,00 - 19.06.86,11 | 31.5 | 756 |
| Obs. | NS | 25.07.86,00 - 31.08.86,23 | 38 | 912 |
| T6 | NS | 15.10.86,00 - 08.12.86,11 | 54.5 | 1308 |
| T7 | NS | 16.12.86,00 - 07.01.87,11 | 22.5 | 540 |

Tabelle 6.1 : Einsatzorte und -zeiten eines Einkomponententiltmeters
===== im Nahbereich der Georg-von-Neumayer-Station.

Am Meßpunkt T2, der identisch ist mit dem Punkt 6006/1 in Abb. 4.3, wurde für die kurze Zeit vom 31. Dezember 1986, 0 Uhr UT, bis zum 4. Januar 1987, 11 Uhr UT, also 4.5 Tage oder 108 Stunden lang, ein LaCoste-Romberg-Gravimeter betrieben. Obwohl dieser Meßpunkt sehr nahe am Meer liegt, ist die Störung durch die Dünung minimal, weil an diesem Ort das Schelfeis auf dem Meeresboden aufliegt.

6.4. Messungen während der Sommerkampagne 1986/87

Während einer etwa fünf Wochen lang dauernden Meßkampagne, die im Januar/Februar 1987 über das gesamte Ekström-Schelfeis führte, wurde versucht, auf einem Nord-Süd- und auf einem Ost-West-Profil möglichst lange Meßreihen mit fünf LaCoste-Romberg-Gravimetern und sieben Zweikomponententiltmetern zu erhalten. Die Abb. 6.2 zeigt die Lokationen, an denen die Meßgeräte aufgestellt wurden, ein nicht in dieser Karte eingezeichneter weiterer Meßpunkt liegt etwa 220 km südlich GvN auf dem Inlandeis des Ritscher-Hochlandes. Die Punktbezeichnungen bedeuten gleichzeitig Kilometerentfernungen von GvN, das Querprofil bei km 50 erhielt zusätzliche Zahlen. Die Kilometerangaben sind nicht Luftlinie, sondern entlang der nicht immer geraden Trasse zu verstehen. Die Koordinaten der Meßpunkte wurden von gleichzeitig auf dem Ekström-Schelfeis arbeitenden Geodäten ermittelt (HINZE, pers. Mitteilung, 1987). Einen chronologischen Überblick über den Verlauf der Expedition geben KOBARG und TONN (1988). Die Abb. 6.3 zeigt, von welchen Meßpunkten verwertbare Daten erhalten wurden. Mit aufgenommen in diese Abbildung ist das Observatorium sowie der Meßpunkt T7 mit dem Einkomponententiltmeter. Datenausfälle gibt es aufgrund mangelnder Stromversorgung oder sonstiger technischer Schwierigkeiten. Daß die Meßreihen der Gravimeter oftmals kürzer sind als die der Tiltmeter liegt daran, daß das Gravimeter aufgrund seines Gewichtes ungleichmäßig in den Schnee einsinkt und damit aus der Horizontallage kippt. Dadurch kann der Wegaufnehmer oder der Massebalken im Gravimeter an den physikalischen Anschlag geraten, wovon er von alleine nicht wieder loskommt.

Jeder Meßpunkt war mit einem Zweikomponententiltmeter, einem Gravimeter soweit vorhanden, einem Datenerfassungsrechner, Akkus zur Stromversorgung sowie Sonnenkollektoren zur Pufferung bestückt. Der größte Stromverbrau-

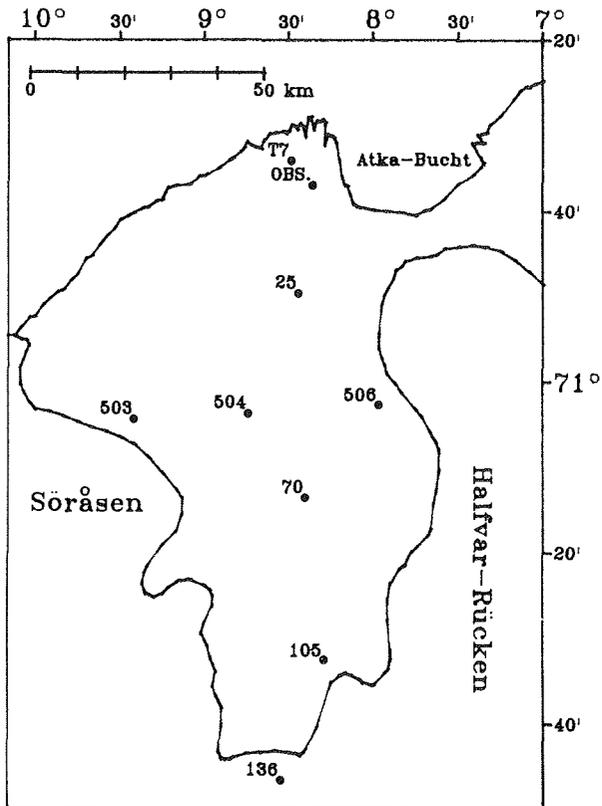


Abb. 6.2 :

Lage der Meßpunkte, an denen mit Gravimetern und/oder Tiltmetern im Januar/Februar 1987 gemessen wurde.

cher war die Gravimeterheizung. Um diesen Verbrauch etwas zu reduzieren, wurden über die Gravimeter Schutzmäntel aus 5 cm dickem Styropor gestülpt. Es wurden zwei parallel geschaltete 65-Ah-Akkus mit 12 VDC Ausgangsspannung benutzt. Die Sonnenkollektoren lieferten bei besten Bedingungen einen Ladestrom von etwa 2 A. Ein Laderegler sorgte dafür, daß die Akkus nicht überladen werden konnten.

6.5. Datenerfassung im Gelände

An den Meßpunkten 25, 504, 70, 105, 136 und 222 kamen zur Datenerfassung insgesamt vier Hand-Held-Computer Epson PX-4 zum Einsatz. Diese Kleinrechner haben einen Z-80 kompatiblen CMOS-Prozessor mit CP/M-Betriebssystem. Zusammen mit einer externen RAM-Disk steht ein Speicherbereich von 128 kByte zur Verfügung. Ein LCD-Klapp-Display mit 8 Zeilen zu je 40

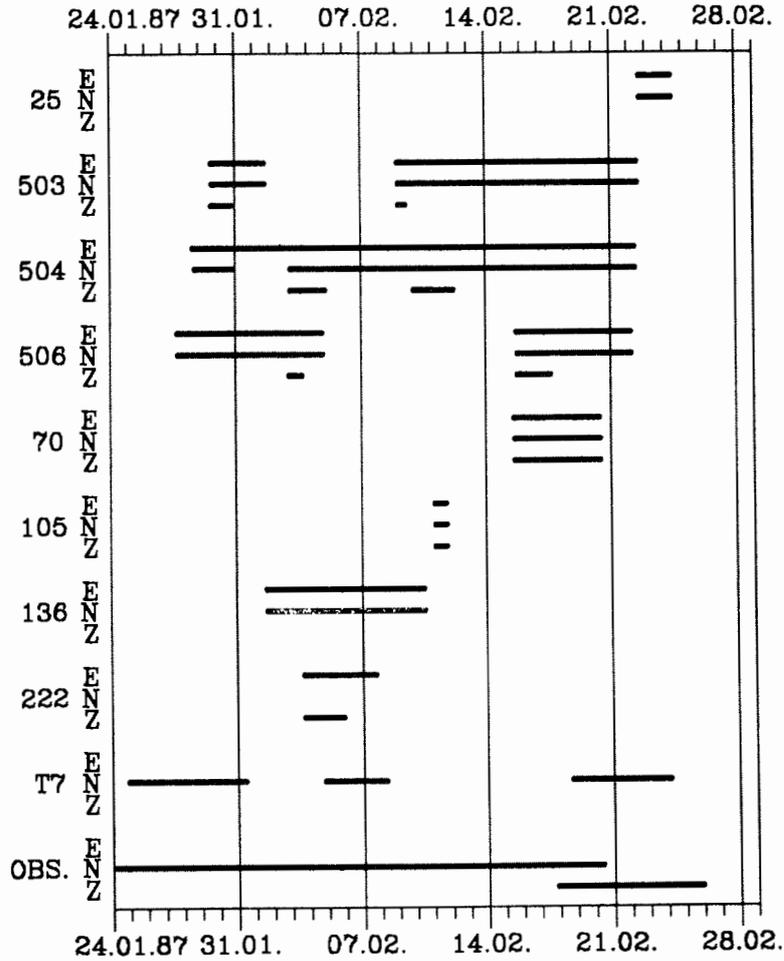


Abb. 6.3 : Überblick, von welchem Meßpunkt und welcher Komponente Zeitreihen vorliegen.

Zeichen und eine Alphatastatur mit 58 Tasten ermöglichen eine bequeme Bedienung. Als Steckmodul wurde ein digitales Multimeter angeschlossen. Eine serielle Schnittstelle ermöglichte den Anschluß eines kleinen Floppylaufwerkes, womit auf 3.5"-Disketten die Daten aus der RAM-Disk gesichert werden konnten. Über eine RS-232-C-Schnittstelle können die Daten auf einen anderen Rechner, in diesem Fall auf die PDP-11 der Station, überspielt werden oder der PX-4 kann als Terminal für die weiter unten

erwähnten Elsa-Rechner verwendet werden. Die Stromversorgung geschieht über einen wiederaufladbaren Akku oder, falls vorhanden, per Netz über AC-Adapter. Die Funktion des Rechners, der im Gelände in einer mit Styropor ausgeschlagenen Kiste stand, wurde durch die in der Antarktis herrschenden Temperaturen nicht beeinträchtigt. Nur das LCD-Display wurde bei Kälte etwas träge und mußte bei Bedarf mit der Hand angewärmt werden.

Eine selbstgebaute Elektronik übernahm folgende Funktionen : Die Versorgungsspannungen von 6 VDC für den Epson-Rechner, ± 1.5 VDC für das Digitalmultimeter und ± 8 VDC für das Zweikomponententiltmeter wurden über Festspannungsregler aus den Akkus gewonnen. Ein Multiplexer sorgte dafür, daß die Daten vom Gravimeter und vom Tiltmeter nacheinander dem Multimeter zugeführt wurden. Ein programmierbarer Verstärker ermöglichte die Einstellung verschiedener Verstärkerstufen. Eine Centronics-Schnittstelle, an die sonst ein Drucker angeschlossen werden kann, diente zur Kommunikation mit dem Epson PX-4. Die Abb. 6.4 ist ein Blockschaltbild einer Gezeitenmeßstation.

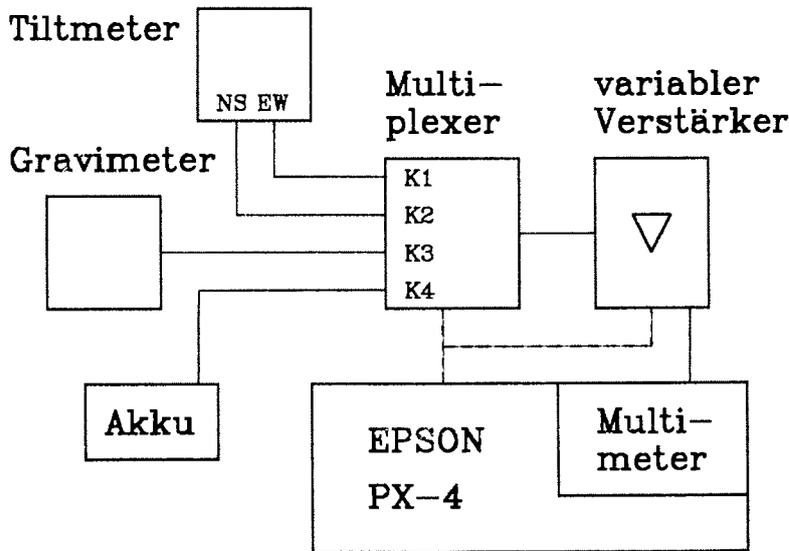


Abb. 6.4 : Blockschaltbild einer Gezeitenmeßstation mit Epson PX-4. Ein-
----- gezeichnet sind nur Datenleitungen und Steuerleitungen (ge-
strichelt), aber keine Stromversorgungen.

Ein Basic-Programm steuerte die Sammlung und Speicherung der Meßdaten. Die interne Uhr des Epson PX-4, die den Genauigkeitsansprüchen für diese Zwecke sehr gut entsprach, gab alle zehn Sekunden einen Impuls, um die Meßdaten abzufragen. Über die parallele Druckerschnittstelle wurde in der Meßschleife die entsprechende Information an den externen Multiplexer übergeben, um den richtigen Kanal anzusprechen. Ebenso liefen über diese Schnittstelle Informationen über die bei Programmstart festgelegte Verstärkungen an die externe Elektronik. Vom Programm wurden die Meßdaten vom Multimeter übernommen. Nach Ablauf einer Stunde wurde von den 360 Meßdaten jedes Kanals der Mittelwert gebildet und auf der RAM-Disk abgespeichert. Dadurch, daß nur Stundenmittelwerte abgespeichert wurden, war sichergestellt, daß die Kapazität der RAM-Disk mehrere Wochen lang ausreichte. Es wurde immer der Reihe nach zunächst die Ost-West-Komponente des Tiltmeters, dann die Nord-Süd-Komponente und dann das Gravimeter-signal abgefragt. Auf einem vierten Kanal wurde zur Kontrolle die aus technischen Gründen halbierte Versorgungsspannung abgespeichert. Die nötigen Daten zur Zuordnung der Meßwerte wie Meßpunktnummer, Start- und Endzeit und -datum sowie die Verstärkungsfaktoren wurden in eine Kopf-datei geschrieben.

Ein erst nach Beendigung der Meßkampagne bemerkter Umstand muß an dieser Stelle erwähnt werden. Bei der Programmentwicklung wurde darauf geachtet, daß zwischen der Übernahme der vier Meßdaten nacheinander Zeit genug bestand, damit sich das Multimeter auf den neuen Wert einstellen konnte. So dauerte der Meßzyklus etwa sechs bis sieben Sekunden, also Zeit genug bis zur nächsten Zehnersekunde. Bei der Auswertung der Daten wurde festgestellt, daß die Versorgungsspannung oftmals niedriger war, als sie bei Kontrollen während der Meßkampagne mit einem anderen Spannungsmeßgerät gemessen wurde. Bei der systematischen Suche nach den Gründen dafür wurde entdeckt, daß sich an dem Multimeter der PX-4 ein Schalter befindet, der auf 50 oder 60 Hz einstellbar ist. Dieser Schalter stand nur an dem Rechner auf 50 Hz, an dem das Programm entwickelt wurde. (Dieser Rechner war ausgerechnet am Punkt 105 im Einsatz, wo aus anderen Gründen nur eine sehr kurze Zeitreihe gewonnen wurde.) Nach Angaben des Herstellers hat das Multimeter bei der 50-Hz-Schalterstellung eine Samplingrate von ca. 5 mal pro Sekunde, dagegen bei der 60-Hz-Stellung von ca. 4 mal pro Sekunde. Aus diesem Grunde schafft das Digitalmultimeter es nicht immer,

sich vollständig auf den nächsten Meßwert einzustellen, bevor er übergeben wird. Systematische Untersuchungen mit Testsignalen ergaben, daß bei den Kanälen 2 bis 4 in 3 - 5 % aller Fälle der gemessene Wert kleiner ist als der wirkliche, wenn der Unterschied der Signale mehrere Volt beträgt. Der Kanal 1 ist immer richtig, es gibt auch keine Fehlmessungen, wenn die Testsignale an allen Kanälen identisch sind oder wenn die Zeit zwischen der Abfrage der Kanäle verdoppelt wird. Bei den Tests machte es keinen Unterschied, ob sie bei Zimmertemperatur, in der Kältekammer bei $-13\text{ }^{\circ}\text{C}$ oder außerhalb der Stadt ohne den möglicherweise störenden Einfluß der 50-Hz-Netzfrequenz durchgeführt wurden. Die Meßdaten aus der Antarktis sind trotzdem zu einem gewissen Grade verläßlich, weil die Meßgeräte natürlich so aufgestellt wurden, daß sie zunächst Null Volt Signalspannung lieferten. Damit bestehen anfangs nur geringe Unterschiede in der Größe der Meßsignale, die dann aber größer werden können, wenn die Geräte in verschiedene Richtungen driften. Hierauf wird bei der Auswertung der Daten in Kapitel 8.4 noch zurückgekommen.

An den Meßpunkten 503 und 506 kamen Datenerfassungsgeräte der Firma Elsa zur Anwendung. Einer der beiden Rechner wurde vom Geophysikalischen Observatorium Fürstenfeldbruck zur Verfügung gestellt. Es handelt sich hierbei um mobile Datenerfassungssysteme mit CMOS-Halbleiterspeicher, zusammensteckbar aus CPU mit CP/M-Betriebssystem, Memory, RAM-Disk, Floppy-Controller sowie einem 12-bit Mehrkanal-AD-Wandler, betreibbar mit 12 VDC. Zur Bedienung kann ein beliebiges Terminal angeschlossen werden, hier wurde ein Epson PX-4 genommen, der nach Starten des Datenerfassungsprogramms zum nächsten Meßpunkt mitgenommen werden konnte. Bei Bedarf konnte ein Floppylaufwerk zur Datensicherung angeschlossen werden. Ein Programm in Turbo-Pascal, das ursprünglich für die Erfassung von magnetotellurischen Meßdaten geschrieben wurde (LIEBIG, 1986), wurde für die Steuerung der Meßdatenaufnahme etwas modifiziert (BEBLO und LIEBIG, pers. Mitteilung, 1986). Die maximal mögliche Abtastrate beträgt eine Sekunde, hier wurde als Abtastrate zwei Minuten gewählt, um sicher zu gehen, daß es möglich wurde, zum Meßpunkt zurückzukehren und die Daten auf eine 3.5"-Diskette zu überspielen, bevor die RAM-Disk voll war. Nach Beendigung der Messungen wurde aber festgestellt, daß an dem Rechner am Meßpunkt 506 der AD-Wandler durch die Stromversorgungsplatine gestört wurde, die Meßwerte somit verfälscht sein können (LEIBING, pers. Mitteilung, 1988).

6.6. Konsequenzen aus den Erfahrungen

Im letzten Abschnitt sowie bei der Auswertung der Meßdaten im Kapitel 8.4 kommt zum Ausdruck, daß es doch einige Schwierigkeiten mit den Gezeitenmessungen während der Sommerkampagne 1986/87 gegeben hat. Deshalb sollen Verbesserungsvorschläge für künftige Feldexpeditionen mit ähnlicher Zielrichtung gegeben werden.

Obwohl die Auflösungsgenauigkeit der Zweikomponententiltmeter an den meisten Orten auf dem Schelfeis ausreichend ist, sind diese Geräte zu klein konzipiert. Eine Handhabung wird durch diese Dimensionen erschwert, weil sie nur ohne Handschuhe möglich ist. Die Aufhängefädchen sind an der Mittelplatte angelötet und sind dort oft abgerissen. Da die Aufhängefädchen nie exakt zentral angebracht werden konnten, hingen die Pendel nicht absolut parallel zwischen den Außenplatten. Das Anlöten im Feld mit einem 25-W-Lötkolben war sehr mühselig, so daß eine stabilere Befestigung an der Mittelplatte sinnvoll wäre. Die Grundplatten, auf denen die Horizontierfüße stehen, wurden in den Schnee eingeschmolzen, was sehr schwierig wurde, wenn der Untergrund vereist war. Die Verlegung der Kabel am Tiltmeter ist verbesserungsbedürftig, es mußte immer darauf geachtet werden, daß die Pendel durch die Zuleitungen nicht gestört wurden. Weiterhin muß darauf geachtet werden, daß ausschließlich kälteresistente Kabel benutzt werden, die bei tiefen Temperaturen nicht steif werden. Gegenüber den Einkomponententiltmetern wurde bei den Zweikomponentengeräten eine starke Temperaturabhängigkeit beobachtet, die sich in der Störung der ganztägigen Gezeiten bemerkbar machte. Zwar ergaben Messungen, daß der Tagesgang der Temperatur in dem Schneeloch nicht sehr wirksam ist, aber ein Einfluß der Lufttemperatur auf die Spannungsversorgung ist vorhanden. Hier muß in Zukunft Abhilfe geschaffen werden. Durch die Anordnung von zwei Pendeln auf einer Glasplatte ist zwar die Orthogonalität der Komponenten sichergestellt. Wegen des parallelen Verlaufes der Zuführungsdrähte in einem Kabel ist aber ein Übersprechen der beiden Kanäle möglich.

Während bei den Tiltmetern die Dynamik recht groß ist, um die durch Einsinken des Gerätes erzeugte Gerätedrift zu bewältigen, gibt es bei den LaCoste-Romberg-Gravimetern hiermit große Schwierigkeiten. Im Manual

(LACOSTE und ROMBERG, 1984) steht, daß durch leichtes Klopfen an das Gehäuse der Meßarm vom physikalischen Anschlag befreit werden soll. Das heißt, daß der Betreuer eines Gravimeters im Felde sehr oft oder ständig anwesend sein müßte, um das Gerät nachzuhorizontieren, um ein Driften an den Anschlag zu vermeiden. Oder das Gravimeter müßte so aufgestellt werden, daß es nicht oder nur minimal aus der Horizontallage geraten kann.

Eine ausreichende Stromversorgung muß garantiert sein. Durch Sonnenkollektoren gepufferte Akkus haben sich gut bewährt. Man sollte aber genau wissen, wieviel Strom benötigt wird, wobei die Gravimeterheizung am stärksten zu Buche schlägt. Durch die tiefen Temperaturen wird die Kapazität der Akkus auf etwa die Hälfte des Nennwertes reduziert. Ferner ist darauf zu achten, daß Steckverbindungen, die dem Wind ausgesetzt sind, sicher sind. Normales Isolierband klebt bei Kälte kaum.

Eine ausschließliche digitale Datenaufzeichnung hat sich als nachteilig erwiesen, besonders, wenn nur Stundenmittelwerte zur Verfügung stehen. Dadurch sind einzelne Meßfehler nicht wieder auffindbar und schlagen sich in unbekannter Weise auf den Stundenmittelwert durch. Optimal wäre eine analoge und digitale Aufzeichnung, wie sie im Observatorium praktiziert wird. Es muß darauf geachtet werden, daß die Rechner und/oder Schreiber den Anforderungen der niedrigen Temperaturen gerecht werden, oder es muß für eine Heizung der Aufzeichngeräte gesorgt werden, was im Felde wegen eines zusätzlichen Strombedarfes unrealistisch ist.

Ein wichtiger Faktor für optimale Messungen der Gezeiten auf einem Schelfeis ist die Zeit. Zum einen sollte die Zeitspanne für die Meßkampagne möglichst lang sein, sie wird aber für reine Sommerkampagnen durch die Rahmenbedingungen einer Expedition fest vorgegeben. Eine Kontrolle der Meßstationen so oft wie nur möglich sollte bei der Gesamtplanung bedacht werden. Je mehr Zeit für die Vorbereitung einer Meßkampagne zur Verfügung steht, desto sicherer ist der Erfolg. Ein Jahr Vorbereitungszeit sollte mindestens zur Verfügung stehen, denn viele Arbeiten sind abhängig von Lieferterminen von Firmen und von der Auslastung von Werkstätten.

7. Mathematische Grundlagen der Datenauswertung

In diesem Kapitel soll ein kurzer Überblick darüber gegeben werden, wie die Meßdaten vorbereitet wurden, bevor sie weiterverarbeitet werden konnten. Die mathematischen Verfahren der Fourieranalyse und der harmonischen Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate werden erläutert.

Wenn man sich für die Gezeiten interessiert, die in einer Zeitreihe vorhanden sind, so genügt es, wenn der Abstand zweier digitaler Werte Δt eine Stunde beträgt. Das Nyquist-Kriterium (z.B. BÄTH, 1974)

$$\omega_N = 360^\circ / 2 \cdot \Delta t = 180^\circ / \text{Std.}, \quad \omega_N = \text{Nyquist-Frequenz}, \quad (7.1)$$

ist für $\Delta t=1$ Std. erfüllt, denn Aliasing (z.B. BÄTH, 1974) kann bei dieser Abtastrate nicht auftreten, weil in der Cartwright-Tayler-Entwicklung (Kapitel 2.4) die höchste Frequenz $44.58^\circ/\text{Std.}$ beträgt. Nach dem Nyquist-Kriterium liegt die höchste erfaßbare Frequenz mit $180^\circ/\text{Std.}$ aber weit darüber.

Deshalb wurden die digital einmal pro Minute gesammelten Daten zu Stundenmittelwerten zusammengefaßt. Diese Mittelwertbildung entspricht einer Glättung, d.h. einer Tiefpaßfilterung. Dieselbe Filterung nimmt man vor, wenn man aus der analogen Meßkurve einen Stundenwert abliest. Es handelt sich hierbei zwar um kein besonders gutes Tiefpaßfilter, aber da oft ein fehlendes digitales Signal aus der Analogaufzeichnung ergänzt werden mußte, ist dies die zweckmäßigste und zeitsparendste Methode zur Gewinnung von Zeitreihen mit Stundenwerten.

7.1. Beseitigung von Sprüngen und Lücken

Jedes in dieser Arbeit beschriebene Meßgerät liefert Zeitreihen, in denen dem Gezeitensignal langperiodische Variationen überlagert sind. Die Gründe dafür und ihre Korrektur werden in Abschnitt 7.3 beschrieben. Folge davon ist jedenfalls, daß das Meßsignal mehr oder weniger oft aus dem Arbeitsbereich des AD-Wandlers oder des Schreibers herausläuft. Wenn nun das Meßgerät wieder neu justiert wird, resultiert dies in Sprüngen in der Meßkurve. Aus den Analogschrieben wurden mittels graphischer Extra-

polation die Meßwerte vor und nach dem Sprung ermittelt, die Sprunghöhe wurde bestimmt und anschließend die Zeitreihe entsprechend verschoben. Dieses Verfahren bedarf sorgfältiger Handarbeit, denn je schlechter man einen Sprung korrigiert, desto ungünstiger kann das Signal-Rausch-Verhältnis werden.

Gründe für Lücken in den Zeitreihen gibt es viele. Manchmal wurden sie durch den Observator erzeugt, wenn Veränderungen an der Datenerfassung von Nöten waren, andernmal durch Ausfall der Stromversorgung oder durch andere technische Probleme. Lücken in den digitalen Daten wurden mit Hilfe der analogen Schriebe gefüllt. In Fällen, wo sowohl die digitale als auch die analoge Datenerfassung ausfielen oder bei den Felddaten der Sommerkampagne 1987, wo nur digital aufgezeichnet wurde, muß man sich bei Lücken anders behelfen. Fehlen nur ein oder zwei Stundenwerte, so ist eine graphische Interpolation einfach. Bei längeren Lücken bis zu 24 Stunden gibt es ein Verfahren, das z.B. MELCHIOR (1966) angibt und darauf beruht, daß der fehlende Stundenwert aus den halbtägigen, ganztägigen und langperiodischen Anteilen des Gezeitensignals beiderseits der Lücke nach der sog. Theorie der Ordinatenkombination von Labroust (MELCHIOR, 1982) mit folgender Formel gebildet wird :

$$w_t = -1/20 [-w_{t-72} - w_{t+72} + 6(w_{t-48} + w_{t+48}) - 15(w_{t-24} + w_{t+24})] , \quad (7.2)$$

mit w_t = Meßwert zur Zeit t . Nach Anwendung dieser Methode empfiehlt es sich, die Lückenränder noch einer graphischen Glättung zu unterziehen. Lücken, die länger als 24 Stunden sind, kann man in der Regel nicht überbrücken.

7.2. Fensterfunktionen

Eine endliche Zeitreihe hat naturgemäß abrupte Sprünge an den Enden. Dies führt zu Übergreifeffekten auf benachbarte Frequenzstellen bei einer Spektralanalyse. Nimmt die Zeitreihe innerhalb eines Intervalls die Meßwerte, außerhalb aber die Werte Null an, so wird dies als Rechteck-Fenster bezeichnet :

$$f(t) = \begin{cases} 1 & \text{für } t=1,2,\dots,n \\ 0 & \text{sonst .} \end{cases} \quad (7.3)$$

Es gibt viele verschiedene Fensterfunktionen, die solche Effekte vermindern. Das gängigste und deshalb auch in dieser Arbeit verwendete Fenster ist das Hanning-Fenster :

$$f(t) = \begin{cases} 0.5 (1 - \cos \pi t/n) & \text{für } t=1,2,\dots,n \\ 0 & \text{sonst .} \end{cases} \quad (7.4)$$

Bei Anwendung des Hanning-Fensters werden Nachbarfrequenzen weniger stark gestört, allerdings sinkt die spektrale Auflösung (BÄTH, 1974 oder KÜMPEL, 1977).

7.3. Langperiodische Einflüsse (Drift)

Dem Gezeitensignal sind langperiodische Variationen (Drift) überlagert. Diese können mehrere Ursachen haben. Der Tisch, auf dem das GS-15-Gravimeter steht, lastet mit seinem Gewicht auf dem Schneeuntergrund, in den es über die Jahre hinweg ungleichmäßig einsinkt. Das führt zu einer langsamen Neigung des Tisches, so daß das Gravimeter im Abstand von ca. drei Monaten nachhorizontalisiert werden muß. Die Folge dieses annähernd linearen Kippens ist eine quadratische Drift des Meßsignals. Ferner ist die Mechanik, insbesondere die Feder des Meßsystems, Alterungsprozessen unterworfen, die wiederum zu einer Drift führen. Eine starke Drift durch Wiederaufheizen des Geräts nach einer Betriebspause bedarf einer besonderen Betrachtung. Als weiterer Faktor für die langperiodische Drift des Gravimetersignals darf die Änderung der Absolutschwere nicht vergessen werden. Da sich GvN pro Jahr um ca. 170 m nach Norden bewegt (Abb. 4.3), verschiebt sich somit auch der Ort der Messung. Nach der Internationalen Schwereformel (z.B. KERTZ, 1969) folgt aufgrund der Breitenänderung eine Schwereabnahme von etwa 0.13 mgal/Jahr. Auf langperiodische Einflüsse durch den Luftdruck wird in Kapitel 10.2 noch ausführlich eingegangen.

Das Tiltmeter und das Strainmeter zeigen eine ungleich größere Geräte-drift als das Gravimeter. Der Grund dafür ist eine mangelnde Möglich-

keit, solche Geräte auf Schnee und Eis so zu verankern, daß sie nicht durch ständiges Nachgeben des Untergrunds dejustiert werden. Hierauf wurde schon in Kapitel 5 eingegangen.

Ist die Gerätedrift streng linear, so läßt sie sich leicht als linearer Trend aus dem Meßsignal eliminieren. Das ist aber in der Regel nicht der Fall. Um nun den Driftanteil und den Gezeitenanteil in dem Meßsignal voneinander separieren zu können, bedient man sich Hochpaß- oder Tiefpaßfilter, je nachdem ob man die Gezeiten oder die langperiodischen Anteile betrachten will. Das hier benutzte Filter wird nach der Methode der sog. laufenden Cosinus-gewichteten Mittel gebildet und stellt im Zeitbereich eine Konvolution des Meßwertes $w(t)$ mit der Funktion $h(t)$ dar mit

$$h(t) = (\pi/2N\Delta t) \cdot \cos(\pi t/N\Delta t) \quad (7.5)$$

(BÄTH, 1974, KÜMPEL, 1982). Dabei ist Δt der Abstand der Werte, also hier eine Stunde, und N ist die frei wählbare Anzahl von Stunden, die die Periode bestimmt, bei der das Filter 50% des Signals passieren läßt. Die oben genannte Filterfunktion ist ein Tiefpaßfilter ohne Phasenverschiebung. Will man eine hochpaßgefilterte Zeitreihe haben, so muß man die tiefpaßgefilterte von der ursprünglichen Zeitreihe abziehen. Die Durchlaßcharakteristik $D(\omega)$ ist nach BÄTH (1974) gegeben zu

$$D(\omega) = \frac{\pi^2 \cdot \cos(N\omega\Delta t/2)}{\pi^2 - N^2\omega^2(\Delta t)^2} \quad (7.6)$$

Das Filter soll gut die Gezeitenbänder passieren lassen und die Drift unterdrücken. Wie bei jedem rekursiven Filter ist die Filterung mit einem Datenverlust am Anfang und am Ende der Zeitreihe verbunden, welcher minimal sein sollte. Aus diesen Gründen wurde das Filter so gewählt, daß die 50%ige Durchlaßperiode (Grenzperiode) bei 84 Stunden liegt, was einer Grenzfrequenz von $4.3^\circ/\text{Std.}$ entspricht. Dadurch wird die Zeitreihe vorne und hinten um jeweils 35 Stunden verkürzt. Die Abb. 7.1 zeigt die Durchlaßcharakteristik des Filters mit der eben genannten Grenzfrequenz. Eine Nullstelle liegt genau bei $15^\circ/\text{Std.}$, die Welle K_1 wird also bei einer Hochpaßfilterung nahezu unverändert durchgelassen, O_1 wird um etwa 1.7% zu klein, M_2 und S_2 werden um nur 0.4 bzw. 0.3% zu klein wiedergegeben.

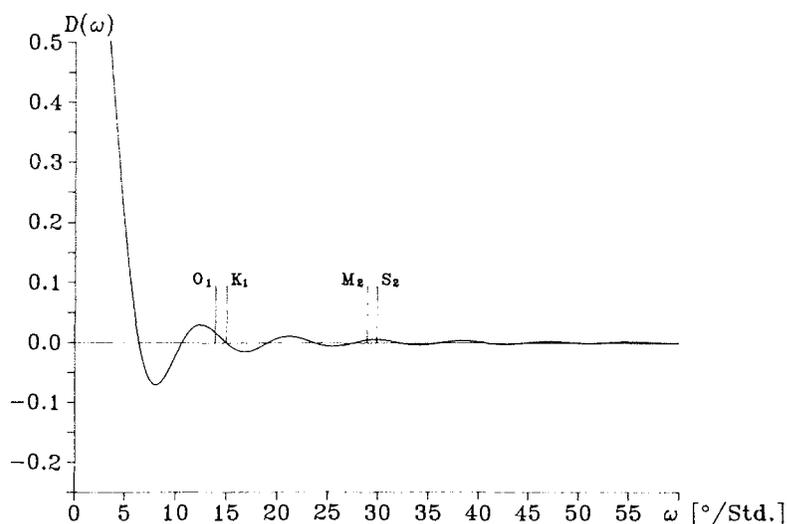


Abb. 7.1 : Durchlaßcharakteristik des Tiefpasses bei einer Grenzperiode
----- von 84 Stunden bzw. einer Grenzfrequenz von 4.3 °/Std.

7.4. Die Fourieranalyse

Auf die Theorie der Fourieranalyse, also der Transformation einer Zeitfunktion in den Frequenzbereich, d.h. das Spektrum, sei hier nicht weiter eingegangen, sondern auf die Literatur verwiesen (z.B. BÄTH, 1974). Da die direkte Methode der Spektrenberechnung einen großen zeitlichen Rechenaufwand erfordert, hat sich vielerorts die Methode der Fast-Fourier-Transformation (FFT) durchgesetzt. Diese Methode hat allerdings den Nachteil, daß aus verfahrenstechnischen Gründen das gesamte Spektrum $[0, \omega_N]$ berechnet wird, obwohl die Berechnung der Spektralwerte für die Gezeitenbänder ausreichen würde. Außerdem wird bei der FFT das Spektrum nur für die diskreten Frequenzen $\omega_i = i \cdot 360^\circ/n$, $i=1,2,\dots,n/2$ berechnet, die in der Regel von den Gezeitenfrequenzen (Tab. 2.1) abweichen. Eine Methode, die langsamer ist als die FFT, aber immerhin um 85% schneller sein soll als die direkte Methode, funktioniert mit dem sog. Goertzel-Algorithmus (KÜMPEL, 1977). Dieser Algorithmus wurde in dieser Arbeit benutzt. Er ist zusammen mit dem oben genannten Filter,

dem Hanning-Fenster und anderen nützlichen Algorithmen in einem Programmpaket vereinigt (CHETS = Comprehensive Handling of Earth Tide Series, KÜMPEL und MILKEREIT, pers. Mitteilung, 1985).

Im Spektrum einer Gezeitenregistrierung kann man aus den Frequenzbereichen, in denen keine Gezeitensignale vorliegen, etwas über die Fehler erfahren, die die Gezeitenamplituden haben. Das Rauschen, das z.B. durch meteorologische Einflüsse auf die Meßdaten oder durch unzureichende Aufbereitung der Zeitreihe entsteht, ist ein sog. rotes Rauschen ("red noise"), weil tiefere Frequenzen stärker gestört sind. Dieses Rauschen ist ein Maß für die Fehler der Gezeitenamplituden. Über die Fehlerabschätzung bei der Fourieranalyse nach dem Goertzel-Algorithmus sei auf KÜMPEL (1977) verwiesen. In dieser Arbeit soll darauf nicht weiter eingegangen werden, weil die Fourieranalyse nur zur Veranschaulichung der Spektren benutzt werden soll und die Amplituden mit der im nächsten Abschnitt beschriebenen harmonischen Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate erhalten werden.

Die Länge einer Zeitreihe ist ein wesentlicher Faktor, der die Trennbarkeit von Gezeitenwellen einschränkt. Je länger eine Zeitreihe ist, desto enger beieinander liegende Tiden kann man voneinander separieren. Das Rayleigh-Kriterium, ursprünglich bekannt aus der Optik, drückt diese Trennbarkeit so aus :

$$n \geq 360^\circ / \Delta\omega , \quad (7.7)$$

wobei $\Delta\omega$ der Differenz zweier benachbarter Gezeitenfrequenzen entspricht und n die Länge der Zeitreihe in Stunden ist. Allerdings berichtet GODIN (1970) davon, daß nach seinen Erfahrungen diese Forderung zu streng ist, nämlich daß

$$n \geq 288^\circ / \Delta\omega , \quad (288^\circ = 1.6\pi) \quad (7.8)$$

vollkommen ausreicht. Durch die Anwendung des Hanning-Fensters sinkt die spektrale Auflösung um den Faktor zwei. Eine Zeitreihe muß also doppelt so lang sein wie eine nicht mit dem Hanning-Fenster modulierte Zeitreihe, wenn man die gleiche spektrale Auflösung erreichen will. Nach diesem mo-

difizierten Rayleigh-Kriterium benötigt man eine Zeitreihe von mindestens 526 Stunden Länge, um O_1 und K_1 zu trennen oder von 568 Stunden Länge, um M_2 und S_2 zu trennen. Will man sogar die Wellen P_1 und K_1 bzw. S_2 und K_2 separieren, so muß die Zeitreihe mindestens 7014 Stunden lang sein. Man nimmt große Fehler in den Amplituden in Kauf, wenn man versucht, eng beieinander liegende Wellen zu trennen, ohne daß die Zeitreihe ausreichend lang ist.

Dieses mathematisch leicht faßbare modifizierte Rayleigh-Kriterium ist aber nur ein Faktor, der die Trennbarkeit von Partialtiden bestimmt. Es besteht noch eine Abhängigkeit von der Qualität der Meßdaten. Je schlechter das Signal-Rausch-Verhältnis ist, desto größer werden die Fehler, die man erhält, wenn man streng nach dem Rayleigh-Kriterium die Partialtiden trennt. So bestimmt letztendlich auch die Größe des Rauschens die Trennbarkeit benachbarter Gezeitenwellen.

7.5. Die harmonische Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate

Da die Perioden der gezeitenerzeugenden Kräfte aus astronomischen Beobachtungen sehr genau bekannt sind, ist es eigentlich nicht nötig, das Spektrum über einen größeren Frequenzbereich zu berechnen, sondern es genügt, die interessierenden Frequenzen vorzugeben und hierfür die Amplituden und Phasen zu berechnen. Zu diesem Zweck benutzt man die harmonische Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate ("least squares fit"), die im Folgenden kurz umrissen werden soll. Werden im Verlauf dieser Arbeit Spektren gezeigt, so sind sie mit der Fourieranalyse erhalten worden, werden Tabellen mit Amplituden und Phasen angegeben, so wurden sie aus einem "least squares fit" gewonnen. Für beide Methoden gelten die oben genannten Restriktionen über die Trennbarkeit zweier Wellen gleichermaßen.

