

Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden.

Anomalous focal mechanisms: tension faults studied with seismological and geodetical means on the Ekström Ice-shelf north of the Georg-von-Neumayer Station, Antarctica

Uwe Nixdorf

Uwe Nixdorf

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Postfach 120 161
Columbusstr.
D-2850 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1991 dem Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis	Seite
Zusammenfassung	i
Summary	iii
<u>1 Einleitung und Problemstellung</u>	1
<u>2 Das Ekström-Schelfeis</u>	3
2.1 Geographie, Morphologie und Massenbilanz.....	3
2.2 Geodäsie.....	7
2.3 Geophysik / Seismologie.....	10
<u>3 Durchführung der Messungen</u>	13
3.1 Zielsetzung.....	13
3.2 Geodätische Beobachtungen.....	14
3.3 Seismologische Registrierungen.....	19
<u>4 Datenanalyse der geodätischen Beobachtungen</u>	25
4.1 Reduktionen und Fehlerabschätzung.....	25
4.2 Ergebnisse der Ausgleichsrechnung.....	29
4.3 Strainanalyse mittels Affin-Transformation.....	35
<u>5 Datenanalyse der seismologischen Registrierungen</u>	47
5.1 Datenbearbeitung und -auswahl.....	47
5.2 Zur Ausbreitung elastischer Wellen in einer Schelfeisplatte.....	48
5.3 Geschwindigkeitsmodell und Lokalisationsmethoden.....	54
5.4 Lage und Ausdehnung des Herdgebietes, seismisch aktive Zeit.....	58
5.5 3D-Hodograph, Polarisationsanalyse und Relokalisierung - Herdtiefe und Migration der Hypozentren.....	63
5.6 Magnituden, b-Wert und Energieabschätzung.....	82
5.7 Untersuchung der Herdmechanismen - Analyse der Erstausschlags- richtung und Interpretation der Spektren.....	85
<u>6 Ausblick</u>	93
<u>7 Literaturverzeichnis</u>	94

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Zusammenhang zwischen der Deformation des Ekström-Schelfeises in einem lokal eng begrenzten Bereich im Norden der deutschen Überwinterungsstation Georg-von-Neumayer (GvN; $70^{\circ} 36' S$, $08^{\circ} 22' W$) und den dort auftretenden Eisbeben untersucht. Aufgrund früherer Untersuchungen wurde vermutet, daß hier eine Dehnung von Einkerbungen des Schelfeises - sog. Inlets - möglicherweise die einzige tektonische Ursache der Beben sein könnte. Um dies zu verifizieren, wurden 1987 sowohl ein geodätisches, als auch ein seismologisches Beobachtungsnetz an einem ausgewählten Inlet betrieben. Das gemeinsame Zentrum beider Netze lag dort, wo der Übergang zwischen sich öffnendem Inlet und ungestörtem Schelfeis vermutet wurde.

Die geodätische Figur bestand aus 7 Stativen, aufgebaut in der Form eines Fünfecks (Pentagon) mit einer Seitenlänge von 500 m und zwei Basispunkten im Abstand von 100 m im Zentrum. Das zeitliche Verhalten der Deformation des Schelfeises ist durch insgesamt 64 Wiederholungsmessungen bestimmt. Die Eisbeben wurden mit maximal acht seismischen Stationen (vier 3-Komponenten- und vier Vertikal-Seismometer mit einer Eigenfrequenz von 1 Hz) erfaßt, die in einem Radius von 500 m um das jeweilige gemeinsame Zentrum der Aufstellungen azimuthal etwa gleich verteilt waren. Die Registrierung der geschwindigkeitsproportionalen Signale von ca. 4000 seismischen Ereignissen erfolgte digital auf Band.

Nachdem für jeden Meßtag die geodätisch gemessenen Koordinaten der Stative durch eine freie Ausgleichsrechnung nach vermittelnden Beobachtungen bestimmt worden waren, erfolgten die Strainanalysen mittels einer Affintransformation. Insgesamt kann man festhalten, daß innerhalb des Beobachtungszeitraums im allgemeinen eine allseitige Dehnung vorherrschte. Als langfristige Trends kann man im Bereich der Störungszone eine Dehnung von etwa $0.6 \cdot 10^{-3}/a$ in Ost-West-Richtung feststellen, südlich der Störungszone herrschen Dehnungen in nordsüdlichen, zum Inlet zeigenden Richtungen mit Beträgen von $0.4 \cdot 10^{-3}/a$ vor; die Fehler sind von der Größenordnung $\pm 0.1 \cdot 10^{-3}/a$.

Besonders auffallend ist eine Dehnungsepisode, die im Zeitraum zwischen Februar und April 1987 beobachtet wurde und innerhalb der der Strain um etwa den Faktor 1.6 stieg. Dabei betrug

die maximale Dehnung senkrecht zur Störungszone $1.9 \cdot 10^{-3}/a$ über dem offenen Inlet und $1.5 \cdot 10^{-3}/a$ in dem Teildreieck, das die Störungszone enthält. Darüberhinaus fällt bezeichnenderweise diese Dehnungsphase mit dem seismisch aktiven Zeitraum zusammen: alle 13 Eisbeben, die innerhalb der Aufstellung lokalisiert wurden, ereigneten sich zwischen dem 21. Februar und dem 13. März 1987. Fünf dieser Beben wurden innerhalb eines Tages registriert. Aufgrund dieser Beobachtungen kann vermutet werden, daß Inletbildungen allgemein episodisch ablaufen. In den Seismogrammen der Inletbeben sind die Ersteinsätze übereinstimmend an allen Registrierstationen als Kompression zu beobachten. Daraus kann zusammen mit der geodätisch bestimmten Spannungsverteilung senkrecht zur Störungszone geschlossen werden, daß es sich bei den Inlet-Ereignissen um reine Dehnungsbeben handelt. Eine direkte Verbindung einzelner Beben mit kurzzeitigen Deformationsänderungen, z.B. innerhalb eines Tages, konnte aufgrund der erreichten Genauigkeit der geodätischen Beobachtungen und anschließender Strainanalyse nicht gefunden werden.

Die Inletbeben zeichnen sich durch kurze, relativ einfache Wellenzüge aus: die Dauer der P-Phasen ist wenig länger als 0.1 s, die S-Phasen werden kurz nach ihrem Einsatz von Rayleighwellen überlagert. Neben einer Einzelbebenlokalisation erfolgte unter Berücksichtigung der S-Welleneinsätze eine Relokalisierung der Inlet-Ereignisse. Die Fehler der Hypozentrenkoordinaten schwanken zwischen 10 und 20 m und betragen in einem Fall 60 m. Die Herdtiefe liegt in allen Fällen bei etwa 80 m und stimmt damit mit der Tiefe überein, ab der die Dichte des Ekström-Schelfeises konstant bleibt. Die gefundene Migration der Herde spricht für die Existenz zweier Störungssysteme innerhalb der Herdregion. Jene fallen mit den an der Oberfläche erkennbaren Rändern der Senke in der Fortsetzung des Inlets zusammen. Die Lokalmagnituden schwanken zwischen -1.2 und 0. Der daraus abgeleitete Betrag der abgestrahlten seismischen Energie der Mehrzahl der Beben liegt bei etwa $2.5 \cdot 10^2$ J ($2.5 \cdot 10^9$ erg), die im Lauf der Inletbeben insgesamt freigesetzte Energie kann zu mindestens $2.2 \cdot 10^3$ J ($2.2 \cdot 10^{10}$ erg) abgeschätzt werden. Ein b-Wert von etwa 1.4 zeichnet die Inlet-Ereignisse als Schwarmbeben aus.

Insgesamt konnte gezeigt werden, daß sich Inletbereiche von Schelfeisen zum Studium von Beben mit anomalen Herdmechanismus unter vereinfachten Randbedingungen eignen.

Summary

In this thesis the relation between the deformation of a small part of the Ekström-Iceshelf in the north of the German wintering station Georg-von-Neumayer (GvN; 70° 36' S, 08° 22' W) and icequakes within that area is investigated. Due to earlier studies, it was supposed that tension during the widening of those inlets is possibly the only cause of microquakes reported in that region. Both, a geodetical and a seismological network were maintained at one of the inlets in 1987 in order to verify that assumption. The common centre of both networks was situated at the supposed transition between the opening inlet and the undisturbed iceshelf.

The strain network consisted of 7 tripods and was built up in the shape of a pentagon with a radius of approximately 500 m; two tripods in the centre (distance of 100 m) served as a base. In order to determine the deformation rate this figure was surveyed 64 times. The icequakes were recorded by up to eight seismometers (four three-component and four vertical short period seismometers) that were distributed on a circle with a radius of approximately 500 m. About 4000 seismic events were recorded digitally on tape.

For each surveying-day the coordinates of the network were derived by utilizing a free adjustment; in a consecutive step an affine transformation was applied in order to study the strain rates. At all times main deformation was extensional with rates of $0.6 \cdot 10^{-3}/a$ in east-west-directions in the vicinity of the fault-zone and about $0.4 \cdot 10^{-3}/a$ in the south of the fault-zone. The errors of the strain rates are in the order of $\pm 0.1 \cdot 10^{-3}/a$.

A period with marked extension in the time between February and April 1987 during which the strain rates increased by a factor of 1.6 is particularly remarkable. The maximum extension rate was $1.9 \cdot 10^{-3}/a$ in the region around the open inlet and $1.5 \cdot 10^{-3}/a$ in the triangle comprising the fault zone. It is furthermore remarkable that this episode of maximum extension is simultaneously the seismically active period at the inlet: all 13 icequakes that could be localized within the network happened between February 21st and March 13th 1987. Five of these events were recorded within one day. These results lead to the assumption that the widening of inlets generally happens episodically. The onsets of these 13 events show compression at all stations. Because of this

and in consideration of the geodetically deduced stress field it is concluded that the inlet-events are pure tension-faults. A direct correlation between a single event and short term deformation rates, for instance within one day, could not be found due to the achieved accuracy of the survey and the strain analysis.

The inlet-events are marked by short and relatively simple wavelets: the duration of the p-phase is about 0.1 s, shortly after their onset the s-phases are superposed by Rayleigh-waves. In addition to single event localizations all events were relocated using s-arrival times. The errors in the hypocentre coordinates vary between 10 and 20 m and amount to 60 m in one case. The focal depth is about 80 m in all cases and is thus in accordance with the top of the layer of ice with constant density. A detected migration of the foci suggests the existence of two dislocation planes within the focal region. They are congruent with the margins of a subsidence trough in the continuation of the inlet. The local magnitudes vary between -1.2 and 0. The seismic energy derived from local magnitudes is about $2.5 \cdot 10^2$ J ($2.5 \cdot 10^9$ erg), the total energy of all quakes amounts to at least $2.2 \cdot 10^3$ J ($2.2 \cdot 10^{10}$ erg). The b-value of 1.4 marks the inlet events as swarm-quakes.

In conclusion inlet areas seem to be suited to study fault mechanism of tensional fracture.

1 Einleitung und Problemstellung

Bei der Beschreibung der überwiegenden Mehrzahl der Herdvorgänge tektonischer Erdbeben in der Lithosphäre haben sich die Vorstellungen von Reid (1911) bewährt. Danach geht man bei diesem Bebentyp davon aus, daß der Bruchvorgang aufgrund erhöhter Scherbeanspruchung innerhalb der Lithosphäre in einem Hypozentrum beginnt und sich über eine in guter Näherung ebene Fläche ausbreitet. Die dabei wirkenden Kräfte können durch ein Kräftepaar (double couple) beschrieben werden. Dies gilt im allgemeinen sicherlich auch für die wenigen registrierten tektonischen Beben der Antarktis (Adams, 1988). Daneben gibt es vereinzelt in der Literatur Hinweise auf Beben mit anderen Herdmechanismen, dort "non-double-couple events" genannt. Foulger & Long (1984), Foulger (1988) und Foulger et al. (1989) beschreiben anomale Herdmechanismen an einer anwachsenden Plattengrenze in Island und erklären ihr Auftreten im Zusammenhang mit geothermischen Anomalien. Weiterhin findet z.B. Sykes (1967) im Rahmen einer Analyse von Erdbebenmechanismen an mittelozeanischen Rücken einige Ereignisse, die auf eine Zugbelastung senkrecht zum Streichen der Rückenachse zurückzuführen sind. Beiträge zur Theorie seismischer Wellenausbreitung von "non-double-couple" Ereignissen findet man z.B. bei Singh & Ben-Menahem (1988). Zu den diskutierten Erklärungsversuchen für die Beobachtung von non-double-couple Herdmechanismen gehören die Vorstellungen von Mehrfach- Scherbrüchen, Brüchen auf nichtplanaren Bruchflächen, Effekte der Struktur der Herdregion, Dehnungsbrüche bei hohem Flüssigkeitsdruck und Noise induzierte Ablesefehler in den Seismogrammen (Kubas & Sipkin, 1987). Insgesamt kann man festhalten, daß Dehnungskomponenten bei Herdvorgängen real beobachtet sind, daß ihre Quantifizierung allerdings z.T. dadurch erschwert ist, daß eine Dehnung nicht die einzige tektonische Ursache für die Beben darstellt oder die Herdvorgänge relativ komplex sind. Bei früheren Analysen von Eisbeben in der Umgebung der Georg-von-Neumayer Station wurde erkannt, daß hier möglicherweise eine Dehnung des Ekström-Schelfeises die einzige tektonische Ursache der Beben sein könnte (Eckstaller, 1988). Die Herdregion dieser Beben liegt in der Fortsetzung von Einkerbungen (Inlets) in der Schelfeisfront. Im folgenden soll unter Berücksichtigung der Deformation des Schelfeises gezeigt werden, daß sich diese Regionen daher besonders zum Studium von Dehnungsbeben unter vereinfachten Randbedingungen eignen.

In Kap. 2 wird das Untersuchungsgebiet vorgestellt, sowie die bisher bekannten Ergebnisse, sofern sie im Zusammenhang mit der vorliegenden Untersuchung stehen, dargestellt. In Kap. 3 werden Planung und Durchführung der Messungen erläutert. Speziell wird gezeigt, wie der gewählte Aufbau der geodätischen und der seismologischen Beobachtungsnetze den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet angepaßt war und einer möglichst aussagekräftigen Auswertung dienen sollte. Kap. 4 beschäftigt sich mit der Analyse des räumlichen und zeitlichen Verformungsverhaltens des Schelfeises im Untersuchungsgebiet und dient damit der Charakterisierung der dort herrschenden Spannungsverhältnisse. Der Analyse der seismologischen Beobachtungen ist Kap. 5 gewidmet. Breiten Raum nimmt dabei die Darstellung der Lokalisation der Eisbeben aufgrund von Laufzeiten verschiedener Wellenphasen ein. Daneben werden die Lage und Orientierung der Herdflächen gezeigt und diskutiert, sowie mit verschiedenen Methoden versucht, einzelne Herde näher zu charakterisieren.

2 Das Ekström-Schelfeis

2.1 Geographie, Morphologie und Massenbilanz

Abb. 2.1 zeigt die Antarktis, hervorgehoben ist das Gebiet des Ekström-Schelfeises. Es erstreckt sich um 9° westlicher Länge, sowie zwischen 70° und 72° südlicher Breite am östlichen Rand des Weddellmeeres (s. Abb. 2.2). Die Ausdehnung des Schelfeises beträgt in Nord-Süd-Richtung etwa 130 km, in Ost-West-Richtung maximal etwa 70 km. Mit einer Fläche von 6350 km² (Hinze, 1989) gehört diese Eistafel zu einer Reihe von kleineren Schelfeisen im Norden des Ritscher-Hochlands. Drei dieser Schelfeise - Ekström, Jelbart und Quar - tragen ihre Namen zum Andenken an drei gleichnamige Teilnehmer der Norwegisch-Britisch-Schwedischen Expedition 1949-52, die während ihrer Überwinterung tödlich verunglückten (Giæver, 1957). Im abgebildeten Gebiet (Abb. 2.2) wurden während dieser Expedition zahlreiche morphologische, geophysikalische und glaziologische Studien durchgeführt (Swithinbank, 1957). Dieses Gebiet wurde während der Schwabenland-Expedition 1938/39 zum ersten Mal photogrammetrisch aufgenommen (Ritscher, 1942a; Ritscher, 1942b). Im westlichen Teil dieses Gebietes, das auch Neu-Schwabenland genannt wird, wurden einige Überwinterungs- und Sommerstationen gegründet, die auch als logistische Basen für Expeditionen ins Hinterland genutzt wurden (Abb. 2.2). Während der Norwegisch-Britisch-Schwedischen Expedition 1949-52 diente die Station Maudheim auf dem Quarisen als Überwinterungsquartier. Seit 1960 liegt die süd-afrikanische Überwinterungsstation SANAE auf dem Fimbulisen. Auf dem Ekström-Schelfeis wurde 1981 die deutsche Überwinterungsstation "Georg-von-Neumayer" (GvN) errichtet. Ebenfalls auf dem Quarisen befand sich von 1986 bis 1991 die sowjetische Sommerstation Druznaja III. Die zwischen Eiskuppeln (Ice-Rises) und dem Inlandeis gelegenen großen Einbuchtungen werden von Schelfeisen ausgefüllt und damit die Umrißlinie des Kontinents geglättet. Eine sogenannte Aufsetzlinie (grounding line) bildet die Grenze zwischen Schelfeisen und Inlandeis. In lokal begrenzten Gebieten - an sogenannten Eishöckern (Ice-Rumples) - können die Schelfeise Grundberührung haben. Bei der Ausprägung von Eisfronten kann man zwischen zwei Arten unterscheiden: eine frei schwimmende Schelfeiskante und ein Eiskliff, bei dem die Eiskante Grundberührung hat. Ein Beispiel für letzteres ist die Eisfront um Kapp Norwegia. Sie erstreckt sich mit sanfter Schwung ohne jede Unregelmäßigkeit über 85 km Länge. Dagegen haben die Kanten frei schwimmender Schelfeise ein deutlich "angeknabbertes" Aussehen,

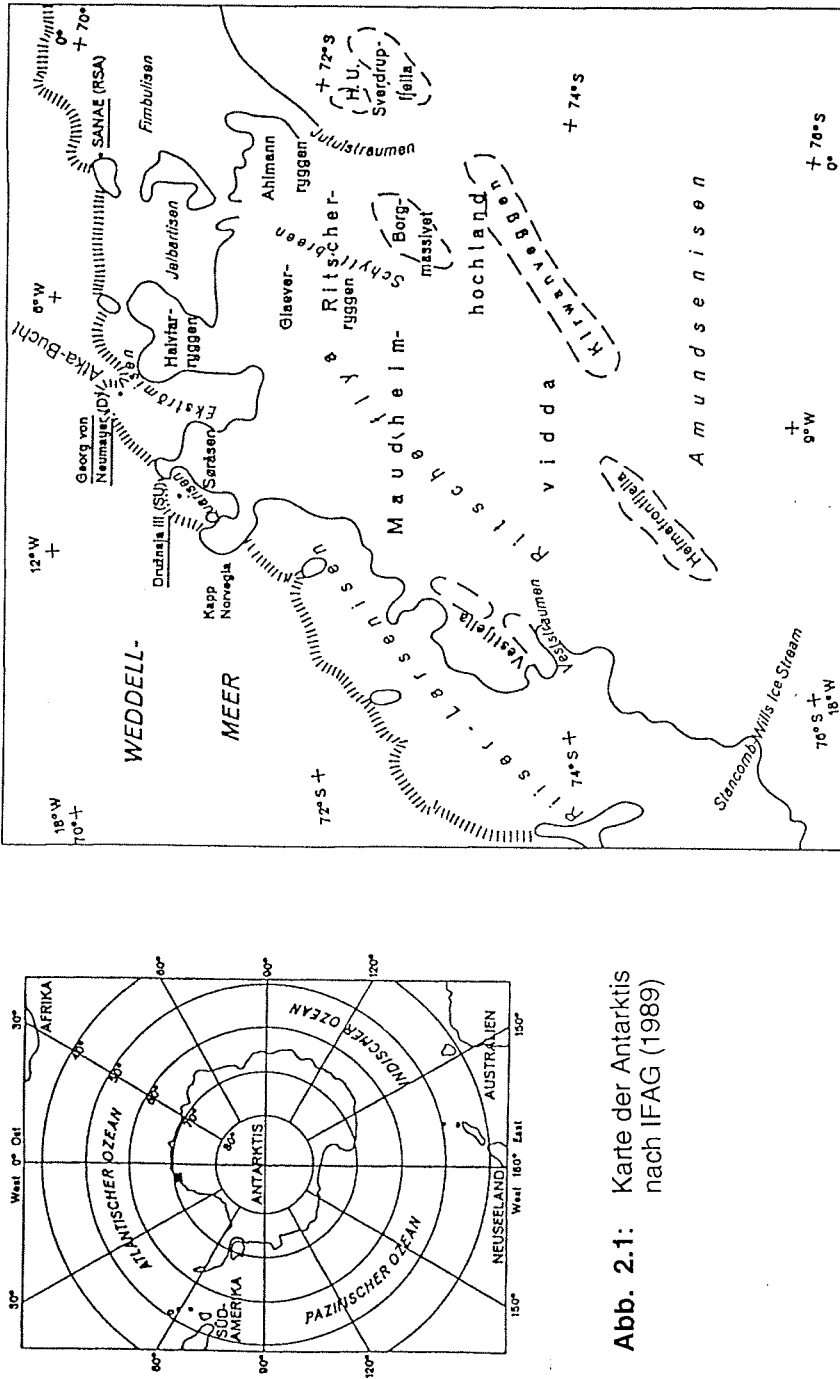


Abb. 2.1: Karte der Antarktis nach IFAG (1989)

Abb. 2.2: Übersichtskarte von Neuschwabenland - nach IFAG (1989); das Ekström-Schelfeis liegt zwischen den Eistrücken Søråsen und Halvtar am östlichen Rand des Weddellmeeres.

hervorgerufen durch Einbuchtungen, Landzungen und ganz besonders durch die für diese Verhältnisse charakteristischen großen Einkerbungen (Inlets) (Swithinbank, 1957). Das Ekström-Schelfeis wird im Westen vom Søråsen, im Osten vom Halvfaryggen flankiert. Die Mächtigkeit des Ekström-Schelfeises steigt von etwa 200 m an der Schelfeisfront bis auf etwa 900 m an der Aufsetzlinie (Thyssen & Grossfeld, 1988) (vgl. Abb. 2.2). Die Mächtigkeit der Wasserschicht unter dem Schelfeis nimmt von etwa 100 m unter den frei schwimmenden Bereichen der Schelfeiskante (Hoyer, 1983; Kobarg, 1988) bis auf maximal ca. 600 m im zentralen Bereich des Schelfeises zu (Kobarg, 1988) (vgl. Abb.2.2). Für die Umgebung von GvN wurde ein mittlerer jährlicher Schneezutrag von 75 cm/a und eine Akkumulationsrate von 320 kg/(m²·a) abgeleitet (Reinwarth et al., 1982). Zu größenordnungsmäßig gleichen Werten kommt Obleitner (1987) bei seiner Bestimmung der regionalen Akkumulationsrate im küstennahen Bereich des Ekström-Schelfeises.

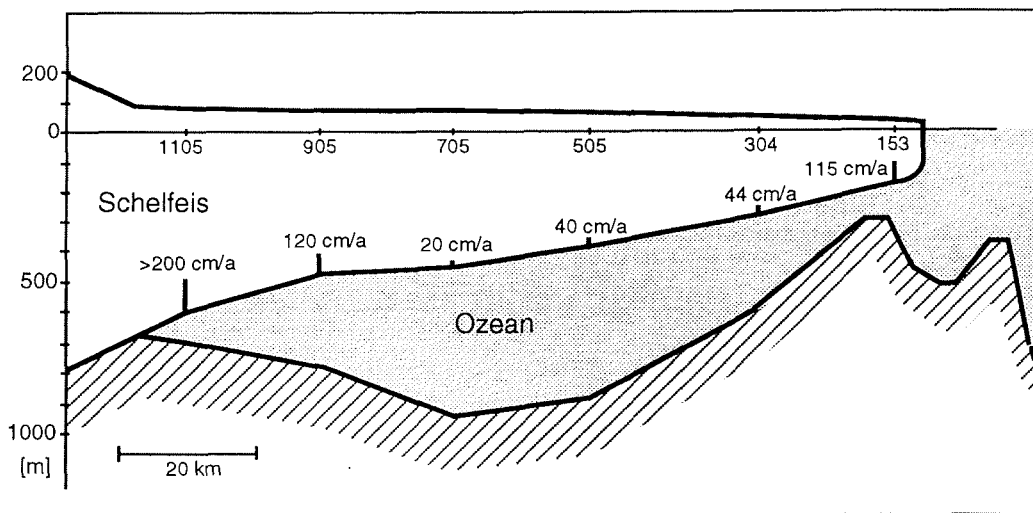


Abb. 2.3: Schmelzraten an der Schelfeisunterkante längs eines Profilschnitts durch das Ekström-Schelfeis nach Kipfstuhl (1991). Zur Lage der geodätischen Punkte 1105 bis 153 siehe Abb. 2.4.

Unter der Annahme eines stationären Schelfeises leitet Kipfstuhl (1991) Schmelzraten für mehrere, auf einer Fließlinie liegende Punkte ab (Abb. 2.3). Dabei folgt er einem Ansatz nach Thomas (1973), indem er die Kontinuitätsgleichung für den

Massenfluß aufstellt. Die daraus ermittelten Schmelzraten liegen zwischen 200 cm/Jahr im Bereich der Aufsetzlinie, 115 cm/Jahr an der Schelfeisfront und 20 cm/Jahr im zentralen Bereich des Schelfeises.

2.2 Geodäsie

Einen z.T. historischen Überblick über die deutschen Beiträge zur Kartographie der Antarktis gibt Schmidt-Falkenberg (1984). Die Eisbewegung des Ekström-Schelfeises wurde mittels Doppler-Satellitenpositionierung bestimmt (Hinze & Seeber, 1988). In Abb. 2.4 sind die so gewonnenen Fließvektoren dargestellt. Die allgemeine Bewegungsrichtung folgt dem von den Eisrücken Søråsen im Westen und Halvfarryggen im Osten vorgegebenem Weg aus dem Ritscher-Hochland nach Norden. Die Fließgeschwindigkeiten nehmen von der Aufsetzlinie von 20 m/a am Punkt 1104 bzw. 120 m/a am Punkt 1305 zur Schelfeismitte hin zu, mit maximalen Beträgen von 200 m/a am Punkt 504 bzw. 240 m/a am Punkt 153. Umgekehrt verhält es sich mit den Beträgen der Deformationsrate (strain rate) (Abb. 2.5), die nahe der Aufsetzlinie maximal sind. Im allgemeinen wird das Eis entlang der Aufsetzlinie in Fließrichtung gedehnt, während senkrecht dazu Stauchung vorherrscht. Die maximalen Beträge für Stauchung und Dehnung findet man bei Punkt 904: sie betragen $-27.0 \cdot 10^{-3}/a$ bzw. $24.5 \cdot 10^{-3}/a$; die minimalen Beträge im Untersuchungsgebiet sind $\pm 0.1 \cdot 10^{-3}/a$. Ausgehend von bekannten Werten an einzelnen Punkten können diese Deformationsraten mittels Kollokation - einem Trendanalyseverfahren der Statistik - für das ganze Schelfeis bestimmt werden (Möller & Ritter, 1988).

Der Grund für das Abdrehen der Hauptfließrichtung des Ekström-Schelfeises sind die Eiskliffs, die die Atka-Bucht umgeben (Abb. 2.4 und Abb. 2.5) - und die gewissermaßen Ursache für diese markante Einbuchtung der Eisfront sind - und die Eishöcker im Nordwesten von GvN. An diesen Eishöckern und -kliffs hat das Schelfeis Grundberührung, was man aufgrund der charakteristischen glatten Eisfront aus einem Luftbild erkennen könnte. Die Fließgeschwindigkeit des Eises wird auf Beträge von etwa 40 m/a südlich der Atka-Bucht vermindert (Abb. 2.4); Kobarg (1988) gibt für die Fließgeschwindigkeit an den Neumayer-Eishöckern ähnliche Werte an. Zwischen diesen "Barrieren" fließt nur ein kleinerer Anteil des Schelfeises nach Nordosten. Zu diesem Anteil gehört das die GvN-Station umgebende Eis, für das eine Fließgeschwindigkeit von 160 m/a nach einem Azimut von 15° ermittelt wurde (Schenke & Gerdau, 1984). Denkt man sich das Fließen des Schelfeises als einen gleichförmig kontinuierlichen Prozeß, so ist die Geschwindigkeit des Eises an den Barrieren etwa 4 mm/h, während es frei schwimmend am Punkt 120 mit etwa 19 mm/h nach Nordosten fließt. Ein Modell für Geschwindigkeitsprofile von Schelfeisen mit Eishöckern findet man in Thomas (1979). Dabei diskutiert er den

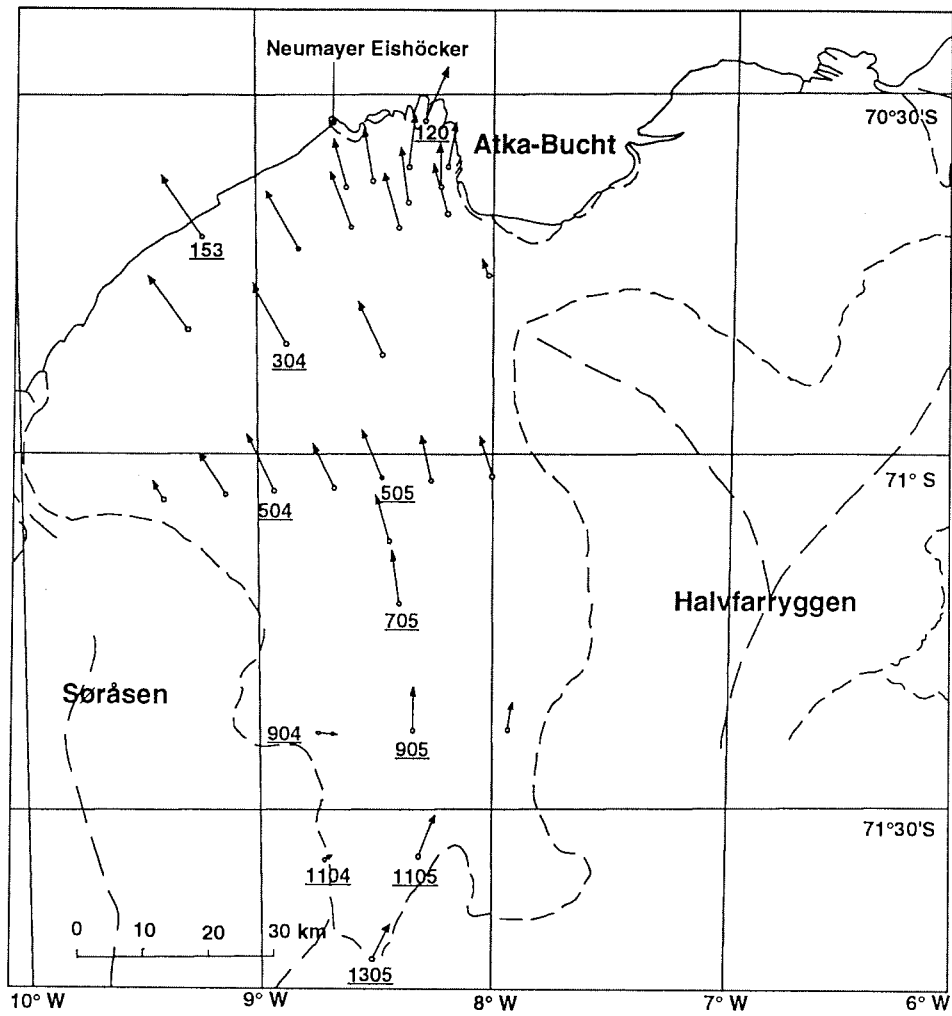


Abb. 2.4: Fließgeschwindigkeiten in m/a an ausgewählten Punkten des Ekström-Schelfeises. 1 mm der Geschwindigkeitsvektoren entspricht einer Geschwindigkeit von etwa 20 m/a in der angezeigten Richtung.

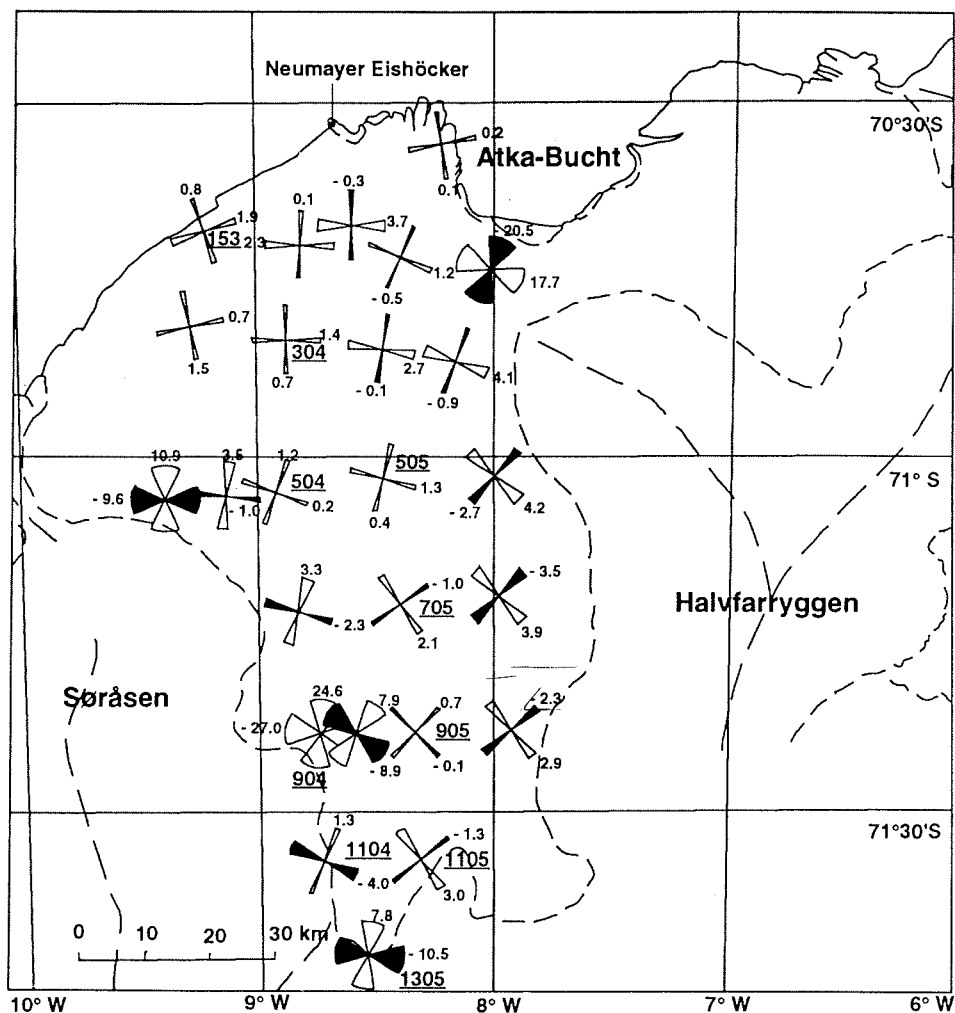


Abb. 2.5: Deformationsraten an ausgewählten Punkten des Ekström-Schelfeises. Die Beträge der Hauptachsen der Verzerrungsellipse sind in der Einheit von $1 \cdot 10^{-3}/a$ angegeben, positive Werte spiegeln Dehnung wider, negative Werte entsprechen Stauchung. Zwischen $1 \cdot 10^{-3}/a$ und $10 \cdot 10^{-3}/a$ ist der Betrag der Deformationsrate proportional zur Größe des Sektorwinkels.

durch Eishöcker verursachten Rückstau eines Schelfeises und die damit verbundene Wanderung der Aufsetzlinie in Richtung Schelfeisfront. Diese Geschwindigkeitsunterschiede und die sie verursachenden Barrieren sind auch der Grund für die im Nordosten von GvN zu beobachtenden Inlets (Abb. 2.4). Solange das Eis durch Eishöcker seitlich begrenzt ist, ist seine laterale Ausdehnung stark behindert. Erst wenn es eine gedachte Verbindungslinie zwischen den Auflageflächen passiert hat, ist es lateral in keiner Weise begrenzt und kann auseinanderfließen. Aufgrund der Geschwindigkeitsunterschiede zwischen frei schwimmendem und aufliegendem Schelfeis wird das Eis gedehnt, bis es schließlich bricht und sich Inlets bilden. Diese Erscheinungsform ist nach Swithinbank (1957, S. 29) in der amerikanischen Literatur (Air Force Manual, 1953) als "tension reentrant", zu deutsch etwa: Dehnungs-, Zugeinbuchtung, bekannt. Die meist parallel zur Schelfeisfront gebildeten Inlets vergrößern sich durch Aufweitung der Brüche aufgrund des Weiterfließens des Schelfeises. Die Inlets und die sich daran anschließenden Störungszonen und Risse (vgl. dazu Swithinbank, 1957, S. 31) stehen in Zusammenhang mit der Bildung von Eisbergen. Vergleicht man den Verlauf der Eisfront des Ekström-Schelfeises des Jahres 1975 mit dem des Jahres 1986, dann erkennt man, wie die Verlängerung eines großen, Eisfront-parallelen Inlets quasi die Sollbruchstelle für einen riesigen, im Jahr 1980 abgebrochenen Eisberg darstellt (IFAG, 1989).

2.3 Geophysik / Seismologie

Seit dem Bestehen des Observatoriums der GvN-Station werden geophysikalische Beobachtungen durchgeführt. Miller & Eckstaller (1982) stellen die wissenschaftlichen Zielsetzungen des Observatoriums betreffend Magnetik, Seismologie und Gezeiten dar. Diesen Themen widmen sich die Arbeiten von Brodscholl (1988), Eckstaller (1988) und Kobarg (1988), sowie in jüngerer Zeit von Wüster (1989). Die Untersuchungen mit Methoden der Seismik/Seismologie lassen sich in solche mit und ohne Daten aus dem Observatorium gliedern. Hoyer (1983) leitete aus nahe GvN aufgenommenen Reflexionsseismikprofilen eine P-Wellengeschwindigkeits-Tiefenfunktion, die Struktur und Mächtigkeit des Schelfeises in der Umgebung der Atka-Bucht, sowie die Wassermächtigkeit unter dem Schelfeisprofil ab. Entlang der sogenannten Kottas-Trasse wurde Reflexionsseismik zur Erkundung der Schelfeisstruktur, Wassermächtigkeit und der Struktur der Sedimente benutzt (Degutsch et al., 1988; Kaul & Unterschütz, 1990). Aufgrund seines Literaturstudiums zur Seismizität der Antarktis zeigt Wüster (1989), daß die

antarktische Platte im Grunde nicht weniger seismisch aktiv ist, als die Afrikanische- oder die Nazca-Platte. Er beschreibt ebenso wie Eckstaller (1988) ausführlich die schelfeisspezifischen Standort-Nachteile des GvN-Observatoriums aus seismologischer Sicht speziell für regional- und teleseismische Studien. Anschließend erläutert er, wie diese Nachteile nach der Errichtung der Stationen Olymp (Brodscholl et al., 1988) und Watzmann (Eckstaller, pers. Mitteilung) auf den Eiskuppeln Søråsen und Halvfarryggen gemindert werden können.

Die mit dem GvN-Netz registrierten seismischen Ereignisse der Jahre 1982 bis 1984 hat Eckstaller (1988) bearbeitet. Im folgenden werden die im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit interessanten Ergebnisse - speziell der Eisbebenanalyse - dargestellt. Auffallend ist bei den meisten von ihm verwendeten Ereignissen ein relativ schwach ausgeprägter Ersteinsatz, das Fehlen von S-Wellen - außer an der Ice-Rise-Station -, die Tatsache, daß oberhalb 15 Hz nur noch verschwindende Signal-Anteile registriert wurden, sowie eine stark ausgeprägte, anormale Dispersion. Bei der Diskussion des Ersteinsatzes ist zu berücksichtigen, daß an allen Außenstationen - ausgenommen die sogenannte Ice-Rise-Station - ausschließlich Vertikal-Geophone eingesetzt wurden. Diese Instrumentierung hat z.T. ihren Grund in der Erwartung, daß für die teleseismischen Ereignisse aufgrund der Wasserschicht unter dem Schelfeis ohnehin keine oder nur schwach ausgeprägte - weil konvertierte - S-Wellen registriert werden können. Dagegen liegt das Schelfeis unter der Ice-Rise-Station, die mit einem 3-Komponenten-Seismometer bestückt war, auf einem der Neumayer-Eishöcker auf (vgl. Abb. 2.4) und somit lassen sich dort auch "normale" und nicht nur aus P-SV-Konversion hervorgerufene S-Wellen registrieren. Zu den anderen Stationen des GvN-Netzes erfolgt die Wellenausbreitung der Eisbeben fast ausschließlich innerhalb der Schelfeisplatte. Bei der Betrachtung der Laufwege muß man zwischen hochfrequenten Signalanteilen - mit gegenüber der Schelfeismächtigkeit kleinen Wellenlängen - und niederfrequenten Signalanteilen - mit großen Wellenlängen im Vergleich zur Plattendicke - unterscheiden. Hochfrequente Wellen sind, wenn sie an den Stationen eintreffen, mehrfach an Ober- und Unterseite der Schelfeisplatte reflektiert bzw. refraktiert worden. Dies wird durch das Vorhandensein von Geschwindigkeitsgradienten in der Firn- und in der Eisschicht begünstigt. Dabei erleiden diese Wellen an der Grenzfläche Eis-Wasser Transmissionsverluste und geben somit einen Teil ihrer Energie an die Wasserschicht ab. Mit steigender Entfernung zwischen Herd und Aufnehmer nimmt die Anzahl der Reflexionen an der Schelfeisunterkante zu und dementsprechend nehmen die

Signalamplituden der hochfrequenten Wellen ab. Dagegen wirkt das Schelfeis für niederfrequente Wellen wie ein Wellenleiter. Die Abstrahlverluste in die Wasserschicht dieser geführten Plattenwellen sind gering. So ist die beobachtete Verschiebung des spektralen Maximums zu niedrigeren Frequenzen mit zunehmender Entfernung zwischen Herd und Station zu erklären. Speziell Plattenbiegewellen sind anormal dispersiv. Zur Lokalisierung der Eisbeben wurde das Schelfeis als homogener Halbraum mit P-Wellengeschwindigkeit von 3300 m/s modelliert. Das bei weitem seismisch aktivste Gebiet ist die Umgebung der Neumayer-Eishöcker. Dies ist auch das Arbeitsgebiet einer weiteren Untersuchung (Osten-Woldenburg, 1990). Eine Anzahl von Beben konnte auch eindeutig an den Inlets im Nordosten von GvN lokalisiert werden. Aufgrund der Netz-Konfiguration war eine direkte Bestimmung der Herdmechanismen nicht möglich. Aufgrund von Plausibilitätsüberlegungen kommt Eckstaller (1988) zu dem Schluß, daß es sich bei den Inlet-Ereignissen um kombinierte Scher-Dehnungsbrüche handelt, wobei mit zunehmendem Abstand von den Auflageflächen des Schelfeises die Dehnung überwiegen soll. Eine Abschätzung der Magnituden-Häufigkeit zeigte für Magnituden ab 0.8 einen starken Abfall, d.h. die meisten Ereignisse hatten kleinere Magnituden.

An dieser Stelle werden einige Definitionen herdkinematischer und seismotektonischer Begriffe eingeführt, um die daran anschließende Erläuterung der Durchführung der seismologischen Messungen zu erleichtern. Bei einem Erdbeben handelt es sich nach Reid (1911) im allgemeinen um einen räumlich und zeitlich ausgedehnten tektonischen Vorgang, bei dem sich innerhalb der Erdkruste ein Scherbruch entlang einer ebenen Fläche ereignet. Als Herdvolumen bezeichnet man die Summe aller Volumenelemente, aus denen während des Erdbebens Energie in Form elastischer Wellen abgestrahlt wird. Die Ausdehnung dieses Volumens wird parallel zur Erdoberfläche als Herdlänge, senkrecht dazu als Tiefenerstreckung bezeichnet, zweidimensional betrachtet begrenzen sie die Herdfläche. Die räumliche Orientierung der Herdfläche ist durch das Streichen (Strike) gegen Nord und das Einfallen (Dip) gegenüber der Horizontalen definiert. Als Herddislokation wird die seismisch aktive Relativbewegung der Hangend- gegenüber der Liegendschale auf der Herdfläche bezeichnet, Richtung und Betrag der Dislokation gibt der Slipvektor (auch Rakevektor genannt) an (vgl. Ben-Menahem & Singh, 1981, S.180-186). Das Zeitintervall zwischen Bruchanfang und Bruchende bezeichnet man als Bruchdauer, die Geschwindigkeit mit der sich dabei die Bruchfront über die Herdfläche ausbreitet als Bruchgeschwindigkeit.

3 Durchführung der Messungen

3.1 Zielsetzung

Die während einer Überwinterung 1987 durchgeführten Messungen - deren Auswertung hier vorgelegt wird - hatten im Grunde zwei Zielrichtungen, die letztlich im Idealfall zu einer gemeinsamen Interpretation führen sollten. Einerseits sollte eine zeitlich hochaufgelöste Aufnahme der Deformation an einem Inlet mittels glazial-geodätischer Methoden erfolgen. Über die bisherigen, in Kapitel 2 schon erwähnten, aus meist jährlichen Wiederholungsmessungen abgeleiteten Ergebnisse hinaus, sollten folgende Fragen beantwortet werden:

- Wie ist die räumliche und zeitliche Variation der Deformation im Gebiet der Störungszone eines Inlets?
- Gibt es jahreszeitliche Unterschiede?
- Erfolgt die Deformation kontinuierlich oder diskontinuierlich?
- Kann man aufgrund der Deformationsanalyse zeigen, daß die Dehnungskomponente überwiegt?

Andererseits sollte mit seismologischen Methoden untersucht werden, ob die Region um ein Schelfeis-Inlet tatsächlich ein geeigneter Modellkörper zur Analyse von Dehnungsbeben ist. Dabei gab es folgende Fragen:

- Wo und wie oft treten an einem Inlet Eisbeben (Inletbeben) auf?
- Stimmen Ort und Zeit der Beben mit der Verteilung der maximalen Deformation überein?
- Stimmt der aus den Seismogrammen ableitbare Herdmechanismus mit den aus den geodätischen Beobachtungen abgeleiteten Vorstellungen überein?
- Wie groß ist die seismisch freigesetzte Energie?

Wegen der geplanten gemeinsamen Interpretation, sollten die Beobachtungsnetze in etwa die gleiche räumliche Lage haben.

3.2 Geodätische Beobachtungen

Vor den eigentlichen Messungen wurden in einer Planungsphase Überlegungen angestellt, welche Deformations-Figur mit welchem Beobachtungsplan zur anschließenden Ableitung der Deformationsrate (strain rate) am günstigsten ist. Als Strain bezeichnet man die elastischen Verformungen, die ein Körper unter dem Einfluß äußerer Kräfte (stress) erleidet (Welsch, 1982). Im Schelfeis sind dies in der Hauptsache in randfernen Bereichen allseitige Dilatationen infolge des eigenen Gewichts und Scherverformungen an den Rändern, sowie in Bereichen von Eiskuppeln (Ice-Rises) infolge der dort auftretenden Scherkräfte (Köhler & Ritter, 1984). Eine Ableitung und Diskussion von Stress- und Strain-Tensor und ihres Zusammenhangs findet man als Einführung in die Elastizitätstheorie in vielen Lehrbüchern zur Seismologie, z.B. in Bullen & Bolt (1985). In der glaziologischen Literatur gibt es nach Köhler (1984) mehrere Verfahren zur Bestimmung des Strain-Tensors an der Oberfläche von Schelfeisen oder Gletschern (Nye, 1959; Kehle in Zumberge et al., 1960; Jaeger, 1969 zit. nach Köhler & Ritter, 1984). Ihnen ist gemeinsam, daß sie von einer speziellen Form der Deformationsfigur ausgehen und daß die Formeln für den Strain-Tensor leicht zu berechnen sind. Köhler (1984) zeigt, daß man dabei systematische Fehler bei der Bestimmung des Strains machen kann, falls die Deformationsfigur nicht exakt ihre theoretische Form hat oder der Strain endlich ist. Diesen Methoden stellt Köhler (1984) die Affintransformation nach Wolfrum (1978) und Bähr (1982) als geodätischem Verfahren zur Strain-Analyse ohne systematische Fehler bei beliebiger Netzkonfiguration gegenüber. Diese Methode ist bewährt und wurde bei Vermessungsarbeiten auf Gletscher- und Schelfeisen eingesetzt (z.B. Karsten & Stober, 1975; Köhler & Ritter, 1984).

Bei der Planung der Messungen, die in Zusammenarbeit mit dem Institut für Vermessungskunde der TU Braunschweig (Prof. D. Möller und Dr. B. Ritter), sowie der Bathymetriegruppe des AWI (Dr. H.-W. Schenke) durchgeführt wurde, wurde davon ausgegangen, daß die gemessenen Daten mit einer Affintransformation analysiert werden sollten. Nach obigen Ausführungen war also keine spezielle Netzkonfiguration nötig. Dennoch sollten alle Punkte aufgrund von Aufstellung und Beobachtungsplan geometrisch annähernd gleich genau bestimmt sein, damit Hauptverzerrungen und Hauptverzerrungsrichtungen mit großer Sicherheit bestimmt werden können. Dies bedeutet, daß spitze Winkel und damit schleifende Schnitte speziell zu Randpunkten vermieden werden sollten. Minimalkonfiguration wäre ein möglichst gleichseitiges

Dreieck, geplant wurde ein Fünfeck (Pentagon) mit zwei Basispunkten: Aufgrund der Überbestimmungen, deren Anzahl von den tatsächlich durchgeführten Beobachtungen abhängt, kann man sowohl nach einer Ausgleichsrechnung Lagegenauigkeiten abschätzen, als auch Aussagen zur Homogenität des Strains innerhalb des Netzes in Teildreiecken treffen. Die beiden zentralen Basispunkte sollten möglichst auf der jeweils anderen Seite des Inlets liegen, so daß man die Öffnung des Inlets eventuell zwischen den Basispunkten direkt messen könnte. Darüberhinaus stünde eine größere Anzahl von Teildreiecken zur Untersuchung der Homogenität des Strains zur Verfügung. Schließlich könnte die Entfernung zwischen den Basispunkten als Maßstab bei Beobachtungen mit einem Theodolith dienen, falls das elektro-optische Distanz- und Winkelmeßgerät ausfallen würde. Eine Kantenlänge sollte 500 m lang sein; damit wäre die maximale Zielweite etwa 1100 m, was bei normalen Wetterlagen zuverlässig zu messen wäre. Zur Lage der tatsächlichen Meßaufstellungen siehe Abb. 3.1. Die Deformationsfiguren sind fast streng-geometrisch perfekte Fünfecke, allerdings liegen beide Basispunkte auf einer, nämlich der westlichen Seite des Inlets. Eine Abweichung von der Idealfigur aufgrund von Spalten oder anderen Geländehindernissen war nicht nötig.

Am 27.02.1987 wurde eine Azimutbestimmung durchgeführt. Hier ist das Ergebnis der Auswertung (Ritter & Karsten, pers. Mitteilung) gezeigt, wobei die Azimutwinkel gegenüber geographisch Nord im mathematisch positiven Sinn angegeben sind:

Standpunkt: 6	Zielpunkt: 1	Azimut: 76.7 gon (69.0°)
Standpunkt: 6	Zielpunkt: 2	Azimut: 151.1 gon (136.0°)

Am 28.02.1988 wurden die absoluten Koordinaten der Punkte 5' und 6' mittels eines Satellitenpositionierungssystems bestimmt. Das Ergebnis der Auswertung lautet (Stengele, pers. Mitteilung):

	geograph. Breite	geograph. Länge	
Punkt 5':	-70° 31' 34.612"	-08° 17' 15.932"	(=alter Punkt 3)
Punkt 6':	-70° 31' 53.628"	-08° 17' 18.307"	

Der Mittelpunkt der ersten Aufstellung lag ca. 300 m südlich des Inlet-Zwickels (Abb. 3.1 und Abb. 3.3) ca. 200 m südlich der morphologisch als Risse sichtbaren, V-förmigen Öffnungslinien des Inlets. Im Laufe des Januars und Februars konnte ein Fortschreiten der Risse nach Süden verfolgt werden. Das Gebiet dieser Störungszone

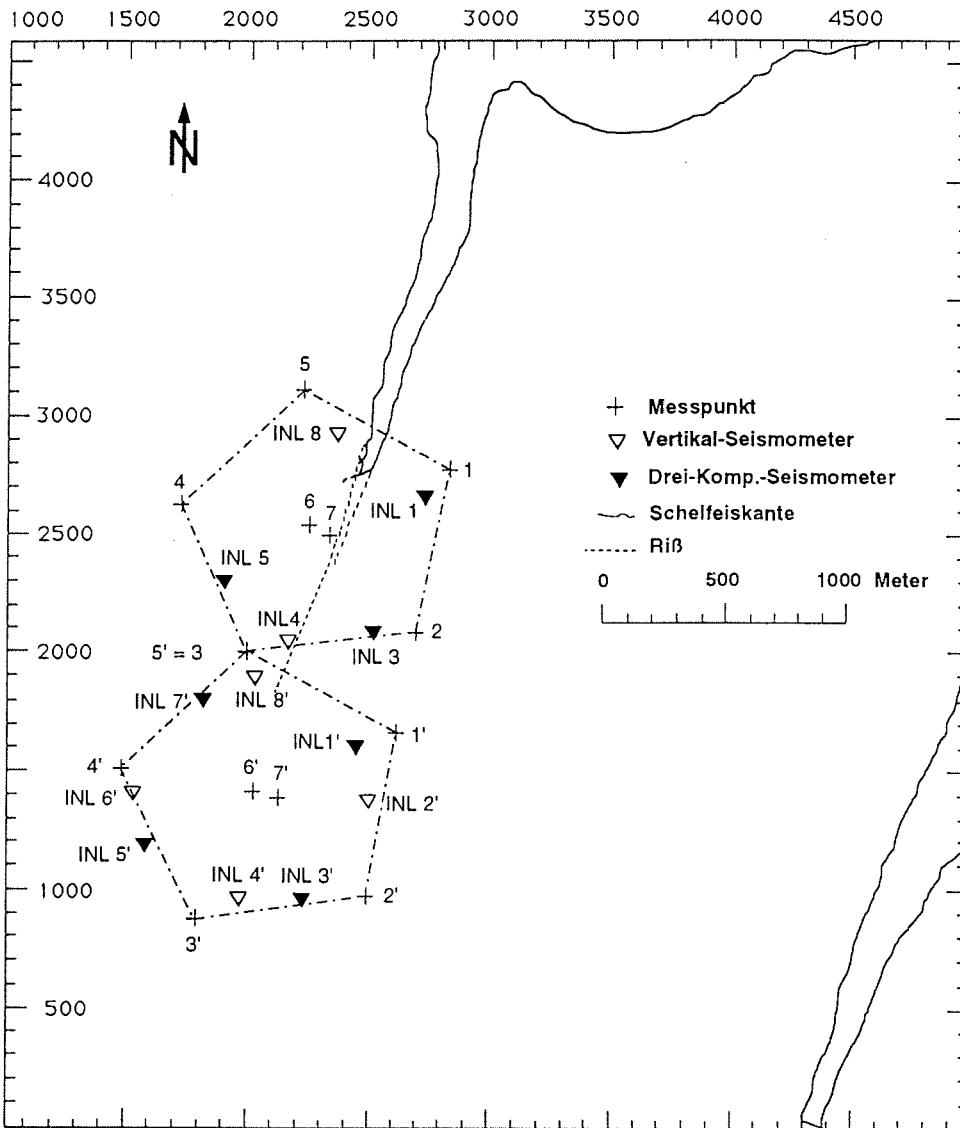


Abb. 3.1: Lage der Meßaufstellungen am untersuchten Inlet, das dem geodätischen Punkt 120 benachbart ist (vgl. Abb. 2.4). Das lokale Koordinatensystem wurde so gewählt, daß die Richtung der Hochwertachse mit der Nordrichtung zusammenfällt und der gemeinsame Meßpunkt (3=5') beider Aufstellungen den Wert 2000, 2000 in m hat.

im Schelfeis wurde als Herdregion der zukünftigen Eisbeben angenommen und sollte innerhalb der Aufstellung möglichst in deren Zentrum liegen. Dies war zum Zeitpunkt der ersten Aufstellung des Meßnetzes sicher erfüllt (vgl. Abb. 3.1). Das markanteste, morphologisch auffälligste Ereignis dieser Meßreihe ist der Grund dafür, daß zwei Aufstellungen und damit ein Umzug nötig waren: Zwischen dem 28.03.1987 und dem 06.04.1987 brachen Teile des Schelfeises ab und drifteten weg. Damit war das Inlet um ca. 200 m weiter nach Süden geöffnet. Die abgebrochene Region fällt etwa mit der vor dem "Abbruch-Ereignis" im Luftbild (Abb. 3.3) erkennbaren Senke in der Fortsetzung des Inlets zusammen, deren Verlauf in Abb. 3.1 gestrichelt dargestellt ist. Die Aufnahme des Luftbildes (Abb. 3.3) entstand im Februar 1987. Gestrichelt eingekreist sind in Abb. 3.3 die Standorte der geodätischen Meßpunkte 1, 4, 5, 6 und 7 (und im Nordosten ein Schneeschacht), der auf der Aufnahme eingetragene Maßstab ist in dieser Verkleinerung nicht korrekt, der Abstand zwischen Punkt 6 und 7 ist etwa 100 m. Ein feiner Riß ließ sich noch etwa 600 m weiter verfolgen (vgl. Abb. 3.1, gestrichelte Linie). Um zu gewährleisten, daß die vermutete zukünftige Herdregion innerhalb der Meßanordnung liegt, wurde der Mittelpunkt der Süd-Aufstellung ca. 400 m südlich des Risses in Richtung seiner Fortsetzung gewählt. Ab etwa Mai war der Riß während der verbleibenden Aufstellungsdauer nicht mehr sichtbar.

Ein geodätischer Meßpunkt bestand aus einer Vermarkung mit Zielmarke, Wild-Stativ mit Stativteller und optischem Lot, darauf entweder eine Zieltafel mit Prisma oder das Meßgerät. Als Vermarkung diente eine Balise mit einem Durchmesser von 33 mm und mit etwa 150 cm Länge, wovon unmittelbar nach dem Aufbau etwa 50 cm über die Schneeoberfläche ragten. Jede Balise wurde in 50 cm Tiefe mit Hilfe eines Holzbretts stabilisiert, um Neigung oder Einsinken der Balise aufgrund von Sonneneinstrahlung auf Metallteile zu verhindern. Aus demselben Grund wurden auch die Stativbeine mit ihren Metallspitzen auf entsprechend tief eingegrabene Holzbeine gestellt, schneebedeckt und festgestampft. Dieser Aufbau hat sich gut bewährt, sowohl die Balisen als auch die Stative hielten den z.T. orkanartigen Stürmen im Verlauf des Jahres stand. Die Wanderungen von Stativ oder Balise waren so minimal, daß das optische Lot immer mittels der Stellschrauben am Stativteller wiederhergestellt werden konnte, eine Justierung der Stativlänge selbst war nie nötig. Für die Vermessung wurde ein ein AGA-Geodimeter 142 verwendet. Es ist eine Totalstation, die die Bestimmung des Horizontal- und Zenitwinkels, sowie der Distanz ermöglicht. In Tabelle 1 sind die das Gerät beschreibenden Herstellerangaben aufgelistet. Zur Beschreibung der Funktionsweise und des Meßver-

fahrens mit elektro-optischen Distanzmessern, wie z.B. AGA-Geodimeter 122 siehe Kahmen (1986).