Die Gleichung 2.5 für das Gezeitensignal kann man für eine gemessene Zeitreihe für den Meßwert $w(t)$ zur Zeit t leicht modifiziert so angeben :

$$w(t) = \sum_{i=1}^s A_i \cos(\omega_i t + \phi_i) + \varepsilon_t, \quad (7.9)$$

wobei s die Anzahl der Partialtiden ist, die man berechnen kann oder will, ε_t sind die Reststöranteile. Die zu bestimmenden Unbekannten A_i und ϕ_i für $i=1,2,\dots,s$ lassen sich so linearisieren :

$$\begin{aligned}x_i &= A_i \cos \phi_i \quad \text{und} \\y_i &= A_i \sin \phi_i .\end{aligned}\tag{7.10}$$

Das gesamte Gleichungssystem läßt sich dann vektoriell so darstellen :

$$\mathbf{W} = \mathbf{B} \cdot \mathbf{X} + \boldsymbol{\varepsilon} ,\tag{7.11}$$

wobei \mathbf{W} der Vektor der Beobachtungen ist, \mathbf{X} der Unbekanntenvektor, $\boldsymbol{\varepsilon}$ der Vektor der Reststörungen und \mathbf{B} die Koeffizientenmatrix zu \mathbf{X} . Das Kriterium für eine optimale Lösung des Gleichungssystems ist die Bedingung, die der Methode auch den Namen gegeben hat :

$$m = \sum_{t=1}^n \varepsilon_t^2 = \text{Minimum} .\tag{7.12}$$

Nach den Regeln der Ausgleichsrechnung (z.B. KREYSZIG, 1975) folgt somit das System der Normalgleichungen :

$$\mathbf{B}^T \mathbf{B} \cdot \mathbf{X} - \mathbf{B}^T \cdot \mathbf{W} = 0 ,\tag{7.13}$$

dabei bedeutet \mathbf{B}^T die transponierte Matrix von \mathbf{B} . Die Lösung lautet nun:

$$\mathbf{X} = (\mathbf{B}^T \mathbf{B})^{-1} \mathbf{B}^T \cdot \mathbf{W} .\tag{7.14}$$

Hierin bedeutet der Exponent -1 die inverse Matrix. Daraus ergeben sich jetzt die Amplituden und Phasen der i -ten Welle zu :

$$\begin{aligned}A_i &= (x_i^2 + y_i^2)^{\frac{1}{2}} \quad \text{und} \\ \phi_i &= \arctan (-y_i/x_i) .\end{aligned}\tag{7.15}$$

Nach Anpassung der ursprünglichen Zeitreihe an den besten least squares fit bleibt in den ε_t der Reststöranteil, das Residuum, übrig. Aus der

Theorie der Ausgleichsrechnung ergibt sich auch eine Fehlerabschätzung für die Unbekannten. Der mittlere Fehler m_0 eines Beobachtungswertes $w(t)$ ist gegeben durch :

$$m_0 = \left(\frac{m}{n-s} \right)^{\frac{1}{2}} . \quad (7.16)$$

Damit gilt für den Fehler der x_i bzw. der y_i :

$$\begin{aligned} m_{x_i} &= m_0 q_{ii}^{\frac{1}{2}} , \quad i=1,2,\dots,s \quad \text{mit } q_{ii}=(B^T B)^{-1} , \quad \text{bzw.} \\ m_{y_i} &= m_0 q_{ii}^{\frac{1}{2}} . \end{aligned} \quad (7.17)$$

Nach dem Gauß'schen Fehlerfortpflanzungsgesetz (z.B. KREYSZIG, 1975) kann man daraus die Fehler der A_i und der ϕ_i berechnen. Mehr über die harmonische Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate findet sich z.B. bei MELCHIOR (1982) oder bei KÜMPEL (1977). ZÜRN (pers. Mitteilung, 1983) stellte das in dieser Arbeit benutzte Computerprogramm zur Verfügung.

8. Ergebnisse

8.1. Der Einfluß der Erdzeiten und des indirekten Effekts

Bevor die Ergebnisse der Schwere-, Neigungs- und Strainmessungen im Detail untersucht werden, soll zunächst dargelegt werden, welche physikalischen Effekte in den Meßdaten zu erwarten sind. Der Einfluß der folgenden drei Effekte auf die einzelnen Meßgeräte soll in den nächsten Unterabschnitten diskutiert werden.

- Körperzeiten ("body tides", direkter Effekt),
- globale oder regionale Ozeaneffekte (indirekter Effekt)
 - a) Attraktionseffekt,
 - b) Auflasteffekt,
- lokaler Ozeaneffekt.

Über den zuletzt genannten Anteil kann man Informationen erhalten, wenn es gelingt, die beiden ersteren zu bestimmen. Die Reaktion der Schelfeisplatte auf die Meereszeiten unter dem Eis zu bestimmen, ist das wesentliche Ziel der Messungen.

8.1.1. Einfluß auf die Schweremessungen

Die theoretische Gezeiten auf einer starren Erde lassen sich aus den astronomischen Bahnparametern berechnen. In dieser Arbeit wurde dazu ein Programm von Berger et al., zur Verfügung gestellt von ZÜRN (pers. Mitteilung, 1983), benutzt. Die Körperzeiten erhält man aus dem Produkt der theoretischen Gezeiten der starren Erde und dem Gravimeterfaktor. Für ein sphärisch-symmetrisches geschichtetes Erdmodell beträgt der Gravimeterfaktor $\delta=1.16$ (z.B. MELCHIOR, 1982). Laterale Inhomogenitäten in Erdkruste und oberem Mantel können dafür sorgen, daß er von diesem Wert abweicht. Aber MOLODENSKII und KRAMER (1980) haben gezeigt, daß eine sogar bis in den unteren Mantel reichende Heterogenität, der eine Änderung der seismischen Longitudinalwellengeschwindigkeit von 5% entspricht, eine Abnahme des Gravimeterfaktors um nur 0.75% verursachen. Von ausgeprägten Heterogenitäten ist unter GvN nichts bekannt (ECKSTALLER, 1988). Der Einfluß von lokalen und regionalen Inhomogenitäten ist zudem auf die

Vertikalkomponente wesentlich kleiner als auf die Horizontalkomponenten (ZÜRN et al., 1976). Trotzdem ist der Gravimeterfaktor nur eine Approximation, ihn in dieser Gegend genau zu bestimmen bedarf längerer Zeitreihen auf anstehendem Gestein.

Die Auflastzeiten lassen sich annähernd aus Ozeanmodellen bestimmen. DUCARME (pers. Mitteilung, 1985) hat dies für GvN anhand von Ozeanmodellen von Schwiderski durchgeführt, in Tabelle 8.1 sind die Amplituden und Phasen des indirekten Effektes, d.h. von Attraktions- und Auflasteffekt zusammen, für die wichtigsten Partialtiden aufgeführt. Die Amplituden von Partialtiden, die nicht in dieser Tabelle enthalten sind, kann man grob approximiert dann bestimmen, wenn man voraussetzt, daß das Verhältnis der Potentiale der Partialtiden (aus BARTELS, 1957) identisch dem Verhältnis der Amplituden des indirekten Effektes der einzelnen Wellen ist. Eine Approximation der Phasen der unbedeutenderen Partialtiden wurde durch Interpolation zwischen den größeren Wellen gewonnen.

| Welle | Amplitude (μgal) | Phase (Grad) |
|-------|-------------------------------|--------------|
| M_f | 0.392 | -19.46 |
| Q_1 | 0.567 | -157.65 |
| O_1 | 2.945 | -166.44 |
| P_1 | 0.787 | -172.02 |
| K_1 | 2.191 | -176.63 |
| N_2 | 0.475 | -11.97 |
| M_2 | 2.501 | -23.33 |
| S_2 | 2.185 | -50.31 |
| K_2 | 0.593 | -57.66 |

Tabelle 8.1 : Der indirekte Effekt der größten Partialtiden an
===== GvN nach Karten von Schwiderski (DUCARME, pers.
Mitteilung, 1985).

Ein Wort zu den hier und später angegebenen Phasen. Die harmonische Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate liefert nach der Gleichung 7.15 einen Wert für die Phase jeder Partialtide. Diese Phase bezieht sich auf den jeweiligen Anfangszeitpunkt der Zeitreihe. Dies ist nicht

aussagekräftig. Aus diesem Grund wird zu jeder gemessenen Zeitreihe auch die Zeitreihe der Körpergezeiten über den identischen Zeitraum und für die identische geographische Länge und Breite berechnet. Eine Analyse der Körpergezeiten liefert Phasen für diese theoretische Zeitreihe. Bildet man die Differenz beider Phasen, also die theoretische von der gemessenen subtrahiert, dann hat man einen Bezugspunkt für die Phase, der den Vergleich verschiedener Zeiträume miteinander möglich macht. Sind diese Phasendifferenzen positiv, so bedeutet es, daß die entsprechende Welle der theoretischen (oder der Körpergezeit) vorausläuft. In diesem Sinne sind auch die Phasen in den folgenden Tabellen dieses Kapitels zu verstehen.

Ferner bieten die Körpergezeiten eine gute Möglichkeit zur Normierung von Amplituden. Das Verhältnis von gemessener Amplitude zur Amplitude der Körpergezeit wird im weiteren Verlauf scheinbarer Gravimeterfaktor δ_s genannt. Er hat mit dem wirklichen Gravimeterfaktor δ , der noch implizit in den Körpergezeiten steckt, physikalisch nichts gemeinsam, er wird nur auf die gleiche Art gebildet.

Wenn das Schelfeis schwimmt - und dies tut es ganz offensichtlich nur an den "ice rumples" nicht - dann äußert sich der Einfluß des periodisch unter das Schelfeis laufenden Wassers auf dreierlei Weise :

- Schwereänderung durch Änderung der Höhe des Gravimetermeßpunktes,
- Schwereänderung durch Änderung der Masse unter dem Gravimeter,
- Schwereänderung durch Beschleunigung des Gravimeters.

Zum einen wird das Gravimeter mit dem Schelfeis im Schwerfeld der Erde verschoben, diese durch die Höhenänderung verursachte Schwereänderung (Freiluftschwere) beträgt pro Meter 308.6 μgal (z.B. KERTZ, 1969). Des weiteren wird durch das Einschleichen einer Wasserschicht eine zusätzliche Schwerewirkung erzeugt, die der Freiluftschwere entgegenwirkt. Diese Bouguer-Korrektur (z.B. KERTZ, 1969) lautet, wenn Δg die Schwereänderung und Δh die Mächtigkeit der eingeschobenen Wasserschicht, mithin die Höhenänderung, bedeuten :

$$\Delta g = 2\pi\rho_w G \cdot \Delta h \quad (8.1)$$

Die Dichte des Meerwassers beträgt $\rho_w = 1028 \text{ kg/m}^3$, $G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2$ ist die Gravitationskonstante. Mit diesen Werten ergibt sich eine Bouguer-Korrektur für eine einen Meter mächtige Wasserschicht von $43.1 \text{ } \mu\text{gal}$.

Die Kombination von Freiluft- und Bouguer-Schwere ergibt demnach eine Änderung der Schwerebeschleunigung um $265.5 \text{ } \mu\text{gal}$ bei einem Meter Hub des Schelfeises. Schon THIEL et al. (1960) benutzten die Beziehung

$$\Delta h = 0.3766 \Delta g \quad (8.2)$$

um Schwerewerte in Hübe umzurechnen, wenn Δg in μgal und Δh in cm sind. Die in den Tabellen 8.2 und 8.3 angegebenen Hübe sind nach Gleichung 8.2 berechnet.

Ein dritter Effekt auf ein auf einem schwimmenden Schelfeis aufgestelltes Gravimeter folgt daraus, daß die Schelfeisbewegung eine beschleunigte Bewegung darstellt. THIEL et al. (1960) haben durch eine einfache Rechnung gezeigt, daß dieser sog. Inertialeffekt klein ist im Vergleich mit den beiden eben in Gleichung 8.2 zusammengefaßten Einflüssen. Angenommen, das Schelfeis bewege sich um einen Meter Doppelamplitude in 12 Stunden auf und ab (entsprechend der Welle S_2). In einem ungedämpften harmonischen Oszillator ist die maximale Beschleunigung gegeben durch :

$$d^2z/dt^2 = 4\pi^2z/T^2, \quad (8.3)$$

wenn z die Vertikalbewegung ist und T die Periode. Daraus errechnet sich eine Beschleunigung von $2.12 \text{ } \mu\text{gal}$.

Vernachlässigt man den Inertialeffekt und den lokalen Auflasteffekt durch die Wassermassen, die periodisch unter das Schelfeis laufen, so sollten nach Abzug der Körper- und Auflastgezeiten sich aus Gleichung 8.2 der Hub des Schelfeises bestimmen lassen. Wie genau die um den Einfluß der Körpergezeiten und des indirekten Effekts reduzierten Schweremessungen die Amplitude der Vertikalbewegung wiedergeben, ließe sich nur mit von Gravimetern unabhängigen Methoden nachprüfen. Alle bisherigen Bemühungen, unter dem Ekström-Schelfeis einen Druckmesser auf dem Meeresboden zu verankern, sind aber aus technischen Gründen gescheitert. Bereits durch-

geführte Pegelmessungen in der Atka-Bucht (LUTJEHARMS et al., 1985) waren nur von kurzer Dauer und nicht am selben Ort.

8.1.2. Einfluß auf die Neigungsmessungen

Die Körpergezeiten der Horizontalkomponenten wurden äquivalent zu den Körpergezeiten der Vertikalkomponente berechnet. Es wurde ein Verminderungsfaktor $\gamma=0.69$ benutzt. Zur Normierung wird ein scheinbarer Verminderungsfaktor γ_s definiert. Der direkte Anteil der Körpergezeiten an den gemessenen Neigungseffekten ist aber beträchtlich geringer als bei der Vertikalkomponente, so daß es nicht sinnvoll ist, diesen Anteil aus den Meßdaten zu eliminieren. Hinzu kommt, daß die Neigungen des Erdkörpers nicht direkt auf die Neigungsmeßgeräte übertragen werden können, weil das Schelfeis schwimmt. Es gilt aber zu bedenken, daß eine indirekte Übertragung der Körpergezeiten auf das Schelfeis wahrscheinlich ist. So können die Körpergezeiten von dort, wo das Schelfeis aufliegt, also an den randlichen Begrenzungen Söråsen und Halfvar-Rücken, auf die Schelfeisplatte übertragen werden. Zusätzliche strain-induzierte Neigungen können dadurch auf dem Schelfeis auftreten. Die Größe dieses Effekts ist unbekannt.

Der Einfluß des indirekten Effekts auf die Horizontalkomponenten ist nicht vernünftig zu berechnen, weil die regionalen und lokalen Meeresgezeiten den größten Einfluß haben, aber nur ungenügend bekannt sind. Der Auflasteffekt der Meeresgezeiten wird auf ähnliche Weise auf das Schelfeis übertragen wie die Körpergezeiten.

Aus den oben genannten Gründen wurde aus den Neigungsmessungen kein Anteil der Körpergezeiten oder des indirekten Effekts beseitigt, die gemessenen Daten wurden als Reaktion der Schelfeisplatte auf die unter das Schelfeis laufenden Wassermassen interpretiert. Die Neigungen des Schelfeises werden in entscheidender Weise von der "grounding line" und den "ice rumples" beeinflusst. Auf einer frei schwimmenden Platte kann man keine Neigungseffekte erwarten.

8.1.3. Einfluß auf die Strainmessungen

Hier sind im Prinzip ähnliche Einflüsse wie bei den Neigungsmessungen zu erwarten. Der Strain des Erdkörpers kann sich nur indirekt auf die Schelfeisplatte übertragen, gleiches gilt für die Auflasteffekte. Einen Attraktionseffekt gibt es für den Strain nicht. In der Nähe der Auflagepunkte des Schelfeises sind größere Dehnungen zu erwarten als auf einer nahezu frei schwimmenden Platte.

Wie schon bei den Neigungen wurden deshalb bei den Strainmessungen keine Korrekturen angebracht. Der Strain des Erdkörpers wurde aber dennoch berechnet, um einen scheinbaren Strainfaktor λ_s zwecks Normierung zur Verfügung zu haben.

8.2. Die Daten aus dem Observatorium

Die Zeitreihen aus dem Observatorium bieten den schon genannten Vorteil, daß sie wegen ihrer Länge die Trennung vieler Partialtiden ermöglichen. Das modifizierte Rayleigh-Kriterium legt durch die Länge der Zeitreihen fest, welche Tiden theoretisch getrennt werden können. Praktisch sind aber nicht alle Partialtiden auflösbar, weil durch die jeweilige Güte der Zeitreihe festgelegt wird, wann eine Partialtide signifikant aus dem Rauschen herausragt. Der hier benutzte Test für die Signifikanz einer Welle ist der sog. F-Test von Fisher (z.B. KREYSZIG, 1975). So erscheinen in diesem Abschnitt fast ausschließlich Partialtiden, die nach diesem Test mit einer Wahrscheinlichkeit von 99% signifikant sind. Ferner bieten die langen Zeitreihen den Vorteil der Identifikation saisonaler Trends in den Daten. Es wurden deshalb Monatsanalysen der Zeitreihen durchgeführt, um Variationen der größeren Partialtiden zu untersuchen.

8.2.1. Die Gravimeterdaten

Etwa ein bis zwei Eichungen wurden pro Monat an dem Gravimeter vorgenommen. Für die beiden in Kapitel 6.1 genannten Meßzeiträume wurden jeweils durch Mittelungen Eichfaktoren bestimmt. Für den ersteren von März 1984 bis Februar 1985 ergibt sich ein Eichwert von 0.716 ± 0.015 mgal/V. Für den zweiten Zeitraum von Februar 1985 bis Dezember 1986

folgt ein Wert von 0.784 ± 0.011 mgal/V. Es handelt sich hierbei nicht nur um einen Unterschied von 10% in den Eichfaktoren, sondern in den beiden Zeitreihen generell. Das Gravimeter wurde also um 10% unempfindlicher, der Grund dafür ist unbekannt.

Wenn die Schelfeisplatte abgesenkt wird (bei Ebbe), so erhöht sich die Schwerebeschleunigung. Die natürliche Richtung der Vertikalkomponente ist also positiv nach unten. Um ein gewohntes rechtsdrehendes Koordinatensystem zu bekommen, in dem die Vertikalkomponente positiv nach oben, die Horizontalkomponenten positiv nach Osten und Süden sind, müssen die Schweredaten invertiert werden. Dies wurde durchgeführt, weil es konventionell so gemacht wird und weil auch das Programm zur Berechnung der theoretischen Gezeiten das Vorzeichen entsprechend liefert.

Die Spektren der beiden Zeitreihen sind in den Abb. 8.1 bzw. 8.2 dargestellt. Um die Amplituden im höherfrequenten Bereich noch sichtbar zu machen, wurde ab der Frequenz $40^\circ/\text{Std.}$ der Amplitudenmaßstab um den Faktor 50 vergrößert. So lassen sich in Abb. 8.1 sogar noch deutlich Tiden im fünftel- und sechsteltägigen Periodenbereich erkennen.

Die Tabellen 8.2 und 8.3 beinhalten die Amplituden und Phasen der Partialtiden der entsprechenden Zeitreihen. Es wurde so vorgegangen, daß zunächst eine Analyse mit allen nach dem modifizierten Rayleigh-Kriterium trennbaren Wellen durchgeführt wurde. Nach der Größe der Amplitude der Welle geordnet wurde dann der F-Test angewendet. Wenn sie als signifikant erkannt wurden, wurden sie nach und nach an die Zeitreihe angepaßt. Dieses Verfahren, auch sukzessive Approximation großer Wellen genannt, benutzen in ähnlicher Weise auch KÜMPEL (1977) und ZINK (1984). Der Einfluß des Hochpaßfilters, der eigentlich nur bei der Welle M_f von Bedeutung ist, wurde nachträglich berücksichtigt. Es ist eine gute Übereinstimmung beider Tabellen erkennbar, was auf eine gleichbleibend gute Datenqualität hinweist.

Im Februar 1983 wurde 7.8 km nordöstlich der Schelfeiskante der Atka-Bucht 27 Tage lang ein Unterwasserpegel bei einer Wassertiefe von 252 m betrieben (LUTJEHARMS et al., 1985). Die hieraus erhaltenen Amplituden sind in den voranstehenden Tabellen in Klammern mit angegeben. Die aus

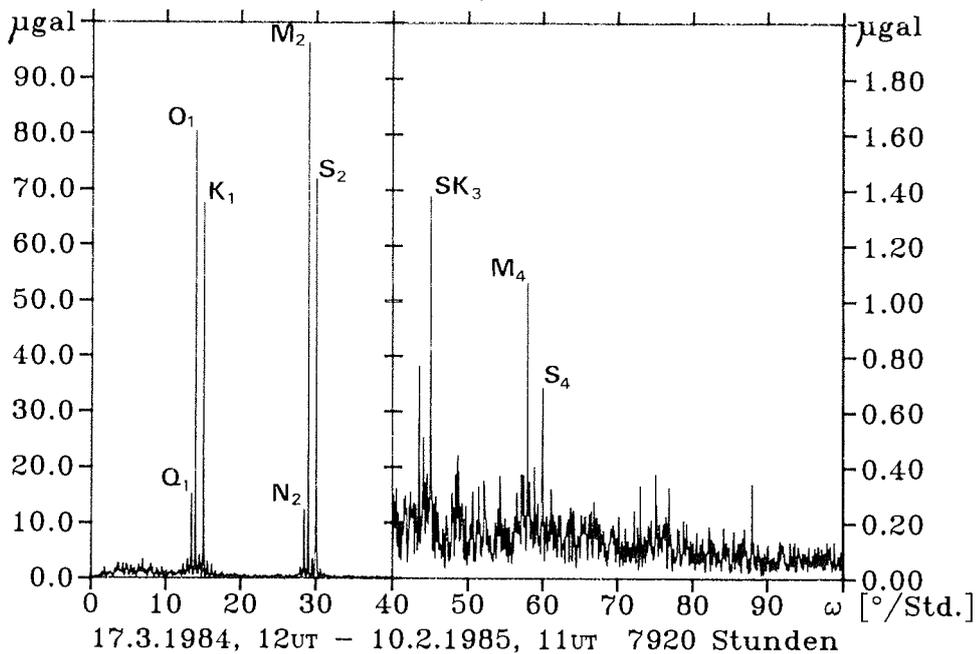


Abb. 8.1 : Amplitudenspektrum der Vertikalkomponente. Um höherfrequente Anteile besser hervorzuheben, ist der Maßstab ab $40^{\circ}/\text{Std.}$ um den Faktor 50 vergrößert worden.

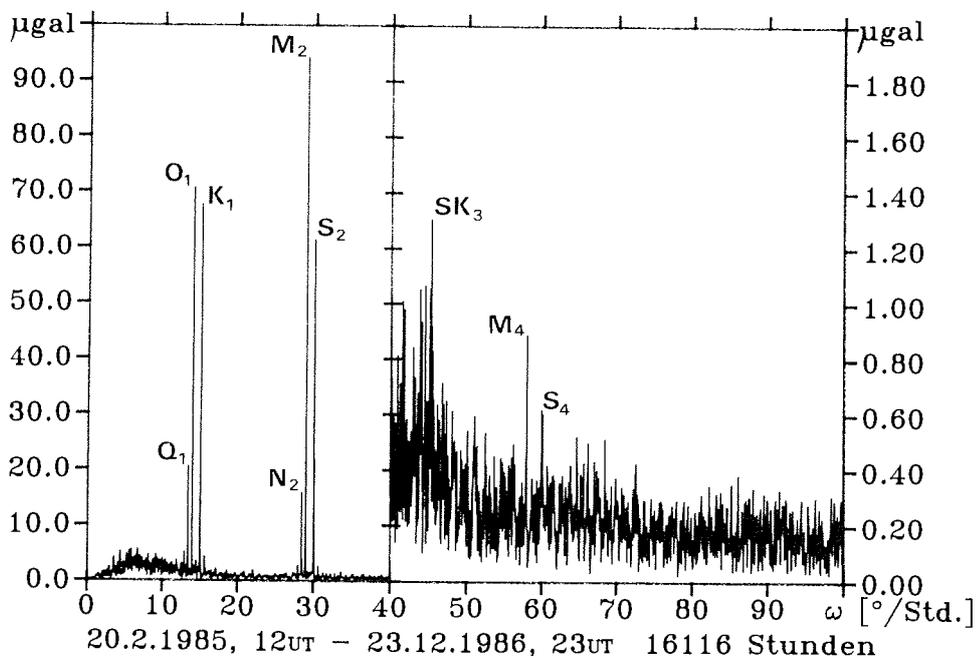


Abb. 8.2 : Amplitudenspektrum der Vertikalkomponente wie in Abb. 8.1, aber für den zweiten Meßzeitraum.

| Welle | Ampl. (μgal) | Fehler (μgal) | Ampl. (cm) | δ_s | Phase (Grad) | Fehler (Grad) |
|-------------|------------------------------|-------------------------------|---------------|------------|-----------------|------------------|
| M_f | 3.96 | 1.30 | 1.5 | 0.5 | 51.4 | 315.5 |
| Q_1 | 20.58 | 1.30 | 7.8 (7.8) | 3.8 | -158.5 | 5.1 |
| O_1 | 84.34 | 1.31 | 31.8(27.0) | 3.2 | -162.2 | 1.1 |
| τ_1 | 13.14 | 1.31 | 4.9 | 3.0 | -162.1 | 7.2 |
| M_1 | 7.80 | 1.30 | 2.9 | 2.4 | -153.2 | 11.1 |
| π_1 | 18.64 | 1.32 | 7.0 | 2.1 | -168.7 | 4.6 |
| P_1 | 17.62 | 1.32 | 6.6 | 2.2 | -167.3 | 4.9 |
| K_1 | 71.87 | 1.32 | 27.1(25.1) | 2.0 | -168.8 | 1.2 |
| ϕ_1 | 12.31 | 1.32 | 4.6 | 2.0 | -166.3 | 6.8 |
| J_1 | 4.37 | 1.30 | 1.6 | 2.0 | -162.5 | 18.8 |
| N_2 | 15.39 | 1.30 | 5.8 | 8.4 | -164.6 | 11.1 |
| M_2 | 97.48 | 1.31 | 36.7(39.1) | 10.1 | -179.5 | 2.1 |
| δ_2 | 13.01 | 1.31 | 4.9 | 9.5 | 179.3 | 14.7 |
| λ_2 | 4.95 | 1.33 | 1.9 | 10.1 | -166.3 | 41.3 |
| L_2 | 8.50 | 1.33 | 3.2 | 15.0 | -177.7 | 34.3 |
| $2T_2$ | 10.72 | 1.31 | 4.0 | 15.9 | 146.3 | 28.4 |
| S_2 | 74.74 | 1.31 | 28.1(35.2) | 16.0 | 156.7 | 4.1 |
| K_2 | 31.90 | 1.31 | 12.0 | 17.8 | 155.7 | 10.6 |
| M_3 | 0.86 | 1.30 | 0.3 (0.3) | 11.5 | -154.6 | 258.2 |
| SK_3 | 1.51 | 1.30 | 0.6 (0.7) | | | |
| M_4 | 1.12 | 1.30 | 0.4 (0.5) | | | |
| MS_4 | 0.26 | 1.30 | 0.1 (0.2) | | | |
| S_4 | 0.84 | 1.30 | 0.3 (0.3) | | | |

Tabelle 8.2 : Amplituden und Phasen sowie der scheinbare Gravi-
===== meterfaktor des Zeitraumes 17.3.84,12 Uhr UT -
10.2.85,11 Uhr UT = 7920 Stunden

| Welle | Ampl. (μgal) | Fehler (μgal) | Ampl. (cm) | δ_s | Phase (Grad) | Fehler (Grad) |
|------------|------------------------------|-------------------------------|---------------|------------|-----------------|------------------|
| M_f | 6.22 | 1.05 | 2.3 | 0.7 | -26.4 | 162.8 |
| σ_1 | 5.37 | 1.05 | 2.0 | 6.0 | -123.8 | 19.8 |
| Q_1 | 22.80 | 1.05 | 8.6 (7.8) | 4.1 | -157.3 | 3.7 |
| O_1 | 84.99 | 1.05 | 32.0(27.0) | 3.1 | -162.9 | 0.9 |
| τ_1 | 8.15 | 1.05 | 3.1 | 3.0 | -160.2 | 9.2 |
| M_1 | 5.50 | 1.05 | 2.1 | 2.2 | -174.3 | 12.4 |
| π_1 | 10.21 | 1.06 | 3.8 | 2.1 | -166.5 | 6.6 |
| P_1 | 28.87 | 1.07 | 10.9 | 2.1 | -169.2 | 2.4 |
| S_1 | 13.30 | 1.07 | 5.0 | 1.9 | -169.0 | 5.0 |
| K_1 | 77.05 | 1.07 | 29.0(25.1) | 2.0 | -168.2 | 0.9 |
| ψ_1 | 13.84 | 1.07 | 5.2 | 2.1 | -162.7 | 4.9 |
| ϕ_1 | 9.34 | 1.06 | 3.5 | 2.2 | -164.9 | 7.3 |
| J_1 | 5.24 | 1.05 | 2.0 | 1.9 | -174.0 | 12.4 |
| N_2 | 17.31 | 1.05 | 6.5 | 8.3 | -163.1 | 7.6 |
| γ_2 | 9.66 | 1.05 | 3.6 | 12.6 | -174.9 | 19.5 |
| M_2 | 99.18 | 1.06 | 37.4(39.1) | 10.2 | -179.5 | 1.6 |
| β_2 | 12.75 | 1.06 | 4.8 | 9.8 | 179.4 | 11.9 |
| δ_2 | 8.26 | 1.06 | 3.1 | 9.3 | -178.9 | 17.6 |
| $2T_2$ | 8.14 | 1.06 | 3.1 | 17.2 | 155.1 | 31.0 |
| T_2 | 14.44 | 1.06 | 5.4 | 16.8 | 158.1 | 17.2 |
| S_2 | 75.49 | 1.06 | 28.4(35.2) | 16.2 | 157.9 | 3.2 |
| R_2 | 9.17 | 1.06 | 3.5 | 16.8 | 153.0 | 27.1 |
| K_2 | 23.78 | 1.06 | 9.0 | 18.4 | 161.3 | 11.4 |
| M_3 | 0.76 | 1.05 | 0.3 (0.3) | 14.2 | -151.1 | 272.3 |
| SK_3 | 1.33 | 1.05 | 0.5 (0.7) | | | |
| M_4 | 0.98 | 1.05 | 0.4 (0.5) | | | |
| MS_4 | 0.24 | 1.05 | 0.1 (0.2) | | | |
| S_4 | 0.10 | 1.05 | 0.0 (0.3) | | | |

Tabelle 8.3 : Amplituden und Phasen sowie der scheinbare Gravi-
 meterfaktor des Zeitraumes 20.2.85,12 Uhr UT -
 23.12.86,23 Uhr UT = 16116 Stunden

den Schweremessungen gewonnenen Hübe unterscheiden sich hiervon nur geringfügig. Der mittlere Springtidenhub $2 \cdot (M_2 + S_2)$ beträgt aus den Pegelmessungen 1.49 m. Die Schweremessungen liefern einen mittleren Springtidenhub von 1.30 m bzw. 1.31 m aus den beiden Zeitreihen. Berücksichtigt man, daß in der kurzen Zeitreihe der Pegelmessung die Wellen S_2 und K_2 nicht getrennt werden können, so sollte man zur Berechnung des mittleren Springtidenhubes aus den Schweredaten noch die Welle K_2 hinzunehmen. Damit ergeben sich die Hübe zu 1.54 m bzw. 1.49 m, also eine sehr gute Übereinstimmung. Auch die kleineren Tiden, wie z.B. Q_1 , deuten an, daß die Hübe an GvN ziemlich genau so groß sind wie die, die mit dem Unterwasserpegel registriert wurden. Eine geringfügige zeitliche Verzögerung zwischen den Pegel- und den Schweremessungen resultiert aus der räumlichen Entfernung beider Meßpunkte.

Es soll an dieser Stelle noch ein Versuch erwähnt werden, der durchgeführt wurde, um nachzuprüfen, ob die Meeresgezeiten in der Atka-Bucht vollständig in der Schwereänderung an GvN enthalten sind. Am 30.10.84 wurde über eine halbe Gezeitenperiode, also von Hoch- bis Niedrigwasser, ein in der Atka-Bucht gestrandeter Eisberg beobachtet. Dabei wurde von der Voraussetzung ausgegangen, daß der Eisberg die Bewegungen der Meeresoberfläche nicht mitmachen kann, wohl aber das Meereis in der Bucht. Mit Hilfe eines Theodoliten wurde eine Marke am Eisberg beobachtet und daraus die vertikale Bewegung des Meereises relativ zum Eisberg berechnet. Trotz der kurzen Beobachtungszeit ergab sich eine gute Übereinstimmung mit der Vertikalbewegung an GvN, ein weiteres Indiz also, daß das Schelfeis an GvN frei schwimmt und den Meeresgezeiten folgen kann.

Obwohl sie nach dem F-Test als nicht signifikant einzustufen sind, wurden die Wellen M_3 , SK_3 , M_4 , MS_4 und S_4 mit in die Tabellen aufgenommen. Die dritteltägige Tide M_3 stammt aus der dritten Ordnung des Gezeitenpotentials. M_4 und S_4 ergeben sich aus der vierten Ordnung und sind im Gezeitenpotential mit vernachlässigbar kleinen Amplituden vertreten. Trotzdem sind diese Partialtiden zu beobachten, denn durch nichtlineare Effekte werden bei der doppelten, dreifachen usw. Frequenz der Grundwelle Oberwellen erzeugt. So sind M_4 und S_4 Oberwellen zu M_2 bzw. S_2 , SK_3 wird aus den Wellen K_1 und S_2 erzeugt. Da diese nichtlinearen Anteile bereits in den Meeresgezeiten vorhanden sind, wie aus den Tabellen zu entnehmen

ist, ist es nicht notwendig, sie einer eventuellen nichtlinearen Übertragungsfunktion des Gravimeters oder einer nichtlinearen Reaktion der Schelfeisplatte zuzuschreiben. Vielmehr werden diese sog. Seichtwassertiden wohl schon erzeugt, wenn die Gezeitenwellen auf den Kontinentalschelf auflaufen.

Die Frequenz der Welle SK_3 ist die Summe der Frequenzen der erzeugenden Wellen K_1 und S_2 . Genauso gibt es eine nichtlineare Tide bei der Differenz der Frequenzen, in diesem Fall trifft sie mit der Frequenz der Welle P_1 zusammen. Es wird also durch nichtlineare Vorgänge Energie auch in den ganz- und halbtägigen Periodenbereich übertragen (z.B. SCHÜLLER et al., 1979), deren Wirkung von den linearen Gezeiten nicht zu unterscheiden ist. Eine Methode, dieses Problem zu lösen, ist die sog. Response-Funktion, die von MUNK und CARTWRIGHT (1966) beschrieben wurde. AMIN (1982) benutzt die Methode in folgender Form : Die Approximation der Response-Funktion erhält man als Polynom zweiter Ordnung derart, daß

$$R(A) = \sum_{i=0}^2 a_i \cdot \omega_i \quad \text{für die Amplituden und} \quad (8.4)$$

$$R(\phi) = \sum_{i=0}^2 b_i \cdot \omega_i \quad \text{für die Phasen ist.} \quad (8.5)$$

Die Koeffizienten a_i und b_i ergeben sich aus der diskreten Funktion für bestimmte Partialtiden, so daß gilt

$$\sum_{j=1}^n (A_j - \sum_{i=0}^2 a_i \cdot \omega_i)^2 = \text{Minimum} \quad \text{bzw.} \quad (8.6)$$

$$\sum_{j=1}^n (\phi_j - \sum_{i=0}^2 b_i \cdot \omega_i)^2 = \text{Minimum}, \quad (8.7)$$

wenn n die Anzahl der vorgegebenen Partialtiden mit den Frequenzen ω_i

ist. Hierbei ist es sinnvoll, Partialtiden vorzugeben, die wenig von nichtlinearen Termen oder von eventuellen Temperatureinflüssen gestört werden können. Hier wurden die Wellen Q_1 , π_1 und J_1 im ganztägigen und N_2 , M_2 und K_2 im halbtägigen Periodenbereich gewählt. Nicht die Amplitude, sondern der scheinbare Gravimeterfaktor δ_g wurde betrachtet. Die Abb. 8.3 und 8.4 zeigen die in den Tabelle 8.2 und 8.3 aufgeführten Gravimeterfaktoren und Phasendifferenzen (hierbei wurden positive Phasen durch Subtraktion von 360° zu negativen Phasen gemacht, um einen Sprung zu vermeiden) mit Fehlerbalken, die durchgezogenen Linien sind die Response-Funktionen für das jeweilige Frequenzband. Nach AMIN (1982) sind nun die Abweichungen der Amplituden der diskreten Perioden von der Response-Funktion von nichtlinearen Effekten verursacht, die man daraus bestimmen kann. Leider liefert diese Methode, auf die Gravimeterdaten angewendet, keine allzu sinnvollen Ergebnisse. So ergibt sich z.B aus der Differenz der Amplituden der Welle M_2 aus Abb. 8.3 nach der harmonischen Analyse und der Response-Methode ein Wert von etwa $13 \mu\text{gal}$. Wenn man die nach der Response-Methode gefundene Amplitude dieser Größe für eine nichtlineare Welle gleicher Periode wie M_2 hält, so ist sie immerhin etwa um den Faktor 10 größer als vergleichbare Wellen im dritteltägigen Periodenbereich. AMIN (1982) ist erfolgreicher mit dieser Methode, aber seine Zeitreihen haben auch Längen von bis zu neun Jahren. Eine gewisse Willkür in der Auswahl der diskreten Wellen zur Bestimmung der Koeffizienten a_i und b_i ist nicht zu verkennen, damit lassen sich die nicht so guten Ergebnisse begründen.

Immerhin kann man aus den Abb. 8.3 und 8.4 entnehmen, daß die scheinbaren Gravimeterfaktoren im ganztägigen Frequenzband mit zunehmender Frequenz leicht abnehmen und im halbtägigen Frequenzband mit zunehmender Frequenz deutlich zunehmen. Im Mittel sind die ganztägigen Gezeitenamplituden etwa 2.5 mal größer als die Körpergezeiten, die halbtägigen sogar etwa um den Faktor 13 größer. Bei den ganztägigen Wellen ist nur ein ganz leichter Trend zu größer werdenden Phasenverschiebungen mit zunehmender Frequenz zu beobachten. Die Phasenverschiebungen der halbtägigen Wellen nehmen dagegen deutlich mit größer werdender Frequenz zu. Es gibt Untersuchungen darüber, wie die Änderung der Phasenverschiebung mit sich ändernder Frequenz auszulegen ist. An vielen Orten ist es so, daß die Springtide nicht bei Voll- oder Neumond eintritt, sondern oft ein

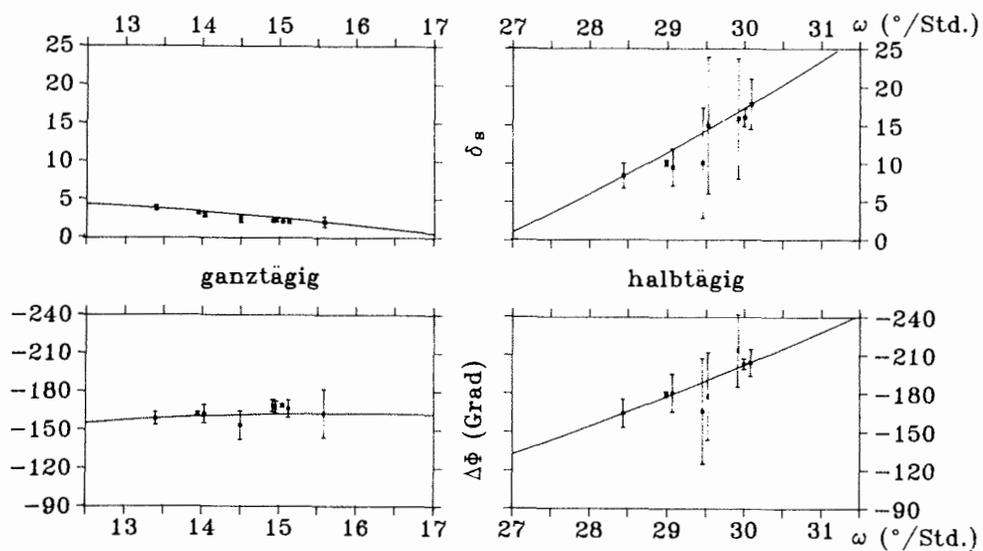


Abb. 8.3 : Scheinbare Gravimeterfaktoren und Phasenverschiebungen im
 ----- ganz- und halbtägigen Periodenbereich für den Meßzeitraum
 17.3.84, 12 Uhr UT bis zum 10.2.85, 11 Uhr UT.

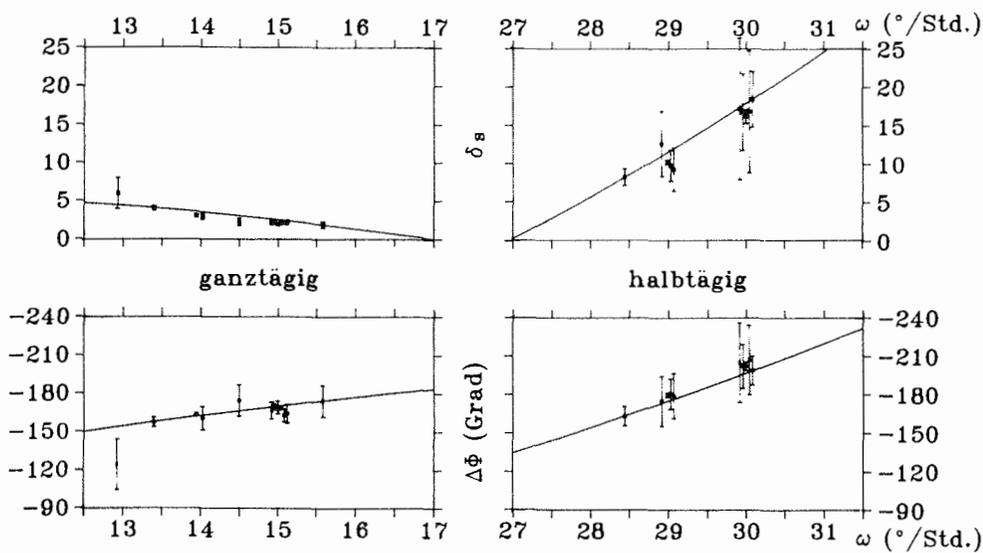


Abb. 8.4 : Scheinbare Gravimeterfaktoren und Phasenverschiebungen im
 ----- ganz- und halbtägigen Periodenbereich für den Meßzeitraum
 20.2.85, 12 Uhr UT bis zum 23.12.86, 23 Uhr UT.

oder zwei Tage später. Dieses als "Alter einer Tide" bezeichnete Phänomen beschreiben z.B. GARRETT und MUNK (1971), es ist definiert als die Differenz der Phasen der Tiden M_2 und S_2 geteilt durch den Frequenzabstand der Tiden, also

$$a = \phi(M_2) - \phi(S_2) / 1.016, \text{ a in Stunden.} \quad (8.8)$$

Für über 600 untersuchte Orte liegt bei fast der Hälfte aller Orte dieser Wert bei etwa 24 Stunden, derselbe Wert ergibt sich auch aus den Gravimeterdaten. Ferner wird erwähnt, daß die Differenz der Phasen der Tiden N_2 und S_2 in der Regel etwa halb so groß ist wie die Differenz der Phasen der Wellen M_2 und S_2 . Genau dies läßt sich auch aus den Schweredaten an GvN ablesen. Dieses Alter einer Tide wird mit Gezeitenreibung in Verbindung gebracht. So berichtet WEBB (1973), daß Regionen, wo das Alter einer Tide größer als 60 Stunden ist, starke topographische Eigenheiten aufweisen, die eine große Gezeitenreibung bewirken. Im antarktischen Gebiet sind dies die Ross-See und die Westküste der antarktischen Halbinsel, wovon auch POTTER et al. (1985) ausführlich berichten. Demnach ist die Gegend um GvN völlig "normal", starke Dissipation der Meeresgezeiten ist nicht zu beobachten. Unter einem anderen Aspekt wird in Abschnitt 9.3 auf die Gezeitendissipation zurückgekommen.