- Lichtquelle:	Ga-As-Diode
- Trägerwellenlänge:	$\lambda_T = 0.910 \mu\text{m}$
- Modulationswellenlänge:	$\lambda_M = 20 \text{ m}$
- Feinmaßstab:	$L_0 = 10 \text{ m} = \lambda_M / 2$
- Bezugsfrequenz:	$f_0 = 14\,985\,523 \text{ Hz} \cong 15 \text{ MHz}$
- Bezugsbrechzahl:	$N_0 = 273.591$

Tabelle 1: Herstellerangaben zum AGA-Geodimeter 142

Für etwa 95% aller Epochen war der Beobachtungsplan sehr einfach: es wurden von jedem Zentralpunkt Horizontal- und Zenitwinkel, sowie Schrägdistanzen zu den Außenpunkten und dem anderen Zentralpunkt gemessen. Dazu kam - wann immer möglich - eine Distanz-Beobachtung von Punkt 1 nach 4 bzw. 1' nach 4' (Abb. 3.1). Die Anzahl der überschüssigen Beobachtungen war demnach 8 bzw. 9. Die ersten bzw. letzten Epochen einer Aufstellung erfolgten mit größerer Anzahl der Überbestimmungen. Ein Grund für diesen relativ einfachen Beobachtungsplan war die, vor allem im Winter begrenzte Helligkeitsdauer, die neben der An- und Abfahrt, für die geodätischen Messungen und zur Kontrolle und Wartung der seismologischen Meßgeräte zur Verfügung stand. Die Messungen wurden von zwei Beobachtern durchgeführt: ein Beobachter fuhr mit einem Skidoo die Meßpunkte ab, entfernte den Prismenschutz, horizontierte den Stativ-Teller, stellte das optische Lot ein und richtete das Prisma zu den Zentralpunkten hin aus. Der zweite Beobachter führte die eigentliche Messung aus, wobei jedes Ziel mindestens fünfmal angezielt wurde. Alle Meßwerte wurden schriftlich fixiert, um einem etwaigen Datenverlust aufgrund von kältebedingtem Fehlverhalten des im Prinzip vorhandenen elektronischen Speichers (GEODAT) vorzubeugen. Dies war bei der im Vergleich geringen Anzahl der Messungen einer Epoche der sicherste und praktikabelste Weg. Die Messungen wurden meist mittags durchgeführt, um den Einfluß der Refraktion, der gegen Abend hin zunimmt (Ritter, pers. Mitteilung), möglichst klein zu halten.

Während der Dauer der nördlichen Aufstellung vom 28.01.1987 bis 04.05.1987 wurden insgesamt 25 Messungen durchgeführt. Die südliche Aufstellung wurde vom 26.05.1987 bis 27.02.1988 insgesamt 37 mal vermessen. Dabei wird besonders darauf hingewiesen, daß in den Wintermonaten mindestens eine Messung

pro Monat vorliegt. Um langfristige Trends des Verformungsverhaltens am Inlet zu erfassen, wurden zwei Wiederholungsmessungen in jeweils etwa jährlichem Abstand durchgeführt.

3.3 Seismologische Registrierungen

Aufgrund der Untersuchungen von Eckstaller (1988) wurde erwartet, daß es sich bei den Eisbeben am Inlet um Mikrobeben handeln würde. Die Literatur zur Untersuchung von Mikrobeben ist zu umfangreich, um hier einen Überblick geben zu können. Stellvertretend seien einige neuere Arbeiten mit weiterführenden Literaturangaben genannt: Ambeh & Fairhead (1991), Scherbaum (1990) und Gibowicz et al. (1990). So unterschiedlich die Ursachen für Mikrobeben auch sein können, so ist ihnen doch eines gemeinsam: die Orte der Bebenherde sind im allgemeinen, verglichen mit großen tektonischen Ereignissen, lokal begrenzt. Dies sollte besonders für die an einem Inlet auftretenden Eisbeben gelten. Daher wurde ein kleinräumiges Beobachtungsnetz um die vermutete Herdregion geplant. Die Region der Störungszone in der Fortsetzung des Inlets sollte innerhalb einer etwa kreisförmigen Aufstellung liegen. Diese Region war durch die bereits erwähnten Risse im Schelfeis identifizierbar (vgl. Abb. 3.1 und Abb. 3.3). Die Auslagenlänge des seismologischen Beobachtungsnetzes war aufgrund der vorhandenen Kabellängen auf etwa 500 m festgelegt.

Die zur Verfügung stehenden 16 seismischen Kanäle sollten so verteilt werden, daß die im Inneren der Aufstellung stattfindenden Ereignisse möglichst gut lokalisiert werden konnten und darüberhinaus Aussagen über den Herdmechanismus aus den Seismogrammen abgeleitet werden konnten. Eine Studie über Peileigenschaften von Stationsnetzen verschiedener Konfiguration wie in Ullmann und Maaz (1960, zit. nach Blum, 1975) wurde nicht angestellt. Das Wellenfeld sollte um die vermuteten Herde möglichst symmetrisch so abgetastet werden, daß aufgrund der Registrierungen entschieden werden konnte, wie groß - falls vorhanden - der Anteil einer Scherung am Bruch sei oder ob es sich um reine Dehnungsbeben handele. Diese Überlegungen bestimmten die Lage der Stationen. Dabei wurde davon ausgegangen, daß das Streichen der Herdfläche eines etwaigen Scherbruches mit der Richtung der Risse in der Verlängerung des Inlets zusammenfiel und ihr Einfallen senkrecht auf der Schneeoberfläche stünde. Die Abstrahlcharakteristik der Radialkomponente der Bodenbewegung aufgrund eines Kräftepaars - in der Literatur im allgemeinen als double-couple bezeichnet -, das einen Scherbruch repräsentiert, sieht man in Abb. 3.2 (vgl. Aki

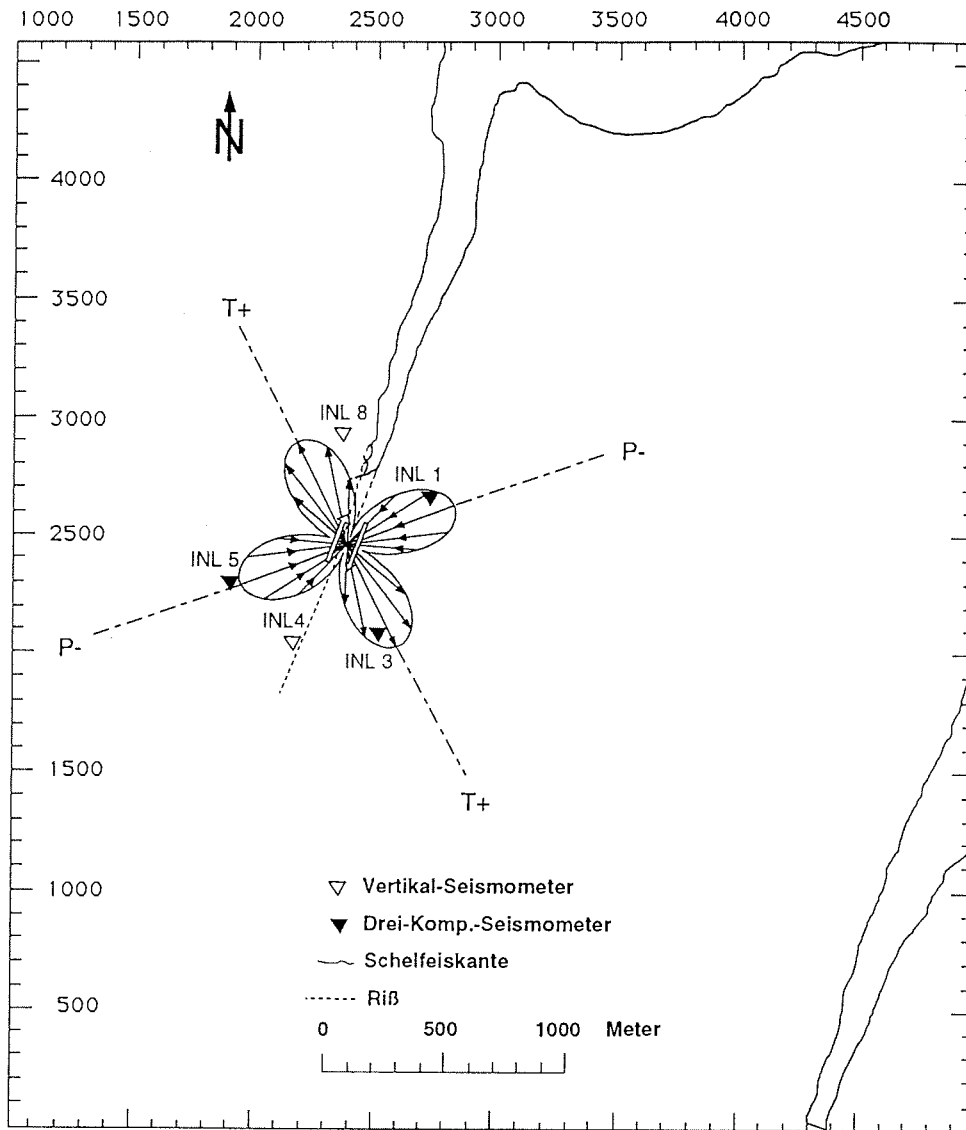


Abb. 3.2: Amplitudencharakteristik der Radialkomponente eines Scherbruchs, der durch ein Kräftepaar innerhalb der Stationsaufstellung repräsentiert wird (aus Aki & Richards, 1980). Maximalamplituden erwartet man in den mit T und P bezeichneten Richtungen; dabei entspricht einem Zug (T=tension) am Herd eine Kompression (+) am Geophon und einem Druck (P=pressure) am Herd entspricht eine Dilatation (-) am Geophon.

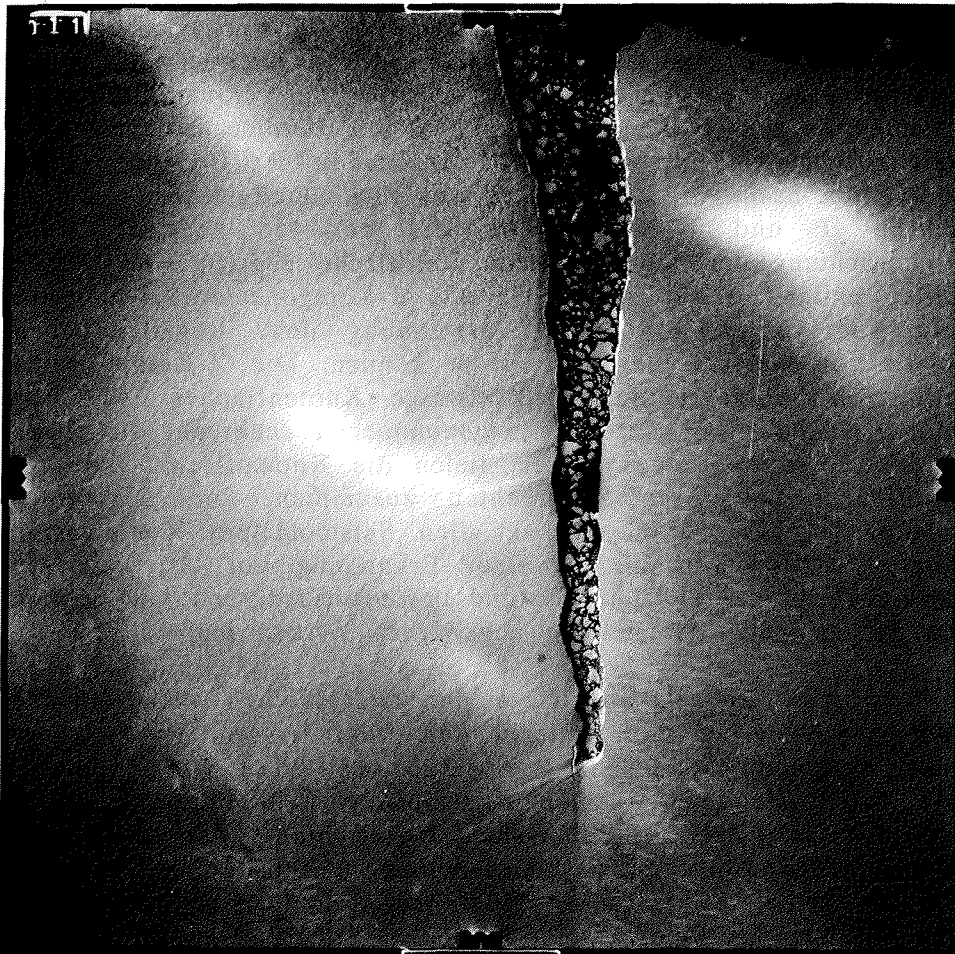


Abb. 3.3: Luftbildaufnahme der Region um das Inlet, in dessen Fortsetzung man deutlich eine Senke erkennt. Gestrichelt eingekreist sind die Standorte der geodätischen Meßpunkte 1, 4, 5, 6 und 7 (und im Nordosten ein Schneeschacht); der auf der Aufnahme eingetragene Maßstab ist in dieser Verkleinerung nicht korrekt, der Abstand zwischen Punkt 6 und 7 ist etwa 100 m. Die Aufnahme des Luftbildes entstand im Februar 1987.

& Richards, 1980, S. 82). Es sei angenommen, daß das dargestellte Kräftepaar (helle Pfeile) in einer horizontalen Ebene an den beiden gegenüberliegenden Herdflächen am Ort einer Scherdislokation angreift. Im hier dargestellten Fernfeld bedeuten die "+" Zeichen Bewegung vom Herd weg (Zug, tension = T), die "-" Zeichen Bewegung zum Herd hin (Druck, pressure = P). Diesen Vorzeichen entsprechen am Ort eines angenommenen Geophons (und damit auch im Seismogramm) Kompression (K = +) für einen Erstausschlag nach oben und Dilatation (D = -) für einen Erstausschlag nach unten. Besonders zu beachten sind die alternierenden Quadranten mit Kompression und Dilatation, die für diesen Herdmechanismus charakteristisch sind. Die maximalen Amplituden der Bodenbewegung findet man nach Abb. 3.2 entlang der rechtwinkligen Koordinatenachsen (P und T, gestrichelt), die um 45° gegenüber der Streichrichtung der angenommenen Herdfläche gedreht sind. Daher sollten entlang dieser Achsen jeweils 3-Komponenten-Seismometer aufgebaut werden, um unter Verwendung ihrer Registrierungen Polarisationsanalysen durchführen zu können. Die Z-Komponenten sollten so gelegt werden, daß etwaige Knotenflächen festgelegt werden können. Bei der hier angenommenen senkrecht stehenden Herdfläche entlang eines Risses, fielen die Knotenflächen mit der Herdfläche und ihrer Senkrechten zusammen. Im Fall eines Dehnungsbruches würde man an allen Seismometern Kompression erwarten. Offen war bis zu einer Erkundung vor Ort, wie die Zugänglichkeit des Geländes ist und inwieweit aufgrund von Spalten von der geplanten Aufstellung abgewichen werden müßte.

In Abb. 3.1 ist die Lage der tatsächlichen Aufstellungen wiedergegeben; bei dem untersuchten Inlet handelt es sich um jenes, dem der geodätische Punkt 120 benachbart ist (vgl. Abb. 2.4). Im verwendeten lokalen Koordinatensystem fällt die Hochwertachse mit der geographischen Nordrichtung zusammen; der Ursprung des Koordinatensystems wurde willkürlich so gewählt, daß der gemeinsame Punkt beider Aufstellungen (Stativpunkt 3 bzw. 5') das Koordinatenpaar 2000, 2000 erhielt; Maßeinheit ist 1 m. Abweichungen von der geplanten Konfiguration aufgrund von Geländeunzugänglichkeiten, wie z.B. Spalten, waren nicht nötig. In Tabelle 2 sind die Daten der verwendeten Geophone aufgelistet:

Name	Hochwert [m]	Rechtswert [m]	Eigen- frequenz [Hz]	Empfind- lichkeit [Vs/m]	Dämpfung D/D _{krit}
INL1	2669	2736	1.0	800	0.62
INL3	2089	2521	1.0	800	0.62
INL4	2048	2167	1.0	100	0.62
INL5	2306	1905	1.0	400	0.62
INL8	2937	2363	1.0	100	0.62

Tabelle 2a: Nördliche Aufstellung - vom 04.02.1987 bis 08.04.1987

Name	Hochwert [m]	Rechtswert [m]	Eigen- frequenz [Hz]	Empfind- lichkeit [Vs/m]	Dämpfung D/D _{krit}
INL1	1614	2450	1.0	400	0.62
INL2*	1390	2501	1.0	100	0.62
INL3*	964	2227	1.0	800	0.62
INL4	971	1966	1.0	100	0.62
INL5	1191	1584	1.0	400	0.62
INL6*	1419	1537	1.0	400	0.62
INL7*	1813	1822	1.0	800	0.62
INL8	1900	2035	1.0	100	0.62

Tabelle 2b: Südliche Aufstellung - vom 08.04.1987 bis 26.02.1988

Die 3-Komponenten-Seismometer wurden wie das Vertikal-Seismometer an INL6 von Lippmann (1982) entwickelt. Ihre Feedback-Elektronik mußte mit 18 V versorgt werden. Die Kapazität von 12 Monozellen reichte für drei Monate Betriebsdauer der 3-K-Seismometer, die Kapazität von zwei 9 V-Blöcken reichte im Fall des Vertikal-Seismometers für etwa drei Wochen Betrieb. Die anderen Vertikal-Seismometer waren vom Typ Mark L4, die keine Stromversorgung benötigten. Die Signale wurden von den Seismometern per Kabel zur zentralen Datenerfassung übertragen. Zur Registrierung dienten zwei jeweils 8-kanalige Apparaturen vom Typ Lennartz PCM 5800. Es sind digitale, ereignistriggerbare seismologische Feldgeräte, die im Gainranging Modus arbeiteten und die Daten im PCM-Verfahren auf Band aufzeichneten. Die standardmäßige Abtast-Rate betrug 111 Hz mit einem Antialias-Tiefpaß-Filter von 43 Hz. Zeitweise wurde an einer Apparatur mit

250 Hz abgetastet, mit einer Grenzfrequenz von 80 Hz. Zur Energieversorgung dienten zwei 12V/120Ah-Akkumulatoren, denen zwei Sonnenkollektoren parallel geschaltet waren. Die Akkumulatoren mußten alle zwei bis drei Wochen gewechselt werden.

Ein schwieriges Problem stellte die Synchronisation der Uhren der beiden PCM-Apparaturen dar. Eine permanente Nachsteuerung der Uhren durch Zeitzeichen-Sender ist in der Antarktis wegen der allgemein schlechten und oft schwankenden Empfangsbedingungen nicht möglich (Eckstaller, 1988). Stattdessen sollten die beiden PCM-Apparaturen über eingebaute sogenannte Audio-Trigger von einer externen Uhr nachgesteuert werden. Zu diesem Zweck wurden die Sekundentakte eines Quarz-Weckers mittels einer Schmidt-Trigger-Schaltung zu TTL-Impulsen umgewandelt, die auf den Eingang der Audio-Trigger gegeben wurden. So konnte sichergestellt werden, daß an beiden Uhren dieselbe, wenn auch nur lokal gültige, Zeit eingestellt war. Da die Analyse der lokalen Eisbeben nur aufgrund von Seismogrammen dieser beiden PCM-Apparaturen erfolgen sollte, war eine Weltzeit nicht erforderlich, und daher stellte diese Lokalzeit keinerlei Beeinträchtigung dar. Allerdings funktionierte die Schmidt-Trigger-Schaltung nur während der nördlichen Aufstellung vom 21.02. bis 08.04.1987 einwandfrei. Im Zeitraum vom Mai bis Oktober 1987 während der südlichen Aufstellung konnte daher nur eine PCM-Apparatur betrieben werden, weil die eigentlich recht simple Schaltung mehrfach umgebaut werden mußte. Zwischen dem 31.10.1987 und dem 26.02.1988 funktionierte die Synchronisation wieder einwandfrei; dies ist der Zeitraum, in dem die mit * gekennzeichneten Stationen registrierten. Um Wettereinflüsse auf den Sekunden-Takt des Weckers möglichst klein zu halten, wurde der Wecker zum Zweck der thermischen Isolierung in ein Styropor-Kästchen mit kleiner elektrischer Heizung eingebaut.

4 Datenanalyse der geodätischen Beobachtungen

In diesem Kapitel werden die Analyse der geodätischen Beobachtungen und die daraus resultierenden Ergebnisse dargestellt. In Abb. 4.1 ist der Gang der Auswertung skizziert, wobei die verwendeten, auf dem AWI VAX-Cluster installierten, FORTRAN-Programme in Großbuchstaben genannt werden.

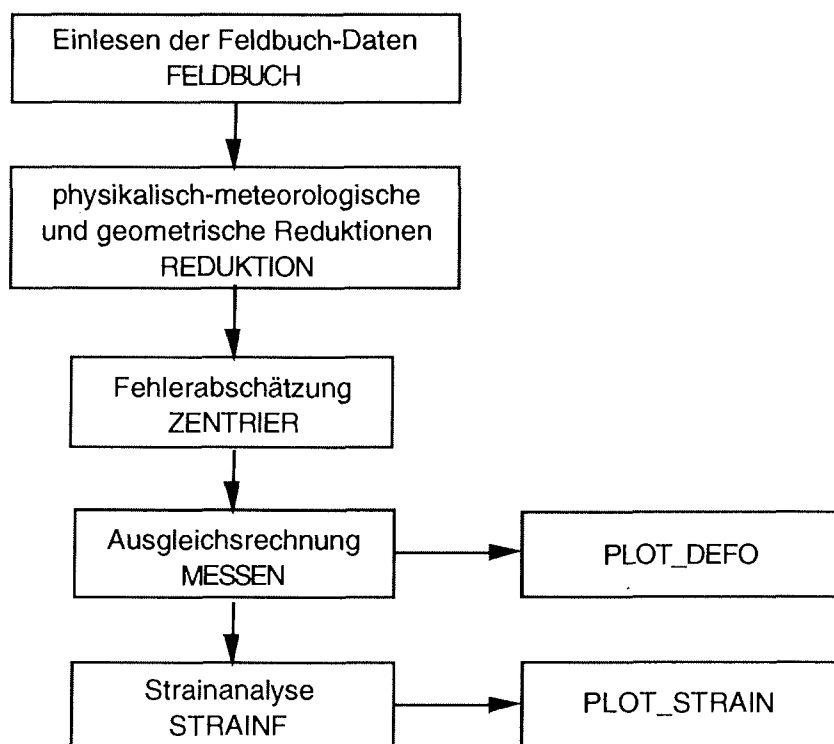


Abb. 4.1: Gang der Auswertung der geodätischen Messungen

4.1 Reduktionen und Fehlerabschätzung

Beim Einlesen der schriftlich fixierten Feldbuchdaten auf den Rechner werden vom Programm FELDBUCH die Daten der letzten Epoche eingelesen und so am Bildschirm angezeigt, daß lediglich die zu ändernden Zahlenwerte eingetippt werden müssen. Die abgespeicherten Feldbuchdaten sind gemittelte Werte von Strecke, Horizontal- und Zenitwinkel, sowie die für die anschließende

Reduktionen relevanten meteorologischen Daten der jeweiligen Epoche. Die Durchführung der Reduktionen folgte weitgehend einer Darstellung von Kahmen (1978).

4.1.1 Physikalisch-meteorologische Reduktionen

Zu den physikalisch-meteorologischen Reduktionen gehören die Geschwindigkeitskorrektur, eine Maßstabs- und Frequenzverbesserung, sowie die Berücksichtigung einer Additionskonstanten. Eine elektro-optisch gemessene Schrägstrecke wird durch den in Abhängigkeit vom Wetter veränderlichen Brechungsindex, sowie durch Abweichung der tatsächlichen von der Soll-Modulationsfrequenz beeinflusst. Der Frequenzfehler und der Einfluß des für die Strecke repräsentativen Brechungsindex wirken proportional zur Distanz (Kahmen, 1978). Dagegen ist die Additionskonstante eine konstruktionsbedingte Gerätekonstante. In der geodätischen Praxis wird der Brechungsindex im allgemeinen aus den meteorologischen Daten Trockentemperatur, Feuchttemperatur und Luftdruck berechnet. Abweichend hiervon wurde zur Berechnung des Partialdruckes des Wasserdampfes statt der nicht gemessenen Feuchttemperatur die Taupunkttemperatur verwendet. Diese meteorologischen Daten wurden nicht am Inlet gemessen, sondern es wurden die in zwei Meter Höhe gemessenen Werte des meteorologischen Mastes an GvN zugrunde gelegt. Wetterunterschiede zwischen GvN und dem ca. 10 km entfernten Inlet wurden nicht berücksichtigt, da der daraus resultierende Einfluß auf die Reduktionen vernachlässigbar sein dürfte.

4.1.2 Geometrische Reduktionen

Um die gemessenen Schrägstrecken, sowie Winkel- und Höhenunterschiede der Meßpunkte in ihrem Zusammenwirken leichter überblicken zu können, bezieht man sie in der geodätischen Praxis auf eine mathematisch überschaubare Ersatzfläche. Durch Anbringen der geometrischen Reduktionen werden dabei die physikalisch-meteorologisch korrigierten Schrägstrecken in ellipsoidische Strecken auf einer Niveaufläche überführt. Bei den geometrischen Reduktionen handelt es sich um eine Neigungsreduktion und eine Höhenreduktion.

4.1.3 Abschätzung der Meßgenauigkeit

Aus den fünf Wiederholungsmessungen für jede Strecke und jeden Winkel könnte man eine Fehlerabschätzung aufgrund der Standardabweichung durchführen. Dabei erhielte man aber nur eine "innere Meßgenauigkeit", die für das Meßgerät und den Beobachter gelten würde. Systematische Fehler - wie Horizontierfehler oder Fehler bei der Festlegung der Bezugsrichtung - würden bei dieser Fehlerbetrachtung nicht berücksichtigt. Daher wird auf diese Fehlerrechnung hier verzichtet. Stattdessen soll die Tatsache, daß die Außenpunkte des Deformationspentagons in jeder Epoche von beiden Basispunkten aus vermessen wurden, zu einer aussagekräftigeren Abschätzung der Meßgenauigkeit genutzt werden. Diese Abschätzung berücksichtigt auch die systematischen Fehler, da die Ergebnisse von unkorrelierten Messungen miteinander verglichen werden. Dabei transformiert man die Polarkoordinaten der Außenpunkte, die von Punkt 7 aus gemessen wurden, zu Polarkoordinaten, wie von Punkt 6 aus gemessen (vgl. Abb. 3.1). Dies nennt man in der geodätischen Praxis Zentrieren, die Transformationsparameter - Strecke und Richtung zwischen Punkt 6 und 7 - heißen Zentrierungselemente (Kahmen, 1986). Man erhält somit zwei Sätze von Polarkoordinaten der Außenpunkte und kann daraus jeweils den mittleren Fehler aus Doppelmessungen ableiten (Höpcke, 1980):

Für jeweils 5 verschiedene Größen ξ_i oder ψ_i - Distanz oder Richtung zu den 5 Außenpunkten - liegt je ein Beobachtungspaar gleicher Genauigkeit vor. Für jedes Beobachtungspaar (l_{1j} , l_{2j}) der Distanz - analoges gilt für die Richtungen - und seine zugehörige Differenz d_j gilt:

$$\begin{array}{ll} \xi_1 = l_{11} + \varepsilon_{11} = l_{21} + \varepsilon_{21} & \text{und} \quad d_1 = l_{11} - l_{21} = -\varepsilon_{11} + \varepsilon_{21} \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \xi_n = l_{1n} + \varepsilon_{1n} = l_{2n} + \varepsilon_{2n} & d_n = l_{1n} - l_{2n} = -\varepsilon_{1n} + \varepsilon_{2n} \end{array}$$

mit

$$\begin{array}{llll} \xi_j & = & l_{ij} & + & \varepsilon_{ij} \\ \text{wahre Werte} & = & \text{gemessene Werte} & + & \text{wahre Fehler} \end{array}$$

oder

$$\xi = l_1 + \varepsilon_1 = l_2 + \varepsilon_2 \quad \text{und} \quad \mathbf{d} = l_1 - l_2 = -\varepsilon_1 + \varepsilon_2$$

Für unkorrelierte Beobachtungen l_1 und l_2 wird der mittlere Fehler m aus den Differenzen \mathbf{d} wie folgt angeleitet:

$$m^2 = \frac{\mathbf{d}^T \mathbf{d}}{2n} \quad (\text{empir. Varianz einer Beobachtung})$$

Für den mittleren Fehler des einfachen Mittels M gilt damit:

$$M^2 = \frac{\mathbf{d}^T \mathbf{d}}{4n} \quad (\text{empir. Varianz des Mittels})$$

Für die Distanzmessung ergaben sich für die empir. Varianz des Mittels Werte, die meist um 1 mm lagen und allesamt unter 1 cm waren. Für die Richtungsbeobachtungen ergab sich meist eine empir. Varianz des Mittels von etwa 1 mgon, in einem Fall war sie größer als 5 mgon. Somit waren wie erwartet die Streckenmessungen genauer als die Richtungsbeobachtungen. Die Fehler der Streckenmessung hängen im wesentlichen von der Meßgenauigkeit des Gerätes und der richtigen Durchführung der Reduktionen ab. Dagegen kann bei der Richtungsbeobachtung ein unbeabsichtigtes Berühren des Geodimeters zu einer Verdrehung des Gerätes auf dem Winkelteilkreis und damit zu einer Veränderung der Bezugsrichtung während eines Beobachtungssatzes führen. So lassen sich die mittleren Fehler des einfachen Mittels der Richtungsbeobachtungen, die größer als 1 mgon sind, erklären.

Bei einem Abstand zwischen zwei Meßpunkten von etwa 1000 m, kann man theoretisch, eine Deformationsrate von $0.1 \cdot 10^{-3}/a$ (vgl. Abb. 2.5) vorausgesetzt, eine Abstandsänderung von 0.3 mm pro Tag erwarten. Dies bedeutet, daß man bei den gegebenen Fehlern selbst im günstigsten Fall eine tägliche Abstandsänderung - falls sie kontinuierlich-gleichmäßig wäre - nicht direkt auflösen könnte. Stattdessen soll daher die Tatsache ausgenutzt werden, daß man aufgrund der Doppelmessung von beiden Basispunkten aus eine gewisse Überbestimmung hat und daher eine Ausgleichsrechnung durchführen kann. Zu diesem Zweck wurden aus den zentrierten gemittelten Polarkoordinaten rechtwinklige Näherungskoordinaten als Startkoordinaten für die Ausgleichung berechnet.

4.2 Ergebnisse der Ausgleichsrechnung

Zur Bestimmung der Koordinaten der Festpunkte dienen die gemessenen Winkel und Strecken zwischen den Festpunkten. Diese Beobachtungen ergeben je einen geometrischen Ort für die gesuchten Koordinaten, daher heißt das im folgenden skizzierte Verfahren Ausgleichung nach vermittelnden Beobachtungen (Höpcke, 1980, S.83).