Ein weiteres Phänomen soll hier kurz erwähnt werden. Meeresgezeitenströmungen auf der rotierenden Erde unterliegen der Corioliskraft. Dadurch bilden sich sog. Sverdrup-Wellen aus, deren Frequenz, die Inertialfrequenz, sich errechnet aus

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi, \quad (8.9)$$

wenn Ω die Kreisfrequenz der Erdrotation und ϕ die geographische Breite bedeuten. Diese Inertialfrequenz bzw. -periode liegt in den Polargebieten im halbtägigen Periodenbereich, an GvN beträgt $f=28.2969^\circ/\text{Std.}$ Diese Frequenz liegt zwischen den Frequenzen der Gezeitenwellen μ_2 und N_2 . Nun wäre es möglich, daß diese Wellen auch unter dem Schelfeis vorkommen und dort ein zusätzliches Signal in der Schwere erzeugen könnten. Der zweite, längere Zeitraum der Gravimeterdaten wurde daraufhin untersucht, ob im Gezeitenspektrum bei dieser Frequenz etwas zu beobach-

ten ist. Aber es zeigt sich, daß an der genannten Stelle absolut keine über das Rauschen herausragende Amplitude zu identifizieren ist. Über den selben Mißerfolg hatten auch schon LOYNES et al. (1984) mit Gezeitenströmungsmessungen am Nordende des George-VI-Schelfeises berichtet. Sie schreiben dies einem "cusping" der halbtägigen Haupttiden mit saisonalen Variationen der M_2 -Tide zu. Unter "cusping" versteht man ein Anheben des spektralen Kontinuums in der Nähe von Gezeitenfrequenzen durch nichtlineare Wechselwirkungen zwischen diesen Tiden und dem niederfrequenten Kontinuum (MUNK et al., 1965).

Um eventuelle saisonale Variationen in der Gravimeterdaten zu finden, wurden gleitende Analysen gerechnet. Der Gesamtzeitraum der Daten, unterbrochen durch die Lücke im Februar 1985, wurde in jeweils 30 Tage lange überlappende Abschnitte zerteilt, so daß jeweils der 1. und der 16. eines Monats 0 Uhr UT die mittleren Zeitpunkte dieser Abschnitte sind. Von jedem dieser Abschnitte wurde ein "least-squares-fit" mit den vier größten Wellen O_1 , K_1 , M_2 und S_2 berechnet. In Abb. 8.5 sind die Ergebnisse für die Amplituden und scheinbaren Gravimeterfaktoren aufgetragen. Der Maßstab ist an allen vier Teilfiguren identisch, nur bei den scheinbaren Gravimeterfaktoren mußte der Nullpunkt entsprechend verschoben werden. Die Fluktuationen bei der Welle M_2 können der Überlagerung von M_2 und S_2 zugeschrieben werden. Wie schon erwähnt wurde, entstehen die Spring- und die Nipptide durch konstruktive bzw. destruktive Interferenz dieser beiden Tiden, was in den Monatsanalysen zu erkennen ist. Andere Schwebungsfrequenzen sind bei den Wellen K_1 und S_2 zu beobachten. So wird durch die eng benachbarten Wellen P_1 bzw. K_2 eine halbjährliche Welle erzeugt. Die Amplituden von K_1 erreichen dadurch ihre Maxima im Sommer und Winter, dagegen haben die Amplituden von S_2 ihre größten Werte im Frühling und im Herbst. Während der scheinbare Gravimeterfaktor über alle 62 Teilintervalle bei der Tide K_1 annähernd konstant ist, sind bei der Welle S_2 ähnliche Variationen wie bei der Amplitude selbst zu beobachten. Ein konstanter scheinbarer Gravimeterfaktor, wie er bei K_1 beobachtet wird, bedeutet aber, daß die Körpergezeiten dieselben saisonalen Variationen aufweisen wie die gemessenen Amplituden. Demnach scheint die halbtägige Welle S_2 noch durch andere Effekte beeinflusst zu werden. Möglicherweise sind es Temperaturschwankungen, worauf in Abschnitt 8.2.4 noch eingegangen werden soll. Auch in den Phasendifferenzen, die in Abb.

8.6 aufgetragen sind, kann man nur bei der Tide S_2 leichte saisonale Schwankungen ausmachen. Dieser Abbildung, in der wiederum positive Phasen durch Subtraktion von 360° negativ gemacht wurden, um Phasensprünge zu vermeiden, ist weiterhin zu entnehmen, daß die Phasen in den Monaten starker Meeresdünung größere Abweichungen vom mittleren Wert aufweisen, was bei K_1 am stärksten ausgeprägt ist.

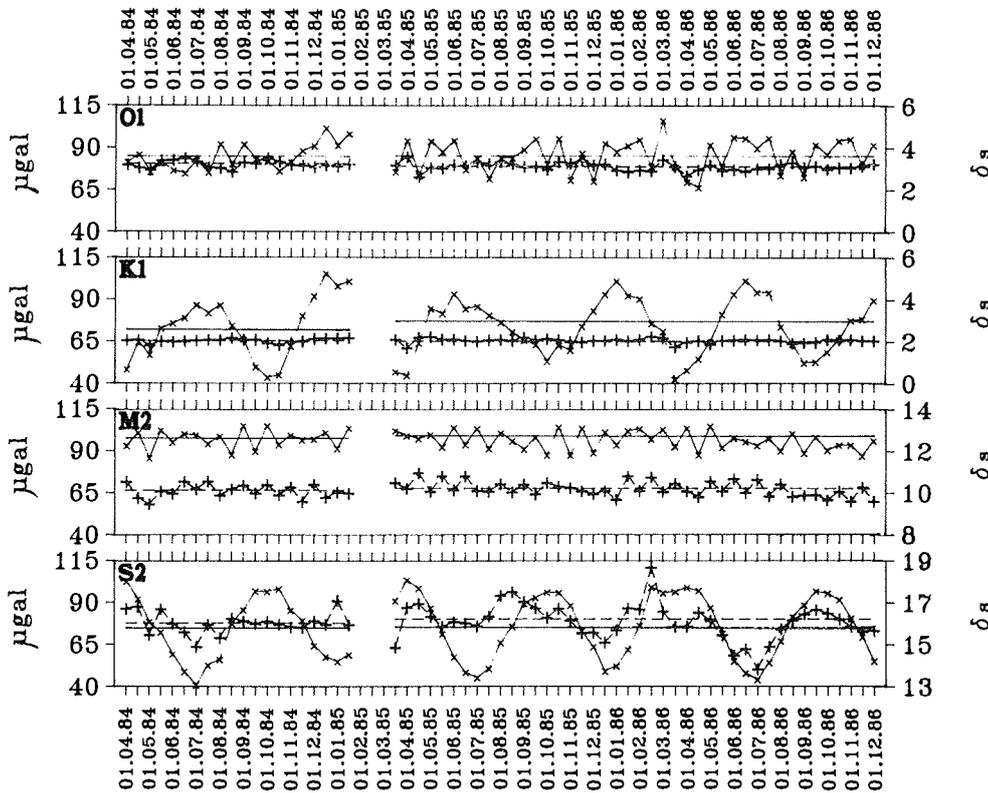


Abb. 8.5 : Ergebnisse von Monatsanalysen der Gravimeterdaten. Aufgetragen ----- sind die Amplituden (x-x-x) und die scheinbaren Gravimeterfaktoren (+--++) der vier größten Tiden, die durchgezogenen bzw. gestrichelten Linien sind die Ergebnisse der Gesamtanalyse.

Die zum Vergleich herangezogenen Daten des Meeresbodenpegels (LUTJEHARMS et al., 1985) stammen aus einem Monat im Sommer. Es gibt Untersuchungen von MURTY (1985) darüber, wie die Meereszeiten durch jahreszeitlich

wechselnde Eisbedeckungen beeinflusst werden können. Demnach werden durch zunehmende Meereisbedeckung und erhöhte Reibung nichtlineare Gezeiten, die Seichtwassertiden, verstärkt. Diese Tendenz ist in den Gravimeterdaten zu finden. Analysen von halbjährlichen Teilzeiträumen ergeben für den Winter 1985 (1.April bis 30.September) Amplituden für SK_3 und M_4 von 2.04 bzw. 1.30 μgal , für den Sommer 1985/86 (1.Oktober bis 31.März) entsprechende Amplituden von 1.82 bzw. 0.58 μgal und für den Winter 1986 Amplituden von 2.38 bzw. 0.79 μgal . Eine saisonale Schwankung der Seichtwassertiden ist also erkennbar, aber nicht gravierend.

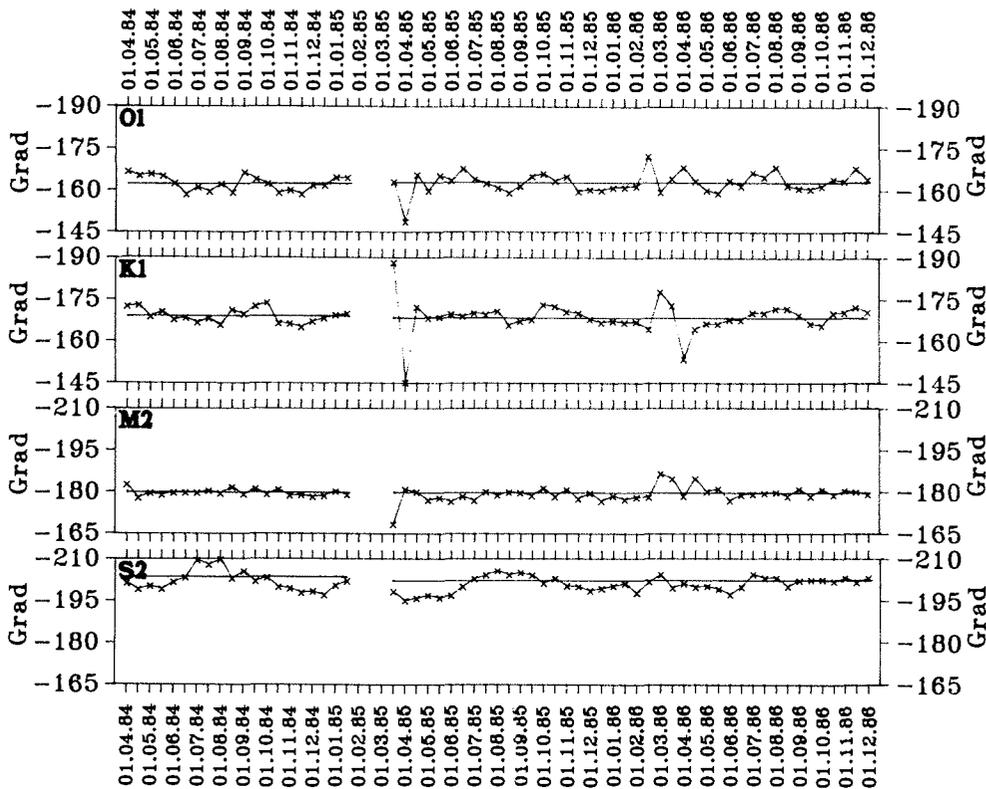


Abb. 8.6 : Ergebnisse von Monatsanalysen der Gravimeterdaten. Aufgetragen ----- sind die Phasen (x-x-x) der vier größten Tiden, die durchgezogenen Linien sind die Ergebnisse der Gesamtanalyse.

8.2.2. Die Tiltmeterdaten

Die nach Anwendung des Hochpaßfilters lückenlose Zeitreihe von 19320 Stundenwerten vom Tiltmeter im Observatorium soll in diesem Abschnitt behandelt werden. Mit dem selbstgebauten Hebelsystem wurden in den drei Jahren mehrere Eichungen durchgeführt. Die Konstanz der daraus erhaltenen Eichwerte ist nicht so gut wie beim Gravimeter, es ergab sich ein Mittelwert von 1.50 ± 0.19 "/V aus neun Eichungen. Der Fehler ist somit um gut eine Größenordnung höher als bei den Gravimeteereichungen.

Die Tabelle 8.4 enthält die Amplituden und Phasen der signifikanten Tiden. Die dritteltägigen Tiden und S_4 wurden mit aufgenommen, obwohl sie nach dem F-Test nicht signifikant sind. Ebenso verfehlt sogar die Welle O_1 die Signifikanzschwelle, erscheint aber ihrer Bedeutung wegen dennoch in der Tabelle. Die mittlere Springtidenamplitude $2 \cdot (M_2 + S_2)$ beträgt etwa 0.87". Zur Veranschaulichung : eine Basislänge von 1 km wird demnach um etwa 4 mm gehoben und gesenkt. Dies darf nicht mit den aus den Schweremessungen erhaltenen Hüben verwechselt werden, denn jene sind reine Vertikalbewegungen. In Kapitel 9 wird auf die Schelfeisneigungen noch ausführlich eingegangen. Des weiteren ist der Tabelle 8.4 zu entnehmen, daß das aus den Phasen errechnete Alter der Tide exakt mit den aus den Schweredaten ermittelten Ergebnissen übereinstimmt. Die Schelfeisneigungen sind allerdings gegenüber den Vertikalbewegungen in den halbtägigen Gezeiten um etwa 10 Grad verzögert. Hierbei ist die Phase der Horizontalkomponente auf die theoretischen Schweregezeiten (somit aufs Potential) am Ortsmeridian bezogen und nicht auf die Horizontalkomponente der Körpergezeit (hier besteht ein Unterschied, der von der Orientierung der Horizontalkomponente abhängig ist).

In der Abb. 8.7 ist das Spektrum dieser Zeitreihe dargestellt. Wiederum ist im Frequenzbereich oberhalb $40^\circ/\text{Std.}$ ein anderer Maßstab gewählt worden, allerdings nur 20fach überhöht. Die nichtlinearen Tiden sind demnach verhältnismäßig größer als bei den Schweredaten. Während z.B. das Verhältnis M_2 zu M_4 bei der Vertikalkomponente etwa 100 beträgt, ist es in der Nord-Süd-Komponente nur ungefähr 20. Bei den Schweredaten ist, wie gesehen, die nichtlineare Komponente bereits in den Meeresgezeiten vorhanden. Die etwa fünfmal so große nichtlineare Welle in den Neigungs-

| Welle | Ampl. (mseca) | Fehler (mseca) | γ_s | Phase (Grad) | Fehler (Grad) |
|-------------|------------------|-------------------|------------|-----------------|------------------|
| M_f | 67.07 | 2.40 | 110.4 | -84.9 | 43.5 |
| Q_1 | 8.00 | 2.40 | 9.8 | -85.6 | 17.8 |
| O_1 | 7.18 | 2.41 | 1.7 | 23.7 | 19.6 |
| τ_1 | 10.43 | 2.41 | 37.6 | 12.1 | 15.6 |
| χ_1 | 7.70 | 2.40 | 167.3 | 164.7 | 50.2 |
| P_1 | 14.15 | 2.42 | 9.2 | 89.7 | 9.9 |
| S_1 | 25.93 | 2.43 | 43.1 | 120.7 | 6.5 |
| K_1 | 14.29 | 2.43 | 2.6 | -21.4 | 9.7 |
| ψ_1 | 25.37 | 2.43 | 48.1 | -121.8 | 6.8 |
| ϕ_1 | 10.84 | 2.42 | 26.5 | -172.4 | 13.8 |
| μ_2 | 10.44 | 2.40 | 107.6 | 173.3 | 50.1 |
| N_2 | 46.11 | 2.40 | 68.3 | 179.0 | 7.7 |
| v_2 | 11.00 | 2.40 | 94.8 | -160.9 | 43.1 |
| γ_2 | 14.07 | 2.40 | 188.2 | 178.0 | 66.2 |
| M_2 | 251.42 | 2.41 | 74.4 | 168.7 | 1.6 |
| β_2 | 35.82 | 2.41 | 97.5 | 171.1 | 13.9 |
| λ_2 | 7.66 | 2.40 | 129.9 | -131.1 | 84.5 |
| $2T_2$ | 12.07 | 2.42 | 122.6 | 126.7 | 53.1 |
| T_2 | 8.52 | 2.43 | 116.1 | 139.1 | 73.0 |
| S_2 | 182.53 | 2.43 | 110.2 | 145.3 | 3.1 |
| R_2 | 22.96 | 2.43 | 142.9 | 136.1 | 31.1 |
| K_2 | 60.43 | 2.42 | 100.3 | 144.7 | 8.5 |
| M_3 | 2.28 | 2.40 | 85.6 | -74.3 | 219.5 |
| SK_3 | 5.94 | 2.40 | | | |
| M_4 | 12.43 | 2.40 | | | |
| MS_4 | 8.34 | 2.40 | | | |
| S_4 | 0.85 | 2.40 | | | |

Tabelle 8.4 : Amplituden und Phasen sowie der scheinbare Ver-
 =====
 minderungsfaktor des Zeitraumes 17.10.84,12 Uhr
 UT - 31.12.86,11 Uhr UT = 19320 Stunden.

messungen hat ihre Ursache in der Reaktion der Schelfeisplatte, was in Kapitel 9 noch erörtert wird.

Im Spektrum fällt auf, daß die ganztägigen Gezeiten kaum hervortreten. Verschiedene Erklärungen dafür sollen diskutiert werden. Zunächst einmal könnte man annehmen, daß die anregenden Meeresgezeiten im ganztägigen Bereich in der Nähe von GvN eine Amphidromie besäßen. Dem widersprechen aber die Ergebnisse der Schweremessungen sowie der Tiltmetermessungen im Nahbereich der Station, die in Abschnitt 8.3 gezeigt werden. Eher möglich ist, daß an diesem Ort die Nord-Süd-Komponente der Neigung ein Minimum im ganztägigen Bereich hat. Da das Tiltmeter nur diese Komponente der Neigung registriert, ist es nicht möglich, hieraus die Hauptneigungsrichtung zu bestimmen, wie es mit den Zweikomponententiltmetern im Abschnitt 8.4 geschieht. Meßversuche mit einem Zweikomponententiltmeter im Observatorium scheiterten, es wurden leider keine ausreichenden Resultate erzielt. Hier reichte die geringere Auflösung dieser Tiltmeter nicht aus, weil die Neigungsamplituden sehr klein sind.

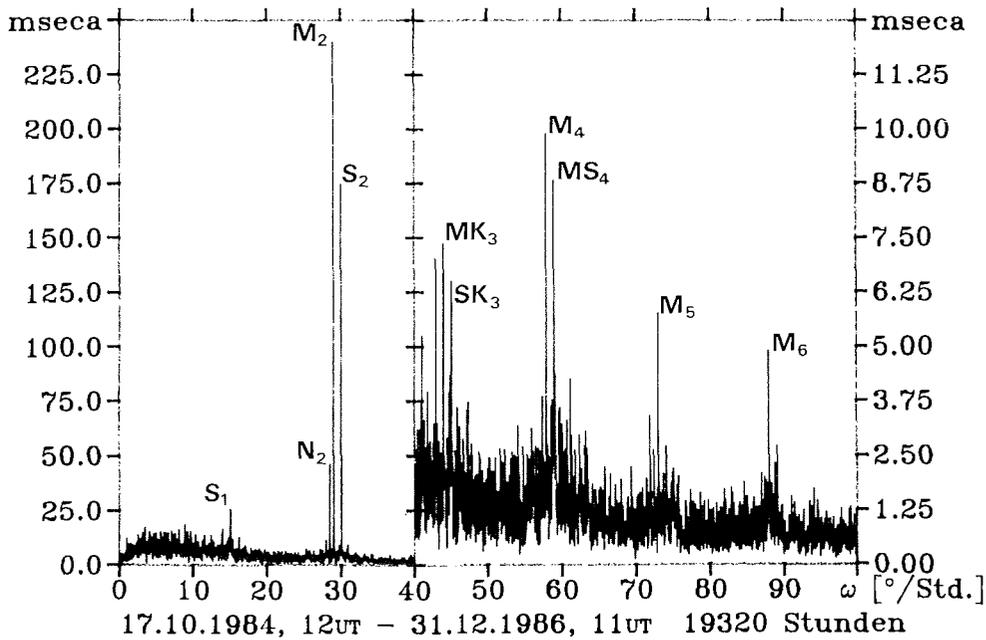


Abb. 8.7 : Amplitudenspektrum der Tiltmeterdaten, ab der Frequenz
----- 40°/Std. ist der Maßstab um den Faktor 20 vergrößert.

Vielleicht liegt die Ursache für die sehr kleinen ganztägigen Gezeiten aber auch in nichtlinearen Reaktionen. Wenn durch nichtlineare Vorgänge Energie in den ganztägigen Gezeitenbereich gelangt und diese ganztägigen nichtlinearen Tiden gegenphasig zu den ganztägigen linearen Tiden sind, so kann eine Reduzierung letzterer entstehen. Gegen diese Hypothese spricht, daß diese nichtlinearen ganztägigen Gezeiten sehr groß sein müssen, denn die Response-Methode liefert für O_1 , K_1 und P_1 Amplituden von etwa 60, 140 bzw. 25 msec, bei gleichzeitiger Forderung nach Gegenphasigkeit. Dafür spricht, daß nur diese drei genannten Tiden wesentlich beeinträchtigt werden, andere ganztägige Wellen dagegen nicht. So entspricht der Differenz der Frequenzen der Tiden S_2 und K_1 der Tide P_1 , die Differenz der Frequenzen der Tiden M_2 und K_1 der Tide O_1 und die Differenz der Frequenzen der Tiden S_2 (bzw. M_2) und P_1 (bzw. O_1) der Tide K_1 . Wesentlich komplizierter wird das Bild noch, wenn man anstelle einer Kombination zweiter Ordnung eine Kombination dritter Ordnung nimmt (SCHÜLLER et al., 1979).

Es ergibt sich, wie Tabelle 8.4 zu entnehmen ist, ein mittlerer scheinbarer Verminderungsfaktor für den ganztägigen Gezeitenbereich von etwa 22, für den halbtägigen von etwa 110, womit in beiden Bereichen die γ_s etwa den zehnfachen Wert der δ_s betragen. Diese scheinbaren Verminderungsfaktoren und die Phasen sind zusammen mit der Response-Funktion in Abb. 8.8 aufgetragen. Es sind wesentlich größere Fehlerbalken und Streuungen als bei den Schwerewerten zu beobachten.

Die Abb. 8.9 zeigt wiederum die Ergebnisse von Monatsanalysen. Ebenso wie bei den scheinbaren Gravimeterfaktoren sind auch hier bei der Tide S_2 halbjährliche Variationen zu erkennen. Dagegen zeigen die Ergebnisse von O_1 und K_1 mitunter recht große Amplituden, größere als aus der Gesamtanalyse. Hier findet sich ein weiterer Hinweis auf die eben geäußerte Hypothese über die Übertragung von Energie nichtlinearer Vorgänge in den ganztägigen Gezeitenbereich. So kann man der Abb. 8.10a entnehmen, daß es in gewissen Zeiträumen vorkommt, daß die Amplituden im ganztägigen Bereich immerhin etwa halb so groß wie M_2 werden können und gleichzeitig recht ausgeprägte Amplituden im dritteltägigen Bereich vorhanden sind. Abb. 8.10b zeigt einen Ausschnitt, in dem keine nichtlinearen dritteltägigen Tiden zu identifizieren sind und gleichzeitig im ganztägigen Be-

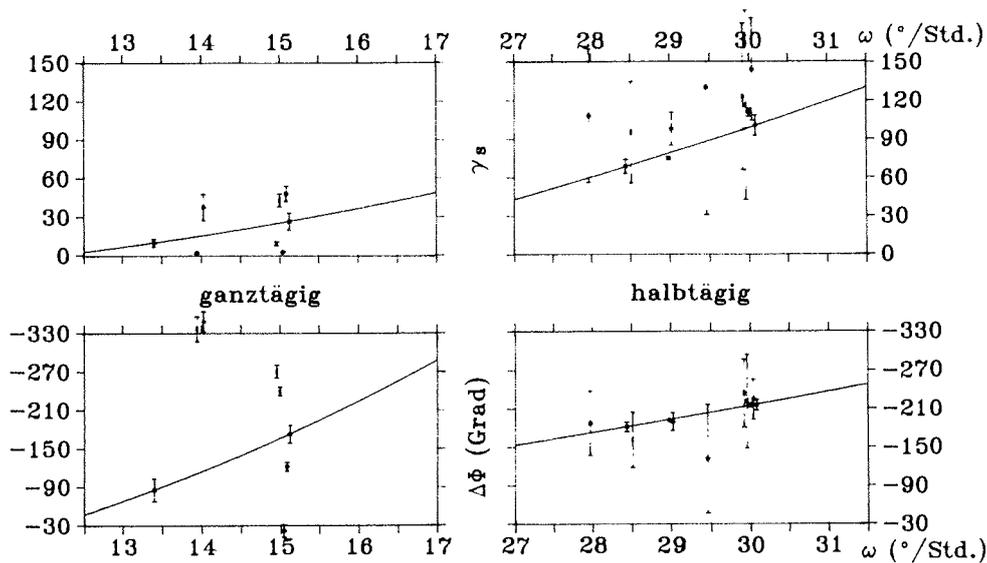


Abb. 8.8 : Scheinbare Verminderungsfaktoren und Phasendifferenzen im
 ----- ganz- und halbtägigen Periodenbereich für den Meßzeitraum
 17.10.84, 12 Uhr UT bis zum 31.12.86, 11 Uhr UT.

reich die Wellen nicht über das Rauschen herausragen. Diese Erscheinung läßt sich häufiger, aber nicht immer, beobachten, also entweder signifikante Wellen im ganz- und im dritteltägigen Periodenbereich oder weder Amplituden im ganz- noch im dritteltägigen Bereich. Allerdings kommt es aufgrund mangelnder Datenqualität häufig zu starkem roten Rauschen, das den ganztägigen Bereich überdeckt, wie es in der Abb. 8.10c recht ausgeprägt zu beobachten ist.

8.2.3. Die Strainmeterdaten

Die Eichung des Strainmeters ist ein bisher noch nicht optimal gelöstes Problem. Jede Berührung dieses empfindlichen Instruments kann in Versätzen in der Meßkurve resultieren, so daß nicht jede gleichgroße Verstellung der Justierschraube in gleichgroße Spannungssprünge umgesetzt wird. Aus einigen solchen Eichversuchen ergibt sich ein Eichfaktor von $4.15 \pm 1.90 \cdot 10^{-6} / V$, also ein Fehler von etwa 45% gegenüber 13% beim Tilt-

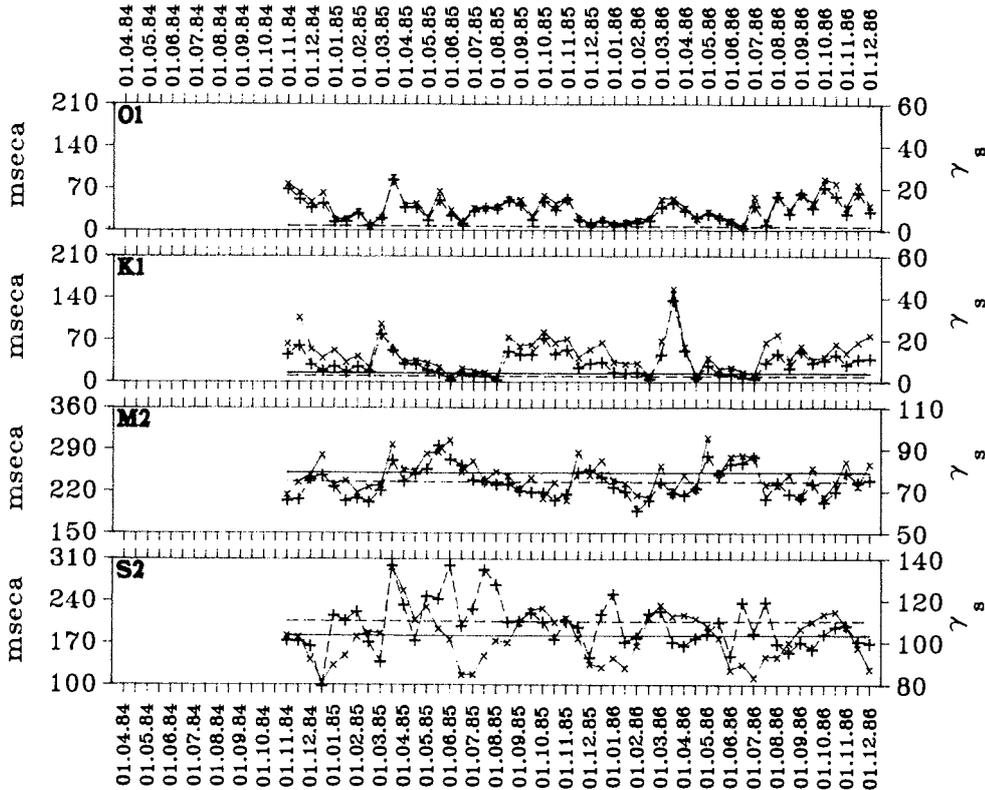


Abb. 8.9 : Ergebnisse von Monatsanalysen der Tiltmeterdaten. Aufgetragen ----- sind die Amplituden (x-x-x) und die scheinbaren Verminderungsfaktoren (+--+) der vier größten Tiden, die durchgezogenen bzw. gestrichelten Linien sind die Ergebnisse der Gesamtanalyse.

meter und weniger als 2% beim Gravimeter. Sehr verlässliche quantitative Aussagen lassen sich demnach aus diesen Messungen nicht gewinnen. So sind die Angaben in der Tabelle 8.5 entsprechend vorsichtig zu interpretieren. Es erscheinen, trotz Verfehlung der Signifikanzschwelle, die Tiden M_3 , MK_3 , SK_3 , M_4 und S_4 in der Tabelle. Das Verhältnis M_2 zu M_4 beträgt hier gerade noch 10. Die nichtlinearen Anteile scheinen also noch ausgeprägter zu sein als bei den Neigungsmessungen. Zufriedenstellend ist das Ergebnis der Phasen, besonders im halbtägigen Bereich. Es

sind keine gravierenden Unterschiede zu den Phasen der Vertikalkomponente festzustellen, wie das im Einzelnen zu interpretieren ist, soll im nächsten Kapitel folgen.

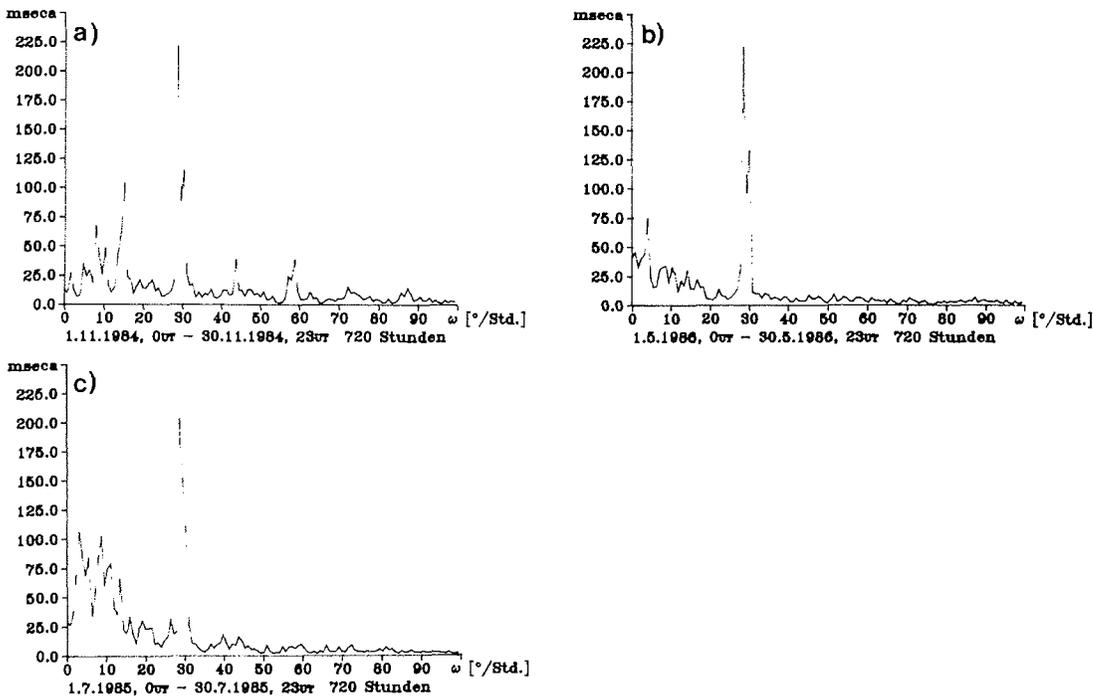


Abb. 8.10 : Drei Beispiele für Spektren von Monatsabschnitten :

- a) ganz- und dritteltägige Gezeiten sind gut zu sehen,
- b) ganz- und dritteltägige Gezeiten sind nicht zu sehen,
- c) Beispiel für starkes rotes Rauschen.

Das Spektrum der Zeitreihe vom Strainmeter, die nach der Hochpaßfilterung noch 7272 Stunden lang ist, zeigt die Abb. 8.11. Ab der Frequenz $40^\circ/\text{Std.}$ ist der Maßstab in der Amplitude um den Faktor 5 vergrößert worden, die nichtlinearen Wellen im drittel- und vierteltägigen Periodenbereich sind dadurch deutlich zu identifizieren. Im Gegensatz zu den Neigungsmessungen treten auch die ganztägigen Gezeiten trotz eines beträchtlichen roten Rauschens ganz deutlich hervor. Der Vollständigkeit halber enthält die Abb. 8.12 wiederum die scheinbaren Strainfaktoren λ_s

| Welle | Ampl. ($\cdot 10^{-9}$) | Fehler ($\cdot 10^{-9}$) | λ_s | Phase (Grad) | Fehler (Grad) |
|------------|------------------------------|-------------------------------|-------------|-----------------|------------------|
| M_f | 94.57 | 5.13 | 60.1 | 2.2 | 62.3 |
| Q_1 | 32.30 | 5.13 | 46.1 | 133.4 | 9.9 |
| O_1 | 120.73 | 5.21 | 33.5 | -178.3 | 2.6 |
| τ_1 | 36.73 | 5.21 | 40.9 | -141.4 | 8.7 |
| P_1 | 60.94 | 5.24 | 28.2 | 146.6 | 5.1 |
| K_1 | 125.25 | 5.30 | 25.2 | 155.6 | 2.5 |
| ϕ_1 | 30.12 | 5.24 | 21.2 | 163.6 | 10.1 |
| J_1 | 16.87 | 5.14 | 60.8 | -166.4 | 19.1 |
| SO_1 | 34.35 | 5.21 | 180.7 | -174.1 | 15.6 |
| OO_1 | 28.46 | 5.21 | 107.5 | -158.7 | 14.2 |
| N_2 | 18.96 | 5.13 | 12.8 | 176.7 | 18.1 |
| M_2 | 126.12 | 5.21 | 16.5 | 174.4 | 3.1 |
| δ_2 | 23.79 | 5.21 | 11.7 | 172.0 | 14.6 |
| $2T_2$ | 21.55 | 5.24 | 23.3 | 162.1 | 22.1 |
| S_2 | 85.66 | 5.30 | 23.1 | 160.8 | 5.5 |
| K_2 | 24.67 | 5.24 | 16.4 | 149.2 | 16.0 |
| M_3 | 2.07 | 5.13 | 93.5 | 150.4 | 264.1 |
| SO_3 | 20.08 | 5.21 | | | |
| MK_3 | 14.47 | 5.21 | | | |
| SK_3 | 8.41 | 5.13 | | | |
| M_4 | 13.33 | 5.13 | | | |
| MS_4 | 18.49 | 5.13 | | | |
| S_4 | 4.93 | 5.13 | | | |

Tabelle 8.5 : Amplituden und Phasen sowie scheinbarer Strain-
===== faktor des Zeitraumes 2.3.86,12 Uhr UT -
30.12.86,11 Uhr UT = 7272 Stunden.

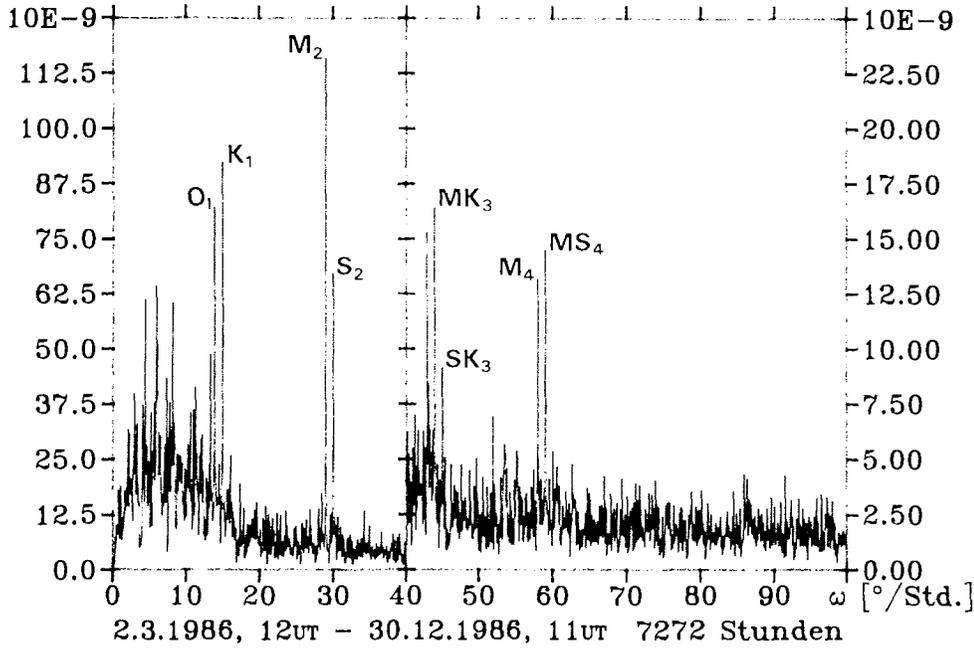


Abb. 8.11 : Amplitudenspektrum der Strainmeterdaten, ab der Frequenz $40^{\circ}/\text{Std.}$ ist der Maßstab um den Faktor 5 vergrößert.

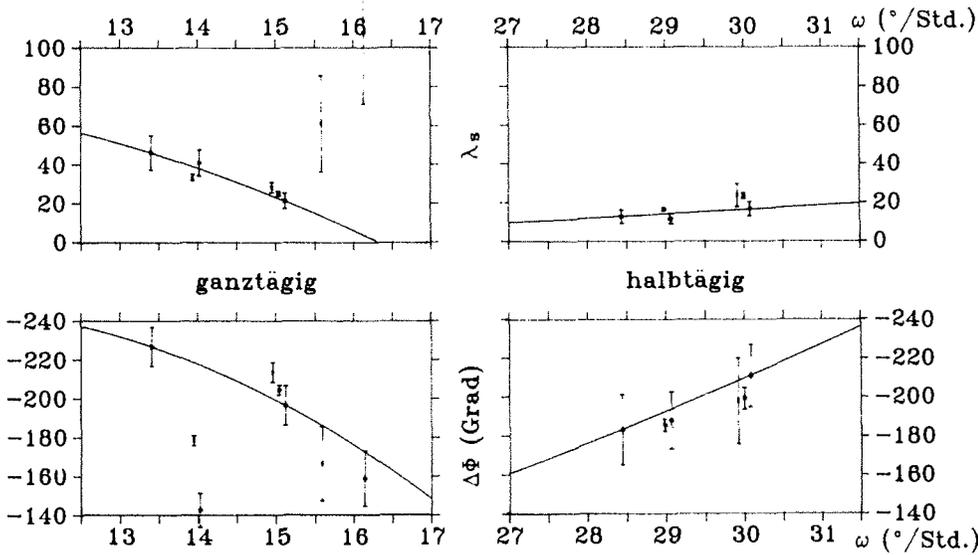


Abb. 8.12 : Scheinbare Strainfaktoren und Phasendifferenzen im ganz- und halbtägigen Periodenbereich für den Meßzeitraum 2.3.86, 12 Uhr UT bis zum 30.12.86, 11 Uhr UT.

und die Phasen mit Fehlerbalken im ganz- und im halbtägigen Gezeitenband. Vergleicht man das halbtägige Gezeitenband mit dem in den Abb. 8.3 oder 8.4, so fallen kaum Unterschiede auf. Auf eine Darstellung der Ergebnisse von Monatsanalysen wird verzichtet, weil die vergleichsweise kurze Zeitreihe dazu keine nennenswerte Information liefern kann.

8.2.4. Meteorologische und sonstige Einflüsse im Gezeitenbereich

Der Luftdruck kann einen Einfluß auf Schwere-, Neigungs- und Strainmessungen haben. Es existiert eine Zeitreihe dieses Parameters aus dem Observatorium und es soll untersucht werden, ob er gezeitenähnliche Variationen aufweist. Bis November 1984 wurde der Luftdruck nur analog mit einem Hydrobarographen aufgezeichnet. Stundenwerte wurden mit Hilfe einer kubischen Spline-Interpolation aus dreistündig abgelesenen Werten erhalten. Von Dezember 1984 bis Januar 1985 wurde der Luftdruck im Observatorium mit einem selbstgebauten Sensor gemessen, in dem eine Druckdose aus einer Radiosonde eingebaut war, und digital und analog aufgezeichnet. Seit Februar 1985 wird der Luftdruck mit einem im Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsobservatorium Schiltach gebauten Sensor erfaßt. Ort der Messung ist der seismische Container des geophysikalischen Observatoriums. Es existiert eine lückenlose Zeitreihe von Stundenmittelwerten des Luftdrucks vom 13. März 1984, 0 Uhr UT, bis zum 31. Dezember 1986, 23 Uhr UT, also 1024 Tage bzw. 24576 Stunden. Ein Vergleich mit den z.T. nicht lückenlosen Luftdruckaufzeichnungen des meteorologischen Observatoriums von GvN zeigt keine nennenswerten Unterschiede in den Variationen des Luftdrucks.

Die Daten wurden genauso behandelt wie die der Schwere, die Abb. 8.13 stellt das Spektrum desselben Zeitraumes dar, von dem auch Schweredaten existieren, also nach der Filterung vom 20. Februar 1985, 12 Uhr UT, bis zum 23. Dezember 1986, 23 Uhr UT. Ab der Frequenz $40^\circ/\text{Std.}$ wurde der Amplitudenmaßstab um den Faktor 10 vergrößert. Man erkennt deutlich signifikante Amplituden bei halbtägigen Perioden, die ganztägigen sind durch das rote Rauschen überdeckt. Außer einer erkennbaren Amplitude bei etwa $46.5^\circ/\text{Std.}$, was keinerlei Summe von Gezeitenfrequenzen entspricht, ist im höherfrequenten Bereich des Spektrums nichts Auffälliges zu entdecken.

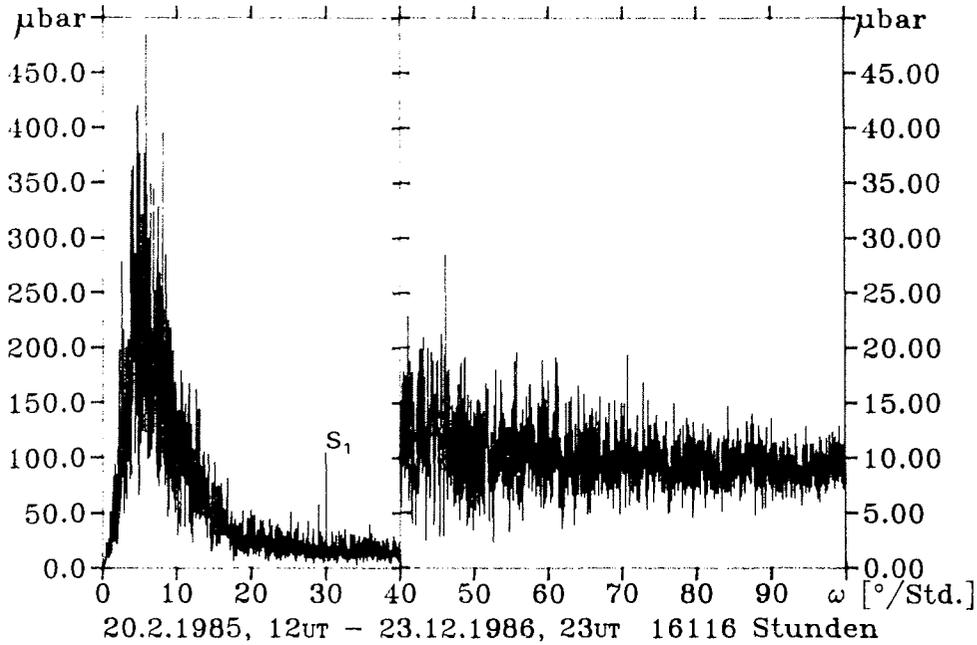


Abb. 8.13 : Amplitudenspektrum der Luftdruckaufzeichnungen aus dem
 ----- Observatorium, ab der Frequenz 40°/Std. ist der Maßstab
 um den Faktor 10 vergrößert.

Es erscheint im Prinzip sinnvoll, sich zu überlegen, wie groß der Einfluß der atmosphärischen Gezeiten durch Attraktions- und Auflastwirkung der Luftmassen auf die Schweremessungen ist, um diesen Anteil korrigieren zu können. Aber es gilt zu berücksichtigen, daß die Messungen des Luftdrucks nicht an einem ortsfesten Punkt geschehen, sondern der Sensor mit dem Schelfeis zusammen bewegt wird. Mit der mittleren Dichte der Luft am Boden $\rho_0 = 1.226 \text{ kg/m}^3$, dem mittleren Luftdruck am Boden $p_0 = 1000 \text{ mbar}$ und der Schwerebeschleunigung g ergibt sich die sog. Skalenhöhe H zu

$$H = \frac{p_0}{g \cdot \rho_0} = 8.3 \text{ km} , \quad (8.10)$$

(KERTZ, 1969). Das bedeutet, daß bei Heben des Schelfeises um einen Meter der Luftdruck um 0.13 hPa (=mbar) abnimmt. In der Tabelle 8.6 sind

die Ergebnisse einer harmonischen Analyse des Luftdrucks des oben genannten Zeitraumes enthalten, wobei der Hebungsbetrag aus Gleichung 8.10 erhalten wurde und die Ergebnisse der Schweremessungen aus Tabelle 8.3 übernommen wurden. Die angegebene Phase ist die Phasendifferenz zwischen der Phase der Luftdruck- und der Phase der Schweremessungen.

| Welle | Ampl. (mbar) | Fehler (mbar) | Ampl. (cm) | Phase (Grad) | Fehler (Grad) |
|----------------|-----------------|------------------|---------------|-----------------|------------------|
| O ₁ | 0.058 | 0.031 | 44.6 (32.0) | -137.5 | 30.4 |
| K ₁ | 0.094 | 0.031 | 72.3 (29.0) | -149.9 | 18.5 |
| N ₂ | 0.021 | 0.031 | 16.2 (6.5) | 58.7 | 82.8 |
| M ₂ | 0.062 | 0.031 | 47.7 (37.3) | -172.8 | 28.3 |
| S ₂ | 0.119 | 0.031 | 91.5 (28.4) | -106.1 | 14.8 |

Tabelle 8.6 : Ergebnisse der harmonischen Analyse der Luftdruck-
 ===== daten des Zeitraumes 20.2.85, 12 Uhr UT bis 23.12.86,
 23 Uhr UT = 16116 Stunden. Die Angaben in Klammern
 sind aus Tabelle 8.3 übernommen.

Der Versuch, ein Maß für den Einfluß des Luftdrucks auf die Schweremessungen zu finden, scheitert also daran, daß in den Luftdruckdaten atmosphärische Gezeiten und Höhenänderung miteinander verknüpft vorhanden sind. So hat z.B. HISDAL (1965) den Hub des Fimbul-Schelfeises aus Luftdruckdaten zu bestimmen versucht und akzeptable Resultate erhalten. Zahlenmäßige Angaben über den Einfluß der atmosphärischen Gezeiten finden sich z.B. bei SLICHTER et al. (1979) am Südpol mit etwa 0.67 $\mu\text{gal}/\text{mbar}$ (um nicht allzu inkonsequent zu sein, werden hier sowohl Schwere als auch Luftdruck in den "alten" Einheiten ausgedrückt, die Angabe $0.67 \cdot 10^{-10} \text{ m}/\text{sec}^2 \cdot \text{Pa}$ wäre wirklich zu unhandlich). Sehr ausführlich berichten WARBURTON und GOODKIND (1977) über den Luftdruckeinfluß auf Gravimetermessungen in Kalifornien. Sie erhalten im ganztägigen Gezeitenbereich einen Wert von 0.66 $\mu\text{gal}/\text{mbar}$ und im halbtägigen Bereich von 0.47 $\mu\text{gal}/\text{mbar}$. Aus Modellrechnungen ermittelten sie Werte von 0.24 bzw. 0.14 $\mu\text{gal}/\text{mbar}$ und begründen die Differenz zu den Messungen mit Einflüssen der atmosphärischen Gezeiten auf den indirekten Effekt der Ozeangezeiten. Einen etwa um den Faktor 10 größeren Wert geben SCHNEIDER und

SIMON (1976) in Wostok mit 6-8 $\mu\text{gal}/\text{mbar}$ an, der aber durch direkten Einfluß auf das Meßgerät begründet werden kann.

Die atmosphärischen Gezeiten sind breitenabhängig, sie werden mit zunehmender Breite kleiner. Eine Korrektur der gemessenen Schwerewerte mit etwa 0.7 $\mu\text{gal}/\text{mbar}$ scheint, selbst wenn man die atmosphärischen Gezeiten von den durch die Hebungen verursachten Luftdruckänderungen exakt trennen könnte, wenig sinnvoll. Aber auf einige interessante Schlüsse aus den Luftdruckdaten soll nicht verzichtet werden. Zum einen ist die in Tabelle 8.6 angegebene Phase der Tide M_2 sehr befriedigend, denn sie bedeutet, daß der Luftdruck kleiner wird, wenn das Schelfeis angehoben wird. Die atmosphärische Gezeit M_2 wird gravitativ erzeugt, die atmosphärische Tide S_2 überwiegend thermisch, es ist also im eigentlichen Sinne gar keine Gezeit, aber die thermische Wirkung auf die Atmosphäre hat dieselbe Wirkung und dieselbe Periode wie eine gravitativ erzeugte Tide. CHAPMAN und LINDZEN (1970) berichten von einer Phasendifferenz zwischen den atmosphärischen Gezeiten S_2 und M_2 von 83 Grad, die Tabelle 8.6 zeigt eine entsprechende Phasendifferenz von etwa 67 Grad, eine recht gute Übereinstimmung also, wenn man noch bedenkt, daß die Phasen der Meeresgezeiten und damit das "Alter der Tide" noch mit enthalten sind. Eliminiert man trotz Unkenntnis des genauen Einflusses der atmosphärischen Gezeiten auf die Schweremessungen mit Hilfe der Schweredaten den Hub des Schelfeises aus den Luftdruckdaten (also den Weg anders herum als weiter oben beschrieben), dann ergibt sich ein Verhältnis der Amplituden der atmosphärischen Tiden M_2 zu S_2 von 1:5. Dieser Wert stimmt zwar nicht sehr gut mit dem von CHAPMAN und LINDZEN (1970) angegebenen Verhältnis von etwa 1:20 überein, ist aber bei Betrachtung der nicht unerheblichen Fehlergrenzen akzeptabel. Auch die um die Höhenänderung reduzierte Amplitude der atmosphärischen Gezeit S_2 von 0.083 mbar paßt gut zu einer Isolinienkarte bei CHAPMAN und LINDZEN (1970), wonach die Amplituden dieser Welle bei 70° südlicher Breite kleiner sind als 0.1 mbar. Auf die täglichen Variationen des Luftdrucks soll nicht weiter eingegangen werden, weil sie im roten Rauschen verschwinden und eine genauere Behandlung der Luftdruckdaten zu weit vom eigentlichen Thema dieser Arbeit wegführen würde. Erst in Kapitel 10 soll noch einmal auf den Luftdruck eingegangen werden, weil noch interessante Einflüsse in außergezeitlichen Periodenbereichen zu beschreiben sind.

Ein weiterer meteorologischer Parameter, der untersucht werden soll, ist die Temperatur. Zwei Temperaturmeßfühler (PT100) befinden sich im Observatorium. Der eine hängt im seismischen Container direkt über dem Gravimeter, der andere neben dem Container über dem Strainmeter. Zunächst soll auf die Temperaturvariationen im Container eingegangen werden, die die Schweremessungen beeinflussen könnten. Obwohl das Meßsystem des Gravimeters sich in einem doppelten Thermostaten befindet, können Einflüsse der Raumtemperatur nachgewiesen werden. Die Temperaturdaten wurden identisch zu den Schweredaten, allerdings nur digital, aufgezeichnet, und es existieren zwei Zeitreihen. Die eine geht vom 26. August 1984, 0 Uhr UT, bis zum 12. Februar 1986, 11 Uhr UT, also 12852 Stunden bzw. 535.5 Tage, die andere dauert vom 27. August 1986, 0 Uhr UT, bis zum 31. Dezember 1986, 23 Uhr UT, also 3048 Stunden bzw. 127 Tage. Die Temperatur im Container wird durch einen Thermostaten geregelt, der die warme Luft nach außen abgibt, wenn es innen zu warm wird. Es ist allerdings sehr schwierig, die Temperatur konstant zu halten, weil die diversen elektronischen Geräte in dem Raum verschieden viel Wärme abgeben und zum anderen die Isolierung des Containers nicht so optimal ist, als daß nicht die Außentemperatur die Temperatur im Container beeinflussen könnte. Zudem hat der Thermostat eine starke Hysterese. Die Abb. 8.14 zeigt zwei jeweils 10 Tage lange Ausschnitte aus den Temperatureaufzeichnungen. In Abb. 8.14a erkennt man einen relativ konstanten Temperaturverlauf mit nur wenigen Schaltungen des Thermostaten, 8.14b zeigt einen Ausschnitt, wo etwa drei- bis viermal pro Tag geschaltet wurde.

Es wurden zwei knapp drei Monate lange Zeiträume ausgewählt, in denen sich die Raumtemperatur wie in den beiden in Abb. 8.14 gezeigten kurzen Abschnitten verhielt. Zu beiden Zeiträumen wurden die Schweredaten betrachtet. Abb. 8.15a zeigt das Spektrum der Temperatur eines Zeitraumes, in dem der Thermostat wenig geschaltet hat, Abb. 8.15b für den gleichen Zeitraum das Spektrum der Schweredaten mit einer um den Faktor 25 größeren Ordinate ab der Frequenz $40^\circ/\text{Std}$. Entsprechend zeigen die Abb. 8.16a und 8.16b die Spektren eines Zeitraumes mit häufigen Schaltungen des Thermostaten. Die im Frequenzbereich 40 bis $60^\circ/\text{Std}$. zu erkennenden Amplituden in Abb. 8.16a spiegeln sich im Spektrum der Schweremessungen deutlich wieder. Es läßt sich hieraus ein Wert von etwa $4 \mu\text{gal}/^\circ\text{C}$ ermitteln mit einem Korrelationskoeffizienten $R=0.69$. Da im

ganz- und halbtägigen Gezeitenbereich kaum signifikante Amplituden im Spektrum der Temperatur zu erkennen sind, ist eine nennenswerte Beeinflussung der Schweremessungen in den Hauptgezeitenbereichen nicht vorhanden. Die drittel- und vierteltägigen Gezeiten verschwinden dagegen im Rauschen bei entsprechendem Verhalten der Raumtemperatur. Da in der Abb. 8.15b deutlich drittel- und vierteltägige Schwereänderungen zu erkennen sind, kann man schließen, daß sie nicht durch die Temperaturvariationen im Container verursacht werden.

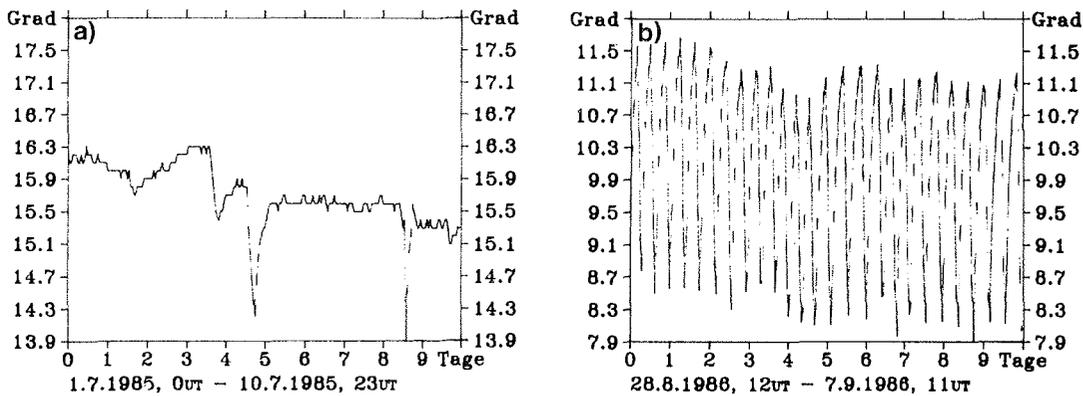


Abb. 8.14 : Zwei 10-tägige Ausschnitte aus den Temperaturlaufzeichnungen
----- im seismischen Container.

Die Temperaturen neben dem Container wurden nicht lückenlos aufgezeichnet. Der längste existierende Abschnitt reicht vom 17. November 1984, 0 Uhr UT, bis zum 22. Februar 1986, 23 Uhr UT, also 11112 Stunden bzw. 463 Tage. Die Lufttemperatur in der Höhle ist zwar etwas konstanter als im Container, unterliegt aber zweierlei äußerer Einflüsse. Zum einen wird die warme Luft aus dem Container in die Höhle geblasen, bevor sie über ein Abluftrohr ins Freie gelangt. Die Variationen der Temperatur im Container sind etwa um den Faktor 2 bis 3 vermindert in den Temperaturen neben dem Container wiederzufinden. Zum anderen sind auch die tagesperiodischen Schwankungen in der Temperatur der Luft in der Höhle zu beobachten. Hierzu wurde zum Vergleich eine Zeitreihe des oben angegebenen Zeitraumes von Temperaturmessungen am meteorologischen Meßmast

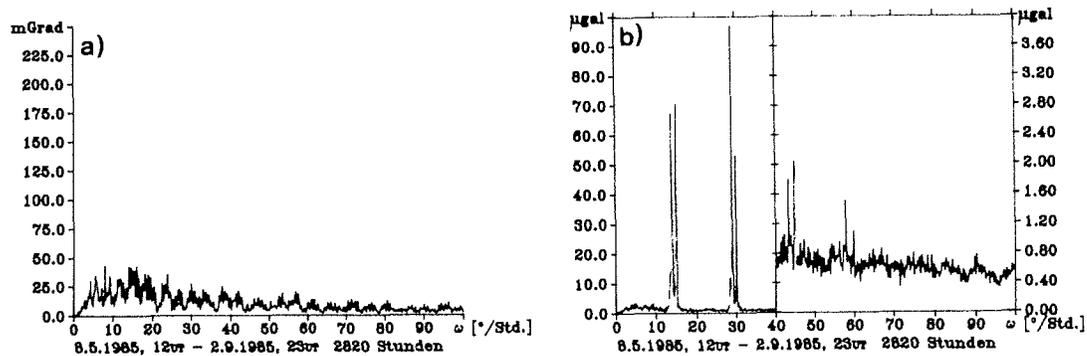


Abb. 8.15 : Spektren der Temperatur im Container (a) und der Schwere (b) ----- zu einer Zeit, in der der Temperaturverlauf so war wie in Abb. 8.14a.

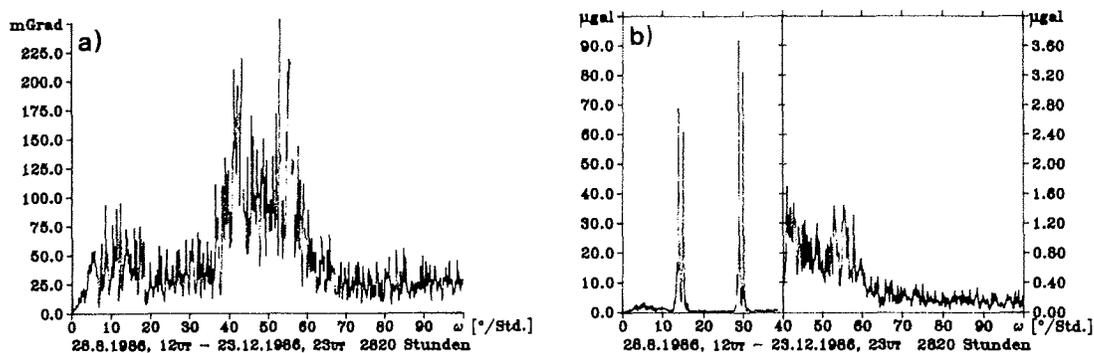


Abb. 8.16 : Spektren der Temperatur im Container (a) und der Schwere (b) ----- zu einer Zeit, in der der Temperaturverlauf so war wie in Abb. 8.14b.

der Georg-von-Neumayer-Station in zwei Metern Höhe über dem Boden herangezogen. Eine harmonische Analyse lieferte für die Periode eines Sonnetages (S_1) eine Amplitude von $0.61\text{ }^\circ\text{C}$ für die Außenluft und von $0.014\text{ }^\circ\text{C}$ für die Luft in der Höhle. Der Tagesgang der Lufttemperatur wird in der Höhle demnach etwa um den Faktor 50 abgeschwächt. In beiden Tempera-

turspektren dominiert die Amplitude von S_1 .

Der Tabelle 8.4 ist zu entnehmen, daß S_1 die größte Amplitude im ganztägigen Spektralbereich der Neigungsmessungen besitzt. Eine Beeinflussung dieser Welle durch die Temperatur ist evident, denn zudem existiert für die Welle S_1 zwischen den Neigungs- und den Temperaturmessungen keine Phasendifferenz.

Für den Vergleich mit den Strainmetermessungen wurde ein Abschnitt der Temperaturaufzeichnungen vom 1. März 1986, 0 Uhr UT, bis zum 13. Juli 1986, 11 Uhr UT, also 3228 Stunden bzw. 134.5 Tage, herangezogen. Da diese Länge der Zeitreihe nicht ausreicht, um die Welle S_1 hinreichend genau aufzulösen, sind die Resultate einer harmonischen Analyse stark fehlerbehaftet. Trotzdem läßt sich auch hier erkennen, daß in den Strainmessungen S_1 die größte Amplitude besitzt, analog zu den Neigungsmessungen ist also eine Beeinflussung dieser Welle durch die Temperatur offensichtlich. Die Temperaturschwankungen bei anderen Gezeitenperioden sind geringer. So ergibt sich z.B. für die halbtägige Variation der Temperatur (S_2) nur eine Amplitude von 0.0006 °C. Mit dem in Kapitel 5 angegebenen Ausdehnungskoeffizienten des Invardrahtes erzeugt diese Temperaturänderung eine Längenänderung von $0.8 \cdot 10^{-9}$, verglichen mit der für diesen Zeitraum ermittelten Amplitude der Welle S_2 des Gezeitenstrains sind dies nur etwa 1.5%.

Einen weiteren Einfluß auf die Gezeitenmessungen kann der Observator durch seine Anwesenheit im Observatorium ausüben. So berichtet z.B. PRATT (1960) von der Erzeugung zweier Pseudotiden mit den Perioden 24 und 40 Stunden, die durch die Beeinflussung des Gravimeters durch den Menschen während der sehr regelmäßigen Besuche des Meßgerätes erzeugt wurden. Im Observatorium von GvN sind zwei verschiedenen Störungen durch den Observator denkbar. Zum einen kann durch das Öffnen der Eingangsluke ein verstärkter Luftaustausch mit der Außenluft stattfinden. Zum anderen können sich durch den Menschen verursachte Erschütterungen direkt auf die Meßgeräte übertragen. So wurde 1984 das Gravimeter stets gestört, weil ein Bein des Tisches Kontakt mit dem Containerboden hatte. Diese Störungen wurden natürlich korrigiert und ein Vergleich der Meßdaten von 1984 und den späteren Jahren (Tabellen 8.2 und 8.3), in denen der Kontakt

Tisch-Boden beseitigt worden war, zeigt keine auffälligen Unterschiede. Trotzdem wurde daraufhin überlegt, wie man die Regelmäßigkeit der Observatoriumsbesuche systematisch erfassen könnte. Erst im Januar 1987 wurde eine kleine Solarzelle neben der Deckenleuchte des Containers befestigt. Das Signal wurde auf einem freien Kanal des AD-Wandlers mit aufgezeichnet. Es liegen Ergebnisse vom 10. Januar 1987 bis zum 26. Februar 1987 vor und die statistische Auswertung ergibt eine Frequenz der Observatoriumsbesuche von 22.8 ± 6.1 Stunden. Das Aufsuchen des Observatoriums findet im Sommer häufiger und unregelmäßiger statt als im Winter, so daß im Winter mit einer Wiederkehrperiode zu rechnen ist, die näher bei 24 Stunden liegt.

8.3. Die Tiltmeterdaten aus der Umgebung von GvN

Im Laufe der Jahre 1984 bis 1987 kamen von einigen Meßpunkten in der näheren Umgebung von GvN Meßreihen mit einem Einkomponententiltmeter zusammen. Die Lage dieser Meßpunkte ist Abb. 6.1 zu entnehmen. Tabelle 6.1 enthält Informationen über den zeitlichen Ablauf der Messungen. Nach den meßtechnischen Erfahrungen, die nahe der Station gesammelt wurden, war es das Ziel, ein Profil über einen der "ice rumples" zu legen, was mit den Meßpunkten T1, T2, T3, T6 und T7 gelang. Der Punkt T4 liegt irrtümlich aufgrund unzureichender Ortsbestimmung an dieser Stelle. Der Punkt T5 wurde angelegt, um Messungen an einem Ort zu erhalten, der möglichst weit von den "ice rumples" entfernt liegt. Am Observatorium wurde gemessen, um die beiden Tiltmeter miteinander zu vergleichen. Das Tiltmeter wurde fast immer in Nord-Süd-Richtung orientiert. Zum einen, um die Messungen mit denen im Observatorium vergleichen zu können. Zum anderen aber, weil aufgrund der Geographie des Schelfeises vermutet wurde, daß in dieser Komponente, die senkrecht zu den "ice rumples" zeigt, die größten Neigungsamplituden zu beobachten seien. Vom Punkt T5 liegt auch eine längere Zeitreihe der Ost-West-Komponente vor, an T1 wurde diese Komponente nur kurz registriert.

Die vermuteten großen Neigungsamplituden wurde in der Nähe des "ice rumples" tatsächlich angetroffen. Die Dynamik des Tiltmeters reichte zwar zur Erfassung dieser Neigungen aus, nicht aber die des Senders bzw. die des Schreibers. Deshalb wurde je nach Bedarf ein Spannungsteiler da-

zwischengeschaltet. So erklären sich die verschieden großen Eichfaktoren, die ansonsten auf die gleiche Weise erhalten wurden wie von dem Tiltmeter im Observatorium. Die Tabelle 8.7 zeigt die Eichfaktoren, die an den relevanten Tiltmetermeßpunkten ermittelt wurden. Ohne den Spannungsteiler ist demnach dieses Tiltmeter etwa um den Faktor 10 unempfindlicher als jenes im Observatorium.

| Meßpunkt | Eichfaktor in "/Volt |
|----------|----------------------|
| T1 | 259.62 |
| T2 | 118.87 |
| T3 | 14.50 |
| T4 | 259.62 |
| T5 | 14.74 |
| am Obs. | 14.74 |
| T6 | 263.99 |
| T7 | 14.74 |

Tabelle 8.7 : Eichfaktoren des Tiltmeters an den Meßpunkten nahe GvN.

=====

Die Meßdaten wurden genauso weiterverarbeitet wie die Daten aus dem Observatorium. Nur bei den Daten der Ost-West-Komponente an T1 mußte wegen der Kürze der Zeitreihe auf eine Hochpaßfilterung verzichtet werden. Hier wurde lediglich eine quadratische Drift empirisch ermittelt und reduziert. Die Abb. 8.17a-g zeigen die Spektren der Nord-Süd-Komponente an den Meßpunkten T1 bis T7 und Abb. 8.18a-b die Spektren der Ost-West-Komponente an den Meßpunkten T1 und T5. Es fällt auf, daß außer an dem Punkt T5 die ganztägigen Gezeiten in etwa gleich groß sind wie die halbtägigen. Dagegen sind die ganztägigen Gezeiten der Ost-West-Komponente an T5 gleich groß wie die halbtägigen. Obwohl die Messungen an T5 nacheinander vorgenommen wurden, ist dies ein Indiz dafür, daß es ein reiner Zufall ist, daß fern der "ice rumples" die ganztägigen Gezeiten in der Nord-Süd-Komponenten ein Minimum besitzen, wie es schon für die Ergebnisse aus dem Observatorium in Abschnitt 8.2.2 diskutiert wurde. In den Spektren fallen außerdem verschieden große nichtlineare Gezeitenamplituden auf. Die extremsten Nichtlinearitäten treten am Punkt T5 (Abb.

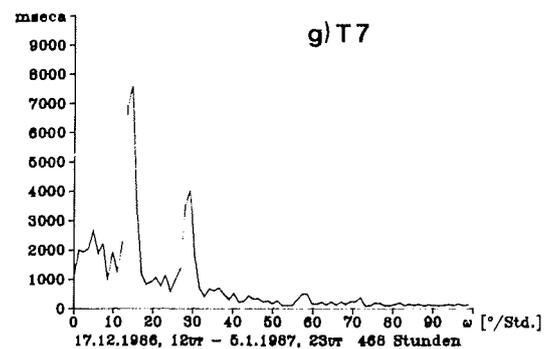
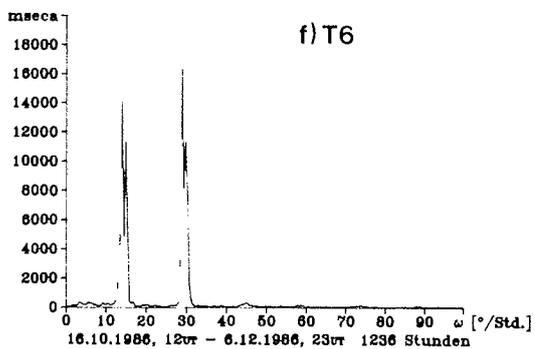
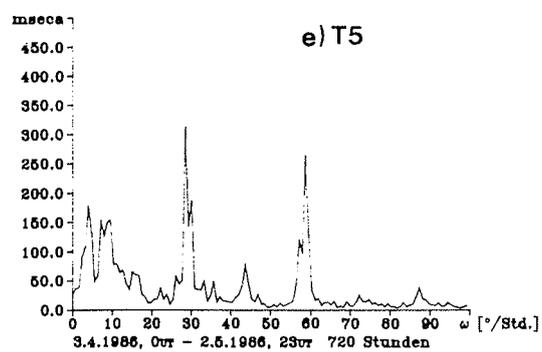
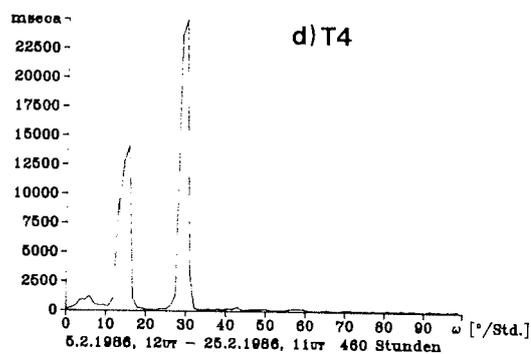
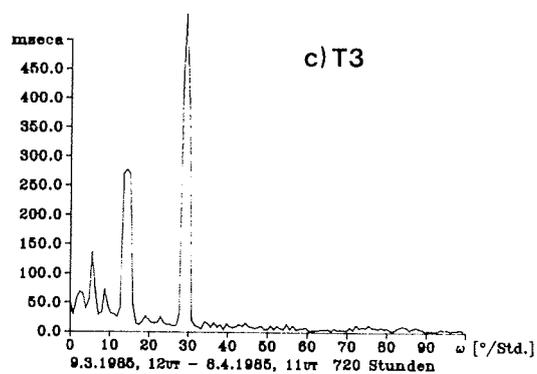
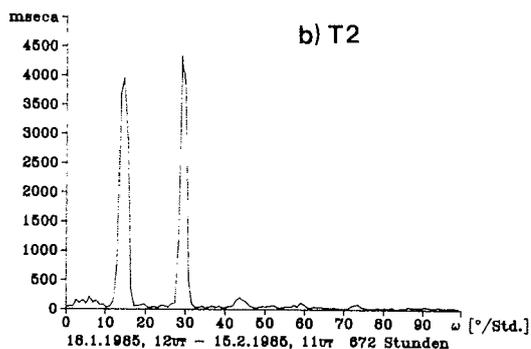
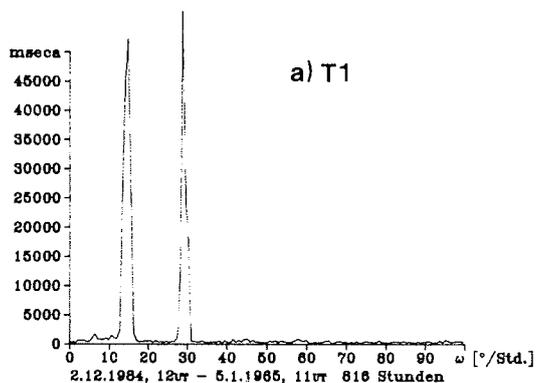


Abb. 8.17 : Spektren der Neigungsmessungen an den Meßpunkten T1 bis T7, Nord-Süd-Komponente.

8.17e und 8.18b) auf. Da an dem Meßpunkt T1, wo die größten Neigungsamplituden beobachtet werden, keine Nichtlinearitäten zu erkennen sind, liegt der ermutigende Schluß nahe, daß nicht das Meßinstrument dafür verantwortlich gemacht werden kann. Auf die Nichtlinearitäten soll in Abschnitt 9.4 noch ausführlicher eingegangen werden.

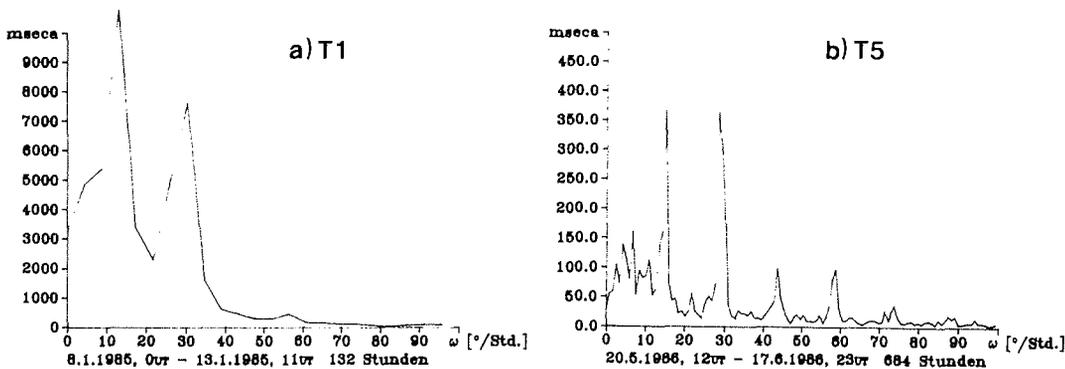


Abb. 8.18 : Spektren der Neigungsmessungen an den Meßpunkten T1 und T5,
----- Ost-West-Komponente.

Bevor man die Neigungsamplituden zweier relativ kurzer Zeitreihen, die zu verschiedenen Zeiten erhalten wurden, miteinander vergleichen kann, muß ein Modulationseffekt berücksichtigt werden. Wie schon in Kapitel 8.2.1 gesehen wurde, entstehen langperiodische Variationen der Hauptgezeitenwellen durch eng benachbarte Nebentiden. Aus Plausibilitätsgründen kann man annehmen, daß die Modulationen in den gemessenen Gezeiten denen im gezeitenerzeugenden Potential entsprechen (ECKSTALLER und MILLER, 1984). Es wurde eine harmonische Analyse der theoretischen Gezeiten einmal mit allen Nebentiden gerechnet sowie eine Analyse nur mit den vier Hauptgezeitentiden O_1 , K_1 , M_2 und S_2 vom selben Zeitraum wie die Meßdaten. Daraus wurde für die vier Hauptgezeitentiden jeweils ein Modulationsfaktor ermittelt, der dann auf die aus der harmonischen Analyse ermittelten Hauptgezeitentiden der Meßdaten angewendet wurde. Diese korrigierten Daten sind in Tabelle 8.8 enthalten.

Ferner sind in Tabelle 8.8 Amplitudenverhältnisse bezüglich den Amplituden im Observatorium angegeben. Hierzu wurde jeweils die Zeitreihe des

| | T1 | T2 | T3 | T4 | T5 | T6 | T7 | T1(EW) | T5(EW) |
|------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| <hr/> | | | | | | | | | |
| O_1 | | | | | | | | | |
| Ampl. | 45.2 | 4.5 | 0.49 | 25.6 | 0.10 | 15.3 | 16.6 | 6.5 | 0.20 |
| Fehler (seca) | 2.6 | 0.2 | 0.03 | 1.2 | 0.03 | 0.7 | 0.6 | 1.3 | 0.03 |
| $A/A_{Obs.}$ | 1375 | 118 | 11.3 | 1155 | 11.6 | 273 | 364 | | |
| $\Delta\phi$ | 153 | -171 | -177 | -156 | -16 | -148 | -60 | 104 | -30 |
| $\phi-\phi_{Obs.}$ (Grad) | -144 | -101 | -76 | 150 | -20 | -155 | 109 | | |
| K_1 | | | | | | | | | |
| Ampl. | 42.6 | 3.4 | 0.44 | 20.6 | 0.09 | 11.7 | 7.5 | | 0.33 |
| Fehler (seca) | 2.6 | 0.2 | 0.03 | 1.2 | 0.03 | 0.7 | 0.6 | | 0.03 |
| $A/A_{Obs.}$ | 1657 | 81 | 95.3 | 25452 | 6.0 | 261 | 24 | | |
| $\Delta\phi$ | -162 | -178 | -178 | -170 | 25 | -161 | -4 | | -32 |
| $\phi-\phi_{Obs.}$ (Grad) | 122 | 43 | -76 | 81 | 179 | -167 | -121 | | |
| M_2 | | | | | | | | | |
| Ampl. | 50.0 | 4.4 | 0.59 | 31.1 | 0.34 | 16.8 | 5.9 | 5.9 | 0.60 |
| Fehler (seca) | 2.6 | 0.2 | 0.03 | 1.2 | 0.03 | 0.7 | 0.6 | 1.3 | 0.03 |
| $A/A_{Obs.}$ | 204 | 22 | 2.2 | 138 | 1.4 | 69 | 29 | | |
| $\Delta\phi$ | 165 | 167 | 172 | -176 | 105 | -172 | -119 | 166 | -111 |
| $\phi-\phi_{Obs.}$ (Grad) | 5 | 3 | -2 | 2 | -63 | 19 | 72 | | |
| S_2 | | | | | | | | | |
| Ampl. | 28.1 | 3.7 | 0.45 | 31.3 | 0.23 | 12.4 | 1.8 | | 0.26 |
| Fehler (seca) | 2.6 | 0.2 | 0.03 | 1.2 | 0.03 | 0.7 | 0.6 | | 0.03 |
| $A/A_{Obs.}$ | 274 | 22 | 2.2 | 134 | 1.4 | 84 | 26 | | |
| $\Delta\phi$ | 152 | 145 | 151 | 177 | 103 | 165 | -132 | | -136 |
| $\phi-\phi_{Obs.}$ (Grad) | 21 | 5 | 5 | -5 | -43 | 27 | 40 | | |
| $2(M_2+S_2)$ (seca) | 156.3 | 16.0 | 2.08 | 125.0 | 1.13 | 58.5 | 15.3 | | 0.86 |
| $Tx/T1$ | 1 | 0.102 | 0.013 | 0.799 | 0.007 | 0.373 | 0.098 | | 0.005 |
| M_2/M_4 | 114.0 | 33.0 | 61.5 | 254.3 | 1.2 | 106.3 | 11.1 | 64.8 | 5.3 |

Tabelle 8.8 : Die Amplituden und Phasen sowie die Amplitudenver-
 ===== haltnisse und Phasendifferenzen zu den Observatoriums-
 daten aller Tiltmetermepunkte.

entsprechenden Zeitraumes vom Tiltmeter im Observatorium herangezogen. Außerdem sind die Phasen bezüglich des Potentials und bezüglich der Phase im Observatorium aufgeführt. Zwei weitere Zeilen in der Tabelle sind die Doppelamplitude bei Springtide in Bogensekunden sowie normiert auf T1, den Punkt mit der größten Amplitude. Um die großen Amplituden an T1 zu verdeutlichen, sei darauf hingewiesen, daß die Doppelamplitude bei Springtide hier um etwa den Faktor 180 größer ist als im Observatorium, ein Basislänge von 1 km würde demnach um 0.71 m gehoben und gesenkt werden. Das Ergebnis macht die von ROBIN (1958) gemachten Messungen mit einem Theodoliten an einer "grounding line" des Maudheim-Schelfeises im nachhinein sehr glaubwürdig. Zuletzt ist in der Tabelle noch das Verhältnis M_2 zu M_4 angegeben, welches ein Maß für die Bedeutung nichtlinearer Tiden ist. Wenn dieses Verhältnis groß ist, so sind kaum oder keine Nichtlinearitäten zu beobachten.

Die Amplituden nehmen vom Punkt T1 in beide Richtungen des Profils über den "ice rumple" ab. Abb. 8.19 zeigt für die Tide M_2 , daß dieser Abfall exponentiell ist. Es sind die absoluten Amplituden aufgetragen (Punkte, linke Skala) sowie logarithmisch die relativen Amplituden auf die Amplitude im Observatorium normiert (Kreuze, rechte Skala). Daß die im logarithmischen Maßstab geraden Linien nicht exakt durch die Meßpunkte laufen, hat seine Ursache, neben gewissen Fehlergrenzen in den Daten, in der Tatsache, daß die Positionsbestimmung der Meßpunkte zum jeweiligen Meßzeitpunkt vorgenommen wurde. Diese liegen, wie Tabelle 6.1 zu entnehmen ist, bis zu zwei Jahre auseinander, in welcher Zeit das Schelfeis um nicht exakt bekannte Beträge gewandert ist. Außerdem liegen die fünf Meßpunkte nicht ganz genau auf einer Linie. Eine Verbindung der Kurven bis zum Observatorium wurde in Abb. 8.19 nicht durchgeführt, weil dieses recht weit aus dem Profil heraus liegt. Des weiteren ist es natürlich nicht sicher, ob genau an T1 die größten Neigungen sind, das Neigungsmaximum kann ebensogut etliche Meter weiter nördlich oder südlich liegen. Dieses exponentielle Abnehmen der Neigungsamplituden wird in Abschnitt 9.2 ausführlich diskutiert. Auf die Abbildung solcher Kurven für S_2 kann verzichtet werden, weil keine signifikanten Unterschiede zu M_2 bestehen.