Die Anzahl n der gemessenen Beobachtungen L_i ist größer als die Anzahl der unbekanntes Koordinaten X_j . Die zu vermittelnden Orte werden durch sogenannte Verbesserungsgleichungen ausgedrückt. Um diese Gleichungen zu erhalten, macht man den Ansatz:

$$\bar{L}_i = L_i + v_i = f(\bar{x}_j)$$

mit

L_i :	ausgeglichenen Beobachtung
v_i :	Verbesserung
$f(\bar{x}_j)$:	Funktion der ausgeglichenen Unbekannten

Durch Berücksichtigung der Näherungskordinaten $\overset{0}{X}_j$ erhält man sogenannte verkürzte Unbekannte x_j :

$$x_j = \bar{x}_j - \overset{0}{X}_j$$

Die Funktion der ausgeglichenen Unbekannten $f(\bar{x}_j)$ wird um den Ort der Näherungskordinaten nach Taylor linear entwickelt, wobei die Näherungswerte der Unbekannten so gut gewählt sein sollen, daß bereits die Glieder 2. Ordnung verschwinden:

$$f(\bar{x}) = f(\overset{0}{X}) + A \cdot x$$

Führt man einen Vektor der verkürzten Beobachtungen l wie folgt ein:

$$l = L - f(\overset{0}{X}),$$

so ergibt sich für die Verbesserungen:

$$v = A \cdot x - l$$

Nach der Methode der kleinsten Quadrate ergeben sich die ausgeglichenen Koordinaten aus der Forderung, daß die Verbesserungen minimal sein sollen. So erhält man die Normalgleichungen

$$\mathbf{N} \cdot \mathbf{x} - \mathbf{n} = \mathbf{0}$$

mit $\mathbf{N} = \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A}$ und $\mathbf{n} = \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{l}$

wobei \mathbf{P} die Gewichtsmatrix des Vektors \mathbf{l} ist. Bei unabhängigen Beobachtungen gleicher Genauigkeit ist \mathbf{P} eine Einheitsmatrix, bei unabhängigen Beobachtungen ungleicher Genauigkeit ist \mathbf{P} eine Diagonalmatrix. Bei den hier vorliegenden korrelierten Beobachtungen ist \mathbf{P} eine symmetrische Matrix, die auch abseits der Diagonale besetzt ist. Die Gewichte wurden als fingierte Wiederholungszahl aus den empirischen Varianzen des Mittels, die aus der Zentrierung abgeleitet wurden, errechnet (vgl. Höpcke, 1980, S. 58):

$$p_i = \frac{m_0^2}{M_i^2}$$

mit den sogn. Gewichtseinheiten: $m_0^2 = 1 \text{ mgon}$ bzw. 1 mm .

Aus der Berechnung der Inversen \mathbf{N}^{-1} der Normalgleichungsmatrix erhält man die Lösungen, sowie die Kovarianzmatrix \mathbf{Q}_x und die Kofaktormatrix \mathbf{Q}_{mx} , die für die Fehlerrechnung der anschließenden Strainanalyse benötigt wird:

$$\begin{aligned} \mathbf{x} &= \mathbf{N}^{-1} \mathbf{n} \\ \mathbf{Q}_x &= \mathbf{N}^{-1} \\ \mathbf{Q}_{mx} &= m_0^2 \cdot \mathbf{N}^{-1} \end{aligned}$$

Der Gewichtseinheitsfehler m_0^2 folgt nach der Ausgleichung aus den minimierten gewichteten Verbesserungen:

$$m_0^2 = \frac{\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v}}{(n - u)}$$

Für alle Epochen wurde eine sogenannte freie Ausgleichung durchgeführt, d.h. kein Meßpunkt wurde festgehalten. Dies bedeutet, daß in der Ebene zwei Freiheitsgrade existieren: die Koordinatensysteme verschiedener Epochen können bei der Aus-

gleichung in engen Grenzen Translation und Rotation gegeneinander erfahren. Damit man die daraus folgenden Ergebnisse vergleichen kann, erfolgt im Anschluß an die Ausgleichsrechnung eine Transformation der Koordinaten so, daß sowohl Punkt 6 am selben Ort bleibt, als auch die Richtung von Punkt 6 nach Punkt 4 konstant bleibt. Dies ist eine willkürliche Festlegung, jede andere Wahl von Konstanten würde zu ähnlichen Ergebnissen führen.

Bei einem Vergleich aufeinander folgender Epochen in Abb. 4.2a erkennt man die Bewegungen der Meßpunkte relativ zu Punkt 6 und der festgehaltenen Orientierung. Um zu einer Vorstellung vom Fließverhalten des Schelfeises zu gelangen, sind die Differenzen der ausgeglichenen Koordinaten eines Festpunktes zwischen jeweils zwei Epochen als Weg des Meßpunkts im cm-Maßstab (Weg des Meßpunktes) dargestellt. Startpunkte sind dabei im ersten Schritt die Orte der Stative im m-Maßstab und in jedem weiteren Schritt jeweils die Endpunkte des Weges der vorangegangenen Epoche. Die Ellipsen deuten an, daß die Fehler der Lage der Meßpunkte nach der Ausgleichung wenige mm betragen und damit kleiner als die Bewegung der Meßpunkte sind. Hier muß noch einmal betont werden, daß hier nicht die tatsächlichen Wanderungen der Stative in Form von absoluten Koordinaten dargestellt sind. Stattdessen geben die sogenannten Wege ein Maß für die jeweilige Koordinatendifferenz zweier Epochen.

Abb. 4.2a spiegelt die Wege der Stative der nördlichen Aufstellung zwischen dem 28.01.1987 und dem 10.04.1987 wider. Es ist eindeutig zu erkennen, daß sich die Punkte 1, 2, 3 und 7 bezüglich des Punktes 6 nach Südosten bewegen. Der Abstand zwischen Punkt 6 und Punkt 4 vergrößert sich nur wenig, während sich Punkt 5 insgesamt nach Norden von Punkt 6 weg bewegt. Auffällig ist, daß die Bewegungen der Punkte 1, 2, 3 und 7 annähernd parallel sind, wobei qualitativ die Größenordnungen der Wege vom nördlichen Punkt 1 nach Süden über Punkt 2 hin abnehmen und schließlich am Punkt 3 am kleinsten sind. Dies kann als Ausdruck der V-förmigen Auseinander-Bewegung der das Inlet bildenden Schelfeiskanten gedeutet werden. Man erkennt insgesamt eine betragsmäßig größere Dehnung des Schelfeises in einer zu den Kanten des Schelfeises senkrechten Richtung und eine etwa Schelfeiskanten-parallele Dehnung kleineren Betrags. Aus der Beobachtung, daß sich Punkt 3 gegenüber Punkt 6 nach Südosten bewegt - obwohl doch beide Punkte "auf einer Seite des Risses liegen" -, läßt darauf schließen, daß im Teildreieck 6, 3, 4 Dehnung in ostwestlicher Richtung herrschen muß. Dafür spricht ebenfalls der Weg von Punkt 4.

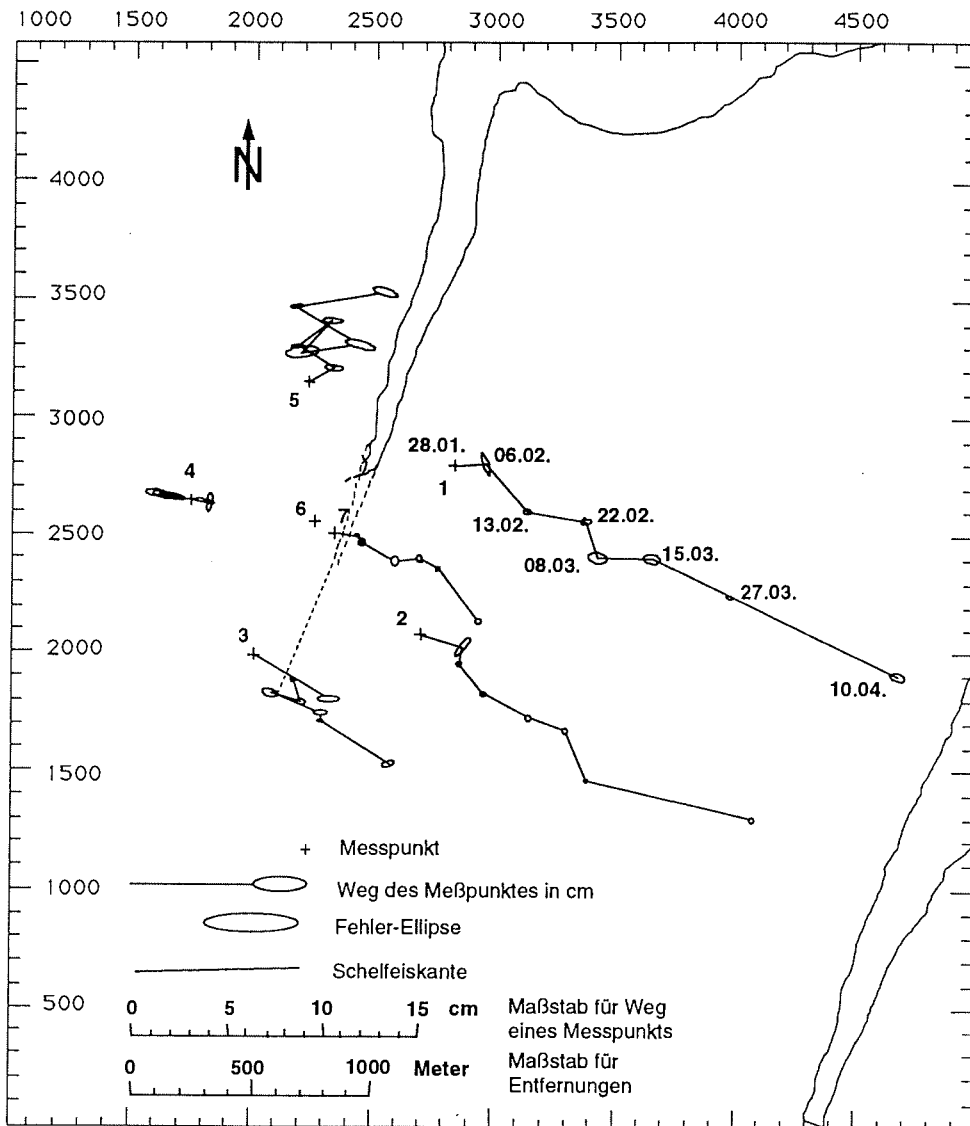


Abb.4.2a: Bewegungen der Meßpunkte der nördlichen Aufstellung; und zwar relativ zu Punkt 6 und einer festgehaltenen Orientierung von Punkt 6 nach Punkt 4; dabei sind die Differenzen der ausgeglichenen Koordinaten eines Festpunktes zwischen jeweils zwei Epochen als Weg des Meßpunktes im Stativwanderungs-Maßstab dargestellt. Startpunkte sind dabei im ersten Schritt die Orte der Stativ im Entfernungs-Maßstab und in jedem weiteren Schritt jeweils die Endpunkte des Weges der vorangegangenen Epoche. Die Ellipsen deuten an, daß die Fehler der Lage der Meßpunkte nach der Ausgleichung wenige mm betragen und damit kleiner als die Bewegung der Meßpunkte sind.

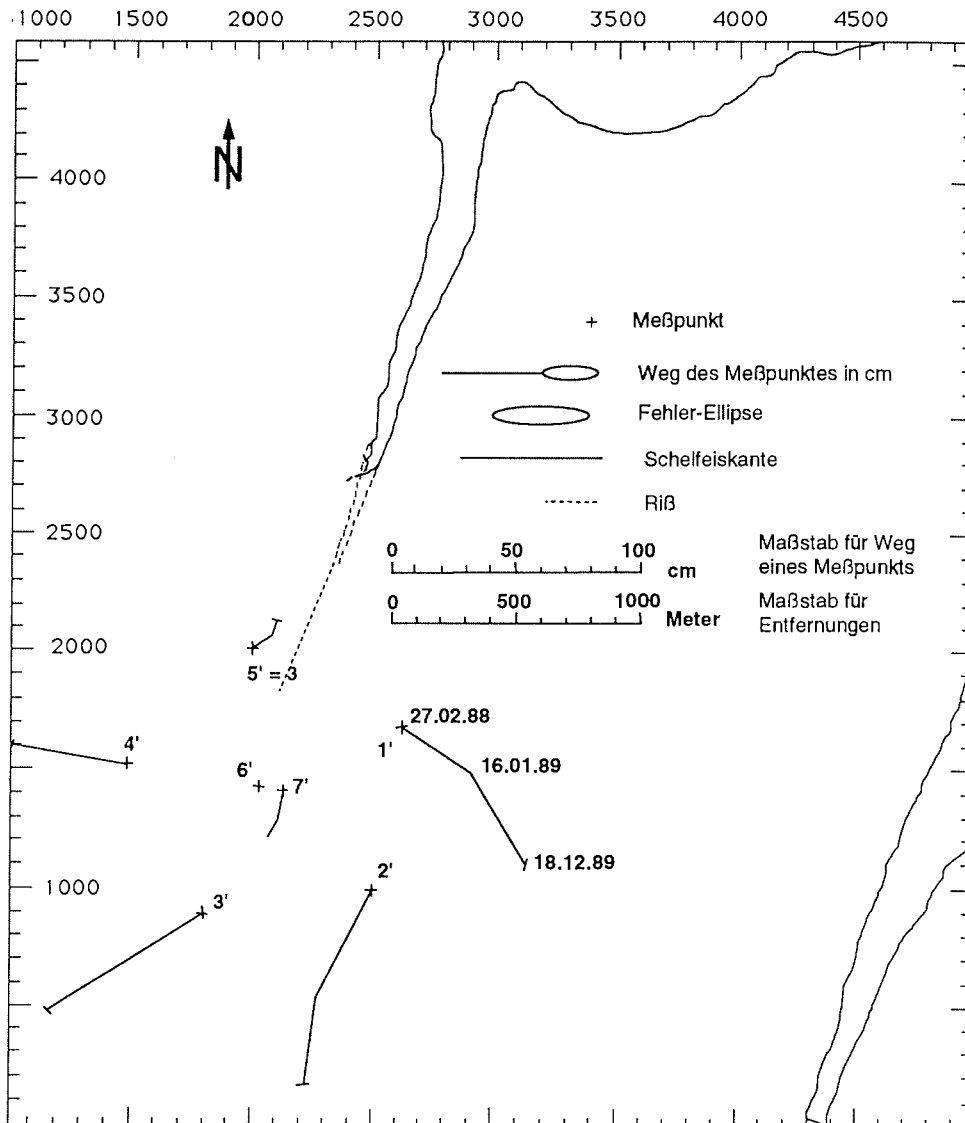


Abb.4.2b: Bewegungen der Meßpunkte der südlichen Aufstellung; und zwar relativ zu Punkt 6 und einer festgehaltenen Orientierung von Punkt 6 nach Punkt 4; dabei sind die Differenzen der ausgeglichenen Koordinaten eines Festpunktes zwischen jeweils zwei Epochen als Weg des Meßpunktes im Stativwanderungs-Maßstab, der gegenüber Abb. 4.2.a geändert ist, dargestellt. Startpunkte sind dabei im ersten Schritt die Orte der Stative im Entfernungs-Maßstab und in jedem weiteren Schritt jeweils die Endpunkte des Weges der vorangegangenen Epoche. Die Ellipsen deuten an, daß die Fehler der Lage der Meßpunkte nach

der Ausgleichung wenige mm betragen und damit kleiner als die Bewegung der Meßpunkte sind.

In Abb. 4.2b sind die Wege der Stative der südlichen Aufstellung innerhalb von zwei ausgewählten Zeitabschnitten, die den langjährigen Trend erfassen, dargestellt. In analoger Weise wie in Abb. 4.2a werden die Bewegungen relativ zu Punkt Nr. 6 und die Richtung zwischen Punkt 6 und Punkt 4 gezeigt. Ausgegangen wird von der Lage der Meßpunkte am 27.02.1988, darauf bezogen wird das Ergebnis der Ausgleichsrechnung der Wiederholungsmessung vom 16.01.1989, daran schließt sich die Koordinatendifferenz zwischen dem 16.01.1989 und dem 18.12.1989 an. Um die großen Wege darstellen zu können, mußte im Vergleich zu Abb. 4.2a der Maßstab geändert werden. Im südlichen Teil der Aufstellung wird das Schelfeis in nordöstlicher Richtung - etwa parallel zum Verlauf der das Inlet bildenden Schelfeiskante - gedehnt. Dies sieht man deutlich an der scheinbar südwärts gerichteten Wanderung der Meßpunkte 2' und 3'. Dieser Bewegungssinn ist eine Folge des Festhaltens des Ortes von Punkt 6', ein Festhalten von Punkt 3' würde die Bewegungsrichtung umdrehen. Diese Dehnung in nördlicher Richtung ist im mittleren Teil der Aufstellung am Punkt 7' beträchtlich geringer und im nördlichen Bereich der Aufstellung am Punkt 5' in ähnlicher Größenordnung wie an Punkt 7'. Ursache für die größere, nördlich gerichtete Dehnung im Süden kann eine morphologisch erkennbare, etwa halbkreisförmige Geländestufe südlich der Punkte 2' und 3' sein, von der das Eis zum wenige Meter tiefergelegenen Inlet hin zu fließen scheint. Eine gewisse Senkenbildung ist für Inlets generell typisch (Swithinbank, 1957). Ob die beobachtete Absenkung im Rahmen der typischen Ausdünnung des Schelfeises an Inlets bleibt oder ob das Eis weiter im Süden an dieser Stufe etwa gezeitenabhängig Grundberührung hat, kann aufgrund des vorliegenden Daten- und Bildmaterials nicht entschieden werden. Im mittleren Bereich der Aufstellung beobachtet man an den Punkten 4' und 1' eine Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung etwa senkrecht zu den Flanken des Inlets wie sie in Abb. 4.2a weiter nördlich beobachtet worden war. Letztlich ist diese Dehnung für die Ausdünnung des Schelfeises und damit für die Inletbildung verantwortlich. Als Ergebnis der Beobachtung des Bewegungsfeldes am Inlet kann man also festhalten, daß das Eis zum Inlet hinfließt und in Höhe der Punkte 4', 6', 7' und 1' in einer Richtung senkrecht zu den Flanken des Inlets gedehnt wird.

4.3 Strainanalyse mittels Affin-Transformation

Der qualitativen Beschreibung des Bewegungsfeldes am Inlet sollen in diesem Abschnitt quantitative Aussagen aufgrund von Strainanalysen folgen. Homogener Strain kann streng durch eine Affintransformation zwischen deformiertem und undeforziertem Zustand eines Körpers beschrieben werden (Köhler, 1986). Dabei erfolgt jeweils ein Vergleich von zwei Epochen. Die Meßpunkte im kartesischen x - y -Koordinatensystem der ersten Epoche beschreiben den undeforzierten Zustand, während die Meßpunkte im x' - y' -Koordinatensystem der zweite Epoche den deformierten Zustand beschreiben. Der Ansatz der Affintransformation lautet in analytischer Darstellung (Wolfrum, 1978):

$$\begin{aligned}x'_i &= a_0 + a_1x_i + a_2y_i \\y'_i &= b_0 + b_1x_i + b_2y_i\end{aligned}$$

mit den 6 unbekannt reellen Parametern a_i, b_i ($i = 0,1,2$). Geometrisch ist die affine Transformation - sie wird auch als perspektive Affinität bezeichnet - definiert als schräge Parallelprojektion zweier beliebig geneigter Ebenen π und π' aufeinander (Wolfrum, 1978). Die injektive Abbildung hat die Eigenschaften, daß der Parallelismus von Geraden erhalten bleibt und daß Streckenverhältnisse längs einer Geraden invariant sind. Die Unbekannten a_0, b_0, a_1, b_1, a_2 und b_2 können mit den Gleichungen

$$\begin{aligned}x' &= u_0 + \frac{\partial x'}{\partial x} x + \frac{\partial x'}{\partial y} y \\y' &= v_0 + \frac{\partial y'}{\partial x} x + \frac{\partial y'}{\partial y} y\end{aligned}$$

als unbekannt Translationen (u_0, v_0) und Deformationsmatrix F mit den Deformationsgradienten $\frac{\partial x'_i}{\partial x_j}$ gedeutet werden. Dabei ist

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x'}{\partial x} & \frac{\partial x'}{\partial y} \\ \frac{\partial y'}{\partial x} & \frac{\partial y'}{\partial y} \end{pmatrix}$$

Man benötigt zur Berechnung der 6 Unbekannten mindestens 3 nicht in einer Geraden liegende Meßpunkte. Die größere Anzahl der Meßpunkte der hier untersuchten Deformationsfigur ermöglicht das Aufstellen von Verbesserungsgleichungen, sowie eine auf der Methode der kleinsten Fehlerquadrate basierende Ausgleichsrechnung ähnlich wie im Abschnitt 4.2. Da die Punktlagegenauigkeiten jeder Epoche unterschiedlich sind, wurde die Varianz-Kovarianzmatrix \mathbf{Q}_1 für die Affintransformation nach Bähr (1982) aus den aus der freien Ausgleichung stammenden Kofaktormatrizen \mathbf{Q}_{mx} und $\mathbf{Q}_{mx'}$ der beiden Epochen zusammengesetzt:

$$\mathbf{Q}_1 = \mathbf{Q}_{mx} + \mathbf{Q}_{mx'}$$

Liegt infinitesimaler Strain vor, kann man den Verschiebungsgradienten $d\mathbf{F}$, der wie folgt definiert ist:

$$d\mathbf{F} = \mathbf{F} - \mathbf{I}, \quad \text{mit } \mathbf{I} = \text{Einheitsmatrix}$$

aufspalten in einen Verzerrungsanteil \mathbf{E} und einen Rotationsanteil $d\mathbf{R}$:

$$d\mathbf{F} = \mathbf{E} + d\mathbf{R}$$

Liegt dagegen finiter Strain vor, dann läßt sich nach Welsch (1982) der unsymmetrische Tensor 2. Stufe \mathbf{F} als Produkt einer orthogonalen Rotationsmatrix \mathbf{R} und einer symmetrischen Verzerrungsmatrix \mathbf{V} darstellen:

$$\mathbf{F} = \mathbf{R} \cdot \mathbf{V}$$

$$\text{mit } \mathbf{V} = \begin{pmatrix} v_{xx} & v_{xy} \\ v_{xy} & v_{yy} \end{pmatrix} \quad \text{und} \quad \mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos \omega & \sin \omega \\ -\sin \omega & \cos \omega \end{pmatrix}$$

Nach Wolfrum (1978) lassen sich die einzelnen Verzerrungselemente - dort als Koeffizienten der perspektiven Affinität r , s und t bezeichnet - wie folgt aus den Deformationsgradienten berechnen:

$$\begin{aligned}v_{xx} &= \frac{\partial x'}{\partial x} \cos \omega - \frac{\partial y'}{\partial x} \sin \omega \\v_{xy} &= \frac{\partial x'}{\partial x} \sin \omega + \frac{\partial y'}{\partial x} \cos \omega = \frac{\partial x'}{\partial y} \cos \omega - \frac{\partial y'}{\partial y} \sin \omega \\v_{yy} &= \frac{\partial x'}{\partial y} \cos \omega - \frac{\partial y'}{\partial y} \sin \omega\end{aligned}$$

Dabei gilt für den Rotationswinkel ω :

$$\omega = \arctan \frac{\frac{\partial x'}{\partial y} - \frac{\partial y'}{\partial x}}{\frac{\partial x'}{\partial x} + \frac{\partial y'}{\partial y}}$$

Geometrisch betrachtet wird bei der affinen Transformation ein Einheitskreis auf eine Verzerrungsellipse abgebildet. Dabei lassen sich die Richtungen φ_m der orthogonalen Hauptachsen der Verzerrungsellipse aus den Koeffizienten der perspektiven Affinität berechnen:

$$\tan 2\varphi_m = \frac{2 v_{xy}}{v_{xx} - v_{yy}}$$

Die zugehörigen extremen Maßstabsverhältnisse $m_{1,2}$ dieser Abbildung sind mit den Hauptverzerrungen $e_{1,2}$ identisch. Nach Wolfrum (1978) gilt:

$$\sqrt{(m_{1,2} = \sqrt{(v_{xx} + v_{yy}; 2) \pm \sqrt{(1;2) \sqrt{(v_{xx} - v_{yy})^2 + 4 v_{xy}^2}}}} \equiv e_{1,2})$$

Die Hauptverzerrungen, die sich aus der Affintransformation ergeben, beziehen sich auf die Zeitdifferenz Δt zwischen den beiden

Epochen. Damit sie für verschiedene Epochen untereinander vergleichbar sind, wurden auf einen einheitlichen Zeitabstand normierte Verzerrungsraten berechnet. Als Normierungszeitraum wurde 1 Jahr gewählt:

$$\dot{\epsilon}_{1,2} = \frac{\epsilon_{1,2}}{\Delta t [\text{Tage}]} \cdot 365$$

Um eine möglichst genaue zeitliche Auflösung der Deformationsraten zu erhalten, wurde für alle Epochen eine derartige Strainanalyse durchgeführt. Die differierenden Punktlagegenauigkeiten jeder Epoche täuschten beim Vergleich jeweils aufeinander folgender Epochen scheinbar stark variierenden Strain vor. Daher wurden die Netze aller Epochen auf ein Bezugsnetz der jeweils ersten Epoche einer Aufstellung bezogen. Das Bezugsdatum der nördlichen Aufstellung ist der 28.01.1987, das der südlichen Aufstellung der 26.05.1987.

Zur Untersuchung von inhomogenem Strain ermöglicht das Programm STRAINF die Berechnung der Hauptverzerrungen und Hauptachsen-Richtungen für Teilbereiche einer Deformationsfigur, sogenannte Maschen. Dabei muß eine Masche - wie erwähnt - aus mindestens drei nicht auf einer Geraden liegenden Punkten bestehen. Daher ist die kleinste zu untersuchende Einheit ein Teildreieck. Im Falle inhomogenen Strains innerhalb der Deformationsfigur ergeben sich dabei für jedes Teildreieck verschiedene Werte von $\dot{\epsilon}_{1,2}$ und $\phi_{1,2}$, die jeweils dem Maschenschwerpunkt zugeordnet werden. Aus der Analyse des Fließverhaltens des Schelfeises in Abb. 4.2 folgt, daß innerhalb der Deformationsfiguren stark inhomogene Verformungen beobachtet werden. Daher wurde der Strain in den zehn kleinstmöglichen Teildreiecken - die jeweils genau einen Basispunkt enthalten - berechnet. Damit erhält man die bestmögliche räumliche Auflösung des Strainverhaltens und beim Vergleich der Ergebnisse der fünf Maschen, die Punkt 6 enthalten, mit den fünf die Punkt 7 enthalten, ein Maß für die Genauigkeit der Strainanalyse, sofern homogener Strain zwischen Punkt 6 und Punkt 7 vorausgesetzt werden kann.

In Abb. 4.3 sind die Hauptverzerrungsraten $\dot{\epsilon}_{1,2}$ dieser zehn Maschen in den Hauptachsen-Richtungen $\phi_{1,2}$ am Ort der Maschenschwerpunkte für sechs ausgewählte Epochen aufgetragen. In Abb.

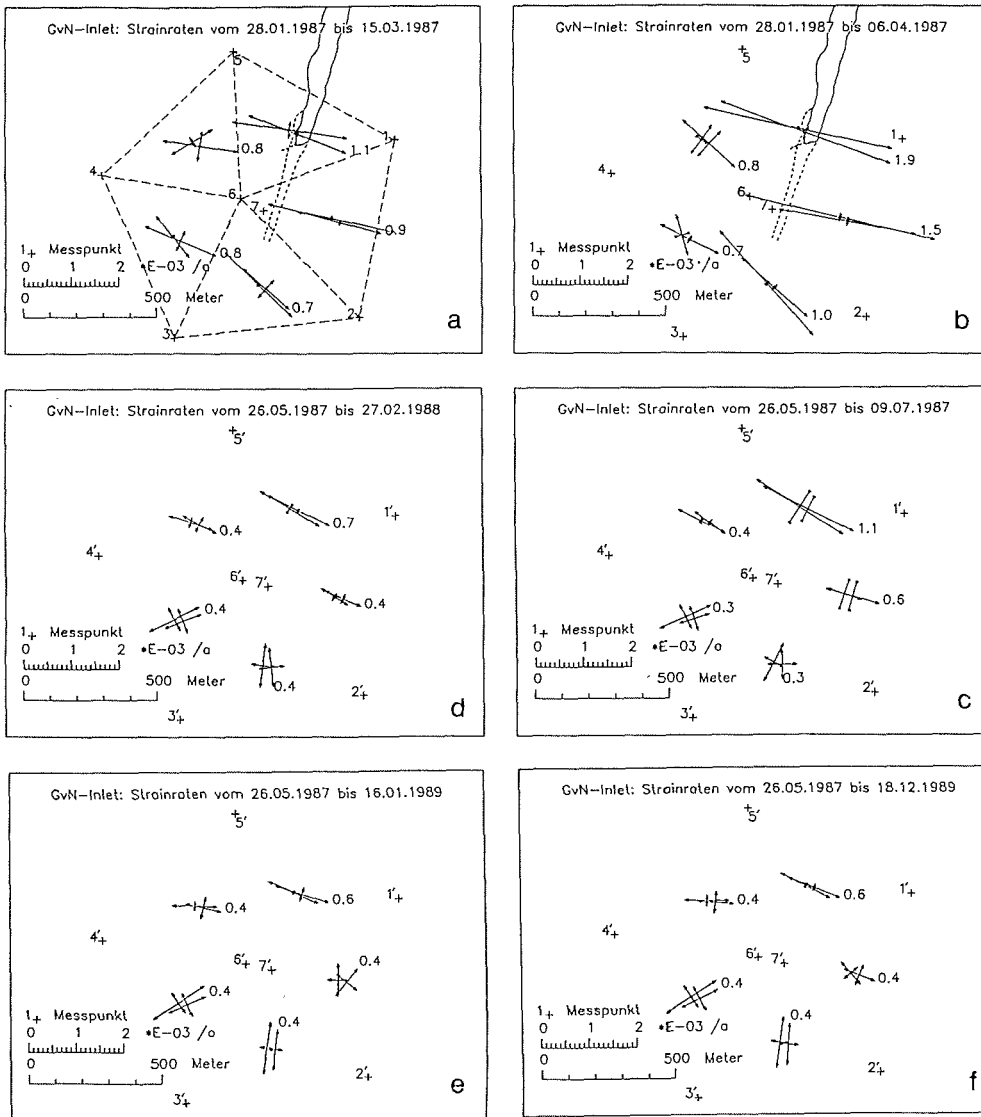


Abb. 4.3: Strainraten innerhalb ausgewählter Zeitabschnitte für verschiedene Teildreiecke, Betrag und Richtung der großen Hauptachsen der Verzerrungsellipsen sind durch Vektoren in den zugehörigen Richtungen am Ort der Schwerpunktkoordinaten der Teildreiecke dargestellt.