Die Phasenverschiebungen der Welle M_2 sind in Abb. 8.20 aufgetragen. Die Punkte (linke Skala) sind die Verzögerungen in Stunden bezüglich des

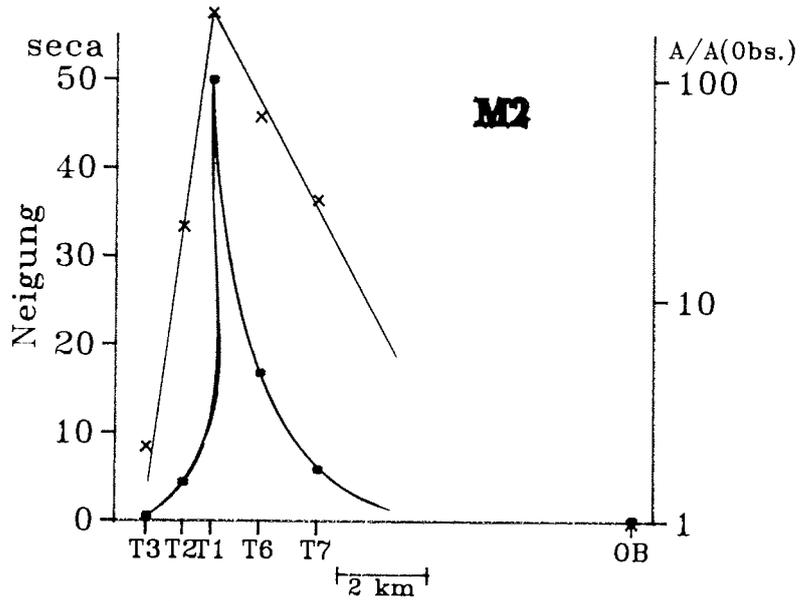


Abb. 8.19 : Darstellung der M_2 -Amplitude (NS-Komponente) über das Profil ----- an den "ice rumples". Punkte (linke Skala) absolute Amplitude, Kreuze (rechte Skala) relative Amplitude bzgl. den Amplituden im Observatorium.

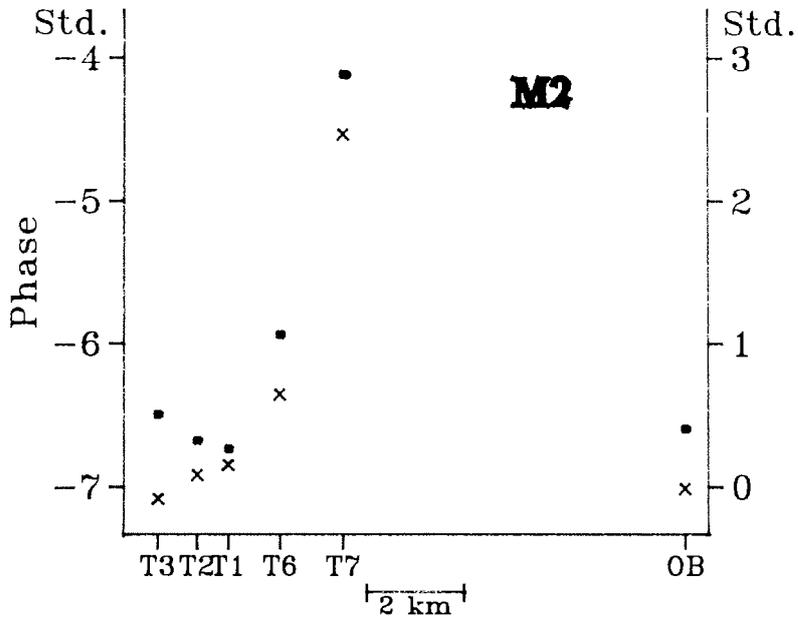


Abb. 8.20 : Darstellung der M_2 -Phase (NS-Komponente) über das Profil ----- "ice rumples". Punkte (linke Skala) Phase bzgl. Potential, Kreuze (rechte Skala) Phase bzgl. Observatorium.

Durchganges des Mondes durch den Ortsmeridian. Die Verzögerungen an den Punkten T1, T2, T3 und im Observatorium decken sich sehr gut mit einer Weltkarte mit Linien gleichen Eintretens des Hochwassers, die SCHWIDERSKI (1983) angibt. Danach verzögert sich die M_2 -Tide an GvN um etwa 6,5 Stunden mit Fortschreiten der Welle von Ost nach West an der Küste entlang. Ein Amphidromiepunkt liegt bei etwa 0° Länge und 60° südlicher Breite. Man sieht allerdings in der Abb. 8.20, daß die Tide an den Punkten T6 und T7 wesentlich eher eintrifft. Daraus resultiert auch ein beträchtlicher Vorlauf der Welle an diesen Punkten gegenüber dem Observatorium (Kreuze, rechte Skala). Man sollte diesen Vorlauf aber nicht dem lokalen Verlauf der Meereszeiten zuschreiben, sondern dem Biegeverhalten der Eisplatte. In Kapitel 9.2 soll darauf zurückgekommen werden.

8.4. Die Gravimeter- und Tiltmeterdaten von der Sommerkampagne 1986/87

Zunächst seien kurz Messungen erwähnt, die eigentlich in den letzten Abschnitt gehören könnten. Da es sich aber um Testmessungen für die Sommerkampagne mit einem LaCoste-Romberg-Gravimeter handelt, seien sie hier vorangestellt. Es liegt eine Zeitreihe der Schwere vom 31. Dezember 1986, 0 Uhr UT, bis zum 4. Januar 1987, 11 Uhr UT, also 108 Stunden bzw. 4,5 Tage am Punkt T2 vor. Nach geeigneter Reduktion einer quadratischen Drift sowie Eliminierung der Erdzeiten wurde eine harmonische Analyse mit den Wellen O_1 , M_2 und M_4 gerechnet. Ferner wurde der Modulationseffekt berücksichtigt. Tabelle 8.9 zeigt die Ergebnisse.

| Welle | Ampl. (μgal) | Fehler (μgal) | δ_g | Phase (Grad) | Fehler (Grad) |
|-------|------------------------------|-------------------------------|------------|-----------------|------------------|
| O_1 | 52.33 | 11.21 | 1.9 | 174.0 | 6.1 |
| M_2 | 20.80 | 11.20 | 2.2 | 170.4 | 27.3 |
| M_4 | 3.35 | 11.24 | | | |

Tabelle 8.9 : Amplituden, Amplitudenverhältnisse und Phasenverschiebungen der Schweremessungen am Punkt T2 am "ice rumple".

Leider gibt es vom selben Zeitraum keine Schweremessungen im Observatorium. Der Vergleich mit den Langzeitmessungen dort (Tabellen 8.2 und 8.3) läßt aber erkennen, daß die O_1 -Amplitude nur etwas mehr als halb so groß ist wie im Observatorium, die M_2 -Amplitude ist sogar um den Faktor 5 kleiner. Der scheinbare Gravimeterfaktor beträgt bei O_1 und M_2 etwa 2, d.h. die beobachteten Schwereänderungen sind gerade noch um diesen Faktor größer als die Körpergezeiten. Die M_2 -Phase von 170 Grad = -190 Grad deutet eine Verzögerung dieser Welle von etwa 10 Grad entsprechend ungefähr 20 Minuten gegenüber dem Observatorium an. Die Tide O_1 ist um etwa eine Stunde gegenüber GvN verzögert. Das Verhältnis von M_2 zu M_4 von weniger als 10 spricht für recht ausgeprägte nichtlineare Gezeiten.

Wie der Abb. 6.3 zu entnehmen ist, gibt es nur relativ kurze Meßreihen der Vertikalkomponente auf dem Ekström-Schelfeis vom Januar/Februar 1987. Die längste davon ist gerade 122 Stunden lang, die kürzeste nur 24 Stunden. Trotzdem soll versucht werden, mit den aus einer harmonischen Analyse erhaltenen Amplituden und Phasen der Tiden O_1, M_2 und M_4 etwas auszusagen. Zur Orientierung sei auf die Abb. 6.2 verwiesen. Bei den Amplituden in Tabelle 8.10 wurden wiederum der Modulationseffekt sowie die Körpergezeiten berücksichtigt sowie vorher ein linearer Gang aus den Daten entfernt. Die Fehler sind bei der Kürze der Zeitreihen natürlich beträchtlich. Die O_1 -Amplitude an Punkt 105 ist unglaubwürdig, aber die Zeitreihe von diesem Punkt erfüllt kaum das Rayleigh-Kriterium für O_1 und M_2 . Die scheinbaren Gravimeterfaktoren der drei Meßpunkte auf dem Profil bei km 50, also 503,504 und 506, stimmen recht gut mit den Ergebnissen aus dem Observatorium überein. Die Amplituden an Punkt 222 sind unzuverlässig. Es verwundert schon, daß an einem Ort, der fast 100 km südlich des Schelfeises auf dem Inlandeis liegt, so große Amplituden, die ja bereits um die Körpergezeiten reduziert wurden, vorliegen sollen. Der Grund dafür wird sein, daß die Nord-Süd-Komponente an diesem Ort aufgrund technischer Schwierigkeiten nicht registriert werden konnte und der entsprechende Kanal bei der Datenaufzeichnung ständig hohe Signalspannungen anzeigte, die dann aufgrund des in Kapitel 6.5 beschriebenen Problems das Gravimetersignal verfälschen konnten. Andererseits ist es erstaunlich, daß die Phasen an Punkt 222 ähnlich denen an GvN sind.

| | 503 | 504 | 506 | 70 | 105 | 222 |
|-------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
| Stunden | 34 | 54 | 52 | 122 | 24 | 60 |
| Dicke der Wasserschicht(m) | 100 | 470 | 200 | 620 | 150 | 0 |
| O_1 | | | | | | |
| Ampl. | 32.6 | 14.5 | 73.7 | 35.3 | 382.3 | 146.0 |
| Fehler (μgal) | 34.4 | 16.8 | 35.0 | 11.1 | 24.8 | 23.9 |
| Ampl.(cm) | 12.3 | 5.5 | 27.8 | 13.3 | 143.9 | 55.0 |
| δ_s | 1.2 | 0.5 | 2.7 | 1.3 | 14.1 | 5.3 |
| $\Delta\phi$ | -2.6 | -128.7 | -77.1 | 174.4 | -16.3 | 177.7 |
| Fehler (Grad) | 25.5 | 102.1 | 102.1 | 127.6 | 23.7 | 40.9 |
| M_2 | | | | | | |
| Ampl. | 68.3 | 78.5 | 142.7 | 8.8 | 34.5 | 47.5 |
| Fehler (μgal) | 33.6 | 16.6 | 35.1 | 11.0 | 24.3 | 24.0 |
| Ampl.(cm) | 25.7 | 29.6 | 53.7 | 3.3 | 13.0 | 17.9 |
| δ_s | 7.0 | 8.3 | 15.2 | 0.9 | 3.7 | 5.0 |
| $\Delta\phi$ | -95.3 | 24.3 | -8.8 | -5.2 | -22.1 | -177.0 |
| Fehler (Grad) | 49.2 | 181.8 | 83.0 | 89.1 | 12.9 | 152.9 |
| M_2/M_4 | 24.2 | 4.3 | 28.4 | 11.8 | 14.9 | 4.6 |

Tabelle 8.10 : Die Amplituden und Phasen der Vertikalkomponente an
 ===== sechs Meßpunkten auf dem Ekström-Schelfeis.

Die Bucht, die vom Ekström-Schelfeis bedeckt wird, weist Wassermächtigkeiten auf, wie sie in etwa der Abb. 4.2b zu entnehmen sind. Es soll kurz betrachtet werden, ob diese Form einen Einfluß auf die Gezeiten haben kann. Nach POND und PICKARD (1983) läßt sich die Eigenperiode eines Wasserkörpers in einer einseitig geöffneten Bucht beschreiben durch

$$T = \frac{4 \cdot L}{(g \cdot h)^{1/2}} \quad , \quad (8.11)$$

wobei L die Länge der Bucht ist, h die mittlere Wassertiefe und g die

Schwerebeschleunigung. Mit den Werten $L=130$ km und $h=250$ m ergibt sich diese Periode zu etwa 3 Stunden. Es kann also eine Resonanzverstärkung der Gezeitenamplituden ausgeschlossen werden, weil die Bucht zu kurz und zu tief ist.

WILLIAMS und ROBINSON (1979), die auf dem Ross-Schelfeis an neun Orten Gravimetermessungen durchgeführt haben, stellten eine Relation fest zwischen der Gezeitenamplitude und der Wassertiefe, besser der Dicke der Wasserschicht unter dem Schelfeis. Wenn eine Gezeitenwelle in einen Kanal mit variabler Wassertiefe einläuft, so ist die Amplitude umgekehrt proportional der vierten Wurzel aus der Wassertiefe. Dies konnte auf dem Ross-Schelfeis gut gezeigt werden. Die Abb. 8.21 zeigt die Beziehung der Gezeitenamplitude zur Dicke der Wasserschicht für die fünf Meßpunkte auf dem Ekström-Schelfeis sowie für das Observatorium (ohne Fehlerbalken). Es ist zwar keine so strenge Relation wie auf dem Ross-Schelfeis zu beobachten, aber eine gewisse Abnahme der Amplituden bei größerer Wassertiefe ist zu erkennen. Die Fehlerbalken sind allerdings beträchtlich. Weiterhin sind die Wassermächtigkeiten nur an den Punkten 504 und 70 relativ genau bekannt (KAUL und UNTERSCHÜTZ, 1988), die anderen sind aus der recht grob interpolierten Karte in Abb. 4.2b entnommen. Außerdem ist die von WILLIAMS und ROBINSON (1979) benutzte Beziehung unvollständig, denn nach POND und PICKARD (1983) ist die Amplitude der in einen Kanal einlaufenden Gezeitenwelle nicht nur umgekehrt proportional zur vierten Wurzel der Wassertiefe, sondern ferner umgekehrt proportional zur Quadratwurzel der Breite des Kanals, ein bei der Form der Bucht unter dem Ekström-Schelfeis sicher nicht zu vernachlässigender Faktor.

Bei WILLIAMS und ROBINSON (1979) finden sich ferner Karten gleichen Eintreffens der Tide. Solche Karten aus den vorliegenden Daten für das Ekström-Schelfeis konstruieren zu wollen, ist ein schier hoffnungsloses Unterfangen. Die Streuungen der Phasen sowie die Fehlerbereiche sind einfach zu groß, um hieraus sinnvolle Aussagen machen zu können.

Die Neigungsmessungen mit den Zweikomponententiltmetern lieferten recht deprimierende Ergebnisse. Die Ursachen hierfür sind schon ausführlich in Kapitel 6 diskutiert worden. Die längste auswertbare Zeitreihe ist gerade 396 Stunden lang, an einem Punkt neun Kilometer nördlich der Sta-

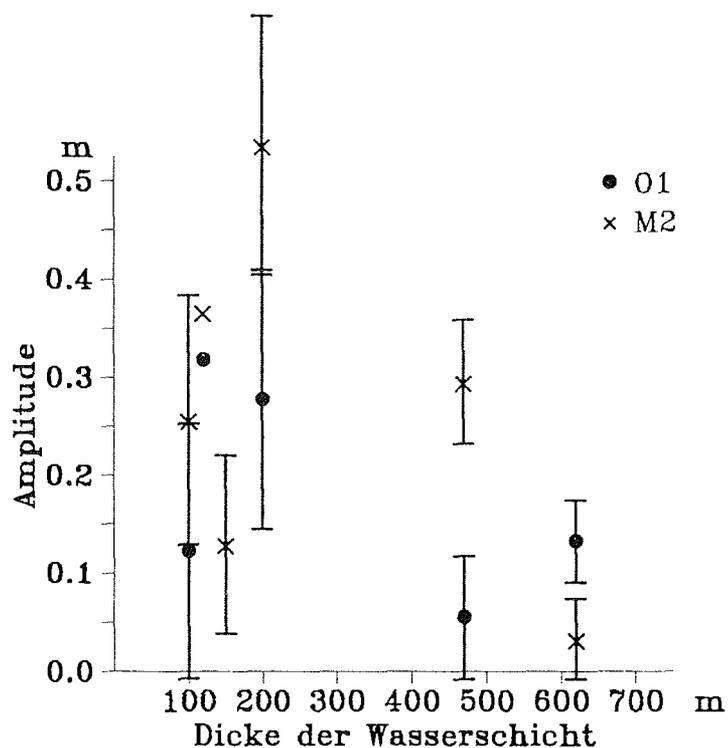


Abb. 8.21 : Beziehung zwischen der Meereszeitenamplitude und der
----- Wasserschicht unter dem Schelfeis.

tion, der erst nach Beendigung der Sommerkampagne betrieben wurde und deshalb in Abb. 6.3 nicht enthalten ist. Die Eichwerte der einzelnen Tiltmeter liegen in der Größenordnung zwischen 70 und 150 "/V. Ein Versuch, mit einem Zweikomponententiltmeter im Observatorium zu registrieren, brachte überhaupt keine auswertbaren Daten.

Die mindere Qualität der Daten läßt sich aus den Tabellen 8.11 und 8.12 ersehen, in denen die Amplituden, die scheinbaren Verminderungsfaktoren und die Phasen der Wellen O_1 und M_2 aufgeführt sind. Die Fehler betragen oft bis zu 100% und mehr. Vor Erhalt dieser Daten wurde, wie üblich, der Modulationseffekt berücksichtigt. In den Abb. 8.22 und 8.23 sind für die Wellen O_1 bzw. M_2 die Amplituden der Vertikal- und der beiden Hori-

| Ost-West | 25 | 503 | 504 | 506 | 70 | 105 | 136 | 222 | 9 |
|---------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| Stunden | 50 | 330 | 306 | 200 | 122 | 24 | 220 | 104 | 396 |
| O_1 | | | | | | | | | |
| Amp1. | 0.664 | 3.156 | 12.675 | 7.630 | 5.657 | 10.113 | 5.619 | 1.245 | 15.047 |
| Fehler (seca) | 0.221 | 0.509 | 0.955 | 0.917 | 0.799 | 0.170 | 1.492 | 0.206 | 6.636 |
| γ_s | 83.3 | 642.2 | 2522.8 | 1392.0 | 812.3 | 66.8 | 945.3 | 215.5 | 2446.8 |
| $\Delta\phi$ | -136.6 | -177.4 | 26.4 | -31.8 | 70.3 | -107.3 | 92.5 | 169.0 | -33.3 |
| Fehler (Grad) | 18.1 | 25.2 | 27.2 | 19.2 | 112.2 | 26.3 | 19.2 | 19.2 | 33.1 |
| M_2 | | | | | | | | | |
| Amp1. | 0.428 | 0.406 | 1.756 | 1.151 | 0.332 | 0.456 | 8.992 | 0.401 | 6.839 |
| Fehler (seca) | 0.221 | 0.510 | 0.956 | 0.913 | 0.803 | 0.172 | 1.491 | 0.206 | 6.628 |
| γ_s | 60.3 | 94.0 | 480.8 | 325.6 | 105.4 | 110.3 | 2855.6 | 150.4 | 1797.5 |
| $\Delta\phi$ | -130.5 | -138.1 | -13.9 | 177.0 | 68.9 | -120.9 | 104.1 | 165.4 | -93.3 |
| Fehler (Grad) | 132.9 | 82.5 | 45.0 | 52.1 | 122.3 | 12.0 | 82.0 | 108.7 | 72.0 |
| M_2/M_4 | 22.1 | 2.0 | 7.0 | 5.0 | 3.7 | 2.4 | 7.9 | 1.6 | 25.2 |

Tabelle 8.11 : Die Amplituden und Phasen der Ost-West-Komponente an neun Meßpunkten.

| Nord-Süd | 25 | 503 | 504 | 506 | 70 | 105 | 136 | 9 |
|---------------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| Stunden | 50 | 330 | 306 | 200 | 122 | 24 | 220 | 396 |
| O_1 | | | | | | | | |
| Amp1. | 1.414 | 8.909 | 7.070 | 4.488 | 3.439 | 2.442 | 2.650 | 9.477 |
| Fehler (seca) | 0.493 | 0.843 | 0.539 | 1.161 | 0.679 | 0.146 | 0.789 | 26.228 |
| γ_s | 261.3 | 2095.7 | 1649.7 | 1012.2 | 821.7 | 69.7 | 587.5 | 1774.9 |
| $\Delta\phi$ | 83.6 | -17.2 | -156.1 | 117.3 | -107.4 | 83.3 | -32.4 | 146.1 |
| Fehler (Grad) | 16.9 | 22.9 | 27.2 | 22.7 | 110.7 | 23.5 | 19.4 | 203.5 |
| M_2 | | | | | | | | |
| Amp1. | 0.891 | 1.177 | 1.105 | 0.814 | 0.661 | 0.419 | 1.051 | 4.640 |
| Fehler (seca) | 0.487 | 0.844 | 0.539 | 1.160 | 0.682 | 0.148 | 0.789 | 26.196 |
| γ_s | 138.5 | 321.8 | 324.1 | 277.3 | 225.9 | 152.0 | 355.1 | 1087.5 |
| $\Delta\phi$ | -3.1 | -150.9 | 163.3 | -26.5 | 135.7 | 78.5 | 23.2 | 89.4 |
| Fehler (Grad) | 134.9 | 52.3 | 43.3 | 65.5 | 77.1 | 9.8 | 112.2 | 438.8 |
| M_2/M_4 | 5.5 | 4.3 | 19.8 | 2.4 | 3.8 | 3.4 | 3.2 | 15.9 |

Tabelle 8.12 : Die Amplituden und Phasen der Nord-Süd-Komponente an acht Meßpunkten.

zontalkomponenten für jeden Meßpunkt in die Karte des Ekström-Schelfeises eingetragen. Links unten in den Abbildungen ist der Maßstab für diese Amplituden zu finden. Die sehr großen, oft um den Faktor 10 größeren ganz- als halbtägigen Gezeiten sind sehr wahrscheinlich dem in Kapitel 6 erwähnten Temperatureinfluß zuzuschreiben. Die M_2 -Amplituden sind schon etwas vertrauenswürdiger. Der Meßpunkt 9 liegt nur etwa drei Kilometer nördlicher als der Tiltmeterpunkt T5. Verglichen mit den an diesem Punkt mit dem Einkomponententiltmeter erhaltenen Daten sind an Punkt 9 die

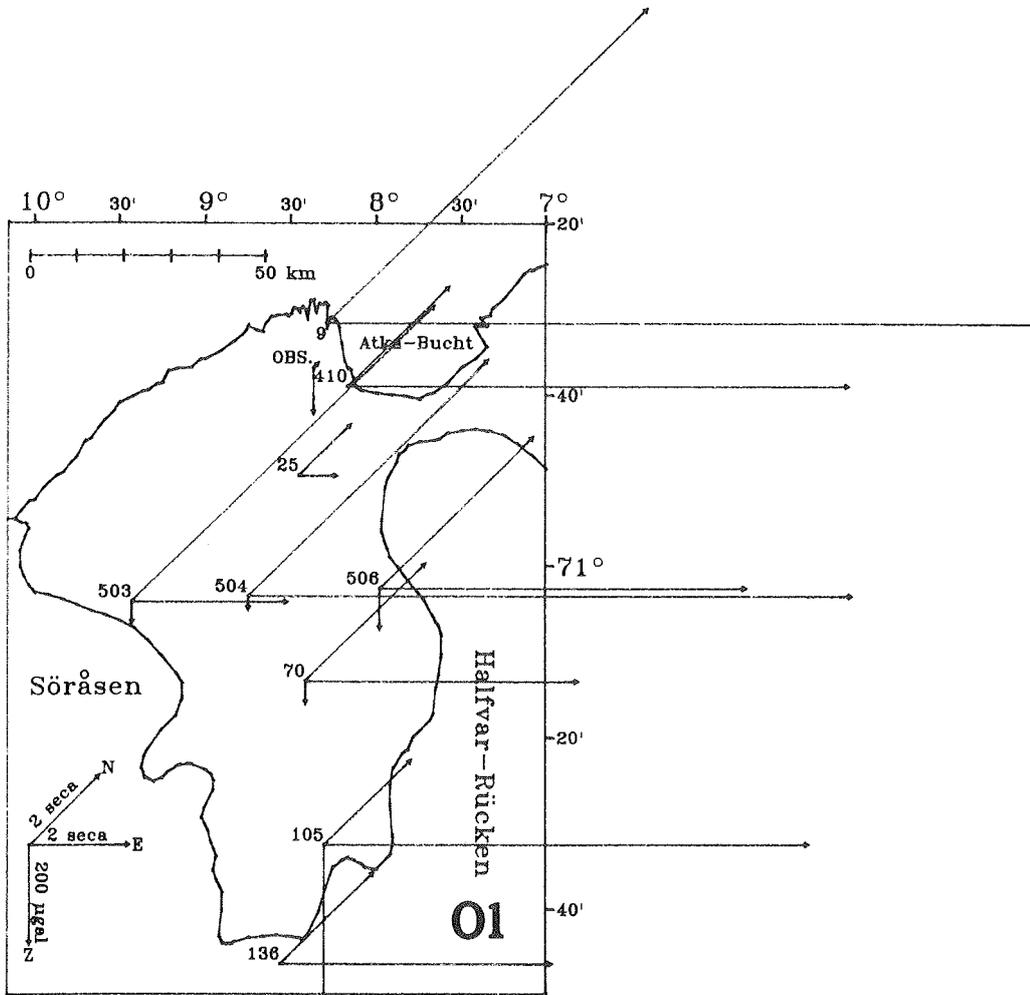


Abb. 8.22 : Amplituden der Vertikal- und der beiden Horizontalkomponenten an den Meßpunkten auf dem Ekström-Schelfeis, Welle O_1 .

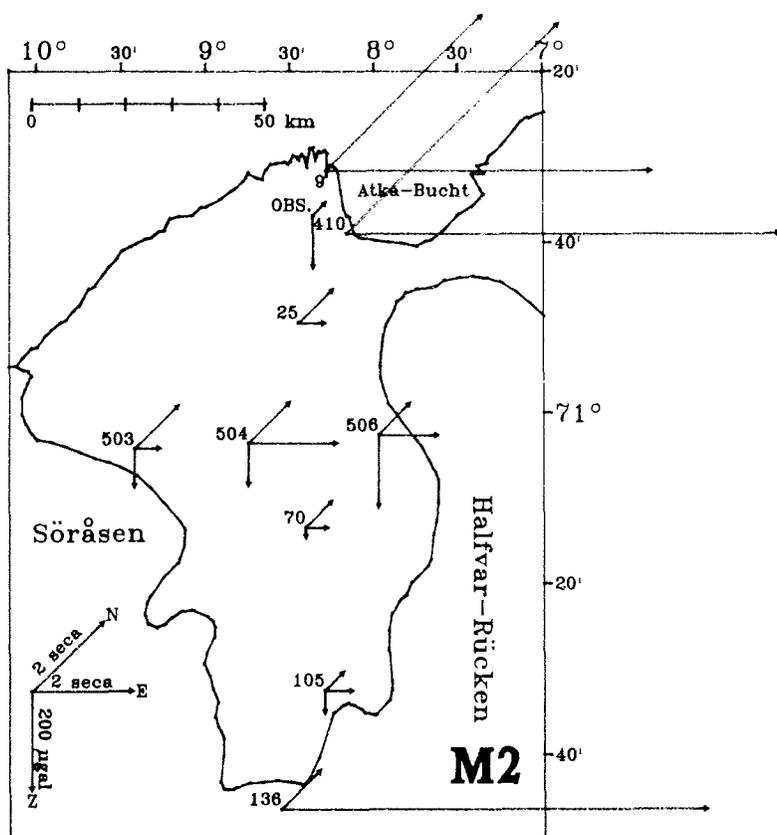


Abb. 8.23 : Amplituden der Vertikal- und der beiden Horizontalkomponenten an den Meßpunkten auf dem Ekström-Schelfeis, Welle M_2 .

M_2 -Amplituden etwa um den Faktor 10 größer. Das kann reell sein, weil Punkt 9 zwischen zwei Inlets liegt und diese Zunge des Schelfeises stärker von den Gezeitenkräften geneigt werden kann als der Rest des Schelfeises. Die großen M_2 -Amplituden am Punkt 136 sowie am Punkt 222 in Ost-West-Richtung sind unrealistisch.

Es wurde erwartet, daß an Punkten, die weit von der "grounding line" entfernt liegen, geringe Neigungsamplituden zu beobachten seien, analog zu den Ergebnissen vom Profil über den "ice rumple". Vergleicht man die M_2 -Amplituden - auf die Welle O_1 soll wegen des Temperatureinflusses nicht weiter eingegangen werden - miteinander, so erkennt man, daß die Amplituden an den Punkten 25 und 70 zwar kleiner sind als an den näher

zur "grounding line" liegenden Punkten 503 und 506. Am Punkt 504 sind aber größere Amplituden zu beobachten. Der Grund hierfür kann eine lokale Unregelmäßigkeit im Schelfeis sein. Schon SWITHINBANK (1957) beobachtete in der entsprechenden Region Undulationen auf dem Schelfeis, die ENE-WSW verlaufen und Wellenlängen von 1.6 bis 2.4 km bei Amplituden bis zu acht Metern haben. Diese Undulationen liegen parallel zur Schelfeiskante bzw. ungefähr senkrecht zur Fließrichtung des Schelfeises in diesem Bereich, so daß sie wohl durch die Fließbewegung des Schelfeises erzeugt werden. Es sind jedenfalls keine "ice rumples", das Schelfeis liegt hier nicht auf dem Meeresboden auf. Die Abb. 8.24 zeigt ein Höhenprofil von Punkt 503 bis zum Punkt 506 (HINZE, pers. Mitteilung, 1988). Demnach liegt der Meßpunkt 504 in der abfallenden Flanke einer solchen Undulation. Das kann ein Grund für die Erhöhung der Neigungsamplituden sein.

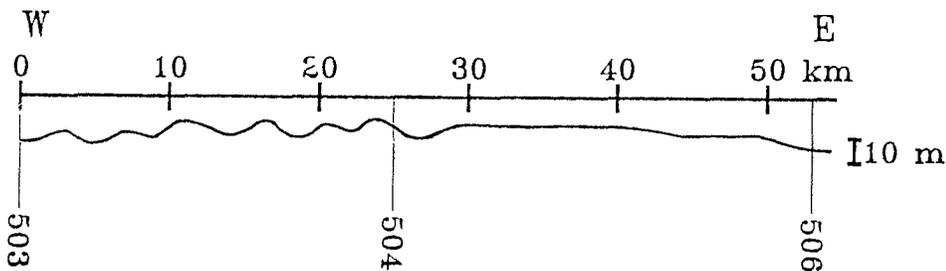


Abb. 8.24 : Nivellement über das Querprofil bei km 50 der Nord-Süd-
----- Trasse über das Ekström-Schelfeis, nach HINZE, pers.
Mitteilung (1988).

Aus Abb. 8.25 geht deutlich hervor, daß das Maximum der M_2 -Neigungsamplituden senkrecht zu diesen Undulationen liegt. In dieser Abbildung wurde vom Vorteil der Registrierung beider horizontalen Komponenten zur selben Zeit Gebrauch gemacht. Mit den Amplituden und Phasen der M_2 -Tide in Ost-West- und in Nord-Süd-Richtung wurden Neigungsellipsen berechnet und in die Karte des Ekström-Schelfeises eingezeichnet. Die Richtung der großen Halbachse der Ellipse bezeichnet die Richtung der maximalen Neigung. Am Punkt 503 liegt diese Richtung senkrecht zur "grounding line", eine Tatsache, die auch STEPHENSON (1984) am Rutford-Eisstrom beobachtete. An den Punkten 504, 506 und 25 zeigt die große Halbachse in etwa auf

die Schelfeiskante westlich von GvN, was im Groben der Richtung entspricht, in die sich das Schelfeis bewegt. Die Ellipsen an den Punkten 9 und 410 (diese Bezeichnung stimmt mit einem geodätischen Meßpunkt überein) haben ihre großen Halbachsen in Richtung NW-SE, im Gegensatz zur Fortbewegungsrichtung des Schelfeises, die im Nahbereich von GvN ziemlich genau Norden ist.

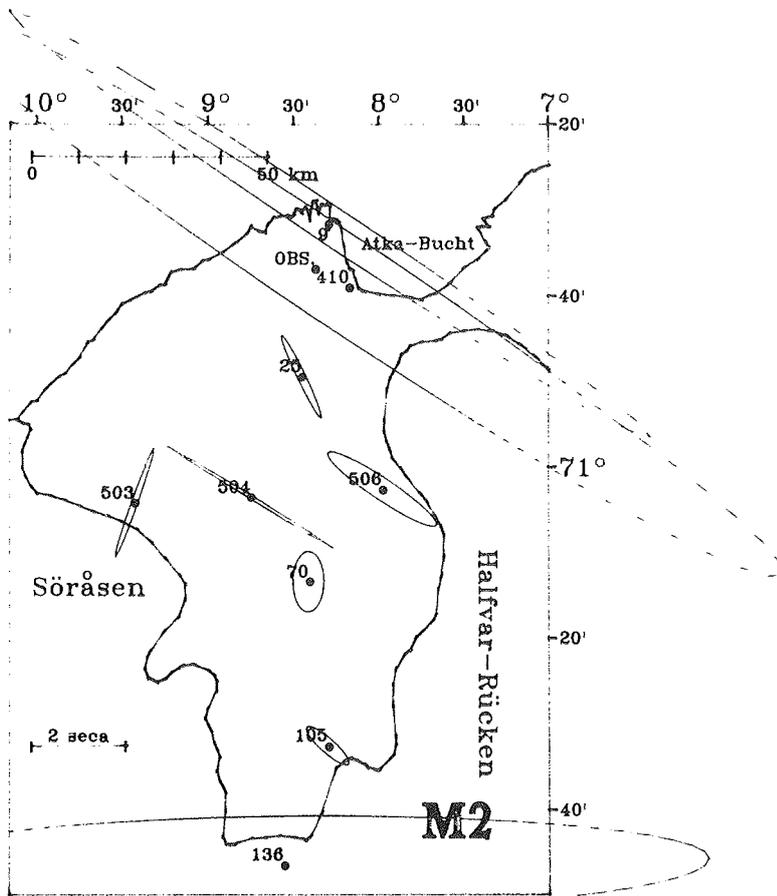


Abb. 8.25 : Neigungsellipsen der Welle M_2 an den Meßpunkten auf dem Ekström-Schelfeis.

Der Meßpunkt 410 wurde erst im Februar 1988 betrieben. Es liegt eine Zeitreihe von 308 Stunden vor. Es gelang aus technischen und Zeitgründen nicht, einen Eichfaktor zu bestimmen. Mit einem "mittleren" Eichfaktor,

erhalten aus den Eichfaktoren der anderen Tiltmeter, ergibt sich eine M_2 -Amplitude von etwa 9.2" in Ost-West- und von etwa 6.3" in Nord-Süd-Richtung. Da der Meßpunkt nur etwa 500 m vor dem "ice rumple" am Südwestende der Atka-Bucht liegt, liegt es nahe, diese relativ großen Amplituden mit dem "ice rumple" in Verbindung zu bringen.

9. Das Biegeverhalten der Schelfeisplatte im Nahbereich von GvN

Es gibt theoretische Untersuchungen über das Biegeverhalten von Schelfeisplatten im Gezeitenzyklus ("tidal bending" oder "tidal flexure"). Die vorliegenden Messungen vom Ekström-Schelfeis sollen mit der Theorie in Einklang gebracht werden. Da aber die Messungen der Sommerkampagne 1986/87 etwas dürftige Ergebnisse brachten, sollen die Untersuchungen dieses Abschnitts auf das Teilgebiet des Schelfeises zwischen den "ice rumples" im Nordwesten von GvN und der Atka-Bucht beschränkt bleiben. Konsequenzen aus der periodischen Verbiegung sind Eisbeben und nichtlineare Erscheinungen, die diskutiert werden.

9.1. Theorie der Gezeitenverbiegungen

Das Problem einer durch die Gezeiten hin- und herbewegten Schelfeisplatte oder einer Gletscherzunge wird zurückgeführt auf einen einseitig eingehängten Balken, an dessen freien Ende eine Kraft nach oben oder unten wirkt. Voraussetzung ist, daß die Länge des Balkens wesentlich größer ist als die Dicke. Diese Balkentheorie findet sich recht ausführlich z.B. bei BREKHOVSKIKH und GONCHAROV (1985). Die Abb. 9.1 zeigt einen solchen idealisierten Balken. Die halbe Dicke H des Balkens wird auch mit effektiver Dicke bezeichnet. Sie ist im Falle eines Schelfeises oder einer Gletscherzunge kleiner als die halbe Dicke, weil sie nur den Teil des Eises erfaßt, der konsolidiert ist, also nicht von Spalten zerrissen ist.

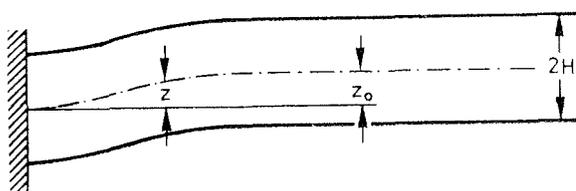


Abb. 9.1 : Darstellung eines einseitig eingespannten Balkens, der an seinem freien Ende um z_0 auf- und ab bewegt wird.

Die Gleichung für die Verbiegung eines Balkens gibt HUGHES (1977) an, darin sind c der reziproke Exponent für "strain hardening" und M das Biegemoment, x zeigt in Richtung des Balkens :

$$\frac{d^4 z}{dx^4} = \left[\frac{2+1/c}{2\sigma^* H^{2+1/c}} \right]^c \cdot \left[c(c-1)M^{c-2} \left(\frac{dM}{dx} \right)^2 + cM^{c-1} \frac{d^2 M}{dx^2} \right]. \quad (9.1)$$

Die Gezeitenverbiegung besteht aus einer elastischen Deformation kombiniert mit einer zeitabhängigen viskoplastischen Deformation. Für zufällig orientiertes polykristallines Eis kann die Beziehung von der Verformung ("strain") ε zur Spannung ("stress") σ beschrieben werden als

$$\varepsilon = (\sigma/\sigma^*)^c. \quad (9.2)$$

Für den elastischen Fall gilt $c=1$, dann ist

$$\sigma^* = \sigma_e^* = E_0/(1-\nu^2), \quad (9.3)$$

wobei E_0 der Young-Modulus ist und ν die Poisson-Zahl. Im viskoplastischen Fall gilt $c=2$ und damit für die Spannung

$$\sigma^* = \sigma_v^* = A e^{1/n}, \quad (9.4)$$

darin sind A und n abhängig von der Duktilität bzw. Viskoplastizität. Im elastischen Fall, also für $c=1$, reduziert sich Gleichung 9.1 zu :

$$\frac{d^4 z}{dx^4} = \frac{3}{2\sigma_e^* H^3} \frac{d^2 M}{dx^2} = \frac{3\rho_w g(z^* - z)}{2\sigma_e^* H^3}. \quad (9.5)$$

Hierin sind ρ_w die Dichte des Meerwassers und g die Schwerebeschleunigung. H ist, wie in Abb. 9.1 zu sehen ist, die halbe Dicke des Balkens. Die Lösung dieser Differentialgleichung lautet :

$$(z_0 - z) = (A \cos \lambda x + B \sin \lambda x) e^{\lambda x} + (C \cos \lambda x + D \sin \lambda x) e^{-\lambda x}. \quad (9.6)$$

Wie Abb. 9.1 zu entnehmen ist, ist z_0 der Hub des Balkens während einer

viertel Periode, also die ungestörte Gezeitenanregung, und z die Vertikalbewegung an einem beliebigen Punkt des Balkens. Der sog. Dämpfungsfaktor $\lambda = \lambda_e$ ist gegeben zu :

$$\lambda_e = \left[\frac{3\rho_w g}{8\sigma_e^* H^3} \right]^{1/4} \quad (9.7)$$

Die Integrationskonstanten A, B, C und D ergeben sich aus den Randbedingungen. Für große x gilt $z = z_0$, d.h. der divergente Anteil in Gleichung 9.6 wird Null, was bedeutet, daß $A=B=0$ sind. Am festgehaltenen Ende des Balkens gilt $z=0$ und $dz/dx=0$. Dadurch wird der konvergente Teil von Gleichung 9.6 gleich z_0 , woraus folgt, daß $C=D=z_0$ sind. Für diese Randbedingungen folgt die Lösung :

$$z(x) = z_0 (1 - (\cos \lambda x + \sin \lambda x) e^{-\lambda x}) \quad (9.8)$$

Diese Gleichung beschreibt eine Welle mit abnehmender Amplitude für wachsende x . Für folgende x nimmt z den Wert von z_0 an (HOLDSWORTH, 1969) :

$$x = \frac{3\pi}{4\lambda}, \frac{7\pi}{4\lambda}, \frac{11\pi}{4\lambda}, \dots, \frac{(4m-1)\pi}{4\lambda} \quad (9.9)$$

Die Ableitung der Gleichung 9.8 hat ihre Nullstellen bei

$$x = 0, \frac{\pi}{\lambda}, \frac{2\pi}{\lambda}, \frac{3\pi}{\lambda}, \dots, \frac{m\pi}{\lambda} \quad (9.10)$$

Die Oberflächenspannung wird maximal an den Punkten

$$x = 0, \frac{\pi}{2\lambda}, \frac{3\pi}{2\lambda}, \dots, \frac{(2m-1)\pi}{2\lambda} \quad (9.11)$$

Für den viskoplastischen Fall muß in Gleichung 9.1 der Parameter c zu 2 gesetzt werden. Die dann resultierende Differentialgleichung kann nicht integriert werden, weil d^2M/dx^2 linear mit z variiert. Approximierte Lösungen für einen viskoplastischen Dämpfungsfaktor λ_v geben HUGHES (1977) und HOLDSWORTH (1977) an :

$$\lambda_v \approx \left[\frac{3\rho_w g}{8H^3 K_0 |\dot{\epsilon}_0|^{1/n} e^{Q/nRT}} \right]^{1/4} \quad (9.12)$$

Hierbei sind Q die thermische Aktivierungsenergie fürs Kriechen, R die ideale Gaskonstante und T die absolute Temperatur. Aus der konstanten Kriechrate $\dot{\epsilon}_0$ folgt, daß $\lambda_v = \lambda_v(t)$ ist. n ist der viskoplastische Parameter und K_0 ist eine Konstante, die von den Eigenschaften des Eises abhängt. Eine Approximation der Strainrate $\dot{\epsilon}_0$ soll in Abschnitt 9.2.2 diskutiert werden.

Die Theorie des "tidal bending" wurde schon auf einige Schelfeise oder Gletscherzungen angewendet. So beobachtete ROBIN (1958) eine gute Übereinstimmung der Lage von Spaltenzonen mit den nach der Theorie berechneten Orten maximaler Oberflächenspannung. HUGHES (1975) bringt die durch Gezeitenverbiegungen erzeugten Schwächezonen in Schelfeisen der Westantarktis in Verbindung mit möglichen katastrophalen Abbauvorgängen ganzer Schelfeise in Vergangenheit und Zukunft. Ausführliche Betrachtungen der Erebus-Gletscherzunge unternimmt HOLDSWORTH (1969, 1977 und 1982). Eine arktische Gletscherzunge, den Jakobshavn-Gletscher in Grönland, untersuchen LINGLE et al. (1981) und erhalten aus der Theorie der Gezeitenverbiegungen Aussagen über die effektive Dicke der Gletscherzunge.

9.2. Die Theorie angewendet auf das Ekström-Schelfeis

Es soll versucht werden, mit Hilfe der Theorie des "tidal bending" die an den "ice rumples" erhaltenen Meßergebnisse zu verifizieren. Dabei wird davon ausgegangen, daß diese "ice rumples" einer "hinge zone", also Scharnierzone, entsprechen. Das Schelfeis schwimmt relativ frei in ausreichender Entfernung von der Scharnierzone, was die Schwere- und Neigungsmessungen an GvN belegen. HUGHES (1977) stellte fünf Forderungen auf, damit die Theorie der Gezeitenverbiegungen sinnvoll angewendet werden kann. Es soll diskutiert werden, inwieweit diese Forderungen mit der Wirklichkeit im Gebiet um GvN und die "ice rumples" übereinstimmen.

1. Das schwimmende Eis ist rechteckig in der Ebene und im Profil, wobei die Länge und Breite wesentlich größer sind als die Dicke. - Rechteckig

ist das Schelfeis natürlich nicht, die seitlichen Begrenzungen eines angenommenen Balkens mit Auflage an den "ice rumples" sind wesentlich komplizierter, wie man z.B. der Abb. 6.1 entnehmen kann. Die Forderung nach größerer Länge und Breite als Dicke ist erfüllt.

2. Das schwimmende Eis hebt und senkt sich frei mit den Gezeiten weit von der "grounding line" entfernt. - Diese Forderung ist in erster Näherung erfüllt. Die Auswertung der Schweremessungen an GvN ergab kaum signifikante Unterschiede zu den Messungen der Meeresgezeiten in der Atka-Bucht und die Neigungsmessungen an GvN ergaben wesentlich kleinere Neigungen an GvN als in der Nähe der "ice rumples".

3. Die "grounding zone" bewegt sich nicht vor und zurück mit dem Auf und Ab der Gezeiten und ist schmal genug, um als Linie angesehen zu werden. - Die Schwere- und Neigungsmessungen auf den "ice rumples" zeigen, daß diese Forderung wohl nicht erfüllt ist. Dem soll in veränderten Randbedingungen im nächsten Abschnitt Rechnung getragen werden. Eine Linie ist die Scharnierzone höchstens in erster Näherung.

4. Der uniaxiale longitudinale Gezeitenstrain variiert linear mit vertikalem Abstand von der neutralen Fläche des schwimmenden Eises. - Die neutrale Fläche ist in der Mitte der Eisplatte und wird durch die Verbiegung der Platte nicht verkürzt oder verlängert. Oberhalb und unterhalb treten Kompression und Dilatation auf und es wird gefordert, daß diese linear mit zunehmendem Abstand von der neutralen Fläche anwachsen. Ob diese Forderung in der Natur erfüllt wird oder nicht ist nicht sicher bekannt.

5. Die vertikalen Bewegungen sind sehr klein im Vergleich mit den Dimensionen des schwimmenden Schelfeises. - Da der maximale Gezeitenhub an GvN etwa 1.5 m Doppellamplitude beträgt, das Eis aber etwa 200 m mächtig ist, ist diese Forderung vollständig erfüllt.

9.2.1. Elastisches Verhalten

Die Auflagefläche an den "ice rumples" entspricht nicht den Randbedingungen, die im vorigen Abschnitt benutzt wurden. In Anlehnung an BREKHOVS-

KIKH und GONCHAROV (1985) zeigt Abb. 9.2 drei Typen von Enden eines Balkens. Der Typ a ist ein freies Ende. Dies trifft, wie gesagt, in erster Näherung auf das weit der "ice rumples" entfernt angenommene "Ende" der Schelfeisplatte zu. Zwar gibt es auch am Südwestende der Atka-Bucht einen "ice rumple", aber dieser ist zum einen weit von den betrachteten "ice rumples" entfernt und zum anderen herrschen dort andere Bedingungen, wie ECKSTALLER (1988) erwähnt. Der Typ b, also das feste Ende, bestimmt die im vorigen Abschnitt entwickelten Randbedingungen. Diese treffen aber nicht auf die "ice rumples" zu, wie die Messungen der Neigungen und Schwere dort ergeben. Der Typ c ist viel realistischer, ein sogenanntes unterstütztes Ende. Hierfür sollen nun die Randbedingungen angegeben werden und zunächst für den elastischen Fall eine Verbiegungslinie bestimmt werden.

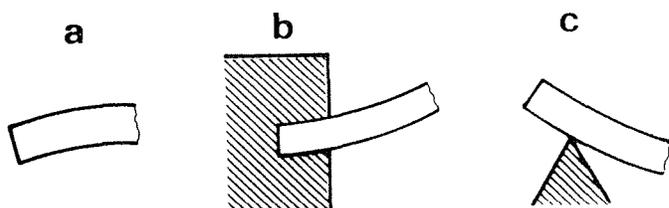


Abb. 9.2 : Drei Typen von Balkenenden, nach BREKHOVSKIKH und GONCHAROV
 ----- (1985). a) freies Ende, b) festes Ende, c) unterstütztes Ende.

Als Nullpunkt des "Balkens" wird der Punkt T2 angenommen. Es soll betrachtet werden, wie sich die Schelfeisplatte für eine Anregung mit der Frequenz der Tide M_2 mit der Amplitude $z_0=37.3$ cm (M_2 -Amplitude an GvN, Tabelle 8.3) verhält. Die M_2 -Amplitude an T2 beträgt etwa $z_R=7.8$ cm (Tabelle 8.9), die Neigung ist hier für M_2 etwa $4.4''$ groß (Tabelle 8.8). Die neuen Randbedingungen für $x=0$ sind demnach $z=z_R=0.078$ m und $dz/dx=dz_R/dx=4.4''$. Die Integrationskonstanten C und D werden dadurch :

$$C = z_0 + z_R ,$$

$$D = \frac{-dz_R}{\lambda dx} + z_0 + z_R . \quad (9.13)$$

Damit ergibt sich anstelle der Gleichung 9.8 folgende Beziehung für $z(x)$:

$$z(x) = z_0 (1 - (\cos \lambda x + \sin \lambda x) e^{-\lambda x}) + z_R (\cos \lambda x + \sin \lambda x) e^{-\lambda x} + dz_R/\lambda dx \sin \lambda x e^{-\lambda x} . \quad (9.14)$$

Um die Dämpfungskonstante λ_e zu bestimmen, wurden folgende in der Literatur gängigen Daten benutzt :

$$\begin{aligned} E &= 2.7 \cdot 10^9 \text{ N/m}^2 \\ \nu &= 0.3 \\ \rho_w &= 1028 \text{ kg/m}^3 \\ g &= 9.82 \text{ m/s}^2 , \text{ HOLDSWORTH (1977), HUGHES (1977).} \end{aligned}$$

Die Mächtigkeit des Schelfeises beträgt etwa 200 m (Abb. 4.2a), mit $H=100$ m ergibt sich daher $\lambda_e^{-1}=941$ m. Bedingt durch die zusätzlichen Terme in Gleichung 9.14 gegenüber Gleichung 9.8 liegen die Nullstellen der Ableitung der Gleichung 9.14 geringfügig anders. So beträgt die Ableitung an der Stelle π/λ nicht Null, sondern $-dz_R/dx \cdot e^{-\pi}$, also ungefähr -0.2 ". Die erste Nullstelle wird von $\pi/\lambda=2956$ m auf etwa 2925 m verschoben. Der Vorzeichenwechsel bedeutet, daß die Neigung hinter der Nullstelle um 180 Grad phasenverschoben ist. Die Abb. 9.3 zeigt die Verbiegungslinie, die mit Gleichung 9.14 berechnet wurde (gestrichelt, rechte Skala). Man muß es sich so vorstellen, daß diese Linie die Lage des Schelfeises bis zu 10 km von den "ice rumples" bzw. T2 entfernt bei Niedrigwasser darstellt. Während einer halben Gezeitenperiode (M_2) durchläuft diese Linie den Nullpunkt und nimmt bei Hochwasser eine spiegelsymmetrische Gestalt an. Die vertikale Skala ist gegenüber der horizontalen um den Faktor 50000 überhöht. Die eingezeichneten Punkte T1, T6 und T7 sind etwa 630 m, 1700 m bzw. 3000 m von T2 entfernt.

Die durchgezogene Linie in Abb. 9.3 stellt die Ableitung der Verbiegungslinie dar (linke Skala) und entspricht damit der Neigung. Tabelle 9.1 stellt die gemessenen Neigungen an den Punkten T1, T6 und T7 denen aus dem elastischen Modell errechneten Neigungen gegenüber. Obwohl das elastische Modell sicher unzureichend ist, ist eine gewisse Übereinstimmung mit den Meßdaten zu erkennen.

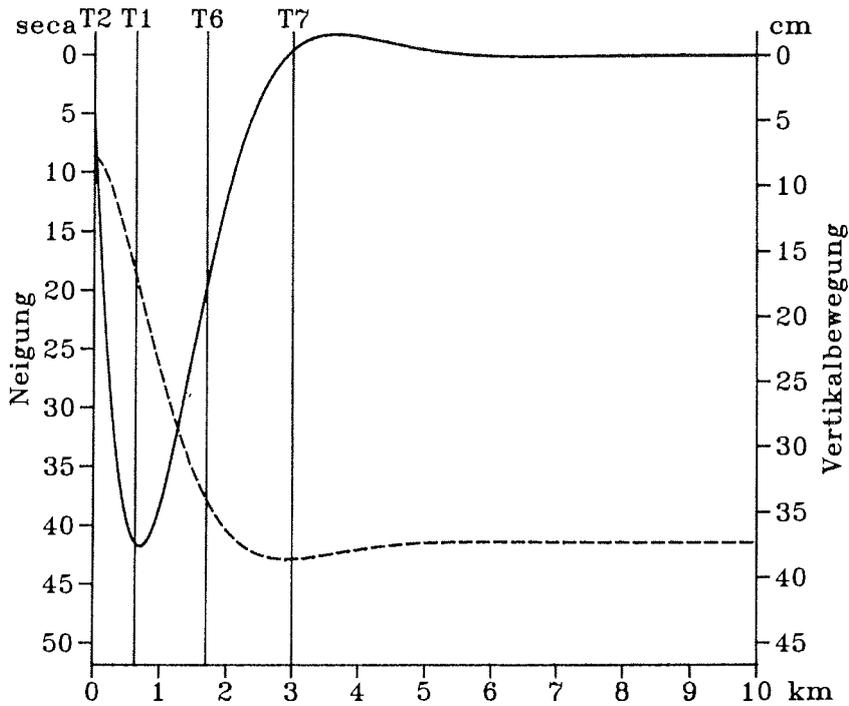


Abb. 9.3 : Verbiegungslinie (gestrichelt, rechte Skala) und deren Ableitung (durchgezogen, linke Skala) für den elastischen Fall.

| Meßpunkt | M_2 -Ampl. gemessen (seca) | M_2 -Ampl. errechnet (seca) |
|----------|---------------------------------|----------------------------------|
| T1 | 50.0 ± 2.6 | 41.5 |
| T6 | 16.8 ± 0.7 | 19.7 |
| T7 | 5.9 ± 0.6 | 0.4 |

Tabelle 9.1 : M_2 -Amplituden, die aus dem elastischen Modell
errechnet wurden, im Vergleich mit den Meßdaten.

9.2.2. Viskoplastisches Verhalten

Neben den vorhin genannten fünf Forderungen für die Anwendbarkeit der Theorie der Gezeitenverbiegungen erwähnt HUGHES (1977) noch weitere Unzulänglichkeiten dieser Theorie. Obwohl die elastische Lösung exakt ist, folgen daraus Dehnungen, die viskoplastische Deformationen verursachen, was die elastische Lösung wiederum ad absurdum führt. Andererseits sind exakte viskoplastische Lösungen unmöglich und approximierte viskoplastische Lösungen enthalten Mehrdeutigkeiten. Trotzdem soll versucht werden, eine viskoplastische Verbiegungslinie zu finden, wohl wissend, daß einige Parameter, die die Eigenschaften des Schelfeises beschreiben, nur ungenau bekannt sind und deshalb modelliert werden müssen.

Für die Strainrate $\dot{\epsilon}_0$ in Gleichung 9.12 gibt HOLDSWORTH (1977) folgende Lösungsmöglichkeit an. Wenn Δt die Zeit ist zwischen Niedrig- oder Hochwasser und dem mittleren Wasserstand - für M_2 beträgt Δt also 3.1 Stunden - dann ist die mittlere Strainrate über dieses Zeitintervall

$$\dot{\epsilon}_0 = \frac{H}{dx^2} \frac{d^2z}{dx^2} \frac{1}{\Delta t} \quad (9.15)$$

Für $x=0$ ist $d^2z/dx^2=2z\lambda_V^2$. Eingesetzt in Gleichung 9.15 erhält man mit Gleichung 9.12 die folgende Lösung für die mittlere Strainrate :

$$\dot{\epsilon}_0 = \left[\frac{z}{\Delta t} \right]^{2n/15} \cdot \left[\frac{3\rho_w g}{2K_0 H \cdot e^{Q/nRT}} \right]^{n/15} \quad (9.16)$$

Nun geht es darum, realistische Werte für die Aktivierungsenergie Q , für die Konstante K_0 und für den viskoplastischen Parameter n zu finden. K_0 ist abhängig vom Gefüge, der Textur, der Reinheit und der Dichte des Eises. HOLDSWORTH (1982) gibt für die Erebus-Gletscherzunge Werte für K_0 an zwischen 0.81 und $1.50 \cdot 10^8 \text{ N/m}^2 \text{ s}^{1/3}$. Er beschreibt es so, daß bei Abnahme der effektiven Eismächtigkeit und Zunahme der Temperatur das Eis "softer" wird (kleinere K_0). Der Parameter n beträgt 1.5 für basales, leichtes Gleiten und 6.5 für prismatisches, hartes Gleiten (HUGHES, 1977). LINGLE et al. (1981) benutzten $n=6.5$, HOLDSWORTH (1977) sogar $n=7$. HUGHES (1977) erwähnt, daß $n=6.5$ angenähert perfekte Plastizität

beschreibt. Solch hohe Werte für n führten für das Ekström-Schelfeis zu einer nicht zu den Daten passenden Verbiegungskurve. HOLDSWORTH (1982) benutzt $n=3$. WEERTMAN (1973) faßt diverse Laborversuche an polykristal-
linem Eis bei Temperaturen unter -10°C zusammen, die Werte für n zwischen 2.5 und 4.2 ergaben. Die zugehörigen Aktivierungsenergien liegen zwischen etwa 42 und 84 kJ/mol.

Durch Modellrechnungen wurde versucht, eine den Meßergebnissen möglichst gut angepaßte Verbiegungslinie zu finden. Dabei wurde noch bedacht, daß in der Nähe der "ice rumples" die effektive Plattendicke kleiner ist als die halbe Plattendicke, weil dieses Gebiet von Spalten durchzogen ist (Kapitel 4.1), die mindestens 30 m tief sind. Die Abb. 9.4, entnommen aus ECKSTALLER (1988), gibt eine recht realistische Vorstellung des Gebietes um die "ice rumples". Abb. 9.5 zeigt diese Verbiegungslinie (gestrichelt) und die Ableitung dazu, folgende Daten wurden benutzt, um λ_v zu berechnen :

$$\begin{aligned} R &= 8.315 \text{ J/mol K}^{-1} \\ T &= -15^{\circ}\text{C} = 258 \text{ K} \\ n &= 3 \\ K_0 &= 90 \cdot 10^6 \text{ N/m}^2 \text{ s}^{1/3} \\ Q &= 42 \text{ kJ/mol} \\ H &= 70 \text{ m} \\ \Delta t &= 3.1 \text{ Std.} \end{aligned}$$

Hieraus folgt $\lambda_v^{-1} = 784 \text{ m}$. Die Ableitung der Gleichung 9.14 wird Null bei etwa 2435 m. Nach Beziehung 9.11 wäre etwa 1200 m von T2 entfernt ein Gebiet maximaler Oberflächenspannung zu erwarten. Tatsächlich beobachtete KAUL (pers. Mitteilung, 1988) ein Spaltengebiet zwischen den Punkten T1 und T6, also im fraglichen Entfernungsbereich zu den "ice rumples". Dieses Gebiet erstreckt sich sogar wie von der Theorie gefordert wird senkrecht zum Profil der Tiltmetermeßpunkte. Die Tabelle 9.2 zeigt die nach dem viskoplastischen Modell errechneten Amplituden der Neigung im Vergleich mit den Meßdaten.

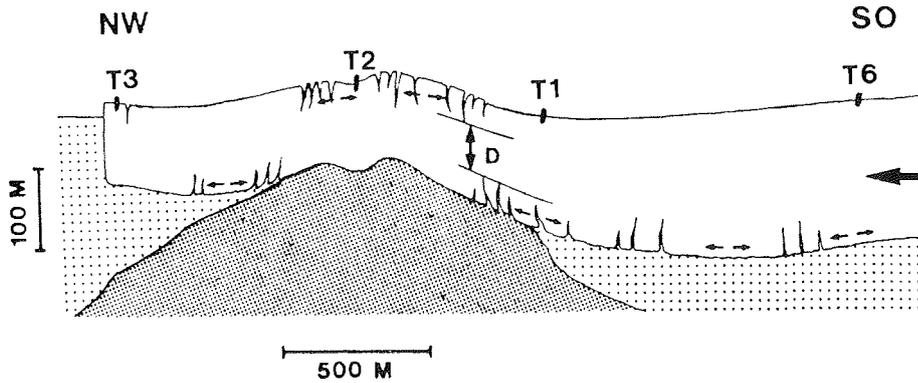


Abb. 9.4 : Skizze, wie das Ekström-Schelfeis sich über die "ice rumples" ----- bewegt (Pfeilrichtung) und wie durch die Gezeitenbewegung die Spalten entstehen könnten (nach ECKSTALLER, 1988).

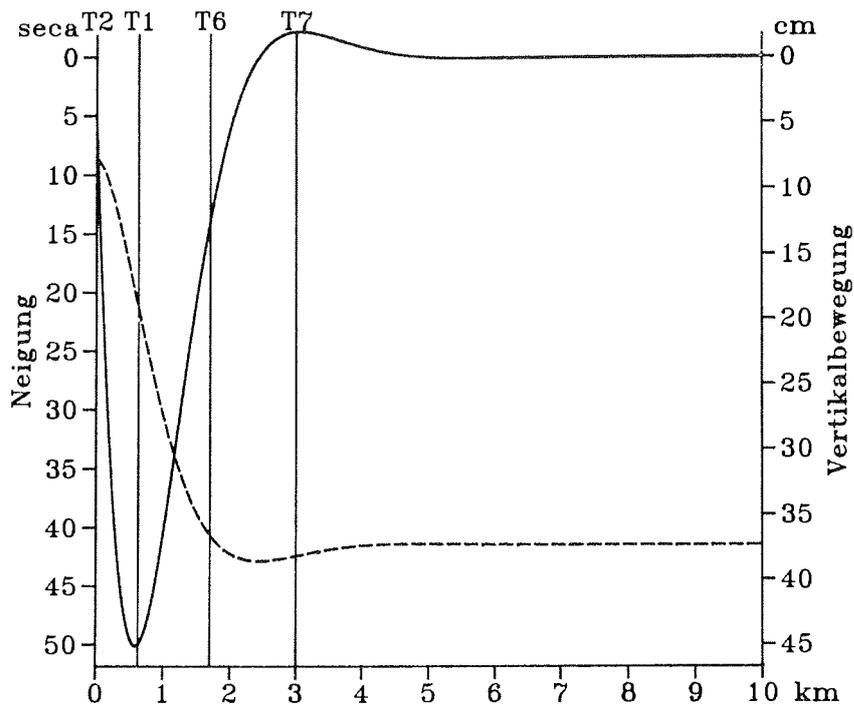


Abb. 9.5 : Verbiegungslinie (gestrichelt, rechte Skala) und deren Ableitung (durchgezogen, linke Skala) für den viskoplastischen Fall.

| Meßpunkt | M ₂ -Ampl. gemessen (seca) | M ₂ -Ampl. errechnet (seca) | Phasendiff. rel. zu T2 (Grad) |
|----------|--|---|----------------------------------|
| T1 | 50.0 ± 2.6 | 49.9 | 2 |
| T6 | 16.8 ± 0.7 | 13.9 | -21 |
| T7 | 5.9 ± 0.6 | 2.2 | -74 |

Tabelle 9.2 : M₂-Amplituden, die aus dem viskoplastischen Modell
===== errechnet wurden im Vergleich mit den Meßdaten.

Da die erste Nullstelle der Ableitung der Verbiegungslinie zwischen den Punkten T6 und T7 liegt, sollte dies in den Phasen zu erkennen sein. Ein elastisches Modell verlangt Gegenphasigkeit jenseits der Nullstellen der Ableitung. Die Phasendifferenzen relativ zum Nullpunkt, die in Tabelle 9.2 aufgeführt sind, lassen zwar ein Anwachsen der Phasendifferenz über den Punkt hinweg, wo die Ableitung Null wird, erkennen. Ob aber ein um etwa den Faktor 3 geringerer Phasenunterschied durch das viskoplastische Verhalten zu erklären ist, ist äußerst fraglich.

Zusätzlich zu den schon weiter vorne genannten Unzulänglichkeiten der Theorie des "tidal bending" sollen noch weitere Gründe genannt werden, die die noch vorhandenen Unterschiede zwischen Theorie und Messung erklären könnten. Zwar ist nach Tabelle 9.2 die Neigung an Punkt T1 sehr gut durch das Modell errechnet, aber an den beiden anderen Punkten gelingt es nicht ganz so gut. Es wird mit einer konstanten effektiven Dicke gerechnet. Diese ist aber sicher in der Natur nicht konstant, sondern wird bei zunehmendem Abstand von T2 größer, weil kaum noch Spalten auftreten (Abb. 9.4). Des weiteren liegen die Punkte T2 bis T7 nicht exakt auf einem Profil und die gemessenen Neigungen sind nicht in Profilrichtung, sondern um etwa 15 Grad davon abweichend. Wegen all dieser Einschränkungen sind die Ergebnisse der viskoplastischen Modellrechnung als sehr befriedigend anzusehen.

9.3. Beziehung zwischen den Gezeiten und Eisbeben

Wenn durch die zyklische Deformation der Schelfeisplatte durch die Gezeitenwirkung die Bruchspannung des Eises überschritten wird, so sollten da-

durch ausgelöste Brüche, die Eisbeben, auch zu beobachten sein. SWITHIN-BANK (1957) berichtet von hörbaren Ereignissen nahe einer "grounding line" auf dem Maudheim-Schelfeis. Solche akustisch wahrnehmbaren Ereignisse, die wie Gewehrschüsse klangen, traten nur zu bestimmten Tageszeiten auf. Der zeitliche Abstand zwischen Serien solcher akustischen Ereignisse betrug etwa 12 Stunden, und die Stunde maximaler Aktivitäten lag in der Mitte zwischen Hochwasser und Niedrigwasser bei fallender Tide.

BRODSCHOLL und WALLNER (pers. Mitteilung, 1984) beobachteten solche gezeitenabhängigen Häufungen von Eisbeben auch auf dem Ekström-Schelfeis. Während der Überwinterung 1984 wurde daraufhin dieser Zusammenhang systematisch untersucht. Auf den "ice rumples" befindet sich ein Dreikomponentenseismometer, das Teil eines seismischen Arrays ist. ECKSTALLER (1988) berichtet ausführlich darüber. Die Position des Seismometers stimmt etwa mit dem Tiltmeterpunkt T2 bzw. dem geodätischen Meßpunkt 6006/1 überein. Die Daten des seismischen Arrays werden per Telemetrie in die Station übermittelt und dort ereignisgetriggert aufgezeichnet. Für die Untersuchung der Gezeitenabhängigkeit der Eisbeben wurden die drei Komponenten des Seismometers kontinuierlich auf Magnetband aufgezeichnet. Die Abtastrate von 150 Hz pro Kanal wird von der Anlage vorgegeben. Die daraus folgende enorme Datenmenge reduzierte den Zeitraum für solche Beobachtungen auf zwei Wochen, denn bei drei benötigten A-24-Magnetbändern pro Tag war der Vorrat an Bändern in dieser Zeit aufgebraucht. Die Daten wurden so weiterverarbeitet, daß nach Berücksichtigung eines durch die Apparatur bedingten Offsets Minutenmittelwerte jeder Komponente ermittelt wurden. Diese Minutenmittelwerte und die Quadrate davon wurden abgespeichert. Dadurch standen die Magnetbänder für ein zweites zweiwöchiges Untersuchungsintervall zur Verfügung.

Das Seismometer mißt die Geschwindigkeit der Bodenbewegung. Die Auflösung ist abhängig von der Vorverstärkung des Seismometers und der Aussteuerung des Modulators. Das Signal, welches vom Rechner erfaßt wurde, liegt als 12-bit-Wort vor. Damit ergibt sich eine Auflösung von 15.2 $\mu\text{m/s}$ pro bit. Aus dem Quadrat der Minutenmittelwerte jeder Komponente wurde dann die Resultierende gebildet. Wenn \bar{v}_x^2 , \bar{v}_y^2 und \bar{v}_z^2 die Quadrate der Bodengeschwindigkeiten der drei Komponenten sind, dann wurde \bar{v}^2 gemäß Gleichung 9.17 errechnet :

$$\bar{v}^2 = ((\bar{v}_x^2)^2 + (\bar{v}_y^2)^2 + (\bar{v}_z^2)^2)^{1/2} . \quad (9.17)$$

Diese Minutenmittelwerte \bar{v}^2 wurden zu Stundenmittelwerten zusammengefaßt. Die Quadratbildung führt dazu, daß das Vorzeichen der Bodenbewegung nicht zu betrachtet werden braucht, es hat aber noch andere, weiter unten folgende Gründe. Die Ergebnisse sind in der Abb. 9.6 für den Zeitraum 13.Juli 1984 bis zum 27.Juli 1984 sowie in der Abb. 9.7 für das Intervall 22.November 1984 bis zum 6.Dezember 1984 aufgetragen. Die driftbefreiten und um die Erdgezeiten reduzierten Gravimeterzeitreihen sind in den Abbildungen enthalten. Die schon von SWITHINBANK (1957) erwähnte 12-stündige Wiederkehr von Eisbeben ist hier im wesentlichen als 24-stündige Periode zu erkennen. Die Häufung von Ereignissen ist ebenso beim Übergang vom Hoch- zum Niedrigwasser zu beobachten, ausgeprägt aber nur bei jedem zweiten Zyklus. Zwar scheinen die Maxima der Bodenunruhe näher am Niedrig- als am Hochwasser zu liegen. Aber hier liegt sicherlich noch eine Phasenverschiebung vor zwischen dem Eintreten des Hochwassers am Observatorium, wo die Schweredaten herkommen, und dem Eintreten des Hochwassers am "ice rumple", wo die seismischen Daten herkommen. Wie schon in Abschnitt 8.4 beschrieben wurde, scheinen die mit dem Gravimeter am Punkt T2 gewonnenen Daten eine Phasenverzögerung von etwa 20 Minuten bei den halbtägigen und von etwa einer Stunde bei den ganztägigen Gezeiten gegenüber dem Observatorium anzudeuten.

Auf mögliche Störeinflüsse in den seismischen Meßdaten soll noch hingewiesen werden. Nicht jedes registrierte Ereignis ist ein Eisbeben. Auch Erdbeben werden vom seismischen Array aufgezeichnet (ECKSTALLER, 1988). Alle während des ersten Meßintervalls aufgezeichneten Erdbeben wurden eingehend untersucht, ob sie signifikant zu den Stundenmittelwerten der Bodenunruhe beigetragen haben könnten. Es wurde aber festgestellt, daß die Erdbeben in den Aufzeichnungen zu vernachlässigen sind. Ein anderer Störfaktor ist der Wind. Die "ice rumples" stellen dem Wind ein Hindernis entgegen. Abb. 9.8 belegt, daß bei Sturm das Grundrauschen ansteigt. Allerdings ist der Einfluß nicht sehr groß und nur zur sehen, wenn, wie in der Abb. 9.8 geschehen, die seismische Unruhe logarithmisch aufgetragen wird.

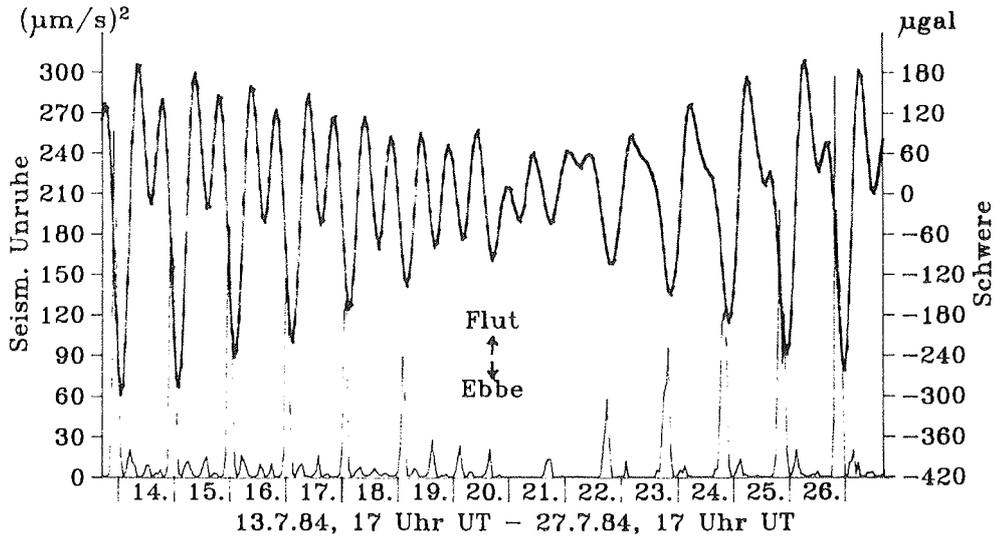


Abb. 9.6 : Die Gezeiten (dicke Kurve, rechte Skala) und die seismische Unruhe (dünne Kurve, linke Skala) zur Darstellung der Korrelation zwischen den Meeresgezeiten und den Eisbeben.

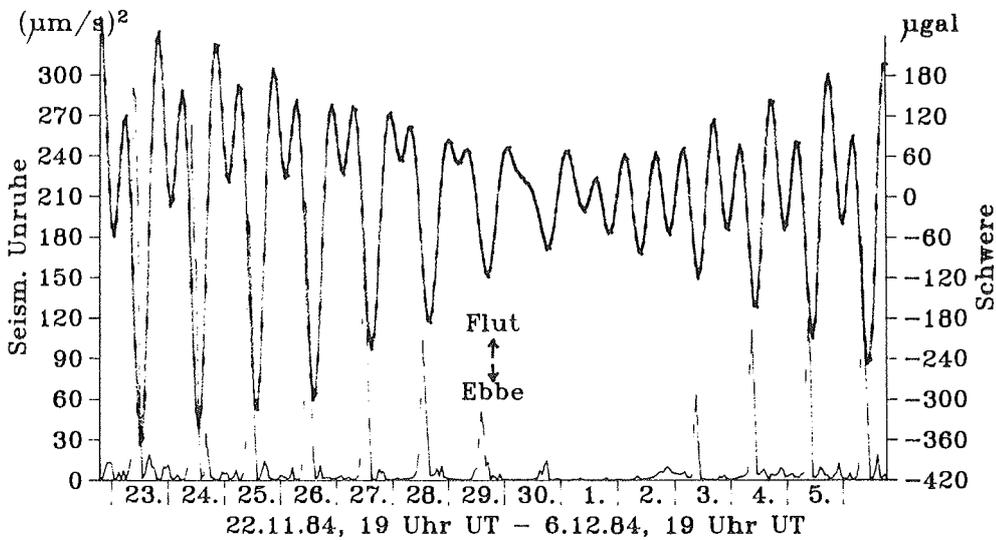


Abb. 9.7 : Wie Abb. 9.6, anderes Zeitintervall.

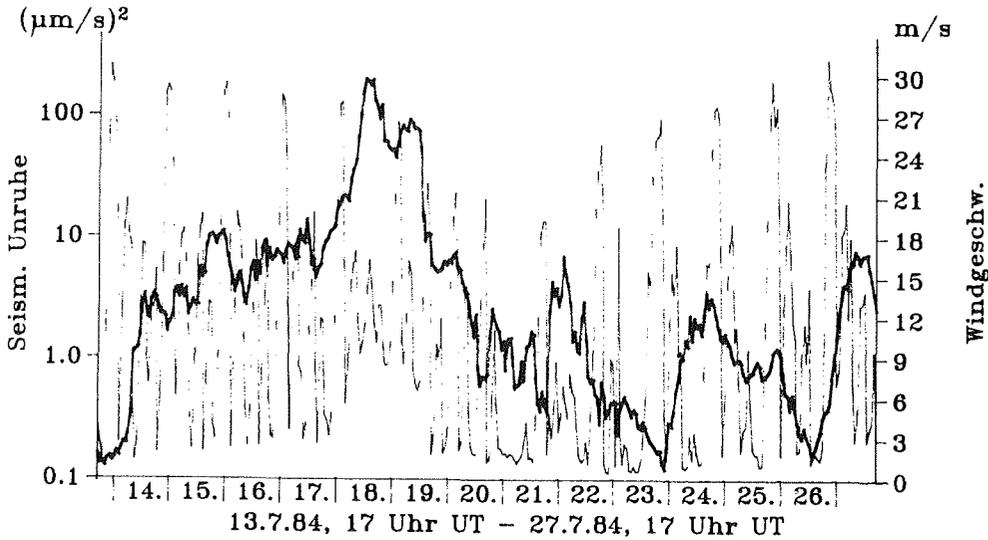


Abb. 9.8 : Windgeschwindigkeit (dicke Kurve, rechte Skala) und seismische Unruhe im logarithmischen Meßstab (dünne Kurve, linke Skala) zur Darstellung der Korrelation zwischen Wind und Eisbeben.

Die hier gesammelten Eisbeben sind überwiegend schwache und auf einen ganz engen Raum beschränkte Ereignisse. Es gibt aber auch Eisbeben, die stark genug sind, um an anderen Meßstationen des seismischen Arrays registriert werden zu können und damit die Triggerschwelle überschreiten und aufgezeichnet werden. ECKSTALLER (1988) analysierte 967 lokale Ereignisse solcher Art aus den Monaten April bis Oktober 1984. Seine ausführlichen Betrachtungen über das Phänomen Eisbeben-Gezeiten sollen hier kurz skizziert werden. Ein Amplitudenspektrum der Zeitreihe der stündlichen Bebenhäufigkeit zeigt die Abb. 9.9. Weil darin sogar die Amplituden bei den Frequenzen von O_1 und K_1 bzw. von M_2 und S_2 getrennt werden können, ist der Zusammenhang mit den Gezeiten evident. Eine Kreuzkorrelation zwischen der Ereigniszeitreihe und den Schwereänderungen zeigt sich als eindeutig signifikant. Als wichtiges Ergebnis der Kreuzkorrelation bemerkt ECKSTALLER (1988), daß die beobachteten Eisbeben überwiegend bei Mittelwasserstand, d.h. beim Übergang von Ebbe nach Flut und umgekehrt auftraten. Zur Zeit des Mittelwassers erreicht die Schelfeisplatte ihre maximale Schwinggeschwindigkeit. Somit sind die Eisbeben an den "ice

rumples" auf einen kinematischen Effekt zurückzuführen. Ein noch von KOBARG und LIPPMANN (1986) vermuteter stick-slip Herdmechanismus, der zu verstärkter Eisbebenaktivität führen könnte, wenn die Schelfeisplatte bei niedrigeren Wasserständen durch ihre Fließbewegung über den Untergrund eine größere Reibungsfläche besitzt, wird von ECKSTALLER (1988) deshalb zumindest für die größeren Eisbeben ausgeschlossen.

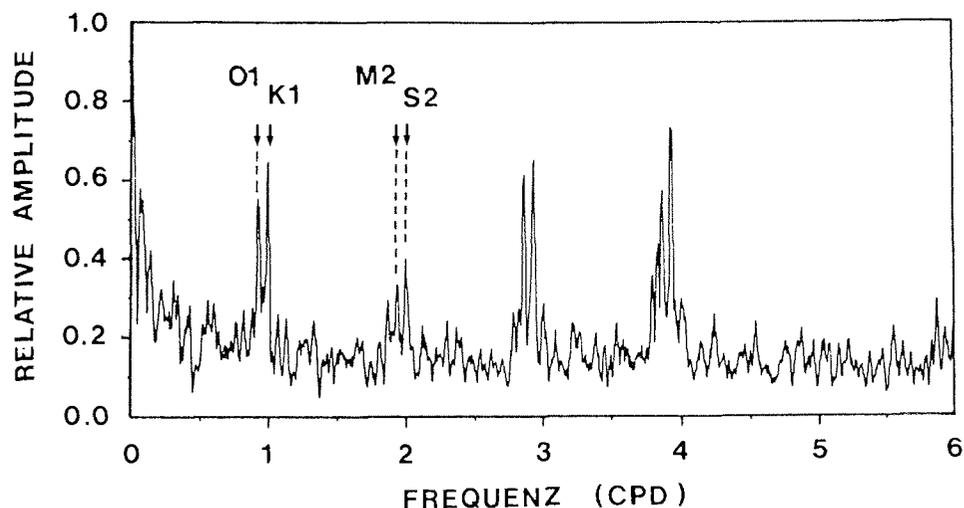


Abb. 9.9 : Spektrum von seismischen Ereignissen, nach ECKSTALLER (1988).

Aus der Änderung der Schwerebeschleunigung läßt sich eine Hebungsrate der Schelfeisplatte ermitteln. Hieraus berechnete ECKSTALLER (1988) eine relative Bebenwahrscheinlichkeit und erhielt zwei wichtige Ergebnisse. Zum einen ist bei zunehmendem Betrag der Hebungsraten ein signifikanter Anstieg der Bebenwahrscheinlichkeit zu beobachten. Diese Beobachtung kann auch in den Abb. 9.7 und 9.8 gemacht werden, wo bei Nipptide kaum eine nennenswerte Eisbebenaktivität zu sehen ist. Zum anderen ist beim Wechsel von Ebbe nach Flut (positive Hebungsraten) mit einer größeren Bebenwahrscheinlichkeit zu rechnen als umgekehrt. Dies steht im Widerspruch zu den Beobachtungen von SWITHINBANK (1957) und den Abb. 9.7 und 9.8, wo die Bebenhäufungen beim Wechsel von Flut nach Ebbe überwiegen. Aber es ist nochmal zu bemerken, daß es sich hierbei um zwei verschiedene "Bebentypen" handelt, zum einen sind es kräftige, auch an anderen Stationen re-

gistrierbare Eisbeben, zum anderen sind es Kleinstereignisse, die über jeweils eine Stunde aufsummiert wurden.

Die Schelfeisplatte ist bei Hoch- bzw. Niedrigwasser maximal durchgebogen. Deshalb sollte man erwarten, daß zu diesen Zeiten, wenn die Oberflächenspannung maximal ist, auch die meisten Eisbeben auftreten. Aber gerade das Gegenteil ist der Fall. ECKSTALLER (1988) führt die beobachtete Phasenbeziehung zwischen der seismischen Aktivität und den Gezeitenverbiegungen darauf zurück, daß die Bruchvorgänge Ermüdungserscheinungen (sog. "fatigue failure") sein können, die durch die zyklische Belastung des Eises verursacht werden. Nach COSTIN (1987) ist bei Gesteinsproben eine zunehmende Abnahme der Bruchfestigkeit aufgrund dieser Ermüdungserscheinungen bei zyklisch wechselnder uniaxialer Belastung über einen längeren Zeitraum hinweg zu beobachten. Da das Schelfeis über die "ice rumples" mit einer Geschwindigkeit von weniger als 40 Metern pro Jahr hinübergleitet, ist dieser Bereich einer großen Anzahl von Biegezyklen ausgesetzt. Dadurch entstehen Mikrorisse im Eis. Ein subkritisches Wachstum von Mikrorissen ist noch kein eigentlicher Bruchvorgang. Erst wenn eine kritische Mikrorißdichte erreicht ist, kann ein makroskopischer Riß, ein Eisbeben, entstehen. Laboruntersuchungen bestätigen, wie ECKSTALLER (1988) erwähnt, daß eine erhöhte Wachstumsrate von Mikrorissen in direktem Zusammenhang mit der Geschwindigkeit steht, mit der sich die Spannung des Eises ändert. Die größte Spannungsänderung wird bei Mittelwasserstand erreicht. Bei positiven Hebungsraten, also bei steigendem Wasserstand, wird die Unterseite des Schelfeises gedehnt, bei negativen Hebungsraten die Oberseite des Schelfeises. Durch den Kontakt Eis-Wasser an der Unterseite ergeben sich geringere Bruchfestigkeiten des Eises als an der Oberseite. Damit lassen sich die Beobachtungen so zusammenfassen, daß stärkere Eisbeben vermehrt an der Unterkante der Schelfeisplatte beim Übergang von Ebbe zu Flut und schwächere aber häufigere Ereignisse an der Oberseite beim Übergang von Flut zu Ebbe auftreten.