4.3a sind die Maschen, die Punkt 6 enthalten, gestrichelt. Epochen kann man die wesentlichen Charakteristika des Strainverhaltens am Inlet ableiten; Abb. 4.3a und 4.3b spiegeln das Strainverhalten während der nördlichen Aufstellung wider, Abb. 4.3d-f das der südlichen Aufstellung. Zur Lage der Meßpunkte bezüglich des Inlets siehe Abbildung 4.5, gemeinsamer Meßpunkt beider Aufstellungen ist Punkt 3 bzw. 5'. Neben den Vektoren der maximalen Hauptverzerrungen der Maschen, die Punkt 7 enthalten, stehen die zugehörigen Beträge; die Richtung der Pfeilspitzen gibt an, ob es sich um Dehnung (nach außen gerichtet) oder Stauchung handelt. In den gezeigten Beispielen erkennt man, daß sich die Ergebnisse der Strainanalyse der Maschen mit Punkt 6 und denen mit Punkt 7 meist nur wenig - betragsmäßig maximal $0.1 \cdot 10^{-3}/a$, richtungsmäßig maximal um 45° - unterscheiden. Dies gibt ein Maß für die Genauigkeit der Strainanalyse, sofern man die geringen Abweichungen als unterschiedliches Verformungsverhalten zwischen den beiden Basispunkten interpretiert. Im folgenden werden nur die Maschen, die Punkt 7 enthalten diskutiert, da die Ergebnisse der Maschen mit Punkt 6 im wesentlichen gleich sind.

Es sei daran erinnert, daß sich das Inlet zwischen dem 28.03. und dem 06.04.1987 vergrößert hat (vgl. Kap. 3.2). Dies stimmt bemerkenswert gut mit der Beobachtung überein, daß man in der zugehörigen Epoche in Abb. 4.3b die größten Deformationsraten findet. Die größten Beträge, hier gleichbedeutend mit den größten Dehnungen, findet man in den östlichen Teildreiecken, mit dem Maximalwert von $1.9 \cdot 10^{-3}/a$ in der nördlichsten Masche 5-1-7. Die Beträge nehmen nach Süden hin ab mit $1.5 \cdot 10^{-3}/a$ in Masche 1-2-7 und $1.0 \cdot 10^{-3}/a$ in Masche 2-3-7. Dies stimmt mit den Beobachtungen in Abb. 4.2 und der V-förmigen Dehnung des Inlets überein. In diesen drei Maschen sind die Beträge der kleinen Halbachsen der Verzerrungsellipsen gegenüber den Beträgen der großen Halbachsen vernachlässigbar klein. D.h. man beobachtet in diesen Teildreiecken reine Dehnungen in jeweils einer ostwestlichen Richtung und damit etwa senkrecht zu den Schelfeiskanten des Inlets und des Risses in der Fortsetzung. In diesem Zeitraum beobachtet man im Gegensatz zu den anderen Zeiträumen gravierend unterschiedliches Strainverhalten in den Teildreiecken mit Punkt 6, verglichen mit jenen, die Punkt 7 enthalten, und zwar Stauchung in Richtung der kleinen Halbachsen der Teildreiecke 4-5-6 und 3-4-6 gegenüber allseitiger Dehnung in den Teildreiecken 4-5-7 bzw. 3-4-7. Das heißt, daß sich die Region zwischen den beiden Basispunkten während und kurze Zeit nach dem "Aufreiß-Ereignis" unterschiedlich verformte, und könnte darauf hindeuten,

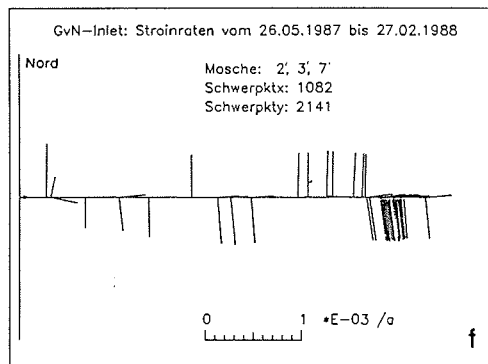
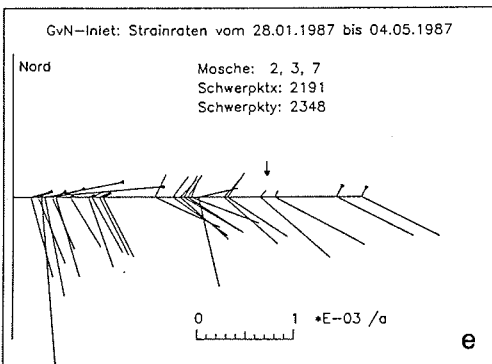
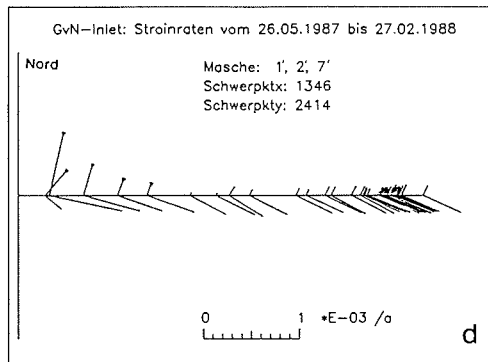
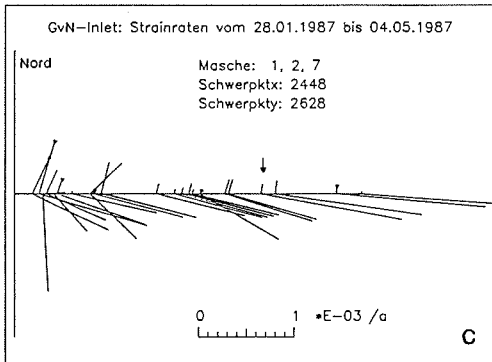
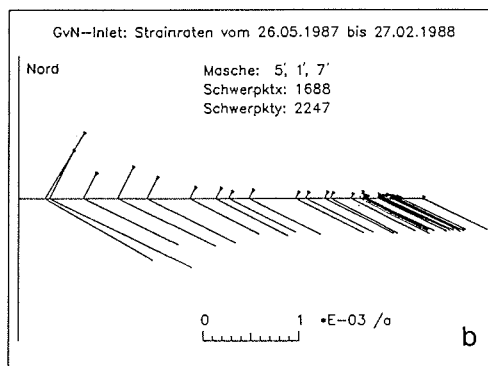
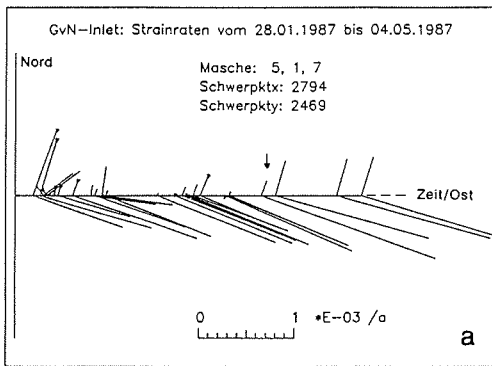
daß eine Störungszone zwischen den beiden Basispunkten liegt. Dies kann zumindest durch morphologische Beobachtungen nicht bestätigt werden.

In den benachbarten Maschen 1'-5'-7' und 2-3-7 ($3 \equiv 5'$) beobachtet man in zeitlich aufeinanderfolgenden Epochen betrags- und richtungsmäßig ähnliche Deformationen in ostwestlichen Richtungen (vgl. Abb. 4.3b und 4.3c). In der Masche 1'-2'-7' ist dabei die Dehnung mit $0.6 \cdot 10^{-3}/a$ nur etwa halb so groß wie in der nördlich benachbarten Masche, dazu kommt im Teildreieck der nördlichen Aufstellung eine Dehnung in nordsüdlicher Richtung etwa gleichen Betrags. Diese nordsüdliche Dehnung stimmt mit der Beobachtung des Fließverhaltens in Abb. 4.2 überein: Das Eis fließt nach Norden zum Inlet hin, wo es infolge der Inletbildung in ostwestlicher Richtung gedehnt wird. Besonders interessant ist demgegenüber die Beobachtung einer Stauchung in Nord-Süd-Richtung in den Teildreiecken 1'-5'-7' und 1'-2'-7' im Zeitraum nach dem Abbrechen von Teilen der Senke am Inlet (vgl. 4.3c). Dies läßt vermuten, daß sich das Eis dieser Teildreiecke, nachdem sich die äußeren Kräfteverhältnisse geändert haben, in Nord-Süd-Richtung allmählich durch "Zusammenfließen" entspannt.

In der Epoche bis zum 27.02.1988 (Abb. 4.3d) nehmen in den beiden nordöstlichen Teildreiecken sowohl die Dehnung in nordsüdlicher Richtung als auch in geringerem Maß auch die Dehnung in ostwestlicher Richtung ab. Bei einem Vergleich der Abbildungen 4.3d, e und f zeigt sich in allen Teildreiecken nahezu identisches Verformungsverhalten. Dies kann man so interpretieren, daß man zwischen dem 27.02.1988 und den jährlichen Wiederholungsmessungen vom 16.01.1989 und vom 18.12.1989 das stationäre Fließverhalten des Schelfeises beobachtet.

Gegenüber den in den Abbildungen 4.3d-f dargestellten stationären Bedingungen, findet man in der Epoche vom 15.03.1987 (Abb. 4.3 a) erhöhte Strain-Werte, wobei wie in der darauffolgenden Epoche (Abb. 4.3b) Dehnung in ostwestlichen Richtungen das herausragende Merkmal aller Teildreiecke ist. Vor dem Aufreißen des Inlets beobachtet man also einen Anstieg der Dehnungswerte. Basierend auf dem Vergleich der Abbildungen 4.3a-f kann man vermuten, daß allgemein eine Öffnung eines Inlets nicht gleichmäßig erfolgt, sondern episodisch verläuft: Vor der gänzlichen Ablösung von Teilen der Störungszone steigen die Strain-Werte an (Abb. 4.3a), sind in der Epoche, in der das Wegdriften jener Teile stattfindet, maximal (Abb. 4.3b) und klingen dann wieder ab (Abb. 4.3c), bis ein stationärer Zustand erreicht ist (Abb. 4.3d-f).

Diese Vorstellung von einem episodischen Ablauf einer Fortsetzung der Einkerbung in der Schelfeisfront wird durch die Abbildung 4.4 gestützt. Um eine bestmögliche zeitliche Auflösung zu erhalten, sind hier die Hauptverzerrungsraten $\dot{\epsilon}_{1,2}$ in den orthogonalen Hauptachsen-Richtungen $\phi_{1,2}$ aller Epochen jeweils eines Teildreiecks dargestellt. Das Bezugsdatum liegt im Ursprung des



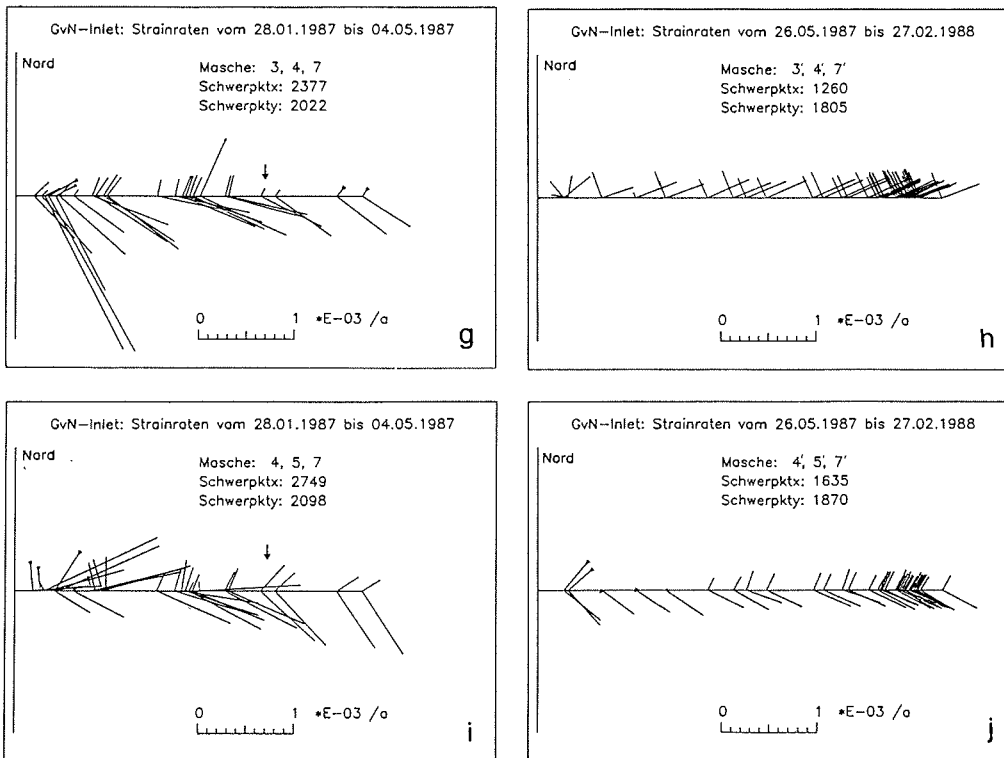


Abb. 4.4: Strainraten innerhalb der untersuchten Zeitabschnitte der nördlichen (4.4a,c,e,g,i) und südlichen Aufstellung (4.4b,d,f,h,j). Aufgetragen sind Betrag und Richtung der nach Nordost weisenden Halbachsen der Verzerrungsellipsen durch Vektoren in den zugehörigen Richtungen, am jeweils zeitlich zugeordneten Ort auf der Zeitachse, die zugleich die Ostrichtung angibt (vgl. 4.4a). Zur Lage der Teildreiecke vergleiche Abb. 4.5.

Achsenkreuzes, die Epochen sind auf einer Zeitachse so eingezeichnet, daß der Abstand zum Ursprung der Zeitdifferenz der Epochen proportional ist. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden lediglich die nach östlichen Richtungen weisenden rechten Hälften der Verzerrungsellipsen - d.h. nur jeweils eine Halbachse der extremen Hauptverzerrungen - eingezeichnet. Der Maßstab für die Beträge der Strainraten ist doppelt so groß wie der von Abbildung 4.2, die Vektoren sind daher gleich lang. Stauchungen sind durch Dreiecke an den Enden der Vektoren erkenntlich. Durch Pfeil gekennzeichnet sind die Ergebnisse der Epoche vom 06.04.1987.

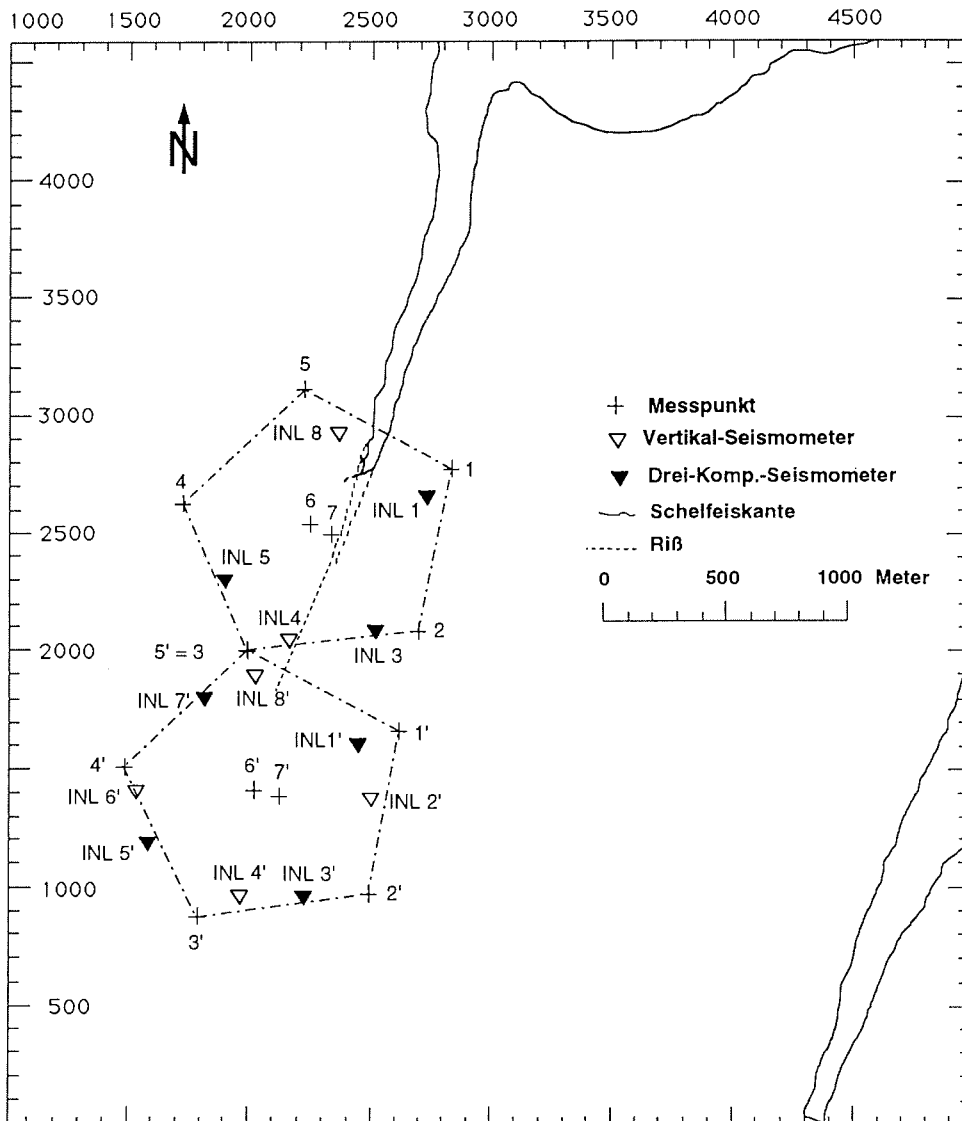


Abb. 4.5: Lage der Meßaufstellungen am untersuchten Inlet, das dem geodätischen Punkt 120 benachbart ist (vgl. Abb. 2.4). Das lokale Koordinatensystem wurde so gewählt, daß die Richtung der Hochwertachse mit der Nordrichtung zusammenfällt und der gemeinsame Meßpunkt (3=5') beider Aufstellungen den Wert 2000, 2000 in m hat.

Da sich - wie erwähnt - die Ergebnisse für Teildreiecke mit Punkt 7 bzw. 7' von denen mit Punkt 6 bzw. 6' nicht wesentlich unterscheiden, sind in Abb. 4.4 nur erstere dargestellt. Nebeneinander gezeigt sind jeweils die Ergebnisse für Maschen der nördlichen und der südlichen Aufstellung mit ähnlicher Lage bezüglich des Inlets, wie z.B. in Abb. 4.4a und Abb. 4.4b für die jeweils nördlichsten Teildreiecke. Zur Lage der Maschenschwerpunkte siehe Abb. 4.3 und Abb. 4.5.

Allen Teildreiecken der nördlichen Aufstellung (Abb.4.4a, c, e, g, und i) ist gemeinsam, daß man im allgemeinen eine Zunahme der Verzerrungsraten mit den Maxima am 06.04.1987 (vgl. Abb. 4.4 - Pfeil) beobachtet, einhergehend mit einer allmählichen Änderung der Richtungen der Hauptverzerrungen. Einzelne größere Werte zu Beginn der Aufstellung sind auf Punktlageungenauigkeiten der Meßnetze zurückzuführen, die aufgrund der kurzen Zeitdifferenzen der Epochen zu abweichend großen Deformationsraten führen.

Demgegenüber findet man gemeinsam in allen Teildreiecken der südlichen Aufstellung eine Abnahme der Deformationsraten in den ersten Monaten nach dem Aufreißen des Inlets von Juni bis September 1987, sowie annähernd konstante Deformationsraten im Januar und Februar 1988. Deutlich läßt sich nach dem "Aufreiß-Ereignis" eine Stauchung in Nord-Süd-Richtung in den Teildreiecken 5'-1'-7' und 1'-2'-7' beobachten (Abb. 4.4b und Abb. 4.4d), die mit der Zeit abklingt. Die Richtungen der Hauptverzerrungen ändern sich während der südlichen Aufstellung nur gering. Das scheinbare Umklappen der Hauptverzerrungsrichtungen im Teildreieck 2'-3'-7' in Abb. 4.4f rührt von kleinen Richtungsschwankungen der maximalen Deformationsrate um $\varphi_1 = 180^\circ$ her, wobei vom Programm jeweils die nach Osten weisende Hälfte der Verzerrungsellipse gezeichnet wird.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Deformation an einem Inlet und speziell die Öffnung eines Inlets keineswegs kontinuierlich, sondern episodisch verläuft mit Deformationsraten, die in wenigen Monaten ansteigen und abfallen. Die vorherrschende Dehnung in Ost-West-Richtungen kann als Ausdruck der an die Schelfeisplatte als ganzes angreifenden Kräfte angesehen werden, die sich ebenfalls in Geschwindigkeitsdifferenzen des Schelfeises widerspiegeln (vgl. Abb. 2.4 und Kap. 2.3) und ihre Ursache zu einem großen Teil in der "Bremswirkung" der Eishöcker haben. Eine vorwiegend in Nord-Süd-Richtung beobachtete Dehnung kann durch das Fließen des Schelfeises aufgrund der Schwerkraft erklärt werden (Paterson, 1981). Ein jahreszeitliches Signal aufgrund eines

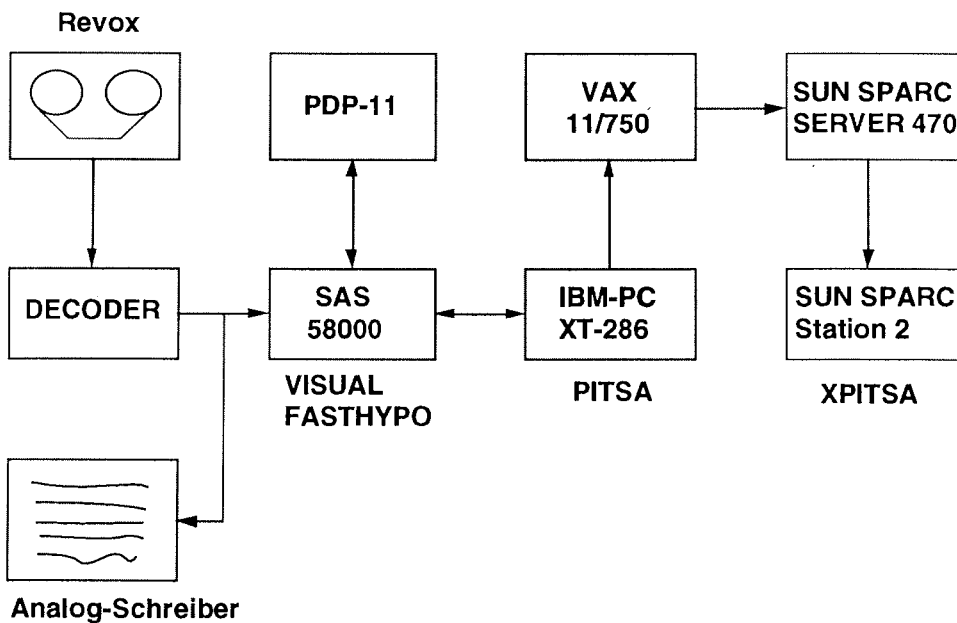
etwaigen Einflusses der Meereisbedeckung, also große Deformationsraten im australen Sommer und kleine im Winter, konnte nicht gefunden werden. Vielmehr waren die Deformationsraten nach dem Aufreißen des Inlets im April zu Beginn des Winters maximal und wurden zum Sommer hin kleiner, bzw. im Sommer konstant. Ein direkter Einfluß der Meereisbedeckung auf das Verformungsverhalten des Schelfeises kann auf der Basis der vorliegenden Untersuchung ausgeschlossen werden. Ein indirekter Einfluß aufgrund erhöhten Swells bei fehlender Meereisbedeckung speziell bei "stürmischen Wetterlagen" erscheint wahrscheinlich, war aber nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Im Hinblick auf das etwaige Auftreten von Eisbeben als natürlichen Spannungsabbau infolge gesteigerter Deformation des Schelfeises können auf der Basis der Strain-Analyse folgende Vermutungen angestellt werden: Aufgrund der in wenigen Monaten ansteigenden Deformationsraten während der nördlichen Aufstellung erscheint dieser Zeitraum als der Wahrscheinlichste für das Auftreten von Eisbeben. Nach dem Aufreißen des Inlets nimmt mit sinkenden Deformationsraten die Wahrscheinlichkeit von seismischen Ereignissen ab. Die Region mit den maximalen Deformationsraten und damit maximalem Spannungsaufbau sind die östlichen Teildreiecke 5-1-7, 1-2-7 und 2-3-7. Dabei kann man eindeutig festhalten, daß es sich bei der Deformation um Dehnung in Richtungen senkrecht zum Verlauf der Schelfeiskanten des Inlets handelt. Dort war eine Störungszone im Schelfeis zeitweise durch Risse deutlich erkennbar, große Teile dieser Störungszone lösten sich ganz vom Schelfeis und drifteten weg. Es erscheint daher als wahrscheinlich, daß dieses Gebiet die Herdregion etwaiger Eisbeben darstellt.

5 Datenanalyse der seismologischen Registrierungen

5.1 Datenbearbeitung und -auswahl

Zur Übernahme der seismologischen Registrierungen von Feldbändern auf eine Festplatte, sowie zur weiteren Bearbeitung steht am AWI ein Seismologisches-Analyse-System (SAS) der Fa. Lennartz zur Verfügung (Abb. 5.1). Um einen schnellen Überblick über die Anzahl und Qualität der Ereignisse eines Feldbandes zu bekommen, wurden die Daten während der Dekodierung parallel auf einem 8-Kanal-Schreiber aufgezeichnet, so daß von jedem Ereignis ein Analogschrieb zum schnellen Sichten existiert. Da einerseits nicht zu erwarten war, daß die Ereignisse eines Bandes auf einmal abschließend bearbeitet werden konnten, andererseits die 80 MByte-Winchester-Festplatte des SAS nicht mehr als die Ereignisse eines Feldbandes fassen konnte, wurde die Möglichkeit eines Datentransfers via IEEE-Schnittstelle zwischen SAS und einer PDP-11 geschaffen.



PITSA/XPITSA: F. Scherbaum u. J. Johnson, Inst. f. allg. u. angew. Geophysik der Ludwig-Maximilians Universität, München.

Abb. 5.1: Überblick über die bei der Auswertung der seismologischen Daten verwendeten Komponenten.

Die Auswertung der Seismogramme erfolgte im wesentlichen mit den Programmen VISUAL auf dem SAS, sowie PITSA auf einem IBM-PC, bzw. XPITSA auf einer SUN Workstation. Der Datentransfer zwischen den verschiedenen Rechnern ist in Abb 5.1 skizziert. Nachdem einige Inlet-Ereignisse gefunden worden waren, konnten weitere etwaige Inlet-Ereignisse aufgrund ihrer Signalform im Analog-Schrieb identifiziert und zur weiteren Bearbeitung aussortiert werden. So wurden von den ca. 4100 registrierten Ereignissen etwa 1000 Ereignisse zu anschließenden Lokalisationsversuchen ausgewählt. Das bedeutet, daß etwa 75 % der registrierten Ereignisse aufgrund der Analog-Schriebe als Eisbeben, deren Epizentrum außerhalb des eigentlichen Untersuchungsraums liegen, identifiziert werden konnten.

5.2 Zur Ausbreitung elastischer Wellen in einer Schelfeisplatte

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen ist ein wesentlicher Parameter für die Güte der Herdbestimmung. Deshalb sollen hier einige Betrachtungen zur Geschwindigkeitsverteilung des von den verschiedenen elastischen Wellen durchlaufenen Schelfeises vorangestellt werden. Allgemein nehmen die seismischen Geschwindigkeiten mit abnehmender Eistemperatur zu. Für isotropes Eis berechnet sich nach Kohnen (1974, zit. nach Paterson, 1981) die Kompressions-Wellengeschwindigkeit in m/s nach folgender Beziehung:

$$v_p = 3795 - 2.3 T$$

wobei T die Eistemperatur in °C ist. Analog gilt für die Geschwindigkeit der Scherwellen:

$$v_s = 1915 - 1.2 T$$

Damit und aus dem für Eis geltenden Wert der Poisson Zahl $\nu = 0.32$ (Miller, 1982) ergibt sich ein v_p/v_s -Verhältnis von

$$\frac{v_p}{v_s} = 1.94 \quad (\text{bzw. } 1.98 \text{ für } T = -15 \text{ °C})$$

Dies bedeutet, daß im Eis die Kompressionswellen den Scherwellen schneller voraneilen als in normalen Krustengesteinen mit einem v_p/v_s -Verhältnis von $\sqrt{3}$ bei einer Poisson-Zahl $\nu = 0.25$.

Neben den im wesentlichen temperaturabhängigen Raumwellen können aufgrund der Tatsache, daß es sich bei Schelfeisen um schwimmende Platten handelt, je nach Plattenmächtigkeit und Wellenlänge longitudinale Plattenwellen, Plattenbiegewellen, Rayleigh-, Love- und Stoneleywellen auftreten. Angenheister (1950) erläutert die Theorie der Wellenausbreitung nach Lamb (1917) in einer unendlich ausgedehnten Platte in Vakuum und diskutiert darauf basierend die Ergebnisse von Messungen auf Eisdecken von Seen. Mit einem ähnlichen Ansatz liefern Osborne & Hart (1945) eine Theorie elastischer Wellen für eine unendlich ausgedehnte Stahlplatte in Wasser.

Abweichend von diesen Ansätzen mit Übergängen Platte-Vakuum bzw. Platte-Wasser an der Ober- und Unterseite der Platte - und damit vorgegebener Symmetrie bezüglich der Plattenmitte - leiten Press & Ewing (1951a) die charakteristische Gleichung für die Ausbreitung elastischer Wellen in einer unendlich ausgedehnten, schwimmenden Eisplatte her. Dabei werden die Bodenbewegungen in der Platte und der darunterliegenden Flüssigkeit durch Kompressions- und Scherpotentiale dargestellt, die jeweils eindimensionalen Wellengleichungen genügen. Aus der Spannungs-Dehnungs-Beziehung für einen isotropen Körper und den fünf Randbedingungen, daß

- (i) + (ii) es keine Normal- und Tangentialspannungen an der freien Oberfläche (Grenzfläche Eis/Luft) gibt,
- (iii) die Normalspannungen an der Grenzfläche Eis/Wasser stetig sind,
- (iv) es keine Tangentialspannungen an der Grenzfläche Eis/Wasser gibt und
- (v) die Vertikalbewegungen an der Grenzfläche Eis/Wasser stetig sind,

erhält man ein System von fünf linear unabhängigen, homogenen Gleichungen mit fünf unbekanntem Amplitudenkoeffizienten. Eine eindeutige von Null verschiedene Lösung für dieses homogene Gleichungssystem gibt es nur, wenn die Determinante der zugehörigen fünf-quadratischen Koeffizientenmatrix gleich Null ist. Die Wurzeln des charakteristischen Polynoms sind Eigenwerte der Koeffizientenmatrix. Press & Ewing (1951a) diskutieren anhand des charakteristischen Polynoms den Zusammenhang zwischen Phasengeschwin-

digkeit und Wellenlänge der möglichen Wellen und zeigen auf, ob die Wellen gedämpft oder ungedämpft sind, je nachdem ob reelle oder imaginäre Lösungen existieren. Die in diesem Zusammenhang wichtigsten Ergebnisse nach Press & Ewing (1951a) werden im folgenden zusammengestellt und unter Berücksichtigung der Verhältnisse des Ekström-Schelfeises diskutiert:

A Raumwellen

Die Phasengeschwindigkeiten v_p und v_s erfüllen das charakteristische Polynom für alle Frequenzen, d.h. ein Teil der abgestrahlten Energie breitet sich unabhängig von der Frequenz in Form von Kompressions- und Scherwellen aus.

B Näherungen für kleine Wellenlängen - Rayleigh- und Stoneleywellen

Für Wellen mit gegenüber der Plattendicke kleinen Wellenlängen λ - d.h. $kH \gg 1$, mit Wellenzahl $k = 2\pi/\lambda$ und H gleich halber Plattendicke - erscheint die Platte als unendlich dick, und es breiten sich an Ober- und Unterseite der Schelfeisplatte Rayleighwellen aus; im Fall der freien Oberfläche sind sie ungedämpft, während sie an der Schelfeisunterseite gedämpft sind und kontinuierlich Energie an die darunterliegende Flüssigkeit abstrahlen. Für die Geschwindigkeit c_R der Rayleighwellen erhält man (für eine Poissonzahl $\nu = 0.25$)

$$c_R = 0.9194 v_s \quad (c_R: \text{Phasengeschwindigkeit der Rayleighwellen})$$

Nimmt man an, daß die Näherung, die zu einem Auftreten von Rayleighwellen mit der Geschwindigkeit c_R führt, noch für $kH \approx 1$ gültig ist, dann erhält man mit $H = 100$ m und $c_R = 1777$ m/s für Eis von -15 °C eine untere Grenzfrequenz f von etwa 2.8 Hz. Das bedeutet, daß im vorliegenden Fall keine Rayleighwellen mit Frequenzen kleiner als ca. 3 Hz beobachtet werden sollten.

Aus der Näherung kann eine weitere Lösung abgeleitet werden, wobei die Phasengeschwindigkeit c_{ST} dieser Welle reell und kleiner als die Geschwindigkeit v_{H_2O} in der Flüssigkeit ist und

dabei vom Dichteverhältnis zwischen Eis und Wasser und dem v_p/v_s -Verhältnis abhängt.

Nach Press & Ewing (1951a) gilt für die Geschwindigkeit c_{ST}

$$c_{ST} = 0.87 v_{H_2O} \quad (c_{ST}: \text{Phasengeschwindigkeit der Stoneleywellen})$$

dieser Stoneleywelle (Stoneley, 1924), die sich an der Grenzfläche Eis/Wasser ausbreitet, wobei die Amplituden mit dem Abstand von der Grenzfläche abnehmen. Eine Beobachtung dieses Wellentyps dürfte bei einer Aufstellung auf der Oberfläche eines Schelfeises eher unwahrscheinlich sein.

C Näherungen für große Wellenlängen - longitudinale Plattenwellen und Plattenbiegewellen

Für Wellen mit gegenüber der Plattendicke großen Wellenlängen λ - d.h. $kH \ll 1$, mit Wellenzahl $k = 2\pi/\lambda$ und H gleich halber Plattendicke - ergeben sich im idealisierten Fall einer Platte in Vakuum oder in einer Flüssigkeit eine symmetrische Lösung - longitudinale Plattenwellen - und eine antisymmetrische Lösung - Plattenbiegewellen.

Hiervon unterscheidet sich die Lösung für eine schwimmende Schelfeisplatte im Fall longitudinaler Plattenwellen durch einen zusätzlichen additiven, imaginären Term, der für eine geringe Dämpfung steht, die bei steigender Frequenz proportional zu λ^{-3} zunimmt. Der sich aus der Näherung ergebende Realteil der Phasengeschwindigkeit c_{LP} stimmt mit der Lösung für eine Platte in Vakuum überein

$$c_{LP} = 2 v_s \sqrt{1 - \left(\frac{v_s}{v_p}\right)^2}$$

(c_{LP} : Phasengeschwindigkeit der longitudinalen Plattenwellen)

und wurde in Experimenten von Ewing et al. (1934) bestätigt. Nimmt man wiederum an, daß die Näherung, die zu einem Auftreten von longitudinalen Plattenwellen mit der Geschwindigkeit

c_{LP} führt, noch für $kH \approx 1$ gültig ist, dann erhält man mit $H = 100$ m und $c_{LP} = 3312$ m/s für Eis von -15 °C eine obere Grenzfrequenz f von etwa 5.3 Hz. Diese "Young'schen" Longitudinalwellen sind neben den Kompressionswellen die schnellsten Phasen in einer Schelfeisplatte und spielen ab einer Entfernung von etwa 7 km zwischen Quelle und Aufnehmer im Fall des Ekström-Schelfeises nach Eckstaller (1988) eine wesentliche Rolle bei der Relokalisierung von Testschüssen bzw. der Lokalisation von Eisbeben mittels Laufzeitbestimmung von Ersteinsätzen. Die Phasengeschwindigkeit c_{LP} der longitudinalen Plattenwellen stimmt bemerkenswert gut mit den von Eckstaller (1988) beobachteten Geschwindigkeiten von 3300 m/s für die Ersteinsätze überein. Daneben bestätigt Eckstaller (1988) in Entfernungen bis etwa 1 km zwischen Schußpunkt und Aufnehmer das Auftreten von Kompressions-Raumwellen mit einer Geschwindigkeit von 3700 m/s. Während das von Eckstaller (1988) zur Aufzeichnung und Lokalisation von Eisbeben verwendete GvN-Netz eine Ausdehnung in der Größenordnung von 10er km hat, ist das Beobachtungsnetz der vorliegenden Arbeit - mit einem Durchmesser der Auslage von etwa 1 km und einer etwa ebensolchen erwarteten Distanz zwischen Herd und Geophonen - sehr viel kleineräumiger. Daher dürften sich auch die Phasen unterscheiden, die als Ersteinsätze beobachtet werden. Aus den Beobachtungen von Eckstaller (1988) kann geschlossen werden, daß in Herdentfernungen ab etwa 7 km höherfrequente Kompressionsraumwellen durch Dämpfung und Energieverlusten aufgrund P-SV-Konversionen bei mehrfachen Reflexionen an Schelfeisober- und -unterkante nicht mehr beobachtet werden können.

Die zweite Lösung der Näherungen für Wellen mit gegenüber der Plattendicke großen Wellenlängen λ ($kH \ll 1$, mit Wellenzahl $k = 2\pi/\lambda$ und H gleich halber Plattendicke) führt auf die Dispersionsgleichung von Plattenbiegewellen, d.h die Phasengeschwindigkeit c_{PB} dieser Wellen hängt von ihrer Frequenz ab:

$$c_{PB}^2 = \frac{\frac{8}{3} v_s^2 \frac{\rho_{Eis}}{\rho_{H_2O}} (kH)^3 \left(1 - \left(\frac{v_s}{v_p} \right)^2 \right)}{1 + 2 kH \frac{\rho_{Eis}}{\rho_{H_2O}}}$$

(c_{PB} : Phasengeschwindigkeit der Plattenbiegewellen, mit $\frac{\rho_{Eis}}{\rho_{H_2O}} =$ Dichteverhältnis zwischen Eis und Wasser)

Diese stark dispersiven Wellen wurden von Eckstaller (1988) als charakteristisches Merkmal von Eisbeben des Ekström-Schelfeises gefunden und die Gültigkeit der Dispersionsgleichung bestätigt. Press et al. (1951) und Press & Ewing (1951b) diskutieren das Phänomen, daß die Plattenbiegewellen im Eis bei bestimmten Frequenzen stark mit der Atmosphäre gekoppelt sind.

D Lovewellen

Nach Press & Ewing (1951a) verhält sich eine schwimmende Schelfeisplatte im wesentlichen wie ein Wellenleiter für Love-Wellen, die sich aufgrund konstruktiver Interferenz in Moden in Abhängigkeit von Wellenlänge und Inzidenzwinkel ausbreiten. Die Wellenausbreitung von Lovewellen ist dispersiv; für ein Auffinden im Seismogramm ist daher die jeweilige Gruppengeschwindigkeit zu berücksichtigen. Die Ersteinsätze von Lovewellen sind höherfrequente Wellen, die sich mit einer Geschwindigkeit von v_s ausbreiten. Mit zunehmendem Abstand vom Ersteinsatz nehmen die Frequenz der Lovewellen und die zugehörige Gruppengeschwindigkeit ab. Für die Frequenz $f_{L,Grenz}$ der letzten zu registrierenden Wellen gilt

$$f_{L,Grenz} = \frac{v_s}{2H}$$

E Phasengeschwindigkeit intermediärer Wellenlängen

Für intermediäre Frequenzen kann man keine einfachen Lösungen der charakteristischen Gleichung angeben, allerdings bleibt festzuhalten, daß die Phasengeschwindigkeiten von Kompressions- und Scherräumenwellen die charakteristische Gleichung für alle Frequenzen - also auch für intermediäre - erfüllen. Sie stellen vermutlich den stetigen Übergang zwischen Wellen her, die die ganze Platte erfassen und Wellen, die sich an der Grenzfläche Eis/Luft bzw. Eis/Wasser ausbreiten. Bei obiger Diskussion der Lösungen für kurze und lange Wellen wurde unter der Annahme, daß die Näherungen noch für $kH \approx 1$ gültig sind, für Rayleighwellen eine untere Grenzfrequenz von ca. 3 Hz und für longitudinale Plattenwellen eine obere Grenzfrequenz von etwa 5 Hz abgeleitet, d.h. die Frequenzbereiche würden sich überschneiden und es wären demnach sowohl Rayleigh- als auch Plattenwellen in einem Seismogramm zu beobachten. Für die dispersiven Plattenbiegewellen sind

die Verhältnisse noch komplizierter, so daß es daher eher schwer fällt anzugeben, welches nun intermediäre Frequenzen sind. Legt man die Bedingungen $kH \gg 1$ bzw. $kH \ll 1$ strenger aus, d.h. setzt man jeweils $kH \approx 5$ bzw. $kH \approx 1/5$, ergibt sich für die Rayleighwellen eine untere Grenzfrequenz von etwa 14 Hz und für die longitudinalen Plattenwellen eine obere Grenzfrequenz von etwa 1 Hz. Demnach wäre der Übergangsbereich von 1 bis 14 Hz genau mit dem tatsächlich beobachteten Frequenzbereich der Signale identisch, und es wären komplizierte Ausbreitungsbedingungen und schwer zu interpretierende Seismogramme zu erwarten. Dies gilt für das Ekström-Schelfeis besonders für mittlere Entfernungen von etwa 2 bis 7 km zwischen Herd und Aufnehmer. Für größere Herddistanzen dominieren nach Eckstaller (1988) die Plattenwellen, während für kleinere Herdentfernungen erwartet werden kann, daß hochfrequente Phasen noch nicht "weggedämpft" sind.

5.3 Geschwindigkeitsmodell und Lokalisationsmethoden

Aus den vorangegangenen Betrachtungen folgt für die Lokalisation, die aufgrund von Laufzeiten einzelner Phasen zwischen Herd und Aufnehmer erfolgt, daß das Ekström-Schelfeis durch zwei verschiedene Geschwindigkeitsmodelle repräsentiert werden kann:

- Das erste Modell steht für einen homogenen Halbraum mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 3300 m/s in Übereinstimmung mit der Phasengeschwindigkeit von longitudinalen Plattenwellen und führt nach Eckstaller (1988) für größere Herdentfernungen ab etwa 7 km zu richtigen Lokalisationsergebnissen.

- Das zweite Modell soll berücksichtigen, daß man speziell für kleinere Herdentfernungen mit dem Auftreten von Raumwellen mit Phasengeschwindigkeiten von v_p bzw. v_s rechnen kann. Reflexionsseismische Untersuchungen - mit kleineren Abständen zwischen Quelle und Aufnehmern als ca. 1 km - von Hoyer (1983) ergaben eine exponentielle Zunahme der Geschwindigkeit von Kompressionswellen mit der Tiefe. Die von ihm gefundenen Geschwindigkeitsgradienten werden in der vorliegenden Arbeit durch ein Paket horizontaler Schichten konstanter Geschwindigkeit, die mit der Tiefe ansteigt, approximiert. Tabelle 5.1 zeigt dieses Geschwindigkeitsmodell, wobei für eine Schicht jeweils die obere Grenze und die ab dort gültige P-Wellengeschwindigkeit v_p aufgeführt ist:

Schicht-Nr.	Tiefe [m]	v_p [m/s]
1	0.0	1000
2	3.2	1500
3	5.0	2000
4	7.2	2200
5	12.5	2500
6	26.4	3000
7	51.4	3500
8	80.0	3740

Tabelle 5.1: Modell der P-Wellengeschwindigkeits-Tiefenfunktion für das Ekström-Schelfeis

Streng genommen haben nur die unteren mächtigeren Schichten in Anbetracht der beobachteten Signalfrequenzen eine physikalische Bedeutung, andererseits ist dieses Modell an den von Hoyer (1983) gefundenen Gradienten der P-Wellengeschwindigkeit angepaßt. Daß das Ekström-Schelfeis in erster Näherung durch ein Modell ebener, homogener Schichten beschrieben werden kann, folgt aus der Berücksichtigung der glaziologischen Untersuchungen. Ein Eispartikel würde etwa 1000 Jahre von der Aufsetzlinie südlich von Punkt 1105 bis in die Nähe der Schelfeiskante nördlich von Punkt 153 brauchen (vgl. Abb. 2.3). Berücksichtigt man Akkumulations- und Abschmelzraten (vgl. Abb. 2.3), so folgt, daß kein Eispartikel den Weg vom Inlandeis an der Aufsetzlinie bis zur Schelfeiskante schafft. Das bedeutet, daß das Eis in der Umgebung von GvN allein aus Niederschlägen auf das flache Schelfeis entstanden ist. Da die Ablagerungsbedingungen auf dem Schelfeis in erster Näherung lateral konstant sind, sollte das Schelfeis aus lateral homogenen mehr oder weniger horizontalen Schichten bestehen.

Zur Bestimmung der Herdparameter (x_0, y_0, z_0, t_0) von Einzelbeben stand das Programm FASTHYPO (Herrmann, 1979) zur Verfügung, das zur Lokalisation von Hypozentren lokaler und regionaler Erdbeben entwickelt wurde. Bei dem vom Programm verwendeten Algorithmus handelt es sich um ein iteratives Inversionsverfahren nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate, das auf ein Verfahren von Geiger (1910) zurückgeht. Dabei werden auf der Basis eines vorgegebenen Geschwindigkeitsmodells Laufzeitresiduen zwischen theoretisch erwarteten Laufzeiten von einem geschätzten Hypozentrum zu den Stationen und tatsächlich beobachteten Laufzeiten gebildet. Die Residuen werden nach der Methode der kleinsten Quadrate minimiert und ein Korrekturvektor

bestimmt, der zu verbesserten Herdparametern führt. Diese Iteration wird solange fortgesetzt, bis die jeweils resultierenden Änderungen der Epizentrenkoordinaten (geograph. Länge und Breite) kleiner als 1 m sind oder die Tiefenkorrektur kleiner als 10 m ist. Das Programm bietet die Möglichkeit, die Herdtiefe festzuhalten. Dies kann im Fall einer nur 200 m mächtigen Schelfeisplatte durchaus sinnvoll sein, wenn aufgrund einer Fehlerabschätzung festgestellt werden kann, welche Herdtiefe die Lokalisation mit den kleinsten Fehlern liefert. Zur Abschätzung der Genauigkeit von gefundenen Herdparametern werden Fehlerellipsen für die Epizentralkoordinaten berechnet. Im Falle einer Konvergenz - d.h. bei verschwindend kleinem Korrekturvektor - sollte das jeweilige Epizentrum mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% innerhalb dieser Konfidenzellipse liegen.

Bei der Minimierung wird angenommen, daß die Laufzeit eine lineare Funktion der Differenz zwischen geschätzten und wahren Herdparametern ist. Tatsächlich ist diese Funktion aber nicht linear, so daß das Verfahren nicht konvergiert, wenn die geschätzten Herdkoordinaten zu weit von den tatsächlichen abweichen oder das Geschwindigkeitsmodell den realen Verhältnissen schlecht angepaßt ist oder die Einsatzzeiten schlecht bestimmt sind. In jedem dieser Fälle bricht das Programm nach 30 Iterationen ab. Liegen die Herde außerhalb des Beobachtungsnetzes seismischer Stationen, so erhöht sich die Anzahl der benötigten Iterationen. Insbesondere gilt für Epizentralentfernungen, die größer als die Dimension des Beobachtungsnetzes sind, daß eine Variation der Herdkoordinaten zu mehr oder weniger denselben Änderungen der Laufzeiten zu den einzelnen Stationen führt und damit die Herdparameter unbestimmt sind. In diesen Fällen konvergiert das Verfahren nicht.

Als Startwert der Herdkoordinaten wurde in allen Fällen das Zentrum des Beobachtungsnetzes gewählt. Für Inlet-Ereignisse konnte daher erwartet werden, daß die geschätzten Herdparameter nicht mehr als einige hundert Meter von den tatsächlichen entfernt lagen und damit die oben erwähnten Linearisierungen gültig waren. Die Verteilung der Stationen sollte annähernd azimutal gleichverteilt um die vermutete Herdregion sein (vgl. Kap. 3.3); dies sollte dazu dienen, etwaige Restfehler bei der Lokalisation von Inletbeben möglichst zu minimieren. Die - oben erläuterten - verwendeten Geschwindigkeitsmodelle sollten aufgrund der Ergebnisse von Hoyer (1983) und Eckstaller (1988) gute Näherung an die realen P-Wellengeschwindigkeiten im jeweiligen Entfernungsbereich sein. Um im Programm die besonderen Ausbreitungsbedingungen von Scherwellen im Eis zu berücksichtigen, wurde es dahingehend

geändert, daß ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.96 gilt. Die Genauigkeit der Bestimmung der Einsatzzeiten von P- und S-Phasen im Seismogramm hängt von der Digitalisierungsrate, dem Auflösungsvermögen von Bildschirm und Auswertprogramm und dem Verhältnis der Frequenzen der Bodenunruhe und der Signale ab. Die Digitalisierungsrate war 111 Hz bzw. 250 Hz (vgl. Kap. 3.3). Jedem digitalisierten Wert entspricht ein Bildpunkt eines vom Programm VISUAL gezeigten Seismogramms und damit ist die Auflösung am Bildschirm von Punkt zu Punkt 1/111 s bzw. 1/250 s. Darüberhinaus bietet das Programm XPITSA die Möglichkeit zu zoomen, wobei zwei digitalisierte Werte linear verbunden werden. Dadurch erhält man eine scheinbar höhere Auflösung, zumindest kann man interessierende Bereiche des Seismogramms zeitlich vergrößert darstellen. Die Ableseungenauigkeit aufgrund der Frequenzen der Bodenunruhe und der Signale war in den meisten Fällen etwa 5/100 s und in keinem Fall größer als 1/10 s.

Obwohl das Programm FASTHYPO nach Herrmann (1979) zur Lokalisation von Lokalbeben geeignet ist, war zunächst nicht klar, ob es in Anbetracht der kleinen Dimension des Beobachtungsnetzes am Inlet zu konsistenten Ergebnissen führt. Um dies zu testen, wurde ein zweites Lokalisationsprogramm (HYPO) nach Blum (1975), das speziell auf ein kleinräumiges Stationsnetz zugeschnitten ist, installiert. In einem ersten Test wurde ein theoretischer Herd innerhalb der südlichen Stationsaufstellung in 50 m Tiefe angenommen und aufgrund einer konstanten P-Wellengeschwindigkeit von 3300 m/s theoretische Laufzeiten zu den Stationen berechnet. Auf dieser Basis von vier P-Wellenlaufzeiten und einem S-Welleneinsatz wurde mit beiden Programmen eine Lokalisation durchgeführt. Die Ergebnisse der Programme stimmen innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen miteinander und mit den theoretischen Herdparametern überein. Die vom Programm HYPO angegebenen Fehler sind ± 1.0 m bzw. ± 2.4 m für die Epizentrenkoordinaten, ± 6.0 m in der Tiefe und ± 0.1 s in der Zeit. Die Ergebnisse für das Programm FASTHYPO lauten: Die theoretischen Epizentrenkoordinaten werden für den Fall, daß die Herdtiefe festgehalten wird, innerhalb einer Konfidenzellipse mit Halbachsen von ± 2.8 m in Nord-Süd-Richtung und ± 3.6 m in Ost-West-Richtung gefunden; die korrekt gefundene Herdzeit soll laut Programm um ± 0.0 s schwanken, die festgehaltene Herdtiefe um ± 60 m. Hält man die Herdtiefe nicht fest, wird eine zu große Herdtiefe bei etwa gleichbleibenden Genauigkeiten von Epizentrum und Herdzeit gefunden. In einer weiteren Serie von Tests wurden die theoretischen Laufzeiten systematisch verschlechtert, d.h. für eine Station

nach der anderen wurden die Einsatzzeiten mit einem Fehler von 0.1 s und 0.2 s gegenüber den theoretischen Laufzeiten eingegeben. Im Laufe dieser Tests erwies sich - im Vergleich der beiden Programme untereinander - FASTHYO als stabiler; selbst für den Fall, daß alle vier P-Welleneinsätze um 0.2 s verspätet gegenüber den theoretischen Laufzeiten gewählt werden und einem zusätzlichen theoretisch richtigen S-Welleneinsatz, konvergiert das Verfahren und die gefundenen Herdparameter stimmen innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen mit den theoretischen überein. In Tabelle 5.2 sind für diesen Fall theoretische und von FASTHYO bestimmte Herdparameter mit den zugehörigen Fehlern gegenübergestellt.

		theoretische Herdparameter	Ergebnisse von FASTHYO
Hochwert	[m]	1600.0	1478.2 ± 283.0
Rechtswert	[m]	2000.0	2037.1 ± 380.6
Herdtiefe	[m]	50.0	50.0 ± 6870.0
Herdzeit	[s]	0.00	0.17 ± 0.25

Tabelle 5.2: Lokalisationsergebnis für einen theoretischen Herd im inneren der südlichen Aufstellung; gegenüber den theoretischen Laufzeiten waren in diesem Fall die vier zugrundegelegten P-Welleneinsätze um 0.2 s verspätet, während für den Einsatz der S-Welle die theoretische Laufzeit gewählt war.

Als Ergebnis dieser Tests kann man festhalten, daß das Programm FASTHYO sehr gut zur Lokalisation von Ereignissen innerhalb oder in der Nähe eines kleinräumigen Stationsnetzes geeignet ist. Die tatsächliche Ableseungenauigkeit der Einsätze im Seismogramm sollte in keinem Fall höher als 0.1 s sein und damit wäre nach den durchgeführten Tests für Ereignisse innerhalb der Stationsaufstellung zu erwarten, daß die iterative Lokalisation konvergiert.

5.4 Lage und Ausdehnung des Herdgebietes, seismisch aktive Zeit

In einer ersten Bearbeitungsphase galt es, aus der Gesamtmenge der registrierten Ereignisse diejenigen aufzufinden, die sich

in der Nähe des untersuchten Inlets ereignet hatten. Sie werden im folgenden abkürzend Inletbeben genannt, obwohl es streng genommen ebenfalls "Inletbeben" der benachbarten Inlets gibt. Letztere waren aber nicht Gegenstand der vorgelegten Arbeit. Es konnte erwartet werden, daß sich die Signalform jener Ereignisse aufgrund des kürzeren Laufwegs zwischen Herd und Geophonen stark von den Registrierungen von Eckstaller (1988) unterscheiden würden. Aufgrund der Ausbreitungsbedingungen elastischer Wellen in einer Schelfeisplatte (vgl. Kap. 5.2) konnte mit dem Auftreten verschiedener Phasen gerechnet werden. Ihre Ausprägung im Seismogramm war aber zunächst unbekannt. Grundlage der Lokalisation sollten daher die Einsatzzeiten der Ersteinsätze und kontrollierend die Hodographen der Horizontalkomponenten sein. In Abb. 5.2 sind die Epizentren der 13 im gesamten Untersuchungszeitraum registrierten Inletbeben gezeigt. Zur Bestimmung der Ersteinsätze liegen die Registrierungen von drei seismischen Stationen (INL3, INL5, INL8, s. Abb. 5.2 und vgl. Kap. 3.3) vor. Daß die Lokalisation auf der Basis von nur drei Laufzeiten erfolgte, brachte zwei Konsequenzen mit sich. Zum einen mußte bei der Lokalisation ein Herdparameter - üblicherweise die Herdtiefe - festgehalten werden, damit das Gleichungssystem überhaupt eine eindeutige Lösung hat; jeweils konstant gehaltene Herdtiefen zwischen 10 m und 90 m führten zu denselben Ergebnissen. Zum anderen erhält man keine Fehlerabschätzung der gefundenen Herdparameter. Zur Kontrolle der Epizentrenkoordinaten wurden daher die Hodographen der Horizontalkomponenten der Ersteinsätze herangezogen. Sind die Epizentrenkoordinaten richtig bestimmt, sollten vom Programm FASTHYPO berechnete Azimute zwischen Herd und Station mit den aus den Hodographen abgeleiteten übereinstimmen. Differenzen zwischen berechneten und abgeleiteten Azimuten können dann als Maß für die Genauigkeit der Lokalisation herangezogen werden, wenn man voraussetzt, daß die aus den Seismogrammen abgeleiteten Azimute fehlerfrei sind. Für die Inletbeben betragen jene Differenzen meist weniger als 10 Grad, in zwei Fällen sind sie 30 Grad. Letztere große Abweichungen können auf eine fehlerbehaftete Bestimmung der Azimute aus den Seismogrammen zurückgeführt werden; die Amplituden der Bodenunruhe sind in diesen Fällen größer als die des Ersteinsatzes. Da die Distanzen zwischen den Epizentren der Inletbeben und den Stationen (s. Abb. 5.2) kleiner als 600 m sind, bedeutet eine Differenz der Azimute von 5 bzw. 10 Grad eine Unsicherheit der Epizentralkoordinaten von etwa 30 bzw. 80 m. Die Größe der am Ort der jeweiligen Epizentralkoordinaten in Abb. 5.2 eingetragenen Kreise entspricht 50 m und gibt somit ein Maß für die Region, innerhalb derer das Epizentrum gelegen haben sollte.

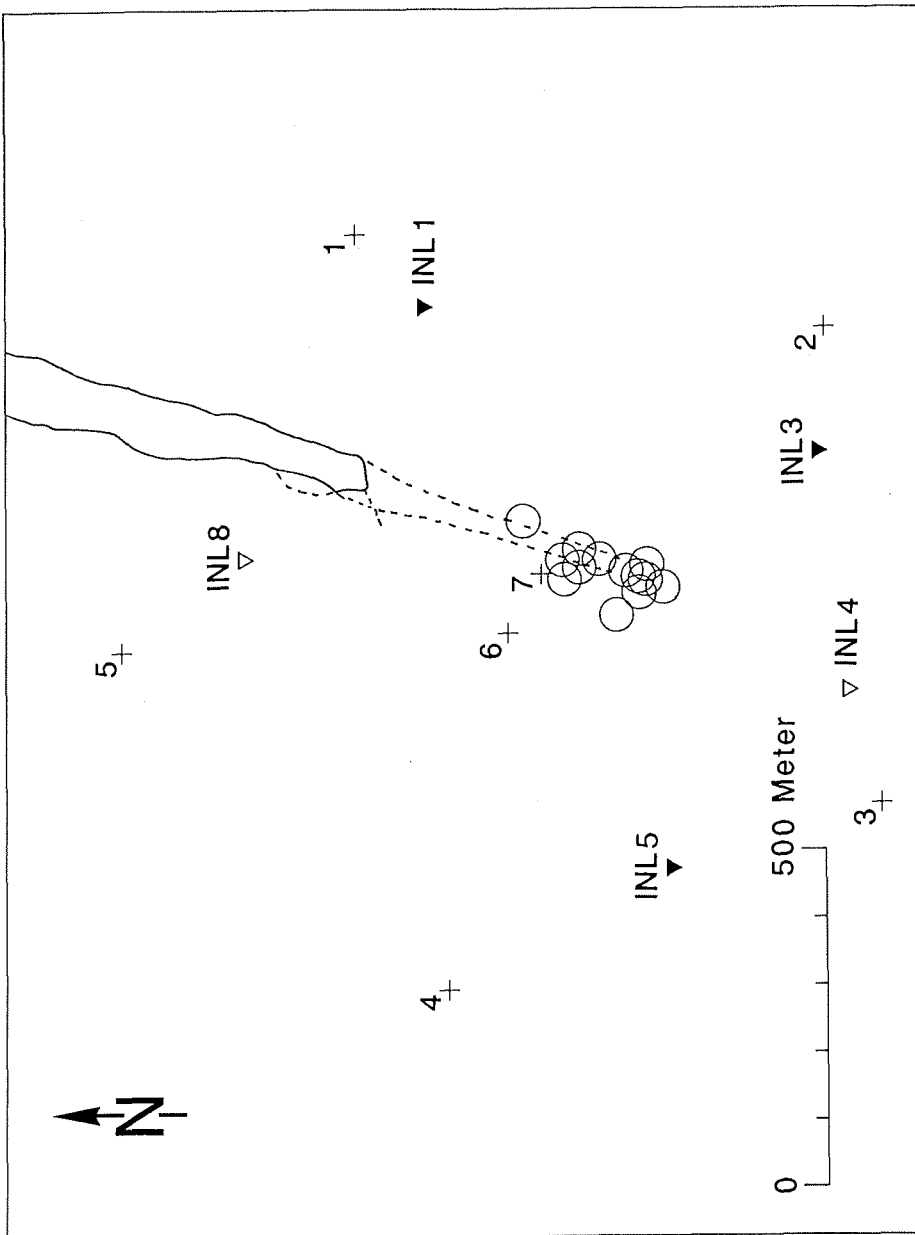


Abb. 5.2: Lage der Epizentren der 13 im gesamten Untersuchungszeitraum registrierten Inletbeben, als Ergebnis von Einzelbebenlokalisationen, die mit Ersteinsatzzeiten der seismischen Wellen an den Stationen INL3, INL5 und INL8 durchgeführt wurden. Die Größe der am Ort der jeweiligen Epizentralkoordinaten eingetragenen Kreise entspricht 50 m. Die Inletbeben gingen dem Zeitpunkt voran, an dem sich das gestrichelt umrahmte Gebiet vom Ekström-Schelfeis löste und wegdriftete.