Eine mögliche Interpretation der nur bei jedem zweiten Übergang von Hoch nach Niedrigwasser beobachteten Häufung von Eisbeben (Abb. 9.6 und 9.7) gibt ECKSTALLER (1988) auch. Die Kleinstereignisse sind zu vergleichen mit sog. akustischen Emissionen, die bei zyklischen Belastungsversuchen an verschiedenen spröden Materialien beobachtet wurden (COSTIN, 1987).

Die während des ersten Zyklus erzeugten Mikrorisse bewirken eine momentane Erweichung des Materials, so daß im zweiten Zyklus die akustischen Emissionen stark zurückgehen. Erst beim darauffolgenden Zyklus mit einer erhöhten Spannung tritt wieder eine wie beim ersten Zyklus beobachtete Mikrorißbildung auf. Aufgrund der plastischen Eigenschaften des Eises könnten in der Zwischenzeit die entstandenen Mikrorisse wieder zugewachsen sein. Ob dieses als Kaiser-Effekt (COSTIN, 1987) bezeichnete Phänomen wirklich der Grund für die beobachtete Ereignisabfolge ist, bleibt noch offen, weil über die Mechanismen vom Schließen von Mikrorissen noch zu wenig bekannt ist.

Die zeitenabhängige Bewegung der Schelfeisplatte ist mit Energieverlusten verbunden. So gibt DOAKE (1978) die folgende Beziehung für die Energierate an, die durch die Gezeitenverbiegung von Schelfeisen dissipiert wird :

$$\frac{dE}{dt} = \frac{4HL\sigma \cdot d\varepsilon/dt}{\lambda_v} = 1.24 \cdot 10^7 H^{29/30} z_o^{1/2} \left(\frac{dz_o}{dt}\right)^{16/15} L \text{ Watt,} \quad (9.18)$$

wenn σ die Oberflächenspannung ist. L ist die Länge der "grounding line". Für die gesamte Antarktis ermittelte DOAKE (1978) damit eine Energiedissipation von $2.0 \cdot 10^{12}$ W, wobei dieser Wert eine untere Grenze darstellt. Verglichen mit dem von SÜNDERMANN und BROSCHE (1978) angegebenen Wert von $4 - 7 \cdot 10^{12}$ W für den Verlust von Rotationsenergie der Erde durch die Gezeitenreibung trägt die von DOAKE (1978) errechnete Energiedissipation demnach erheblich zum Gesamtverlust bei. Es soll nun durch eine grobe Abschätzung ermittelt werden, inwieweit diese Energie in Eisbeben umgesetzt werden könnte.

Für die "ice rumples" sei eine Länge der "grounding line" von $L=3500$ m angenommen. Weiter werden die im letzten Abschnitt ermittelten Werte $H=70$ m und $\lambda_v^{-1}=784$ m benutzt. Aus der Abb. 9.7 sei ein Intervall (am 23.11.84) von $\Delta t=6$ Stunden herausgegriffen, also eine Periode von Hochwasser- bis Niedrigwasserstand. Der Gezeitenhub für diese sechs Stunden beträgt $z_o=1.8$ m. Somit folgt aus Gleichung 9.18 eine Energiedissipation von $1.6 \cdot 10^8$ W. Für das gleiche Zeitintervall wurden die Stundenmittelwerte der Quadrate der Geschwindigkeit der Bodenbewegung, die durch die

Eisbeben entsteht, aufsummiert. Daraus ergab sich $\bar{v}^2 = 8.7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^2$ pro sechs Stunden. Für die Summe der kinetischen Energie $E_{\text{kin}} = \frac{1}{2} m \bar{v}^2$ für diese sechs Stunden mußte noch die Masse abgeschätzt werden. Nach DOAKE (1978) ist das gesamte durch die Gezeitenverbiegung beeinflusste Volumen $V = 4HL/\lambda_v$. Mit einer mittleren Dichte für Eis $\rho_i = 900 \text{ kg/m}^3$ ergibt sich somit eine Masse von $m = 6.9 \cdot 10^{11} \text{ kg}$. Mit

$$\frac{dE_{\text{kin}}}{dt} = \frac{m \bar{v}^2}{2 \Delta t} \quad (9.19)$$

folgt eine durch die Eisbeben entwickelte Energieumsetzung von $1.4 \cdot 10^4 \text{ W}$. Man sollte es nicht überinterpretieren, daß anscheinend nur weniger als 0.01% der durch die Gezeitenbewegung umgesetzten Energie in den Eisbeben steckt. Zum einen enthält die Abschätzung eine Menge vereinfachender Annahmen, besonders über die Dimensionen der Region. Zum anderen erfaßt das Seismometer nur die auf einen engen Raum beschränkten Eisbeben (ECKSTALLER, 1988), so daß die Energie der im gesamten Volumen auftretenden Eisbeben durch diese Abschätzung sicher unterbestimmt ist. Trotzdem läßt sich vermuten, daß die in diesem Volumen dissipierte Gezeitenenergie im Wesentlichen sich nicht in Form von Beben äußert, sondern sicher andere Mechanismen wie z.B. viskoplastische Deformationen diese Energie verbrauchen.

9.4. Nichtlineare Effekte

Bevor nichtlineare Effekte der Natur zugeschrieben werden können, muß man erst einmal wissen, daß sie nicht durch das Meßgerät oder durch die Elektronik hervorgerufen werden. ASKANIA (1971) versichert Linearität des GS-15 Gravimeters, obwohl natürlich keine absolute Sicherheit besteht, daß nicht durch Alterung von Mechanik oder Elektronik diese gewährleistete Linearität verletzt wird. Aber die gute Übereinstimmung zwischen den Nichtlinearitäten in den Meeresgezeiten in der Atka-Bucht (LUTJEHARMS et al., 1985) und denen in den Schweremessungen sind ein Indiz für die Linearität des Meßgerätes. Die Tiltmeter werden in ihrer großen Dynamik nie ganz ausgenutzt, so daß ein mechanisches Anstoßen an die Außenplatten sehr unwahrscheinlich ist. Da die beobachteten Nichtlinearitäten an den diversen Meßpunkten nicht proportional größer sind, wenn die Neigungsam-

plitude größer ist, sind auch hier vom Gerät erzeugte nichtlineare Effekte nahezu ausgeschlossen. Zudem verneint LIPPMANN (pers. Mitteilung, 1984) mögliche Nichtlinearitäten der Elektronik der Tiltmeter.

Wenn ein nicht völlig frei schwimmendes Schelfeis Gezeitenkräften unterworfen ist, so folgt fast logisch daraus, daß die Reaktion auf diese Kräfte nicht rein linear sein kann. Es soll deshalb versucht werden, den Bewegungsablauf des Schelfeises zu beschreiben und damit die beobachteten Nichtlinearitäten zu erklären.

Die in Tabelle 8.8 aufgeführten Verhältnisse M_2/M_4 sind ein Maß für das Vorhandensein von Nichtlinearitäten. Ausgehend von dem durch die Schweremessungen im Observatorium im Vergleich mit den Meeresgezeitenmessungen in der Atka-Bucht ermittelten M_2/M_4 -Verhältnis von etwa 100:1 bedeuten demnach Verhältnisse größer als 100 keine schelfeisspezifischen Nichtlinearitäten. Somit sind die nichtlinearen Anteile an den Tiltmetermeßpunkten an den "ice rumples" wie folgt zu klassifizieren. Die größten Nichtlinearitäten weist der Punkt T2 auf. Nach beiden Seiten hin, also nach T3 sowie T1 und T6, werden sie geringer. Dann nehmen sie nach T7 hin wieder zu. Der Punkt T4 liegt an einem anderem "ice rumples" und weist keine Nichtlinearitäten auf. Die nichtlinearen Effekte an T2 lassen sich so deuten, daß das Schelfeis hier zwar hin- und hergeneigt wird und, wie die kurze Zeitreihe mit dem Gravimeter zeigt, auch auf und ab bewegt wird, aber weil das Eis in der Umgebung aufliegt, ist diese Bewegung gestört. Ein frei schwimmendes Schelfeis wird sinoidal bewegt, hier wird die sinusförmige Bewegung gekappt, die Folge davon sind Oberwellen, also Nichtlinearitäten. Entfernt man sich ein wenig von diesen Auflageflächen (T1, T3 und T4), so wird die Bewegung freier und die Nichtlinearitäten werden geringer.

Bei weiterer Entfernung von den "ice rumples", an den Punkten T7 sowie im Observatorium und an T5, werden die Nichtlinearitäten in den Neigungsmessungen wieder ausgeprägter. Es soll versucht werden, dafür eine Erklärung zu finden. Mit den in der Tabelle 8.4 angegebenen Amplituden und Phasen der linearen Gezeiten wurde eine synthetische Zeitreihe gleicher Länge konstruiert. Zusätzlich wurden noch nichtlineare Tiden entsprechend der aus den Schwerewerten ermittelten Verhältnissen zu ihren erzeug-

genden linearen Tiden eingefügt, weil sie so in der anregenden Kraft der Meeresgezeiten enthalten sind. Diese synthetische Zeitreihe wurde so verändert, daß sich das gemessene Verhältnis M_2/M_4 der Neigungsmessungen von etwa 20 ergab. Dazu wurden in der Zeitreihe alle Amplituden größer als 460 msec umgeklappt in der Form, daß der Zentralwert bei Hochwasser (t_0) ersetzt wurde aus dem Mittel der Stundenwerte zu den Zeitpunkten t_{-3} und t_{+3} und die Werte zu den Zeiten t_{-1} und t_{+1} linear zwischen den unveränderten Werten zu den Zeiten t_{-2} bzw. t_{+2} und dem neuen Wert zur Zeit t_0 interpoliert wurden. Von der so modifizierten Zeitreihe wurde eine Spektralanalyse gerechnet, dieses Spektrum ist in Abb. 9.10 zu sehen. Das Verhältnis M_2/M_4 stimmt in der Modellzeitreihe nun zwar mit dem in der gemessenen Zeitreihe überein, aber MS_4 und S_4 sind wesentlich größer als in der gemessenen Zeitreihe. Der Amplitudenmaßstab ist identisch zu Abb. 8.7, in der das Spektrum der gemessenen Zeitreihe zu sehen ist.

Daß das gewählte Umklappen der Zeitreihe bei Hochwasser und ab einer Schwellamplitude nicht willkürlich ist, zeigt die Abb. 9.11. Hierin ist ein 48-stündiger Ausschnitt aus den Neigungsmessungen im Observatorium (unten) sowie die dazugehörige Zeitreihe der Schwereänderungen (oben) dargestellt. Bei auflaufendem Wasser neigt sich die Schelfeisplatte nach Norden, d.h. die südlichere Seite wird angehoben. Die annähernde Gleichphasigkeit der Neigungen im Observatorium und an den "ice rumples" belegt, daß die Eisplatte als Ganzes gekippt wird mit dem Auflagepunkt an den "ice rumples". Man sieht, daß bei auflaufendem Wasser die Schelfeisplatte am Observatorium zunächst von Süden her angehoben wird. Bei noch weiter auflaufendem Wasser ändert sich dies plötzlich, wenn ein Schwellwert überschritten wird, dann wird die Nordseite angehoben. Nach Überschreiten des Hochwassers verläuft es andersherum, also die Nordseite wird wieder abgesenkt bis bei immer noch ablaufendem Wasser dann wieder die Südseite abgesenkt wird. Die Abb. 9.12 soll diesen Ablauf verdeutlichen. Die gestrichelte Linie gibt das Mittelwasser wieder. Rechts ist ein Ausschnitt aus der Schwerekurve zu sehen, in der acht Zeitpunkte markiert sind. Die durchgezogenen Linien links sollen die Lage der Schelfeisoberkante zu den entsprechenden Zeitpunkten andeuten. Zur Vereinfachung wurde ein kleiner, in Abb. 9.10 zu erkennender Phasenunterschied zwischen Schwere und Neigung zu Null gesetzt.

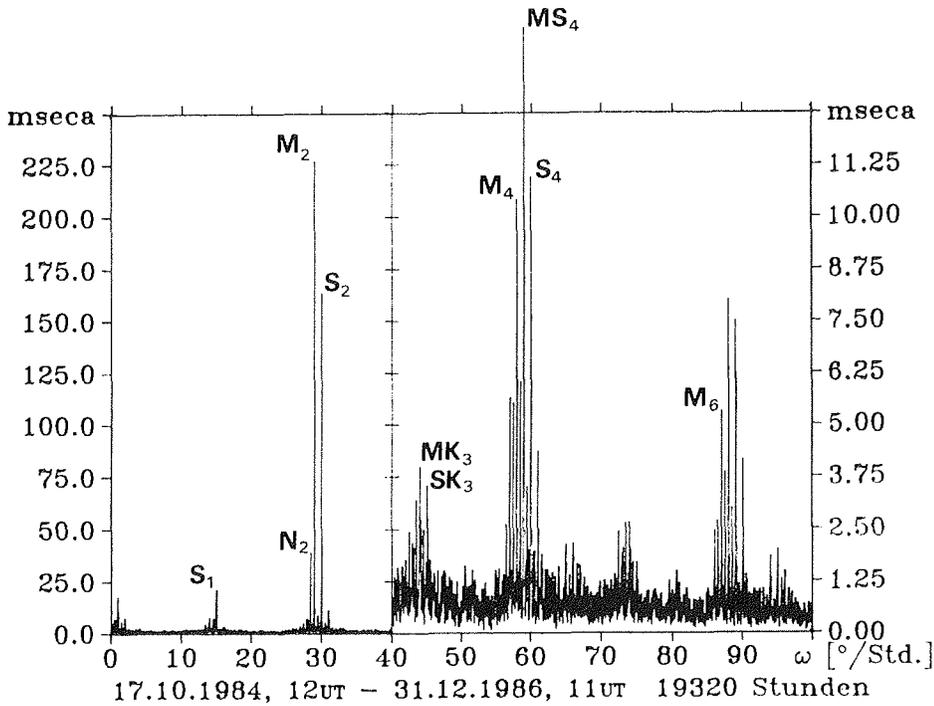


Abb. 9.10 : Spektrum einer synthetischen Zeitreihe, bei der ab einem ----- Schwellwert die Zeitreihe umgeklappt wurde, um ähnliche Nichtlinearitäten zu erzeugen, wie sie im Spektrum der Meßdaten in der Abb. 8.7 zu sehen sind.

Im Gegensatz zu den Tiltmetermeßpunkten an den "ice rumples" ist die Orientierung des Tiltmeters im Observatorium und an T5 nicht mehr senkrecht zu den "ice rumples", wenn das Gerät die Nord-Süd-Komponente mißt. Somit herrschen dort andere Verhältnisse. Die Beobachtungen lassen vermuten, daß es sich an den Punkten T5, Observatorium und vielleicht auch noch T7 um eine Kippbewegung um zwei verschiedene Achsen handelt. Zunächst ist der eine Drehpunkt in den "ice rumples" zu sehen. Überschreitet aber das Hochwasser eine bestimmte Schwelle - und diese Schwelle scheint für den Punkt T5 geringer zu sein, weil die beobachteten Nichtlinearitäten dort wesentlich größer sind - so kippt das Schelfeis um einen anderen Drehpunkt, der möglicherweise an der südlichen oder westlichen "grounding line" des Ekström-Schelfeises zu suchen ist.

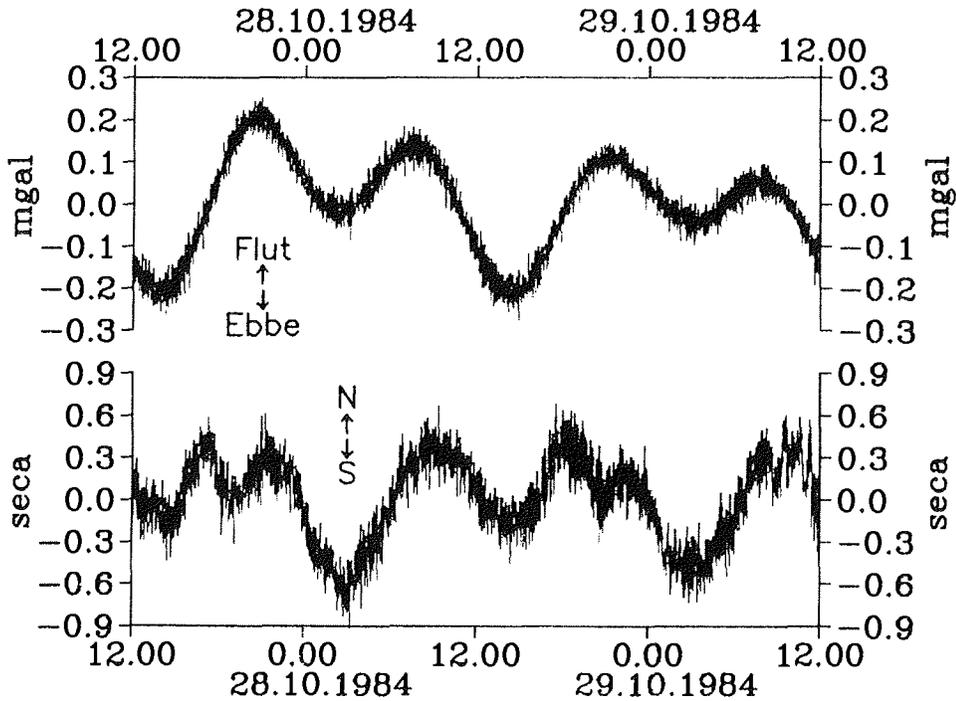


Abb. 9.11 : Zwei 48-stündige Ausschnitte aus den Zeitreihen der Schwere
----- (oben) und der Neigungen (unten), um anschaulich zu machen,
wie die Meßkurve der Neigungen in der Realität umklappt.

Das Strainmeter im Observatorium verläuft weitgehend konform mit dem Tiltmeter dort. Die Nichtlinearitäten in den Strainmessungen sind zwar größer als in den Neigungsmessungen, liegen aber in der gleichen Größenordnung. Die Phasendifferenz in den halbtägigen Tiden zwischen Neigung und Strain sowie zwischen Schwere und Strain ist klein. Das bedeutet, daß bei Hochwasser- und Niedrigwasserstand das Schelfeis bei GvN am stärksten gekippt und am stärksten gedehnt wird, jedenfalls in Nord-Süd-Richtung.

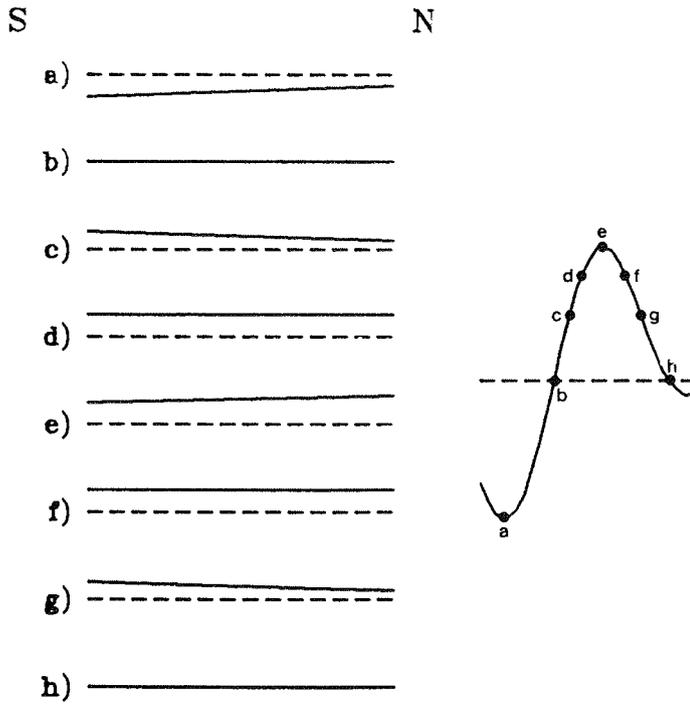


Abb. 9.12 : Modellvorstellung, wie der Bewegungsablauf des Schelfeises
----- während einer Gezeitenperiode aussehen könnte.

10. Beobachtungen außerhalb des Gezeitenperiodenbereichs

Nachdem in den vorangegangenen Kapitel über die Reaktion der Schelfeisplatte auf die Gezeitenkräfte berichtet wurde, sollen nun noch einige Beobachtungen diskutiert werden, die mit den Gezeiten nichts zu tun haben. Da diese Erscheinungen aber in den Gravimeter- und Tiltmetermessungen auftreten, gehören sie an diese Stelle.

10.1. Kurzperiodische Erscheinungen

10.1.1. Der Einfluß der Meeresdünung

Die Dünung des Ozeans erzeugt in einer Schelfeisplatte Biegewellen. Wenn die Wellenlänge λ dieser Biegewellen groß ist gegenüber der Eisdicke, so sind sie als Rayleigh-Wellen der fundamentalen Mode eines Festkörpers über einer Flüssigkeit zu betrachten. Solche Wellen sind invers dispersiv, d.h. die Geschwindigkeit nimmt mit der Wellenlänge zu. PRESS und EWING (1951) diskutieren dieses Problem und geben auch eine Formel für die Geschwindigkeit solcher Wellen in Abhängigkeit von der Wellenzahl $k=2\pi/\lambda$ an, worin aber die Wassermächtigkeit als unendlich angenommen wird. Eine Gleichung, in der auch die Wassertiefe berücksichtigt wird, findet sich bei WILLIAMS und ROBINSON (1981). Wenn g die Schwerebeschleunigung ist, H die halbe Plattendicke, h die Mächtigkeit der Wasserschicht unter der Eisplatte und ρ_w bzw. ρ_i die Dichten von Wasser bzw. Eis sind, so gilt für die Phasengeschwindigkeit c :

$$c^2 = \frac{g/k + k^3 D / \rho_w}{2Hk\rho_i / \rho_w + (1/a) \cdot \coth(ahk)} . \quad (10.1)$$

Hierin ist D ein Maß für die Biegesteifigkeit der Eisplatte :

$$D = \frac{2E_o H^3}{3(1-\nu^2)} = \frac{2c_i^2 \rho_i H^3}{3} , \quad (10.2)$$

wenn E_o der Young-Modulus ist, ν die Poisson-Zahl und c_i die Schallwellengeschwindigkeit im Eis sind. Weiterhin ist a definiert als :

$$a = 1 - c^2/c_w^2, \quad (10.3)$$

wobei c_w die Schallwellengeschwindigkeit im Wasser ist. WILLIAMS und ROBINSON (1981) berechneten hieraus eine Dispersionskurve. Sie ließen a dabei gegen 1 gehen, weil das Verhältnis c^2/c_w^2 klein ist und verglichen das Resultat mit Messungen auf dem Ross-Schelfeis. Diese Messungen erhielten sie mit drei Gravimetern, die in einem nahezu gleichschenkligen Dreieck mit fünf Kilometern Seitenlänge aufgestellt waren. Die Gravimeter registrierten die Vertikalbewegung des Ross-Schelfeises 33 Stunden lang mit einer Abtastrate von vier Sekunden, die gemessenen Biegewellen hatten Perioden von 100 Sekunden bis 10 Minuten, die Amplituden nahmen mit der Periode zu. Geschwindigkeit und Richtung der Biegewellen ließen sich aus der Meßanordnung bestimmen.

Die Dünung wird umso mehr gedämpft je weiter man sich von der Schelfeiskante entfernt befindet. Dafür gibt WADHAMS (1973) die Beziehung

$$A^2(x) = \frac{1}{2Sx + 1/A^2(x_0)} \quad (10.4)$$

an, wobei $A(x)$ die Amplitude der Dünung an einem beliebigem Ort ist, $A(x_0)$ ist die Amplitude an der Schelfeiskante und S ist eine Funktion der Wellenlänge, der Eis- und Wassermächtigkeiten, der Eis- und Wasserdichten sowie der Schallwellengeschwindigkeiten in Eis und Wasser und der plastischen Eigenschaften des Eises.

Nach diesen theoretischen Überlegungen ist also zu erwarten, daß der Einfluß der Meeresdünung mit zunehmender Entfernung von der Schelfeiskante abnimmt. Ferner sollte in größerem Abstand zum Meer die Frequenz der Biegewellen abnehmen, weil nach PRESS und EWING (1951) die Schelfeisplatte wie ein Tiefpaßfilter funktioniert. Über die Amplitudenabnahme der Dünung auf dem Ekström-Schelfeis berichten KAUL und UNTERSCHÜTZ (1988). So konnte auf einem gravimetrisch vermessenen Profil beginnend bei GvN bis über das Ende des Ekström-Schelfeises hinaus erst ab etwa 15 km südlich der Station gemessen werden, weil vorher die Dünung das LaCoste-Romberg-Gravimeter von Anschlag zu Anschlag schwanken ließ. KAUL (pers. Mitteilung, 1988) berichtet, daß sogar erst ab 40 km südlich GvN ein Mo-

mentanwert der Schwere vernünftig abgelesen werden konnte.

Wegen der großen Beschleunigungsänderungen, die im Observatorium durch die Biegewellen, die die Dünung verursacht, hervorgerufen werden, ist es nicht möglich, sie mit einem Gravimeter aufzuzeichnen. Deshalb wurde auch dieser Einfluß durch die in Kapitel 5 beschriebene Rückkopplungselektronik ausgeschaltet. Anhand von Beobachtungen weiß man, daß die Perioden der Meeresdünung überwiegend im Bereich von 10 bis 20 Sekunden liegen. Aus seismologischen Daten ermittelte ECKSTALLER (1988) eine Vertikalamplitude, die 3 bis maximal 5 mm erreichen kann. Nach der Gleichung 8.3 für einen harmonischen Oszillator entspricht einer Auslenkung von 3 mm bei einer Periode von 15 Sekunden eine Beschleunigung von etwa 53 mgal.

Während der Sommerkampagne 1986/87 wurde an den Meßpunkten 503 und 506 versucht, Aufzeichnungen der Meeresdünung zu erhalten. Da an diesen beiden Punkten Datenerfassungsanlagen des Typs Elsa (Kapitel 6) eingesetzt wurden, bestand die Möglichkeit, mit hoher Abtastrate die Daten aufzuzeichnen. Die Messungen am Punkt 503 schlugen fehl, weil das Gravimeter nach wenigen Minuten bereits dejustiert war. Vom Punkt 506 existiert aber eine knapp fünf Stunden lange Zeitreihe mit einer Abtastrate von zwei Sekunden. Die Abb. 10.1 zeigt einen vierzigminütigen Abschnitt aus dieser Zeitreihe. Danach liegen die Doppelamplituden im Bereich von etwa 200 μ gal. Das Spektrum der Zeitreihe ist in Abb. 10.2 zu sehen. Bei Perioden kleiner als 10 Sekunden ist nur das Rauschen zu sehen, zwischen 10 und 20 Sekunden sind die Amplituden am größten, dann fallen sie wieder ab und nehmen zu langen Perioden hin wieder etwas zu. Da die Eigenperiode des Gravimeters etwa 6 - 8 Sekunden beträgt (LINDNER, pers. Mitteilung, 1988), ist eine Resonanzverstärkung zwischen 10 und 20 Sekunden auszuschließen.

Es gibt keine Informationen darüber, wie groß die Meeresdünung an diesem Tag bei GvN gewesen ist. Es ist lediglich bekannt, daß es sich um einen wettermäßig sehr ruhigen Tag gehandelt hat, so daß windinduziert keine extrem starke Dünung vorgeherrscht haben kann. Eine Vertikalamplitude von 3 mm ist somit sicher zu hoch, 1 - 2 mm mögen realistischer sein. Der am Punkt 506 beobachteten Doppelamplitude von etwa 200 μ gal ent-

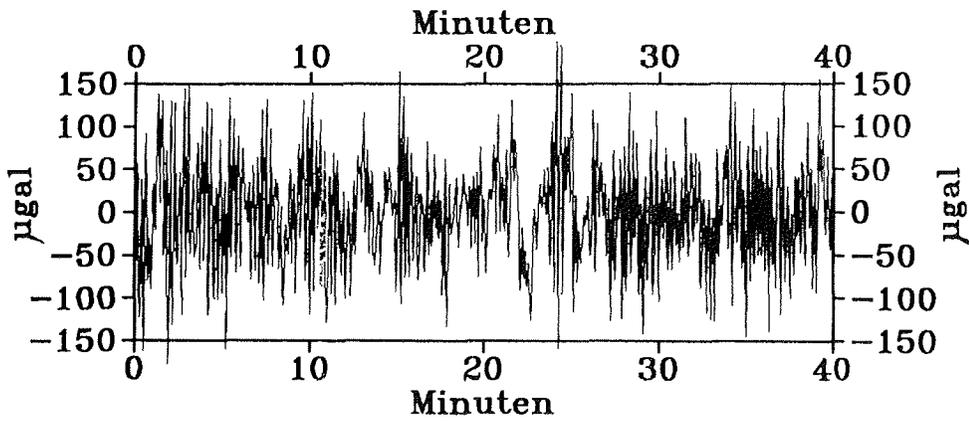


Abb. 10.1 : Vierzigminütiger Ausschnitt aus einer mit zwei Sekunden
----- Abtastrate aufgezeichneten Zeitreihe der Schwerebeschleunigung am Meßpunkt 506.

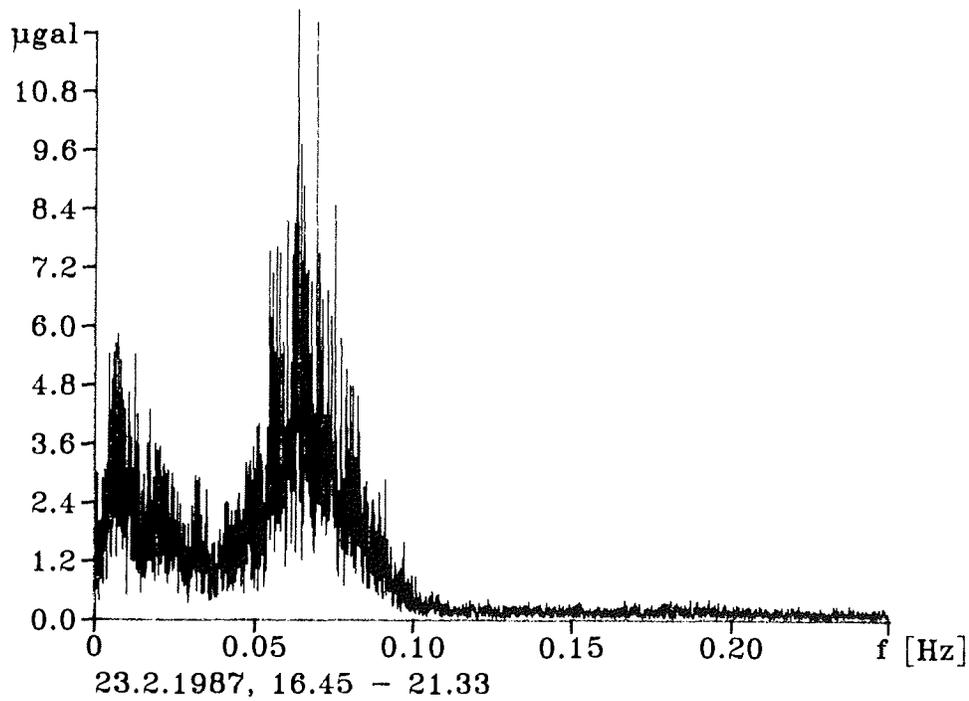


Abb. 10.2 : Spektrum der knapp fünf Stunden langen Zeitreihe der mit
----- zwei Sekunden Abtastrate aufgezeichneten Schweredaten am Meßpunkt 506.

spricht bei einer Periode von 15 Sekunden nach Gleichung 8.3 eine Vertikalamplitude von etwa $10 \mu\text{m}$. Diese Dämpfung von ungefähr 100 bis 200 läßt sich nicht mit Gleichung 10.4 bestätigen, wenn zur Berechnung von S die im letzten Kapitel angegebenen elastischen und plastischen Parameter benutzt werden. Das deckt sich mit den Erfahrungen von WILLIAMS und ROBINSON (1981), die nur 1% ihrer beobachteten Dämpfung mit dieser Gleichung berechnen konnten. Als Grund dafür nennen sie, daß S eine Funktion der Plastizität ist, aber Kriechen wenig Einfluß auf die Dämpfung der Biegewellen hat.

Parallel zu den Schweremessungen wurden auch die horizontalen Komponenten mit der Abtastrate von zwei Sekunden mit erfaßt. Diese Signale zeigen aber nicht mehr als das Bitrauschen, hochfrequente Verkippungen des Schelfeises gibt es also nicht. Das verwundert nicht, wenn man mit Hilfe der Dispersionskurve, die sich aus Gleichung 10.1 ergibt, die Wellenlänge der Biegewellen errechnet. Mit den Werten

$$\begin{aligned}\rho_w &= 1028 \text{ kg/m}^3 \\ \rho_i &= 860 \text{ kg/m}^3 \\ g &= 9.82 \text{ m/s}^2 \\ c_w &= 1450 \text{ m/s} \\ c_i &= 3700 \text{ m/s} \\ h &= 100 \text{ m} \\ 2H &= 200 \text{ m}\end{aligned}$$

ergibt sich für die Periode $T=15 \text{ s}$ eine Phasengeschwindigkeit von etwa 170 m/s bei einer Wellenlänge von etwa 2.5 km . Da nun noch die Plattendicke mit zunehmender Entfernung von der Schelfeiskante zunimmt (Abb. 4.2a), vergrößert sich auch die Biegesteifigkeit der Eisplatte. Für $2H=500 \text{ m}$ ergibt sich eine Phasengeschwindigkeit $c=260 \text{ m/s}$ bei gleicher Periode, die Wellenlänge nimmt auf etwa 4 km zu. Eine Welle mit diesen Ausmaßen erzeugt Neigungen, die weit unterhalb einer Millibogensekunde liegen und damit mit den benutzten Tiltmetern am Punkt 506 nicht aufgelöst werden können.

10.1.2. Der Einfluß des Luftdrucks

Vergleicht man die Abbildungen 8.2 und 8.7 miteinander, d.h. die Spektren der Schwere- und der Neigungsmessungen, so erkennt man einen höheren Rauschpegel bei den Neigungsbeobachtungen. Schon im Analogschrieb ist ein Grund dafür zu erkennen. Wenn der Luftdruck sich in kurzer Zeit stark ändert, resultiert dies in einer Kippung des Schelfeises. Solche hochfrequenten Störungen des Tiltmetersignals sind für die Gezeitenuntersuchungen nicht oder nur unvollständig korrigiert worden, die Folge davon ist eine Erhöhung des Rauschpegels.

Aus einer Anzahl von beobachteten hochfrequenten Luftdruckschwankungen - hochfrequent bezogen auf die Gezeiten - soll ein besonders auffälliges Ereignis herausgegriffen werden. Abb. 10.3 zeigt zehnmünütige Mittelwerte des - von oben nach unten gesehen - Luftdrucks, Neigung im Observatorium, Neigung am Observatorium, Schwere im Observatorium sowie Temperatur, Windrichtung und Windgeschwindigkeit in zwei Metern Höhe am meteorologischen Meßmast von GvN. Der Zeitraum ist vom 17. August 1986, 11 Uhr UT, bis zum 18. August 1986, 18 Uhr UT. In Abb. 10.3a ist zu erkennen, daß der Luftdruck zwischen 16 Uhr und 2 Uhr langsam ansteigt, dann innerhalb von zwei Stunden wieder abfällt, um dann in nur knapp einer Stunde um etwa 6 mbar wieder zu steigen. Danach fällt er wieder etwas, um in den nächsten Stunden um ein bis zwei mbar zu variieren. Die Folge des dramatischen Luftdruckanstieges zwischen 4 und 5 Uhr morgens ist ein Signal in der Tiltmeterkurve. Hierbei verhalten sich das Tiltmeter im Observatorium (Abb. 10.3b) und das Tiltmeter, das zufällig in dieser Zeit zu Vergleichsmessungen am Observatorium aufgestellt war (Abb. 10.3c), identisch. Dem Luftdruckanstieg von 6 mbar innerhalb einer Stunde entspricht eine Neigungsänderung von ca. 1.2", und zwar nach Süden hin. Das Strainmeter (nicht in der Abb. enthalten) läßt eine leichte Dehnungszunahme erkennen. Im Gravimetersignal (Abb. 10.3d) ist nichts von diesen Luftdruckänderungen zu sehen.

Die Großwetterlage wurde an diesen beiden Tagen beherrscht von einem Tief nördlich von GvN, das sich am 18.8. zu einem Sturmtief mit Zentrum nordöstlich von SANAE auswuchs (RABE, 1987). An GvN herrschten zunächst östliche Winde mit Geschwindigkeiten um 20 m/s vor (Abb. 10.3f und 10.3g).

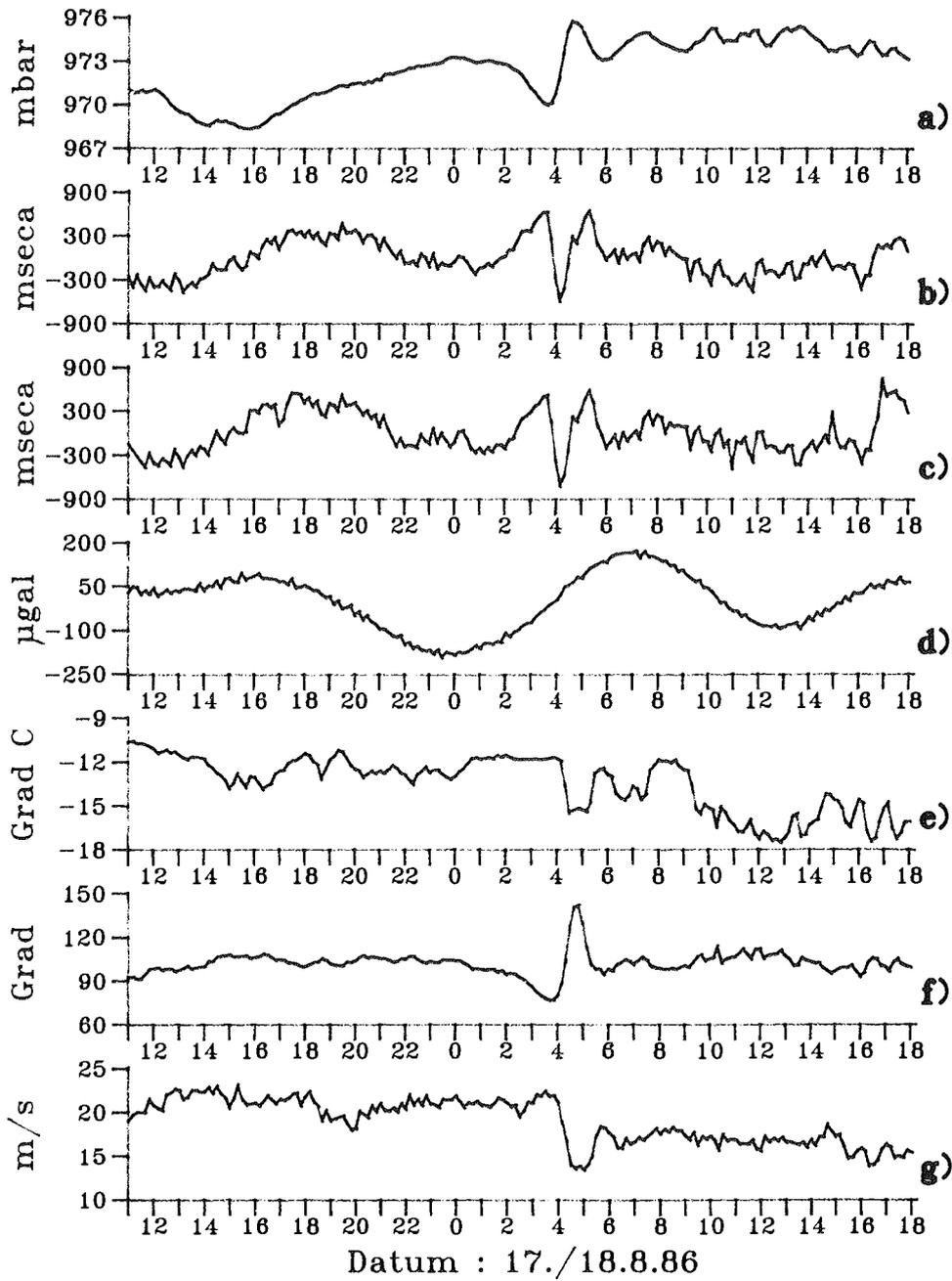


Abb. 10.3 : Vergleich einiger Meßreihen (10-minütige Mittelwerte) vom 17./18.8.86. a) Luftdruck, b) Neigung im Obs., c) Neigung am Obs., d) Schwere, e) Lufttemperatur, f) Windrichtung, g) Windgeschwindigkeit.

In der Stunde des starken Luftdruckanstieges sank die Temperatur um etwa 4 °C (Abb. 10.3e), der Wind drehte von Ost auf Südost und ging auf etwa 13 m/s zurück. Nachdem sich gegen 6 Uhr der Luftdruck wieder etwas stabilisierte, drehte der Wind wieder auf Osten, die Windgeschwindigkeit pendelte sich auf ungefähr 16 m/s ein und die Lufttemperatur war im Mittel um 2 - 4 °C niedriger als vor 4 Uhr.