Besonders auffällig ist in Abb. 5.2, daß die Epizentren der Inletbeben ein relativ eng begrenztes Gebiet abdecken. Die Ausdehnung der Herdregion (Abb. 5.2) beträgt in Nordost-Südwest-Richtung etwa 200 m, senkrecht dazu etwa 100 m. Die Lage der Herdregion innerhalb des Stationsnetzes deckt sich mit der Fortsetzung einer im Luftbild erkennbaren Senke (hier gestrichelt dargestellt) und dem Gebiet, in dem morphologisch Risse im Eis beobachtet worden waren. Damit hat man eine eindeutige räumliche Zuordnung zwischen dem Aufreißen des Inlets und den Eisbeben gefunden: die Herdregion ist identisch mit dem Gebiet, das beim Spannungsabfall durch Beben von Brüchen durchzogen und dadurch zumindest in Teilen vom Schelfeis getrennt wird. Damit geht - gewissermaßen zwangsweise - eine zeitliche Zuordnung einher. Die Daten der registrierten Inletbeben kann man Abb. 5.3 entnehmen; die seismisch aktive Zeit lag zwischen dem 21.02.1987 und dem 13.03.1987. Die Inletbeben gingen dem Zeitpunkt voran, an dem sich das in Abb. 5.2 gestrichelt umrahmte Gebiet vom Ekström-Schelfeis löste und wegdriftete.

Daneben ist die Frage interessant, ob eine Korrelation zwischen dem Auftreten von Inletbeben und den Meereszeiten besteht. Kobarg (1988) und Eckstaller (1988) konnten zeigen, daß im Fall von Ice-Rise-Ereignissen, die seismische Unruhe mit den Änderungen der Meereszeiten variiert. Speziell eine von Eckstaller (1988) durchgeführte Kreuzkorrelation zwischen Eisbebenaktivität und Meereszeiten erbrachte als wichtigstes Ergebnis, daß die beobachteten Eisbeben fast ausschließlich bei Mittelwasser auftreten. Dies konnte für die vorliegenden Inletbeben bestätigt werden. Zur Veranschaulichung sind in Abb. 5.3b neben der Sequenz von 8 Eisbeben des 12. und 13.03.1987 die Schelfeis-Vertikalbewegungen dargestellt, wie sie als Schwereänderungen an der GvN-Station registriert wurden. Die Schelfeisplatte hat in ihrer Vertikalbewegung beim Wechsel zwischen Ebbe und Flut und umgekehrt ihre maximale Geschwindigkeit, was anscheinend im Zusammenhang mit der Auslösung der Eisbeben steht. Es stellte sich die Frage, ob die Gezeitenbewegungen selbst die einzige Ursache der Eisbeben sind oder ob sie lediglich einen Auslöser für die Eisbeben darstellen. Berücksichtigt man die räumliche und zeitliche Korrelation der Inletbeben mit den Dehnungsvorgängen am Inlet und vor allem die Tatsache, daß nach der Abtrennung von Teilen des Schelfeises keine weiteren Inletbeben registriert wurden, so kann man zumindest für die Inletbeben festhalten, daß die Gezeitenbewegung des Schelfeises lediglich die Funktion eines Triggers beim Spannungsabbau durch Eisbeben hat.

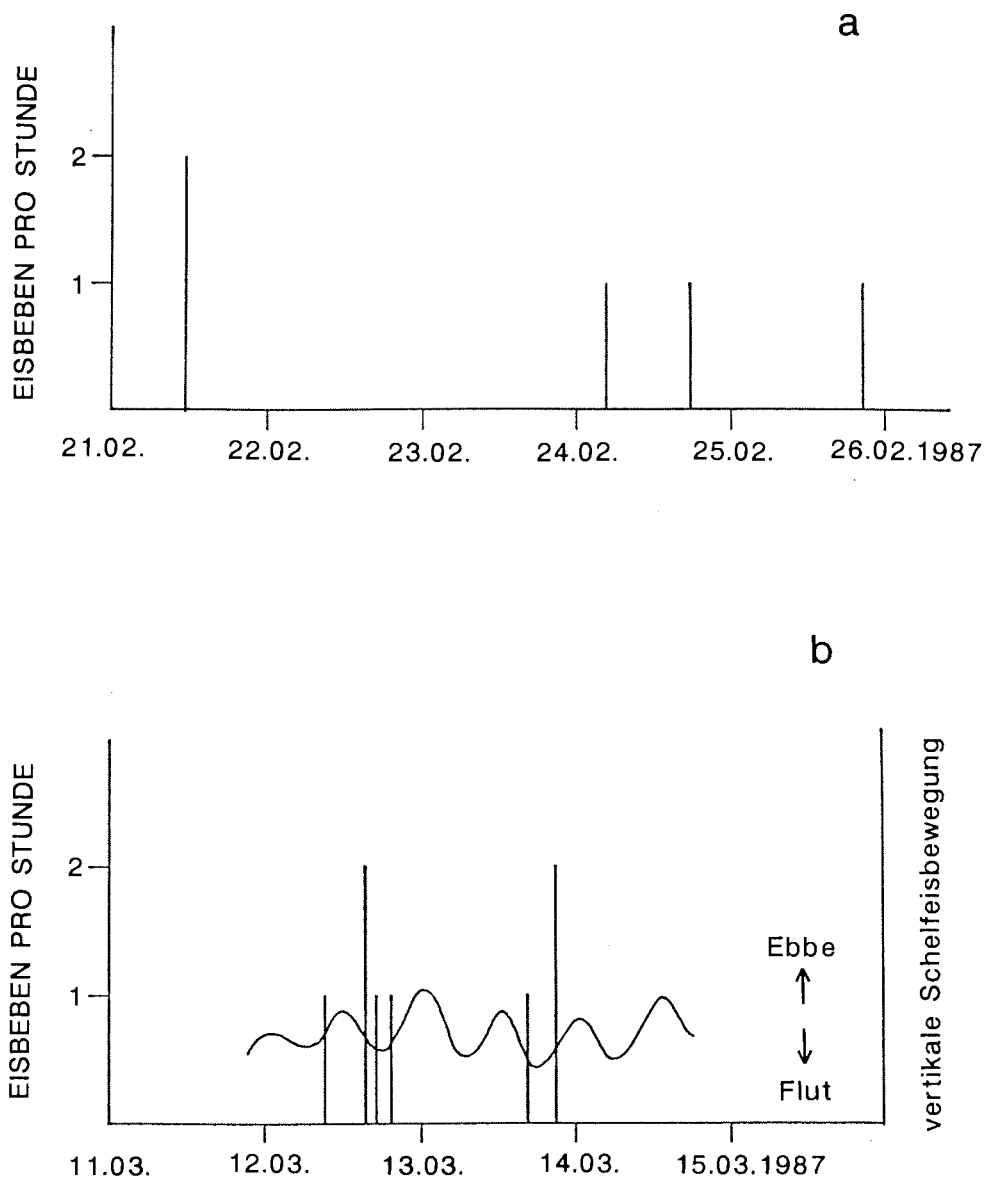


Abb. 5.3: Zeitliche Abfolge der 13 im gesamten Untersuchungszeitraum registrierten Inletbeben. Das Ausreten der 8 Inletbeben vom 12. und 13.03. 1987 ist im Zusammenhang mit der vertikalen Schelfeisbewegung dargestellt (5.3b), deren Geschwindigkeit bei "Mittelwasser" maximal ist. Die Inletbeben gruppieren sich um die "Mittelwasser-Zeiten", die vertikale Schelfeisbewegung kann daher als Auslöser der Eisbeben angesehen werden.

5.5 3D-Hodograph, Polarisationsanalyse und Relokalisierung - Herdtiefe und Migration der Hypozentren

An obige Ergebnisse knüpfen sich eine Reihe weiterer interessanter Fragen, wie z.B.: Welches ist die genaue Herdtiefe? Kann man unter Betrachtung der räumlichen und zeitlichen Abfolge der Inletbeben Aussagen über die Anzahl der Bruchflächen, ihre Orientierung und ihre Ausdehnung machen? Dies zu beantworten, bedarf es hochauflösenderer Lokalisationsergebnisse und vor allem einer exakten Abschätzung der zugehörigen Fehler. Es erscheint zunächst sinnvoll, die Einzelbebenlokalisierung durch Identifizierung weiterer Phasen im Seismogramm zu verbessern, bevor andere Ansätze, die sich durch eine gleichzeitige Bearbeitung mehrerer Seismogramme auszeichnen, wie Cross Spectral Analysis (CSA) (Poupinet et al., 1984), Joint Hypocenter Determination (Douglas, 1967) oder Progressive Multiple Event Location (PMEL) (Pavlis & Booker, 1983) zum Ziel führen können.

Bei der Auffindung weiterer Phasen kann man sich dreidimensionaler Hodographen oder Polarisationsanalysen bedienen, sofern 3-Komponentenregistrierungen - wie im vorliegenden Fall von den Stationen INL3 und INL5 - vorliegen. Nachdem in 2D-Hodographen Azimut und scheinbarer Inzidenzwinkel der P-Welle eines Ereignisses bestimmt sind, kann die 3-Komponenten-Registrierung aus dem Nord-Süd-, Ost-West- und Z-Koordinatensystem - das durch die Orientierung des Geophons vorgegeben ist - in das dem seismischen Strahl angepaßte L-Q-T-Koordinatensystem rotiert werden. Dabei entspricht L der longitudinalen Komponente, Q der (SV) Horizontalkomponente und T der (SH) Horizontalkomponente. Für linear polarisierte P- und SV-Wellen und unterkritischen Einfall erkennt man den Einsatz einer S-Phase im 3D-Hodographen der L-Q-T-Komponenten sehr leicht (vgl. Plesinger et al., 1986): In diesem Fall sollte die P-Welle mit der L-Achse zusammenfallen und die SV-Welle liegt in der L-Q-Ebene. Die SH-Phase liegt in der Q-T-Ebene, auf der eine ideal linear polarisierte P-Welle senkrecht steht. Bei überkritischem Einfall - d.h. Inzidenzwinkel $i > 31^\circ$, für ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.94 - bleibt die Bodenbewegung einer linear polarisierten P-Welle linear, während die Bewegung der S-Phasen aufgrund des Einflusses der freien Oberfläche dreidimensional wird (vgl. Rikitake et al., 1987, S. 173-180). Die Inzidenzwinkel der Inletbeben waren ausnahmslos größer als 30° , die Bodenbewegung der S-Phasen war daher auch dreidimensional. Eine interaktive Polarisationsanalyse der ursprünglichen Seismogramme nach Plesinger et al. (1986), bei dem das Auffinden der verschiedenen Phasen im Seismogramm auf dem Komponentenprodukt aus

PARTICLE MOTION MONITOR
 SAMPLE YR MO DY HR MN SEC
 [165]: 87 3 12 17 17 22.477

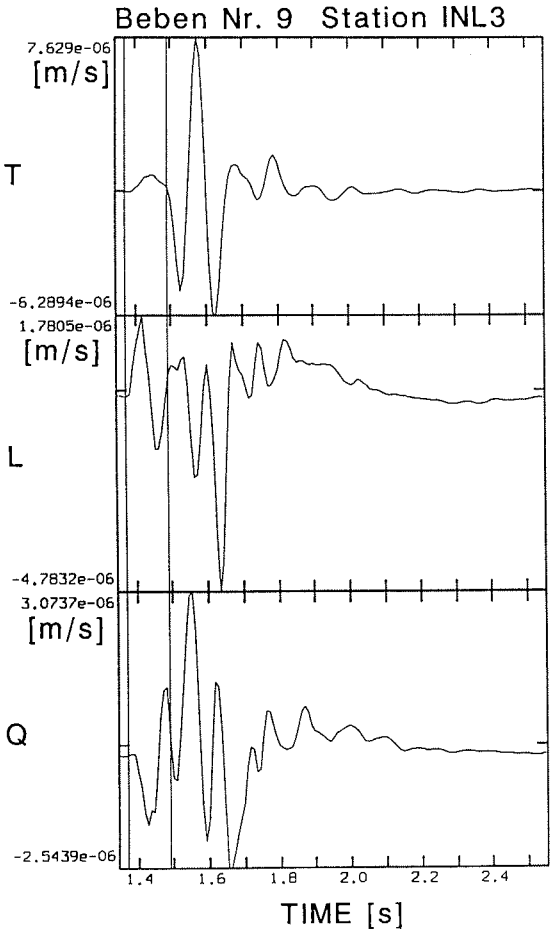
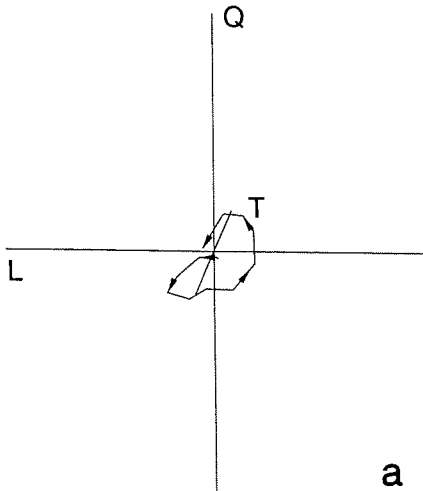


Abb. 5.4a: 3D-Hodograph der Teilchenbewegung an der Station INL3, die innerhalb des in den Registrierungen gekennzeichneten Zeitintervalls stattfindet; die oben angegebene Zeit bezieht sich auf den rechten Intervallrand. Die dreidimensionale Bewegung ist im L-Q-T-Koordinatensystem, das dem seismischen Strahl angepaßt ist, dargestellt; Die Pfeile geben die Bewegungsrichtung an. An den Seismogrammen sind die Maximalamplituden der jeweiligen Registrierung in [m/s] angegeben. Man sieht die Bewegung der P-Welle in der L-Q-Ebene.

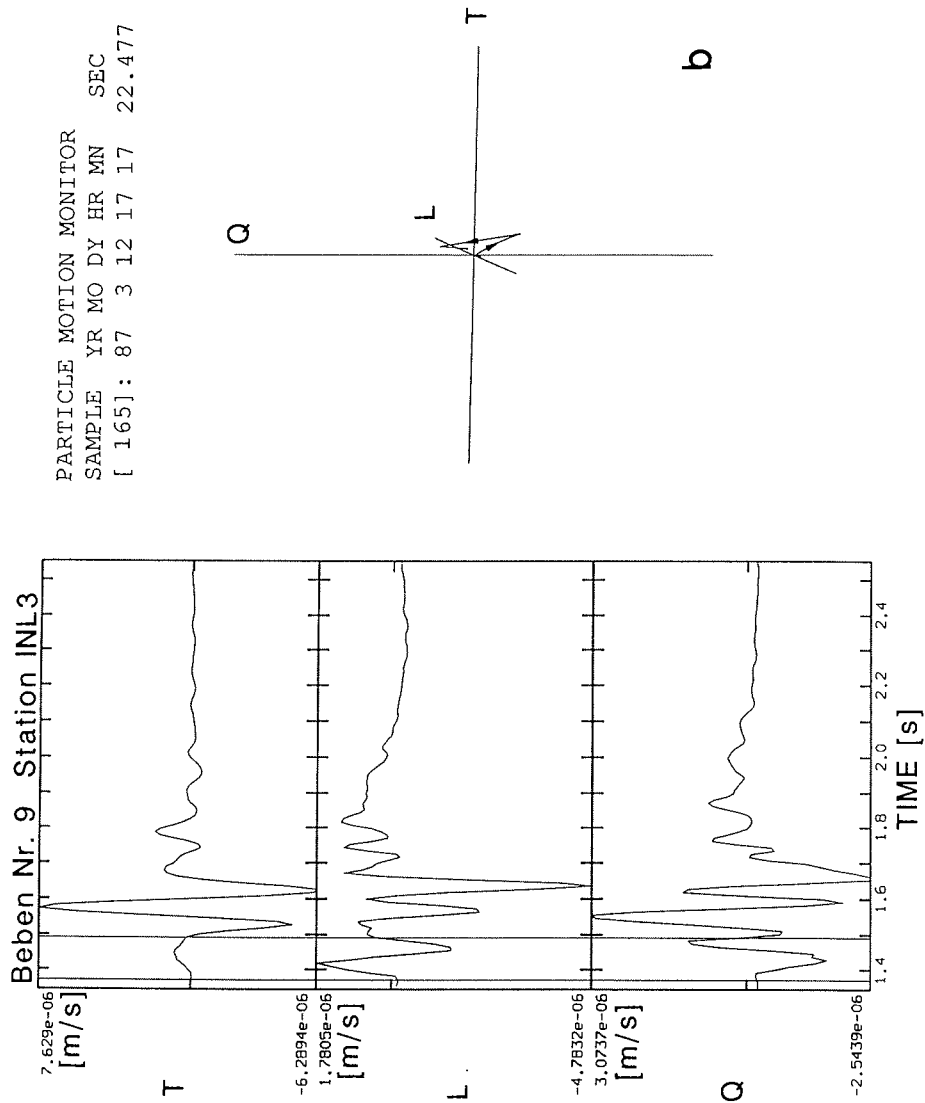


Abb. 5.4b: 3D-Hodograph der Teilchenbewegung an der Station INL3 (siehe Abbildungsunterschrift 5.4a). Gegenüber Abb. 5.4a ist eine Rotation um 90° um die Q-Achse in Uhrzeigerrichtung erfolgt; die "Blickrichtung" fällt mit der Einfallsrichtung der P-Welle zusammen, die Bewegung findet fast ausschließlich in der L-Q-Ebene statt.

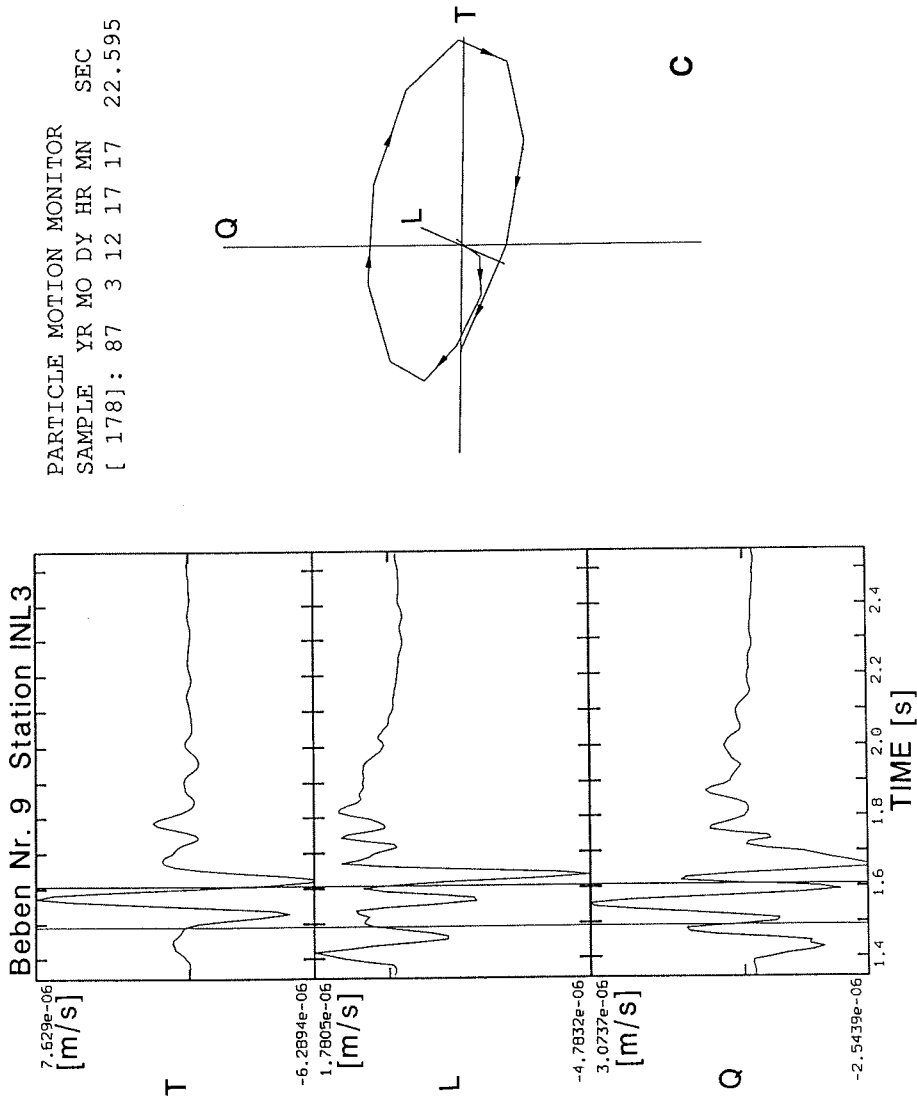


Abb. 5.4c: 3D-Hodograph der Teilchenbewegung an der Station INL3 (siehe Abbildungsunterschrift 5.4a). Die "Blickrichtung" ist gegenüber 5.4b unverändert, das Zeitintervall wurde um 14 Samples zu späteren Zeiten hin verschoben. Es ist deutlich, daß große Anteile der Bewegung (der S-Phase) in diesem Zeitintervall in der T-Q-Ebene stattfinden.

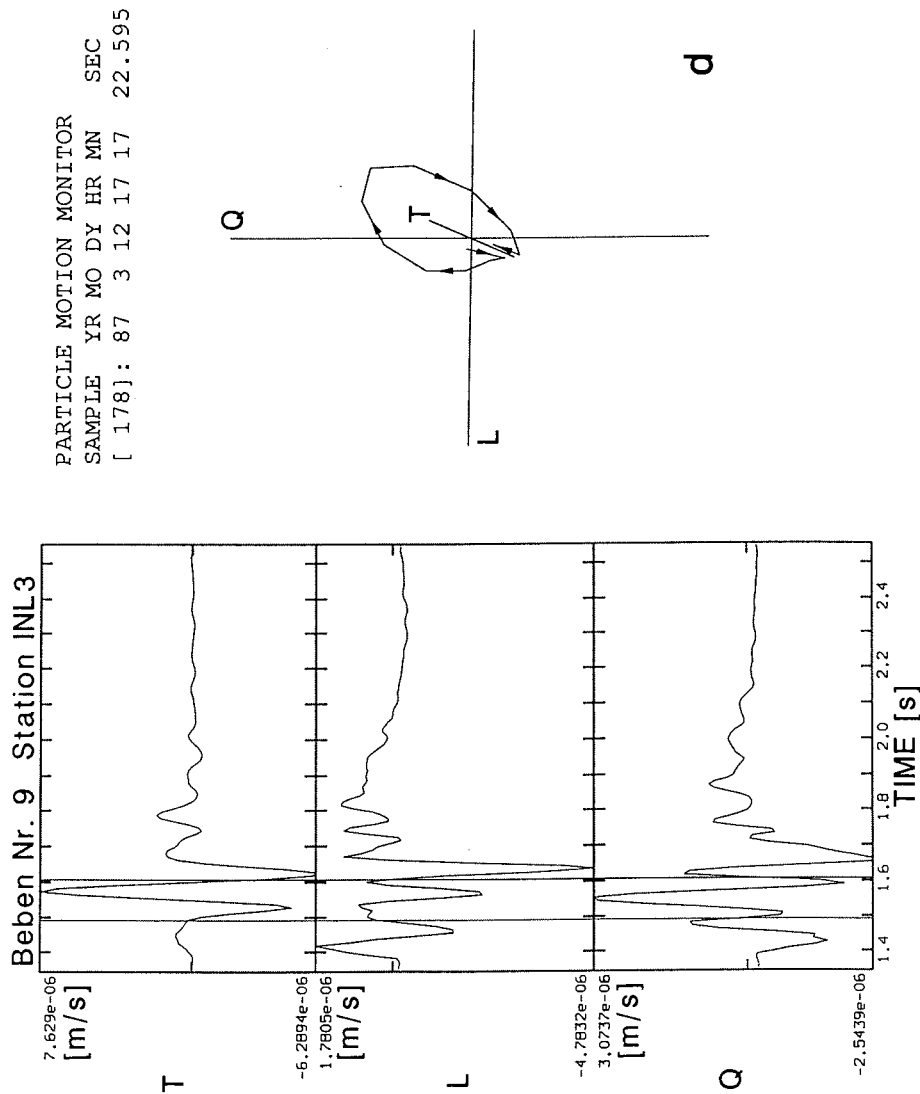


Abb. 5.4d: 3D-Hodograph der Teilchenbewegung an der Station INL3 (siehe Abbildungsunterschrift 5.4a). Die "Blickrichtung" ist gegenüber 5.4c um 90° um die Q-Achse entgegen des Uhrzeigersinns gedreht. Man erkennt eine elliptisch retrograd polarisierte Bewegung.

Vertikal- und Radialkomponente beruht, wurde versucht und erbracht - wie aufgrund der überkritischen Einfallswinkel plausibel ist - keine einfach zu interpretierenden Ergebnisse. Als Funktion der Zeit ist dieses Produkt für P-Wellen immer positiv, für SV-Wellen negativ, verschwindet für SH und Love-Wellen und alterniert für Rayleighwellen einer Frequenz ω mit einer Frequenz von $\sin 2\omega$ zwischen positiven und negativen Werten (Plesinger et al., 1986).

Im folgenden soll beispielhaft die Vorgehensweise zum Auffinden weiterer Phasen im Seismogramm anhand von Abbildungen erläutert werden. In Abb. 5.4 sieht man die Registrierungen eines Inletbebens im L-Q-T-Koordinatensystem, sowie daneben die zugehörige Teilchenbewegung in einem quasi dreidimensionalen Hodogramm für ausgewählte Zeitabschnitte. Beginn und Ende dieser 14 Samples langen Intervalle sind im Seismogramm durch zwei senkrechte Geraden markiert, oberhalb des Hodographen ist der Zeitpunkt angegeben, der durch die rechte Intervallgrenze festgelegt ist.

In Abb. 5.4a ist die Teilchenbewegung des Zeitabschnitts zu sehen, der die P-Welle enthält; die linke Intervallgrenze - und damit der Beginn des Hodographen - fällt mit dem P-Einsatz zusammen. Der Ersteinsatz erfolgt parallel zur L-Achse und zeigt vom Herd weg; der abgebildete Wellenzug bleibt auf die Umgebung dieser Achse beschränkt. Daß die Teilchenbewegung der P-Phase fast ausschließlich in der L-Q-Ebene erfolgt, erkennt man unter geändertem "Blickwinkel" des Hodographen in Abb. 5.4b, der aus Abb. 5.4a durch Rotation um 90° im Uhrzeigersinn der L- und T-Achse um die Vertikale Q-Achse hervorgeht.

In Abb. 5.4c bleibt der "Blickwinkel" erhalten, während das Zeitfenster um 14 Samples nach rechts zu späteren Zeiten hin verschoben wird, so daß man die unmittelbar auf die P-Phase folgende Teilchenbewegung sieht. Man erkennt deutlich eine Bewegung in der T-Q-Ebene und damit, daß diese Bewegung annähernd senkrecht auf der vorangegangenen steht. Der linke Intervallrand markiert den als SH-Einsatz interpretierten Zeitpunkt. Das selbe Zeitintervall sieht man in Abb. 5.4d, wobei gegenüber Abb. 5.4c lediglich L- und T-Achse des Hodographen um 90° entgegen dem Uhrzeigersinn um die Q-Achse rotiert wurden. Man erkennt, daß kurz nach dem Einsatz der SH-Welle jener eine elliptisch retrograde Bewegung, die als Rayleigh-Welle interpretiert wird, überlagert ist.

Die Beobachtungen der 3D-Hodogramme können durch das Produkt aus Radial- und Vertikalkomponente kontrolliert und

gestützt werden. In Abb. 5.5 sieht man die Registrierungen des in Abb.5.4 gezeigten Inletbebens von beiden 3-Komponentenstationen im L-Q-T-Koordinatensystem in größerem Maßstab zusammen mit dem Komponentenprodukt, hier RES genannt. Man erkennt links ein Fadenkreuz, das so gelegt ist, daß es gerade den Zeitpunkt des Sekundenwechsels der oben angegebenen Zeit markiert; der Abstand der Marken auf der Zeitachse beträgt 0.1 s. In den Seismogrammen der L-Komponente sind die im 3D-Hodographen gefundenen Einsatzzeiten der Phasen eingetragen.

In Abb. 5.5a sind - wie in Abb. 5.4 - die Seismogramme der Station INL3 gezeigt, in Abb. 5.5b die Registrierungen von INL5 (zur Lage vgl. Abb. 5.2). In beiden Fällen lassen sich die Ersteinsätze im Komponentenprodukt RES verifizieren, das Produkt ist im Bereich der P-Phasen nicht nur positiv. Der Einsatz der an INL3 registrierten SH-Welle stimmt mit dem Verschwinden des Produkts überein, während man für den S-Einsatz an INL5 keinen so eindeutigen Bezugspunkt im Komponentenprodukt findet. An INL5 ist die S-Phase überwiegend als SV-Phase ausgebildet, die sich im Komponentenprodukt als negativer Bereich abzeichnen sollte, was nicht der Fall ist.