Dieses meteorologische Ereignis läßt sich charakterisieren als Einbruch von kalten Luftmassen aus südöstlicher Richtung. Bei der Ankunft dieser dichteren und damit schwereren Luft an GvN mußte das Schelfeis ausweichen. Die beobachtete Neigung von etwa 1.2" in südliche Richtung ist die Reaktion der Schelfeisplatte auf diese zusätzliche Belastung. Legt man für diese Kippbewegung eine Basislänge von $L=10$ km zugrunde, so folgt mit $\alpha=1.2''$ aus

$$x = L \cdot \tan \alpha \quad (10.5)$$

für x etwa 6 cm. Unter der Annahme, daß die "ice rumples", die etwa 10 km von GvN entfernt sind, der Drehpunkt für die von der Luftdruckänderung bewirkten Kippbewegung sind, bedeutet dies, daß eine Luftdruckzunahme von 6 mbar das Schelfeis an GvN um 6 cm hinunterdrücken. Nach der Gleichung für den hydrostatischen Druck

$$p = \rho_w g h \quad (10.6)$$

folgt mit der Dichte des Wassers $\rho_w=1028$ kg/m³ und der Schwerebeschleunigung $g=9.82$ m/s² für die Höhe einer Wassersäule von $h=6$ cm ein Druck $p=6$ mbar. Diese Übereinstimmung von hydrostatischem Druck in 6 cm Wassertiefe und der aus einer Luftdruckzunahme von 6 mbar erzeugten Neigungsänderung, die bei der oben gemachten Annahme für L in 6 cm Höhenänderung resultiert, läßt den Schluß zu, daß das Schelfeis an GvN durch die Luftmassen vollständig in das Wasser hineingedrückt wird. Das Schwimmgleichgewicht bleibt also erhalten.

Eine leichte Änderung der Dehnung ist während der starken Luftdruckzunahme zu beobachten. Im Gravimetersignal ist aber weder in der Kurve der zehnminütigen Mittelwerte (Abb. 10.3d) noch im Originalanalogschrieb

etwas zu sehen. Es soll begründet werden, warum dies so ist. MÜLLER und ZÜRN (1983) berichten davon, wie ein LaCoste-Romberg-Erdgezeitengravimeter im Observatorium Schiltach auf den Durchgang von Kaltfronten reagiert. So war der größte beobachtete Effekt bei einer Luftdruckänderung von 3.3 mbar gerade 1.2 μ gal groß. Durch Modellrechnungen klärten sie, daß im Wesentlichen die Attraktionswirkung der Luftmassen für den beobachteten Effekt verantwortlich sind. Die Attraktionswirkung ist insofern für das an GvN beobachtete Wetterereignis am 17./18.8.1986 zu vernachlässigen. Zwei andere Reaktionen des Gravimeters sind auf einem Schelfeis wichtiger. Zunächst wird das Schelfeis beschleunigt bewegt, die nach Gleichung 8.3 berechnete Beschleunigung beträgt für eine Vertikalbewegung von 6 cm und der Periode $T=1$ Stunde etwa 18 μ gal. An sich ist diese Amplitude schon zu klein, um im Anlogschrieb sicher aufgelöst werden zu können, weil der Einfluß der Meeressdünung das Meßsignal verrauscht (z.B. auch Abb. 5.2). Zum anderen wird das Gravimeter im Schwerefeld der Erde verschoben, die Freiluftschwereänderung beträgt für 6 cm auch ziemlich genau 18 μ gal. Während die Höhenänderung eine Schwerezunahme bedeutet, ist mit dem Inertialeffekt eine Schwereabnahme verbunden. Diese beiden Effekte heben sich also genau auf. Diese Gleichheit, bei umgekehrtem Vorzeichen, von Freiluftschwere und Inertialeffekt ist allerdings unabhängig von der Amplitude, sondern nur abhängig von der Periode $T=1$ Std. Somit ist hieraus kein Hinweis zu erhalten, ob die oben gemachte Annahme für die Kippbewegung mit dem Drehpunkt an den "ice rumples" richtig ist.

10.2. Langperiodische Erscheinungen

Nachdem die kurzperiodischen Einflüsse des Luftdrucks schon in der analogen Zeitreihe direkt ins Auge fielen, wurde untersucht, ob es noch in anderen Periodenbereichen Einflüsse des Luftdrucks auf die Schwere- oder Neigungsmessungen gibt. Auf den Gezeitenbereich wurde bereits in Abschnitt 8.2.4 eingegangen. Um längerperiodische Korrelationen erkennen zu können, wurden die Zeitreihen der Schwere, der Neigung und des Luftdrucks bandpaßgefiltert. Dazu wurde die in Abschnitt 7.3 beschriebene Filterfunktion so gewählt, daß alle Signale, die kürzere Perioden als 120 Stunden = 5 Tage haben, herausgefiltert wurden. Die Gerätedrift wurde eliminiert durch die Wahl der Grenzperiode von 360 Stunden = 15 Tage. Durch diesen Bandpaß werden also nur die Perioden zwischen 5 und 15 Tagen

hindurchgelassen.

Diese so gefilterten Zeitreihen wurden auf Korrelationen zueinander untersucht. Hierbei zeigt sich eine starke Korrelation zwischen den Schwere- und den Luftdruckänderungen. Der betrachtete Zeitraum vom März 1984 bis zum Dezember 1986 wurde in insgesamt 92 jeweils 10 Tage lange Abschnitte unterteilt. In jedem Teilabschnitt wurde der normierte Kreuzkorrelationskoeffizient bestimmt und untersucht, für welche Zeitverschiebung der beiden Zeitreihen zueinander dieser Korrelationskoeffizient maximal ist. Abb. 10.4 gibt eine Verteilung der Korrelationskoeffizienten wieder und es ist zu erkennen, daß er in der Mehrzahl der Teilintervalle größer ist als 0.75. Betrachtet man nur die Intervalle, in denen der Korrelationskoeffizient größer ist als 0.9, so ergibt sich ein Regressionskoeffizient von $4.9 \pm 1.8 \mu\text{gal}/\text{mbar}$. Als Mittel für die Zeitverschiebung zwischen den beiden Zeitreihen erhält man eine Verzögerung der Schwereänderungen gegenüber den Luftdruckänderungen von 6.6 ± 7.1 Stunden.

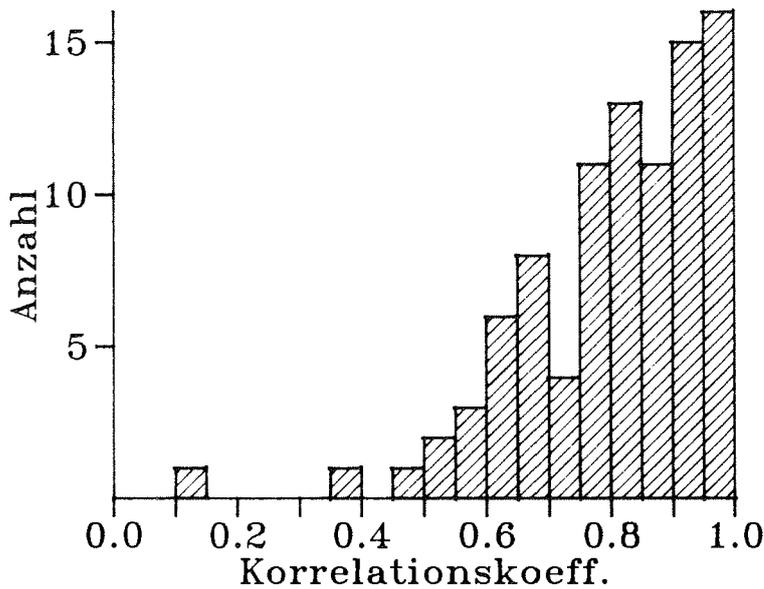


Abb. 10.4 : Häufigkeitsverteilung der normierten Kreuzkorrelationskoeffizienten von 92 jeweils 10 Tage langen Intervallen der Korrelation zwischen Schwere- und Luftdruckänderungen.

Um sich diese Korrelation zwischen den Schwere- und Luftdruckänderungen noch einmal anschauen zu können, wurde ein Intervall von 110 Tagen ausgewählt und in Abb. 10.5 dargestellt. Man erkennt die auffallend gute Korrelation zwischen Schwere- und Luftdruckänderungen, aber eine längst nicht so signifikante Korrelation zwischen Neigungs- und Luftdruckänderungen. In der Tabelle 10.1 sind die normierten Kreuzkorrelationskoeffizienten, die Regressionskoeffizienten sowie die Verschiebungen zwischen den Zeitreihen (negativ = Nachlauf von Schwere oder Neigung gegenüber dem Luftdruck in Stunden) für die 11 Teilintervalle der 110 Tage langen Zeitreihe aus Abb. 10.5 aufgeführt.

| Teilintervall Nr. | Druck - Schwere | | | Druck - Neigung | | |
|----------------------|-----------------|-------------------------------|----------------------|-----------------|-----------------------------|----------------------|
| | R | b ($\mu\text{gal/mbar}$) | Δt (Std.) | R | b (seca/mbar) | Δt (Std.) |
| 1 | 0.623 | 5.26 | 0 | 0.775 | 0.09 | -96 |
| 2 | 0.780 | 2.48 | -3 | 0.542 | 0.03 | 3 |
| 3 | 0.121 | 0.19 | 96 | 0.916 | 0.49 | 41 |
| 4 | 0.984 | 2.79 | -1 | 0.845 | 0.16 | 1 |
| 5 | 0.878 | 4.32 | -5 | 0.246 | 0.04 | -55 |
| 6 | 0.954 | 6.12 | -12 | 0.706 | 0.27 | -39 |
| 7 | 0.924 | 2.63 | -6 | 0.600 | 0.06 | -6 |
| 8 | 0.867 | 3.02 | -2 | 0.215 | 0.03 | -84 |
| 9 | 0.621 | 1.83 | -2 | 0.591 | 0.15 | -91 |
| 10 | 0.775 | 3.01 | -4 | 0.691 | 0.10 | 63 |
| 11 | 0.944 | 6.08 | -1 | 0.184 | 0.02 | -60 |
| gesamt | 0.785 | 3.43 | -4 | 0.218 | 0.13 | -26 |

Tabelle 10.1 : Die normierten Kreuzkorrelationskoeffizienten, die Regressionskoeffizienten und die Zeitverschiebungen der 11 Teilintervalle und des gesamten in Abb. 10.5 dargestellten Zeitraumes zwischen den Luftdruck- und Schwereänderungen sowie zwischen den Luftdruck- und Neigungsänderungen.

Die beobachtete gute Korrelation zwischen den Schwere- und Luftdruckänderungen wäre an sich leicht zu deuten. Wenn der Luftdruck ansteigt, so sollte das Schelfeis nach unten gedrückt werden und damit die Schwere zu-

nehmen. Aber die beobachtete positive Korrelation ist in Wirklichkeit negativ, weil das Schweresignal, wie in Abschnitt 8.2.1 beschrieben wurde, invertiert wurde. So korreliert also zunehmender Luftdruck mit Flut und abnehmender Luftdruck mit Ebbe. Es sollen verschiedene Interpretationen dieser umgekehrten Korrelation diskutiert werden.

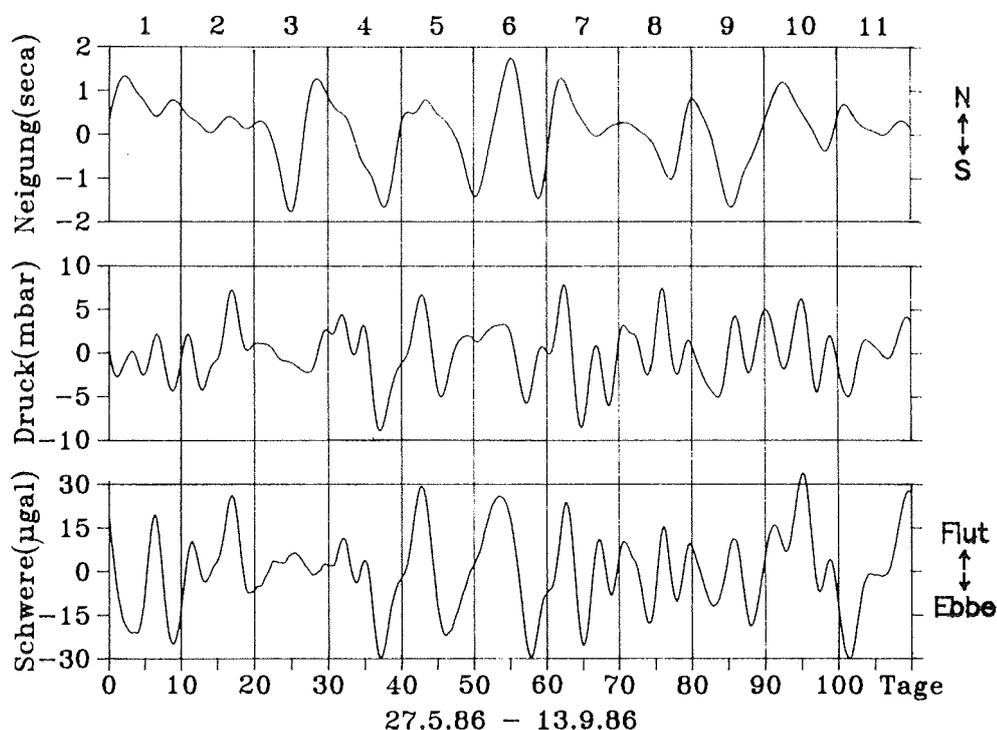


Abb. 10.5 : Darstellung eines 110 Tage langen Ausschnitts aus den bandpaßgefilterten Zeitreihen der Schwere, des Luftdrucks und der Neigungen im Observatorium.

Zunächst soll ein direkter Einfluß des Luftdrucks auf das Meßsystem des Gravimeters betrachtet werden. Das Meßsystem ist in einem luftdruckdichten Topf untergebracht. Die Dichtigkeit dieses Topfes ist mit Sicherheit nicht mehr garantiert, weil das Meßsystem im Laufe der Jahre mehrfach aus dem Topf herausgeholt wurde und die vom Hersteller als notwendig beschriebenen Abdichtungsmaßnahmen nicht durchgeführt wurden. Für diesen Fall existieren Auftriebskörper, die den sich ändernden Luftdruck kompen-

sieren sollen. ASKANIA (1971) gibt an, daß die Genauigkeit besser ist als $\pm 50 \mu\text{gal}$ bei einer Höhenänderung von 500 m entsprechend einer Druckänderung von etwa 65 mbar. Der daraus resultierende Regressionskoeffizient beträgt $0.77 \mu\text{gal}/\text{mbar}$, ist also mindestens um den Faktor 5 zu klein. Wenn das Gravimeter nicht defekt ist, kann also ein unzureichend kompensierter Luftdruck durch die Auftriebskörper mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht für die beobachtete Korrelation verantwortlich gemacht werden. Ferner wäre bei einem Geräteeffekt ein über alle Teilintervalle gleich großer Korrelationskoeffizient zu erwarten, weil die Bedingungen immer gleich sind.

Der von WARBURTON und GOODKIND (1977) ermittelte Regressionskoeffizient zwischen 0.47 und $0.66 \mu\text{gal}/\text{mbar}$ für den Attraktionseffekt der Luftmassen im Gezeitenperiodenbereich wurde schon im Abschnitt 8.2.4 erwähnt. RABEL und ZSCHAU (1985) geben einen Koeffizienten von $0.4 \mu\text{gal}/\text{mbar}$ für den Durchgang eines Hoch- oder Tiefdruckgebietes an, der im Küstenbereich verstärkt durch den indirekten Effekt auch $0.8 \mu\text{gal}/\text{mbar}$ erreichen kann. Die Richtung der Attraktionswirkung der Luftmassen stimmt mit dem Vorzeichen der beobachteten Korrelation überein. Aber die Koeffizienten sind verglichen mit den beobachteten Regressionskoeffizienten um den Faktor 5 bis 10 zu klein, so daß eine gravitative Wirkung der Luftmassen auf das Gravimetermeßsystem als Ursache nicht in Frage kommen kann.

Bisher wurde immer nur der Luftdruck an einem Ort, eben dort wo er gemessen wurde, betrachtet. Möglicherweise sind aber räumliche Luftdruckunterschiede für den beobachteten Effekt verantwortlich. Da aber von keinem Ort in der Umgebung gleichlange Zeitreihen der Luftdruckvariationen vorliegen, kann man Informationen über die räumliche Verteilung des Luftdrucks beim Durchgang eines Tief- oder Hochdruckgebietes nur aus den spärlichen Wetterkarten von dieser Gegend erhalten (RABE, 1987), oder man ist auf Modellüberlegungen angewiesen.

Drei verschiedene Gedankenmodelle sollen diskutiert werden. Zunächst soll ein nur auf das Schelfeis beschränktes Modell betrachtet werden. Es liege ein Hochdruckgebiet über dem Ekström-Schelfeis und verstärke sich in einem Zeitraum von drei Tagen. Jetzt wird angenommen, daß der Kern des Hochdruckgebietes südlich GvN liege und in diesen drei Tagen der

Druck am Süde des Schelfeises stärker zunehme als an GvN. Diese Luftdruckzunahme betrage an GvN 10 mbar und am Süde des Schelfeises 15 mbar. Wenn der Luftdruck das als frei schwimmend angenommene Schelfeis hydrostatisch ausgleichend in das Wasser drückt, so entspricht dem eine Höhenänderung an GvN von 10 cm und am Süde von 15 cm. Mit einem beobachteten Regressionskoeffizienten von etwa $5 \mu\text{gal}/\text{mbar}$ ändert sich die Schwere an GvN aber um $50 \mu\text{gal}$ bzw. die Höhe nach Gleichung 8.2 um knapp 20 cm in die entgegengesetzte Richtung. Diese Höhendifferenz von 30 cm kann vielleicht durch einen Hebeleffekt erklärt werden. Wenn man das Schelfeis als starre Platte betrachtet, die an einem Ort 100 km südlich GvN um 15 cm hinuntergedrückt wird und eine Drehachse 66 km südlich GvN existiert, so hebt sich diese starre Platte an GvN in diesem Zahlenbeispiel um die beobachtete Differenz von 30 cm. Diese Überlegungen klingen zwar plausibel, aber es gibt zu viele Gründe, die gegen einen solchen Mechanismus sprechen. Zum einen tritt eine Wetterlage mit einem Nord-Süd-Gradienten des Luftdrucks (für Tiefdruckgebiete gelten ähnliche Überlegungen wie für Hochdruckgebiete) in dieser Größenordnung nicht so oft auf, wie die beobachteten guten Korrelationskoeffizienten es erfordern würden. Zum anderen gibt es keine Anhaltspunkte dafür, daß das Ekström-Schelfeis irgendwo in der Mitte eine ost-west-verlaufende Drehachse besitzen soll. Weiterhin ist die Platte nicht starr. Und letztendlich sollte man erwarten, daß im nördlichen Bereich des Schelfeises, wo die seitlichen Begrenzungen Söråsen und Halfvar-Rücken weit entfernt liegen, das Schelfeis freier schwimmen kann als weit im Süden, wo das Schelfeis schmaler wird. Genau der umgekehrte Effekt als eben beschrieben wäre somit wahrscheinlicher. Auch die weniger gute Korrelation zwischen den Neigungs- und Luftdruckänderungen spricht dagegen, daß Kippbewegungen des Schelfeises eine Erklärung für die beobachteten Effekte sein könnten.

Dehnt man die Überlegungen auf den umliegenden Ozean aus, so mögen vielleicht Verlagerungen von Wassermassen für das Anheben des Schelfeises gegen den steigenden Luftdruck (bzw. umgekehrt) verantwortlich sein. Ein windgetriebener Mechanismus scheidet aus zwei Gründen aus. Zum einen ist die längste Zeit des Jahres der umliegende Ozean von Packeis bedeckt, so daß der Wind keinen direkten Angriff auf die Wasseroberfläche hat. Je dichter die Eisbedeckung ist, desto unwahrscheinlicher ist es, daß durch die Windkräfte Wassermassen verschoben werden. Aber gerade im Winter ist

die beobachtete Korrelation zwischen Schwere- und Luftdruckänderungen besonders gut. Zum anderen ist keine signifikante Korrelation zwischen der Windrichtung oder der Windgeschwindigkeit mit den Schwereänderungen zu erkennen. Aber durch Luftdruckunterschiede könnten geostrophische Flüsse (z.B. POND und PICKARD, 1983) entstehen. Wegen der Corioliskraft ist die Richtung solcher geostrophischer Flüsse senkrecht zum Druckgradienten. Solchermaßen verlagerte Wassermassen sind allerdings viel zu gering, um das beobachtete Verhalten des Schelfeises erklären zu können.

Die dritte Modellüberlegung deckt sich mit den Beobachtungen etwas besser. Hierin wird angenommen, daß durch die räumlichen Luftdruckunterschiede nicht Wassermassen verlagert werden, sondern daß sich die Niveaufläche auf den Luftdruck entsprechend einstellt, die Meeresoberfläche sich also wie ein Flüssigkeitsbarometer verhält. Man kann sich das in Form einer langen Oberflächenwelle vorstellen, die ihr Maximum dort hat, wo der Luftdruck am niedrigsten ist, und das Minimum liegt an der Stelle höchsten Luftdrucks. Nimmt man wieder das Zahlenbeispiel von weiter oben, wo der Luftdruck an GvN innerhalb von drei Tagen um 10 mbar ansteige, so entspricht dem mit dem Regressionskoeffizienten von $5 \mu\text{gal/mbar}$ wieder ein Anheben des Schelfeises um etwa 30 cm. Im gleichen Zeitraum sollte an einem anderen Ort der Wasserspiegel um 30 cm gesenkt werden. Das ist eine Situation, wie sie an Hand von Wetterkarten in der Zeit vom 16. Juli bis zum 10. September 1986 (RABE, 1987) mehrfach beobachtet werden kann. Wenn an GvN der Luftdruck um 10 mbar steigt, so steigt er an dem Ort, wo anfangs der Kern eines Tiefdruckgebietes lag, im selben Zeitraum um etwa 30 mbar an. Somit ist dieser Mechanismus zumindest als mögliche Ursache für die beobachteten Korrelationen in Erwägung zu ziehen. Ein weiteres Indiz für die Richtigkeit dieser Annahmen ist, daß zu gewissen Zeiten die Korrelation zwischen den Schwere- und Luftdruckänderungen sehr schlecht ist, z.B. im dritten Intervall in der Tabelle 10.1, was auf mögliche Überlagerungen der Einflüsse der umliegenden Tief- und Hochdruckgebiete bzw. ihrer zeitlichen Variationen zurückzuführen sein könnte. Da die Verteilung und das Entstehen und Verschwinden der Hoch- und Tiefdruckgebiete vor der Küste der Antarktis ein komplexes Phänomen ist, ist es nicht einfach, zu jedem Zeitpunkt etwas über das langperiodische Verhalten der Schelfeisplatte aus dem Wettergeschehen abzuleiten.

Literaturverzeichnis

- AMIN, M. : On Analysis and Prediction of Tides on the West Coast of Great Britain, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68, 57-78, 1982
- ARMSTRONG, T., B. ROBERTS und C. SWITHINBANK : Proposed New Terms and Definitions for Snow and Ice Features, *Polar Record*, 18, 116, 501-502, 1977
- ASKANIA : Gravimeter Gs 15, Manual, 1971
- BARTELS, J. : Gezeitenkräfte - In: S. Flügge, Hrsg., *Handbuch der Physik*, Band XLVIII, Geophysik II, 734-774, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 1957
- BÅTH, M. : *Spectral Analysis in Geophysics*, Amsterdam, Oxford, New York, 1974
- BISHOP, J.F. und J.L.W. WALTON : Problems Encountered when Monitoring Tidal Movement in Extremely Cold Conditions, *Polar Record*, 18, 116, 502-505, 1977
- BREKHOVSKIKH, L. und V. GONCHAROV : *Mechanics of Continua and Wave Dynamics*, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1985
- BRODSCHOLL, A. : Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN, Antarktis: deren Nutzung für ein elektromagnetisches Induktionsverfahren zur Erkennung zweidimensionaler Leitfähigkeitsanomalien sowie zur Darstellung von Einflüssen ionosphärischer Stromsysteme, Diss., Bremerhaven, 1987
- CARTWRIGHT, D.H. : Analysis of British Antarctic Survey Tidal Records, *Brit. Antarct. Survey Bull.*, 49, 167-179, 1980
- CARTWRIGHT, D.E. und R.J. TAYLER : New Computations of the Tide-generating Potential, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 23, 45-74, 1971
- CHAPMAN, S. und R.S. LINDZEN : *Atmospheric Tides*, Dordrecht, 1970
- COSTIN, L.S. : Time-Dependent Deformation and Failure - In: B.K. Atkinson, Hrsg., *Fracture Mechanics of Rock*, 167-215, London u.a., 1987
- DARWIN, G.H. : *Ebbe und Flut sowie verwandte Erscheinungen im Sonnensystem*, Leipzig und Berlin, 1911
- DEFANT, A. : *Physical Oceanography*, Vol. II, Oxford, London, New York, Paris, 1961

- DIETRICH, G. und K. KALLE : Allgemeine Meereskunde, Berlin, 1957
- DOAKE, C.S.M. : Dissipation of Tidal Energy by Antarctic Ice Shelves, *Nature*, 275, 5678, 304-305, 1978
- DUBROVIN, L.I. und I.M. SIMONOV : Tides in the Novolazarevskaja Station Area, *Soviet Antarc. Exped. Inf. Bull.*, 5(4), 272-275, 1965
- ECKSTALLER, A. : Seismologische Untersuchungen mit Daten der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis, 1982-1984, Diss., München, 1988
- ECKSTALLER, A. und H. MILLER : Gezeitenvertikalbewegung des Filchner-Schelfeises, *Ber. z. Polarforschung*, 19, 82-97, 1984
- GARRETT, C.J.R. und W.H. MUNK : The Age of the Tide and the "Q" of the Oceans, *Deep-Sea Res.*, 18(5), 493-503, 1971
- GODIN, G. : The Resolution of Tidal Constituents, *Intern. Hydrogr. Rev.*, 47, 133-144, 1970
- HARRISON, J.C. : Earth Tides, New York, 1985
- HISDAL, V. : On the Tides at Norway Station and Adjacent Coastal Areas of Antarctica, *Norsk Polarinst. Skr.* 133, Den Norske Antarktisekspedisjonen 1956-60, *Scientific Results*, 9, 1965
- HISDAL, V., O. AMBLE und N.J. SCHUMACHER : Air Pressure (Maudheim, 71° 03' S, 10° 56' W), *Norw.-Brit.-Swed. Ant. Exp.*, 1949-52, *Scientific Results*, I, Surface Observations, Oslo, 1956
- HOLDSWORTH, G. : Flexure of a Floating Ice Tongue, *J. of Glaciol.*, 8, 54, 385-397, 1969
- HOLDSWORTH, G. : Tidal Interaction with Ice Shelves, *Ann. Geophys.*, 33, 133-146, 1977
- HOLDSWORTH, G. : Dynamics of Erebus Glacier Tongue, *Ann. Glaciol.*, 3, 131-137, 1982
- HUGHES, T. : The West Antarctic Ice Sheet : Instability, Disintegration, and Initiation of Ice Ages, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 502-526, 1975
- HUGHES, T. : West Antarctic Ice Streams, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, 1-46, 1977
- JACKSON, B.V. und L.B. SLICHTER : The Residual Daily Earth Tides at the South Pole, *J. Geophys. Res.*, 79, 1711-1715, 1974
- KAUL, N. und A. UNTERSCHÜTZ : Bericht der "schweren Geophysik", *Ber. z. Polarforschung*, in Vorbereitung, 1988

- KERTZ, W. : Atmosphärische Gezeiten - In: S. Flügge, Hrsg., Handbuch der Physik, Band XLVIII, Geophysik II, 928-981, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 1957
- KERTZ, W. : Einführung in die Geophysik, Band I, Mannheim, 1969
- KERTZ, W. : Georg von Neumayer und die Polarforschung, Polarforschung, 53(1), 91-98, 1983
- KOBARG, W. und E. LIPPMANN : Gezeitenmessungen auf dem Ekström-Schelfeis, Antarktis, Polarforschung, 56(1/2), 1-21, 1986
- KOBARG, W. und R. TONN : Die Gezeitenbewegungen des Ekström-Schelfeises, Ber. z. Polarforschung, in Vorbereitung, 1988
- KOHLRAUSCH, F. : Praktische Physik, Band 2, Stuttgart, 679, 1962
- KOHNEN, H. : Antarktis Expedition, Bergisch Gladbach, 1981
- KREYSZIG, E. : Statistische Methoden und ihre Anwendungen, Göttingen, 1975
- KÜMPEL, H.-J. : Zum Nachweis des Resonanzeffektes im ganztägigen Gezeitenspektrum, unveröff. Dipl.-Arbeit, Kiel, 1977
- KÜMPEL, H.-J. : Neigungsmessungen zwischen Hydrologie und Ozeanographie, Diss., Kiel, 1982
- LACOSTE und ROMBERG, INC. : Instruction Manual for LaCoste and Romberg, Inc., Model G Land Gravity Meter, Austin, 1984
- LIEBIG, V. : Untersuchungen zur Durchführbarkeit magnetotellurischer Messungen in der Antarktis unter Benutzung mikroprozessor-gesteuerter Datenerfassungssysteme, Diss., München, 1986
- LINDNER, K. und B. RITTER : Geodätische Arbeiten auf den Filchner-Ronne- und Ekström-Schelfeisen 1979 bis 1982, Polarforschung, 55(1), 1-26, 1985
- LINDNER, K. und H. WIRTH : Bericht der DDR-Teilnehmergruppe an der 10. Sowjetischen Antarktisexpedition, Überwinterung 1965, Geod. Geophys. Veröff. d. DDR, III/7, 31-66, 1968
- LINGLE, C.S., T.J. HUGHES und R.C. KOLLMAYER : Tidal Flexure of Jakobs-havns Glacier, West Greenland, J. Geophys. Res., 86, 3960-3968, 1981
- LOYNES, J., J.R. POTTER und J.G. PAREN : Current, Temperature, and Salinity beneath George VI Ice Shelf, Antarctica, Deep-Sea Res., 31, 9A, 1037-1055, 1984

- LUTJEHARMS, J.R.E., C.C. STAVROPOULOS und K.P. KOLTERMANN : Tidal Measurements along the Antarctic Coastline, *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Res. Ser.* 43, 273-289, 1985
- MELCHIOR, P. : *The Earth Tides*, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt, 1966
- MELCHIOR, P. : *Tides of the Planet Earth*, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt, 1982
- MILLER, H. und A. ECKSTALLER : Das geophysikalische Observatorium an der Georg-von-Neumayer-Station, *Ber. z. Polarforschung*, 6, 43-49, 1982
- MOLODENSKII, S.M. und M.V. KRAMER : Sur la possibilité qu'ont les hétérogénéités horizontales d'apparaître dans les observations de marées terrestres, *Bull. Inf. Mar. Terr.*, 84, 5370-5393, 1980
- MÜLLER, T. und W. ZÜRN : Observation of Gravity Changes During the Passage of Cold Fronts, *J. Geophys.*, 53, 155-162, 1983
- MUNK, W.H. und D.E. CARTWRIGHT : Tidal Spectroscopy and Prediction, *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 259, 533-581, 1966
- MUNK, W.H., B. ZETLER und G.W. GROVES : Tidal Cusps, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 10, 211-219, 1965
- MURTY, T.S. : Modifications of Hydrographic Characteristics, Tides, and Normal Modes by Ice Cover, *Mar. Geodesy*, 9(4), 451-468, 1985
- NAKAGAWA, I., S. KAKINUMA, K. YANAI und Y. ENDO : Observations of Tidal Variations of Gravity Made in Syowa Station, Antarctica, *Comm. Obs. roy. Belg., Sér. A, Bruxelles*, 9, 16-19, 1970
- NEUMÜLLER, O.-A. : *Römpfs Chemie-Lexikon*, Stuttgart, 1906, 1983
- PEDLEY, M., J.G. PAREN und J.R. POTTER : The Tidal Spectrum Underneath Antarctic Ice Shelves, *J. Geophys. Res.*, 91, 13001-13009, 1986
- POLLAK, W.H. und D. SHARWOOD : Gravimetric Determination of Ocean Tidal Effect on the Fimbul Ice Shelf, Princess Martha Coast, Queen Maud Land, *S. Afr. J. Antarct. Res.*, 1, 30-32, 1971
- POND, S. und G.L. PICKARD : *Introductory Dynamical Oceanography*, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt, 1983

- POTTER, J.R., J.G. PAREN und M. PEDLEY : Tidal Behaviour under an Antarctic Ice Shelf, Brit. Antarct. Survey Bull., 68, 1-18, 1985
- PRATT, J.G.D. : Tides at Shackleton, Weddell Sea, Trans-Antarctic Expedition 1955-58, Scientific Reports No. 4, 1960
- PRESS, F. und M. EWING : Theory of Air Coupled Flexural Waves, J. Appl. Phys., 22, 892-899, 1951
- RABELL, W. und J. ZSCHAU : Static Deformations and Gravity Changes at the Earth's Surface due to Atmospheric Loading, J. Geophys., 56, 81-99, 1985
- RABE, W. : Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986, Ber. z. Polarforschung, 40, 1-161, 1987
- ROBIN, G. de Q. : Seismic Shooting and Related Investigations, Norw.-Brit.-Swed. Ant. Exp., 1949-52, Scientific Results, V, Glaciology III, Oslo, 1958
- ROBINSON, E.S., R.T. WILLIAMS, H.A.C. NEUBURG, C.S. ROHRER, R.L. AYERS : Interaction of the Ocean Tide and the Solid Earth Gravity Tide in the Ross Sea Area of Antarctica. Preliminary Results, Ann. Geophys., 33, 147-150, 1977
- RYDELEK, P.A. und L. KNOPOFF : Long-Period Lunar Tides at the South Pole, J. Geophys. Res., 87, 3969-3973, 1982
- RYDELEK, P.A., L. KNOPOFF und W. ZÜRN : Observations of 18.6-Year Modulation Tide at the South Pole, J. Geophys. Res., 87, 5535-5537, 1982
- SCHNEIDER, M.M. : Erste Beobachtungen der Schweregezeiten in der zentralen Antarktis, Gerlands Beitr. Geophysik, 80, 6, 491-496, 1971a
- SCHNEIDER, M.M. : Bericht über die Überwinterung an der Station Wostok während der 14. Sowjetischen Antarktisexpedition 1968-1970, Geod. Geophys. Veröff d. DDR, III/23, 1-32, 1971b
- SCHNEIDER, M.M. und D. SIMON : Results of the Earth-Tide Observations at the Antarctic Station Vostok, 1969, Veröff. Zentr.-Inst. Physik der Erde (Potsdam), T.1, 183-194, 1974
- SCHÜLLER, K., H.-G. WENZEL und W. ZÜRN : Analysis of Simulated Nonlinear Systems Driven by Tides, Beitr. z. Erdgezeitenforschung d. Arbeitskreises Geodäsie/Geophysik d. BRD (Hrsg. M. Bonatz), Dt. Geodät. Komm. B, 231, 5-25, 1979

- SCHULZE, R. : Eine neue Eicheinrichtung im Gezeitengravimeter, Askania-Warte, 66, Sonderdruck 1442s, 17-20, 1966
- SCHWIDERSKI, E.W. : Atlas of Ocean Tidal Charts and Maps, Part I: The Semidiurnal Principal Lunar Tide M_2 , Mar. Geod., 6, (3-4) 219-265, 1983
- SLICHTER, L.B., W. ZÜRN, E. SYRSTAD, L. KNOPOFF, W.D. SMYTHE und H. UFFELMANN : Long-Period Gravity Tides at the South Pole, J. Geophys. Res., 84, 6207-6212, 1979
- SWITHINBANK, C. : The Morphology of the Ice Shelves of Western Dronning Maud Land, Norw.-Brit.-Swed. Ant. Exp., 1949-52, Scientific Results, III, Glaciology I, Oslo, 1957
- STEPHENSON, S.N. : Glacier Flexure and the Position of Grounding Lines : Measurements by Tiltmeter on Rutford Ice Stream, Antarctica, Annals of Glaciol., 5, 165-169, 1984
- STEPHENSON, S.N., C.S.M. DOAKE und J.A.C. HORSFALL : Tidal Flexure of Ice Shelves Measured by Tiltmeter, Nature, 282, 5738, 496-497, 1979
- SÜNDERMANN, J. und P. BROSCHE : The Numerical Computation of Tidal Friction for Present and Ancient Oceans - In: P. Brosche und J. Sündermann, Hrsg., Tidal Friction and the Earth's Rotation, 125-144, Berlin, Heidelberg, New York, 1978
- THIEL, E., A.P. CRARY, R.A. HAUBRICH und J.C. BEHRENDT : Gravimetric Determination of Ocean Tide, Weddell and Ross Seas, Antarctica, J. Geophys. Res., 65, 629-636, 1960
- THOMAS, R.H. : Ice Shelves : A Review, J. Glaciol., 24 (90), 273-286, 1979
- THYSSEN, F. und K. GROSFELD : The Ekström Ice Shelf, Ann. Glaciol., in Druck, 1988
- THYSSEN, F., B. LEUTHOLD, H. HOYER und A. HUNGELING : Seismic Measurements on Ekström Ice Shelf in 1980/81, Polarforschung, in Vorbereitung, 1988
- TOMASCHEK, R. : Tides of the Solid Earth - In: S. Flügge, Hrsg., Handbuch der Physik, Band XLVIII, Geophysik II, 775-845, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 1957
- WADHAMS, P. : Attenuation of Swell by Sea Ice, J. Geophys. Res., 78, 3552-3563, 1973

- WARBURTON, R.J. und J.M. GOODKIND : The Influence of Barometric-Pressure Variations on Gravity, Geophys. J. R. astr. Soc., 48, 281-292, 1977
- WEBB, D.J. : On the Age of the Semi-Diurnal Tide, Deep-Sea Res., 20, 847-852, 1973
- WEERTMAN, J. : Creep of Ice - In: E.Whalley, S.J.Jones und L.W.Gold, Hrsg., Physics and Chemistry of Ice, 320-337, Ottawa, 1973
- WILHELM, H. und W. ZÜRN : Tides of the Earth - In: K.Fuchs, H.Soffel, Hrsg., Landolt-Börnstein, Zahlenwerk und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik, V2a, Heidelberg, New York, Tokyo, 1984
- WILLIAMS, R.T. und E.S. ROBINSON : Ocean Tide and Waves Beneath the Ross Ice Shelf, Antarctica, Science, 203, 443-445, 1979
- WILLIAMS, R.T. und E.S. ROBINSON : Flexural Waves in the Ross Ice Shelf, J. Geophys. Res., 86, 6643-6648, 1981
- ZINK, G. : Anomale ganz- und halbtägige Gezeiten am Südpol, unveröff. Dipl.-Arbeit, Karlsruhe, 1984
- ZÜRN, W., C. BEAUMONT und L.B. SLICHTER : Gravity Tides and Ocean Loading in Southern Alaska, J. Geophys. Res., 81(26), 4923-4932, 1976

Danksagung

Dieser Arbeit wären beinahe sämtliche Grundlagen entzogen gewesen, wenn nicht mein Freund und Mitüberwinterer Dipl.-Geophys. Erich Lippmann mit seinem elektronischen Fachwissen und seiner Bereitschaft zur Kooperation geholfen hätte, die Meßdaten zu erzielen. Ohne die von ihm konzipierten und gebauten Tilt- und Strainmeter gäbe es diese Arbeit nicht. Ihm möchte ich deshalb ganz besonders herzlich danken.

Herr Prof. Dr. Heinz Miller hat nie versucht, meine Arbeit in Bahnen zu lenken, die ich nicht selbst vorhatte zu gehen, er war aber beständig bereit, Probleme lösen zu helfen. Ich danke ihm ganz herzlich für das Vertrauen, das er in mich gesetzt hat sowie dafür, daß er mir eine weitere Expedition in die Antarktis ermöglichte.

Für die immerwährende Bereitschaft zur Hilfe während der Überwinterung und danach, für sehr viele kritische Anregungen und Ratschläge und für das Lesen des Manuskripts danke ich ganz herzlich Herrn Dr. Walter Zürn vom Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsobservatorium Schiltach.

Daß die Zeit in der Antarktis für mich in angenehmer Erinnerung bleibt, verdanke ich auch meinen Mitüberwinterern. Es haben direkt oder indirekt zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen : die Meteorologen Joachim Schug und Reinhard Beyer, der Arzt Dr. Werner Herold, der Ingenieur Detlef Knoop, der Elektriker Heiko Muhle, der Koch Georg Schönhofer sowie der Funker Fritz Raeder.

Sehr viele Meßdaten stammen aus den drei nachfolgenden Überwinterungen, deshalb möchte ich mich bei den Geophysikern Christian Walther und Harald von der Osten-Woldenburg (1985), Norbert Kaul und Axel Unterschütz (1986, die besonders unermüdlichen Einsatz zeigten, Meßdaten für mich zu gewinnen) sowie Siegfried Reiprich und Uwe Nixdorf (1987) bedanken.

Für die Weitergabe ihrer Erfahrungen sowie für die ständige Bereitschaft zur Diskussion danke ich meinen Vorgängern in der Antarktis, den Geophysikern Alfons Eckstaller und Dr. Arnold Brodscholl sowie dem Meteorologen Josef Kipfstuhl, der auch Teile des Manuskripts las.

Einen wesentlichen Anteil an der Sommerexpedition 1986/87 haben Dipl.-Geophys. Rainer Tonn, der mich bei den Messungen unterstützte, Dipl.-Ing. Holger Leibing, der u.a. die Elektronik der Zweikomponententiltmeter konzipierte, sowie Herr Erich Dunker, der in der AWI-Werkstatt die Mechanik der Zweikomponententiltmeter baute. Ihnen sei herzlich gedankt.

Das Programm CHETS verdanke ich Herrn Dr. Hans-Joachim Kämpel von Institut für Geophysik in Kiel, dafür und für das Interesse an meiner Arbeit danke ich ihm sehr. Ohne die photogrammetrische Arbeit von Herrn Dr.-Ing. Jörn Sievers vom Institut für Angewandte Geodäsie in Frankfurt gäbe es nicht die schönen Karten aus der Antarktis, ihm sei dafür gedankt. Bedanken möchte ich mich auch bei Frau Gabriele Dansauer, die mir bei einigen Zeichnungen behilflich war.

Für die angenehme Arbeitsatmosphäre möchte ich mich bei all meinen Kolleginnen und Kollegen, insbesondere bei denen der "Geobene", des Alfred-Wegener-Instituts bedanken.