Mit R gekennzeichnet sind die Einsätze von Phasen, die als Rayleighwellen interpretiert werden können und die sich in den 3D-Hodographen als Einsätze von elliptisch retrograd polarisierten Phasen zeigen lassen (vgl. Abb. 5.4c). Im Komponentenprodukt haben Rayleighwellen ihren Ausdruck in Schwankungen zwischen positiven und negativen Werten, wie sie in Abb. 5.5a und Abb. 5.5b zu finden sind. Der in der Registrierung von INL5 gekennzeichnete Einsatz der Rayleighwelle stimmt mit dem Beginn von Schwankungen des Komponentenprodukts überein, in der Registrierung von INL3 ist der Einsatz der Rayleighwelle gegenüber den Schwankungen im Komponentenprodukt um einige hundertstel s verfrüht. In beiden Fällen stimmen die R-Einsätze mit dem Einsatz ausgeprägter Phasen in den Q-Seismogrammen überein, was die Identifikation als Beginn von Rayleighwellen zusätzlich stärkt. Neben diesen mehr oder weniger anschaulichen Argumenten, die den Einsatz von Rayleighwellen plausibel machen sollen, kann man auch Laufzeitbetrachtungen anstellen. Die aus der Lokalisation bekannte Herdzeit dieses Ereignisses ist 17 Uhr 17 min 22.260 s. Die Laufzeiten der P- und S-Ersteinsätze t_p/t_s zur Station INL3 sind 0.109 s / 0.217 s und zur Station INL5 sind sie 0.136 s / 0.263 s. Daß das Verhältnis $t_s/t_p \approx 2$ ist, ist das Resultat des bei der Lokalisation vorausgesetzten v_p/v_s -Verhältnisses von 1.96 und kann als zusätzliche Kontrolle der richtigen Wahl der Einsatzzeiten dienen. Aus den Laufzeiten der S-

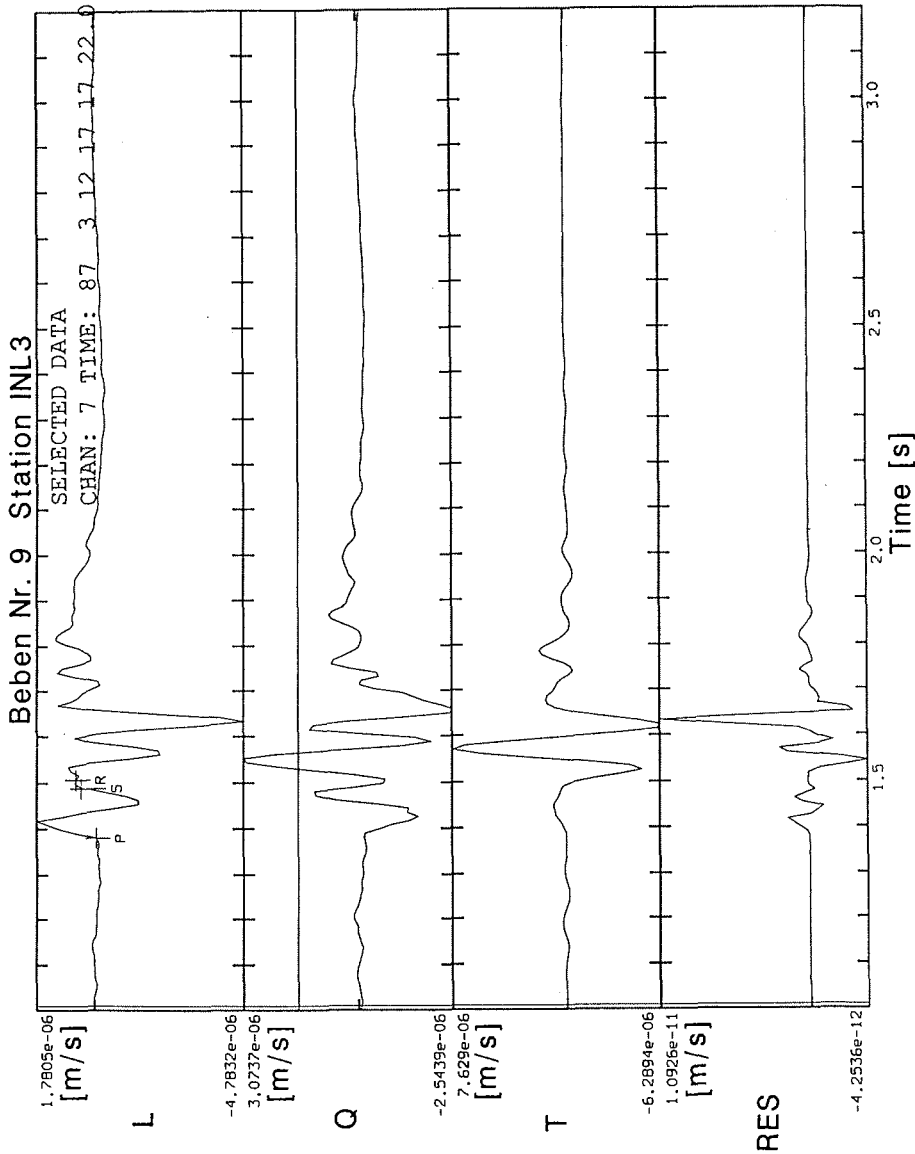


Abb. 5.5a: 3-Komponenten-Registrierung der Station INL3 im L-Q-T-Koordinatensystem des in Abb.5.4 gezeigten Inletbebens mit geänderten Zeitmaßstab, zusammen mit einem Produkt aus Vertikal- und Radialkomponente, hier RES genannt. An den Seismogrammen sind die Maximalamplituden der jeweiligen Registrierung in [m/s] angegeben. Man erkennt links ein Fadenkreuz, das so gelegt ist, daß es gerade den Zeitpunkt des Sekundenwechsels der oben angegebenen Zeit markiert; der Abstand der Marken auf der Zeitachse beträgt 0.1 s. In den Seismogrammen der L-Komponente sind die im 3D-Hodographen gefundenen Einsatzzeiten der Phasen eingetragen.

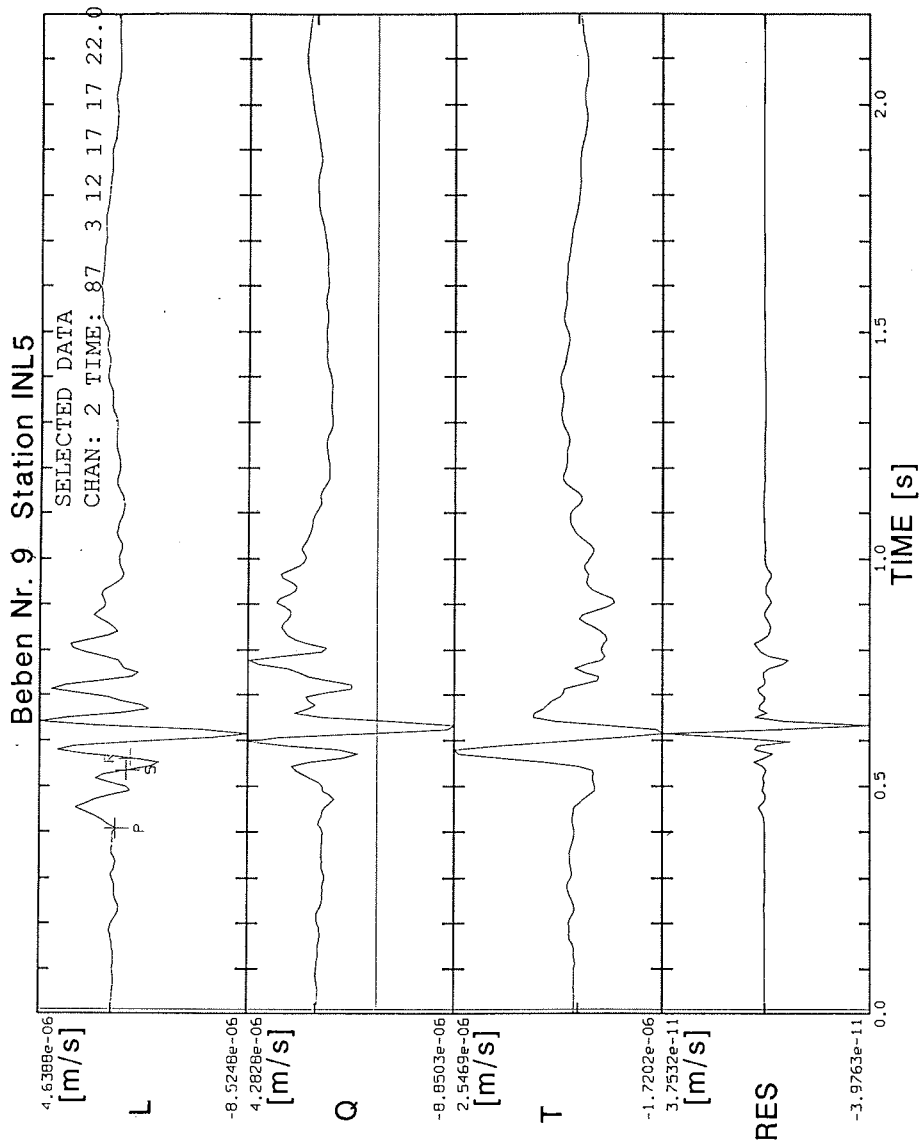


Abb. 5.5b: 3-Komponenten-Registrierung der Station INL5 im L-Q-T-Koordinatensystem des in Abb.5.4 gezeigten Inletbebens mit geändertem Zeitmaßstab, zusammen mit einem Produkt aus Vertikal- und Radialkomponente, hier RES genannt (siehe Abbildungsunterschrift 5.5a).

Wellen erhält man die theoretischen Laufzeiten der Rayleighwellen durch Division mit 0.9194. Für die theoretische Laufzeit t_R der Rayleighwelle zu INL3 erhält man 0.236 s und zu INL5 0.286 s. Damit sollten die R-Einsätze bei 17 Uhr 17 min 22.496 s bzw. 22.546 s sein. Tatsächlich liegen sie bei 17 Uhr 17 min 22.495 s bzw. 22.550 s, in sehr guter Übereinstimmung mit den theoretischen Einsatzzeiten.

Die Ergebnisse der Analyse der 3D-Hodographen und der Polarisation dieses Beispielbebens sind in Abb. 5.6 zusammengefaßt dargestellt. Gezeigt sind die geschwindigkeitsproportionalen Registrierungen dieses Ereignisses im Nord-Süd-, Ost-West- und Z-Koordinatensystem. Die Einsatzzeiten der identifizierten Phasen sind jeweils im Seismogramm der Vertikalkomponente eingetragen. Die Inletbeben zeichnen sich durch kurze, relativ einfache Wellenzüge aus: die Dauer der P-Phase ist jeweils wenig länger als 0.1 s, die S-Phasen werden von Rayleighwellen überlagert; etwa 0.3 s nach dem Ersteinsatz wird die Teilchenbewegung unübersichtlich; die Gesamtdauer vom Ersteinsatz bis zum Erreichen der normalen Bodenunruhe, die an der nördlichsten, schelfeisnahen Station INL8 besonders deutlich ist, beträgt etwa 1 s.

Analog oben beschriebener Vorgehensweise wurden die S-Einsatzzeiten in den 3-Komponentenregistrierungen der Inletbeben bestimmt. Ein Phasenvergleich dieser Einsatzzeiten zeigte, daß in allen Fällen korrespondierende Phasen bestimmt worden waren. Damit konnten die registrierten Inletbeben aufgrund von jeweils 3-P-Wellen- und zwei S-Wellenlaufzeiten relokalisiert werden. Da das Gleichungssystem, das zur Lösung der Herdparameter (x_0, y_0, z_0, t_0) führt, in diesen Fällen überbestimmt war, mußte erstens während der Iteration die Herdtiefe nicht mehr festgehalten werden und zweitens erhält man eine Fehlerabschätzung der gewonnenen Lösungen. Diese Fehlerabschätzung erlaubt es zu unterscheiden, welches Geschwindigkeitsmodell die Ausbreitungsbedingungen der von Inletbeben ausgehenden elastischen Wellen innerhalb der Stationsverteilung besser beschreibt. Ausnahmslos führte das Geschwindigkeitsmodell nach Hoyer (1983) (vgl. Kap. 5.3, Tab. 5.1) zu kleineren Standardabweichungen der Herdparameter. Dies kann zusammen mit der Identifizierung von Kompressions- und Scherraumwellen, sowie Rayleighwellen als Bestätigung der in Kap. 5.2 angestellten Überlegungen und die dort aufgestellten Bedingungen für ein Auftreten dieser Phasen angesehen werden. Alle Ereignisse wurden mit diesem Geschwindigkeitsmodell relokalisiert.

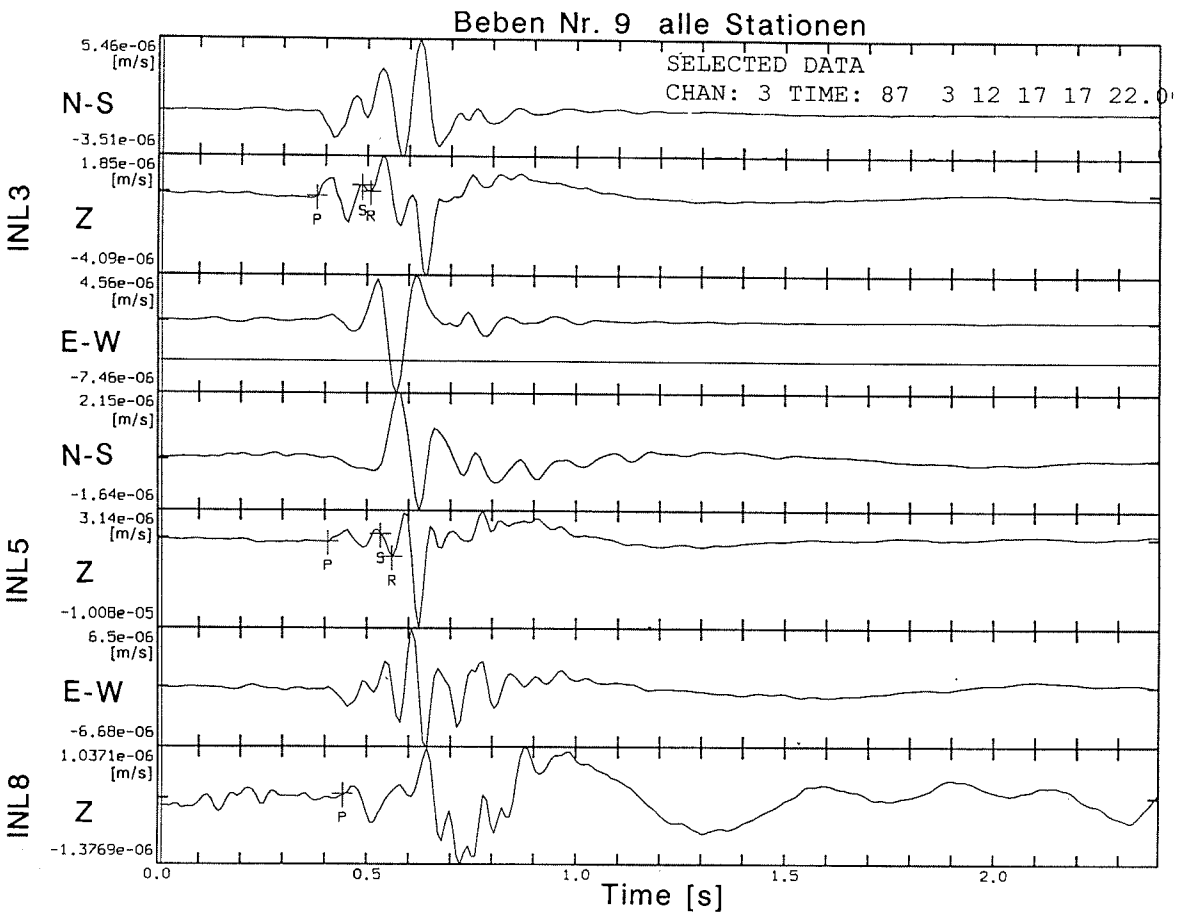


Abb. 5.6: Ergebnisse der Analyse der 3D-Hodographen und der Polarisation des Beispielbebens (Nr.9) (vgl. Abb. 5.4 und Abb. 5.5). Gezeigt sind die geschwindigkeitsproportionalen Registrierungen dieses Ereignisses im Nord-Süd-, Ost-West- und Z-Koordinatensystem. An den Seismogrammen sind die Maximalamplituden der jeweiligen Registrierung in [m/s] angegeben. Die Einsatzzeiten der identifizierten Phasen sind jeweils im Seismogramm der Vertikalkomponente markiert.

Weiterhin ergibt sich aus der Tasche, daß die Herdtiefe während der Iteration nicht festgehalten werden muß zusammen mit einer Betrachtung der Fehler evtl. die Möglichkeit, einen physikalischen Zusammenhang zwischen Herdtiefen, die die Lokalisation liefert und ihrer Lage in der vertikalen Säule des Schelfeises zu finden. Das Lokalisationsprogramm FASTHYPO erwartet auch im Fall der Herdtiefe die Eingabe eines möglichst gut gewählten Schätzwertes von dem aus die Iteration begonnen werden soll (vgl. Kap. 5.3). Unter Verwendung des Geschwindigkeitsmodells nach Hoyer (1983) führte bei der Lokalisation der Inletbeben ein Startwert für die Herdtiefe von 80 m zur Konvergenz der Iteration nach wenigen Iterationsschritten mit der resultierenden Herdtiefe von 80 m und einem verschwindenden Standardfehler. Für andere Startwerte der Herdtiefe war zumindest die Anzahl der benötigten Iterationen und der zugehörige Standardfehler der Herdtiefe größer; falls das Verfahren nicht konvergierte, schwankten die Lösungen zwischen ähnlichen Werten für die Epizentralkoordinaten mit zugehörigen Herdtiefen von 0 m, 30 m und 70 m. Es stellt sich die Frage, ob dies einen rein programmtechnischen Grund hat, oder ob der Startwert von 80 m tatsächlich mit der Lösung übereinstimmt. Der Grund für eine nichtkonvergierende Iteration kann nicht nur im komplizierten Geschwindigkeitsmodell (vgl. Kap. 5.3, Tab. 5.1) mit seinen vielen dünnen Schichten gesucht werden; zumindest die letzte Gradientenschicht hat eine Mächtigkeit von 30 m, innerhalb derer das Programm eine Lösung finden können sollte. Evtl. liegt es an den Abbruchbedingungen für die Iteration. Letztere wird abgebrochen, wenn die Verbesserungen der Epizentralkoordinaten kleiner als 1 m sind, während die Herdtiefe lediglich in 10 m Schritten verbessert wird. Eine Lösung, die zwischen 70 und 80 m liegt, kann nicht gefunden werden. Es wird daher angenommen, daß die Herdtiefen etwa 80 m mit einer Genauigkeit von ± 10 m betragen. Damit stimmen sie mit der Tiefe überein, ab der mit zunehmender Tiefe die an Eiskernen bestimmte Dichte des Schelfeises konstant ist (vgl. Bässler et al., 1990). Dies kann darauf deuten, daß die Dehnung der überliegenden Schichten - vor allem der Firnschicht - statisch also ohne Abstrahlung elastischer Wellen erfolgt.

Die Ergebnisse der Relokalisation sind in Abb. 5.7 und in Tabelle 5.3 zusammengefaßt. Lage und Ausdehnung des Herdgebietes haben sich gegenüber den Lokalisationen auf der Basis von ausschließlich P-Wellenersteinsätzen im wesentlichen nicht verändert. Dies spricht für die Fehlerabschätzung aufgrund von Hodographen. Der Konfidenzbereich, innerhalb dessen - die Gültigkeit des Geschwindigkeitsmodells vorausgesetzt - die Epizentren der

Beben mit 95%-iger Wahrscheinlichkeit angetroffen werden sollen, ist streng genommen eine Ellipse, deren Halbachsen in Tabelle 5.3 angegeben sind. Insgesamt ist die Lage der Epizentren in Ost-West-Richtung besser bestimmt als in Nord-Süd-Richtung. Aufgrund der günstigen Stationsverteilung um das Herdgebiet ergeben sich bei manchen Ereignissen Halbachsen gleicher Länge und aus den Ellipsen werden Kreise. Für die meisten Inletbeben sind die Halbachsen 20 m lang oder kleiner. Daher erscheint es berechtigt, die Konfidenzbereiche der Inletbeben in Abb. 5.7 und Abb. 5.8 durch Kreise mit einem Radius von 20 m anzudeuten. Die Konfidenzkreise von acht Ereignissen fallen mit den gestrichelt dargestellten seitlichen Begrenzungen der Senke (morphologisch als Risse erkennbar) in der Fortsetzung des Inlets zusammen; ein Kreis kann durch eine gedachte Verlängerung eines Risses erreicht werden. Damit werden die Epizentren dort lokalisiert, wo man sie anschaulich erwartet hatte. Dies bestätigt eindeutig sowohl die Wahl der Einsatzzeiten - vor allem der S-Phasen als Ergebnis der Polarisationsanalyse - als auch des Geschwindigkeitsmodells. Für die anderen Inletbeben kann zunächst nicht entschieden werden, ob das Herdgebiet tatsächlich nicht nur auf die Ränder der Senke begrenzt ist oder ob es sich um "Fehllokalisationen" handelt. Im letzteren Fall ließen sich die geringen Beträge der Abstände zwischen Epizentren und Senke von weniger als 50 m durch Fehler in der Einsatzzeitbestimmung erklären. Fehler von wenigen hundertstel Sekunden lassen sich aufgrund der kleinen Amplituden der Ersteinsätze und der überlappenden Frequenzspektren von Bodenunruhe und seismischen Signalen trotz Polarisationsanalyse nicht vermeiden. In diesem Fall kann man für das angewandte Verfahren von Einsatzzeiten-Bestimmung und anschließender Lokalisation - bei vorgegebenem Geschwindigkeitsmodell und festgelegter Stationsverteilung - eine "Trefferwahrscheinlichkeit" von ca. 70% angeben.

Bei obiger Abschätzung wurde berücksichtigt, daß für die Beben Nr. 10 und Nr. 13 exakt dieselben Hypozentrenkoordinaten berechnet wurden. Nimmt man an, daß die wahren Epizentren tatsächlich innerhalb der Konfidenzellipsen lagen, ergeben sich daraus je nach Voraussetzung verschiedene Konsequenzen für die laterale Ausdehnung der zugehörigen Brüche auf der oder den Herdflächen. Zunächst soll vorausgesetzt werden, daß es am westlichen Rand der Senke eine einzige Bruchfläche gab - wofür z.B. die glatten Schelfeisenwände und die wenige mm breiten, geradlinigen Risse zu beiden Seiten der Senke sprechen würden. Waren die Herdlängen der beiden hier betrachteten Beben größer als 20 m, so mußte die Bruchfläche innerhalb von ca. 25 Stunden ausheilen; d.h.

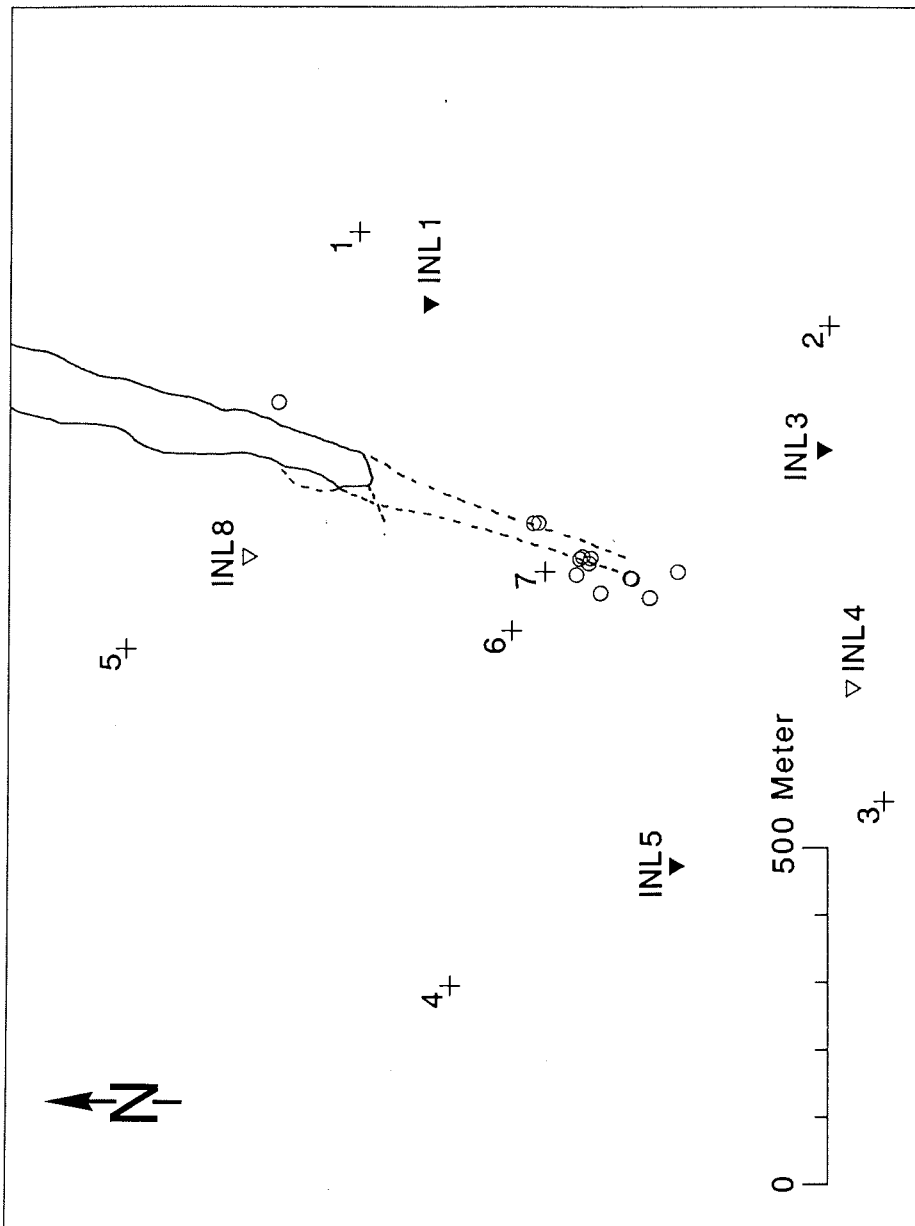


Abb. 5.7: Ergebnisse der Relokalisierung. Die Konfidenzbereiche, innerhalb derer die Epizentren mit 95%-iger Wahrscheinlichkeit angetroffen werden können, sind durch Kreise mit einem Radius von 20 m dargestellt. Für acht Ereignissen fallen die Konfidenzbereiche mit den gestrichelt dargestellten seitlichen Begrenzungen der Senke in der Fortsetzung des Inlets zusammen, die der anderen Inletbeben sind räumlich nicht weit entfernt.

die beiden Bruchflächen wurden beim Spannungsabfall nur wenig voneinander entfernt, so daß sie wieder zusammenfrieren konnten. Nimmt man dagegen an, daß die Entfernung zwischen den beiden Bruchflächen aufgrund des Spannungsabfalls von Beben Nr. 10 zu groß oder die Zeit für diese Ausheilung zu knapp war, so folgt aus der Koinzidenz der Hypozentren, daß die Herdlängen - bei einer angenommenen Kreissymmetrie um die Hypozentren - nicht größer als 20 m waren. Zu weniger einschränkenden Aussagen gelangt man, wenn man die Vorstellung aufgibt, daß es an der westlichen

Nr.	Datum	Herdzeit		Hypozentral- koordinaten			Fehlergrenzen			Δt	N	M_L Itera- tionen
		hh:mm	ss.ss	Hochw.	Rechtsw.	Tiefe	X	Y	Z			
				[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[s]		
1	870221	11:40	18.83	2301.6	2339.7	80	30	60	00	.01	4	-0.58
2	870221	11:40	36.80	2444.8	2358.9	80	10	20	00	.00	3	-1.21
3	870224	04:21	50.23	2431.3	2352.2	80	10	10	00	.00	3	-0.62
4	870224	17:29	45.52	2367.4	2328.6	80	10	20	00	.01	3	-0.32
5	870225	08:14	20.20	2428.7	2359.7	80	20	20	00	.01	3	-0.01
6	870312	09:18	24.30	2506.3	2412.5	80	10	20	00	.01	4	-0.65
7	870312	15:55	15.89	2440.7	2362.3	80	30	40	00	.01	4	-0.22
8	870312	15:55	32.69	2414.0	2307.5	80	20	30	00	.01	3	-0.84
9	870312	17:17	22.26	2370.2	2330.2	80	00	10	00	.00	3	-0.26
10	870312	20:00	07.21	2342.3	2300.4	80	10	20	00	.00	4	-0.44
11	870313	16:42	42.35	2449.7	2334.9	80	10	10	00	.00	3	-0.56
12	870313	21:13	19.90	2513.7	2412.0	20	10	20	20	.01	4	-0.40
13	870313	21:13	52.09	2342.3	2300.4	80	10	20	00	.00	4	-0.33
14	870311	21:38	48.21	2890.9	2591.3	10	20	80	70	.02	4	*****

Tabelle 5.3: Hypozentralkoordinaten und Herdzeiten der Inletbeben, eines "Schelfeiskantenerignisses" (Nr. 14), sowie Fehlergrenzen und Lokalmagnitude M_L .

Im verwendeten lokalen Koordinatensystem fällt die Hochwertachse mit der geographischen Nordrichtung zusammen; der Ursprung des Koordinatensystems wurde willkürlich so gewählt, daß der gemeinsame Punkt beider Aufstellungen (Stativpunkt 3 bzw. 5) das Koordinatenpaar 2000, 2000 erhielt, Maßeinheit ist 1 m. X und Y bezeichnen die Halbachsen der Konfidenzellipsen, Z und Dt die Standardfehler der Tiefe bzw. Herdzeit. Mit N ist die Anzahl der Iterationen bezeichnet, innerhalb derer die Lokalisation konvergierte.

Begrenzung der Senke nur eine einzige Herdfläche gibt. Denkt man sich stattdessen die Herdregion als ein Gebiet, das aus einem System von Spalten besteht, die untereinander nicht notwendigerweise verbunden sein müssen, dann werden die auf die Schelfeisplatte als Ganzes angreifenden Kräfte an einzelnen Blöcken zwischen den Spalten wirksam. Um aus der Koinzidenz der Herde auf die Blockgröße rückschließen zu können, kann man annehmen, daß beide Herde auf der Bruchfläche eines Blockes angreifen; damit hat man dieselbe Situation wie im Fall einer einzigen Bruchfläche am westlichen Rand der Senke. Geht man dagegen davon aus, daß die Herde nicht auf ein und derselben Fläche eines Blockes lagen, folgt aus der Koinzidenz der Herde, daß der laterale Abstand von Rissen zwischen Blöcken in diesem Fall nicht größer als 20 m war. Für die Vorstellung dieses Rißsystems sprechen die Epizentren der Beben, die etwas abseits vom Rand der Senke lokalisiert wurden; damit müßte eine gewisse Auffiederung der die Senke begrenzenden Risse einhergehen, die allerdings nicht beobachtet wurde.

In diesem Zusammenhang besonders interessant - und daher noch einmal gesondert dargestellt - ist die Sequenz der fünf Inletbeben des 12.03.1987 (Abb. 5.8). Die über den Tag verteilten Ereignisse (vgl. Abb. 5.3) liegen in einem Fall weniger als 1 Minute und maximal etwas mehr als 6 Stunden auseinander. Zusammen mit der zeitlichen Abfolge (die Nummern beziehen sich auf Tabelle 5.3) geht die räumliche Folge der Epizentren einher; sie beginnt im Nordwesten und endet im Südosten. Diese Migration der Herde auf den Herdflächen stimmt sehr gut mit anschaulichen Vorstellungen einer Dehnung des Inlets überein: die Dehnung und damit die Freisetzung seismischer Wellen aufgrund von Brüchen setzt sich "vom Losen zum Festen hin fort". Ob die Bruchlängen mit den Distanzen zwischen den Epizentren gleichgesetzt werden können, kann aufgrund der Beobachtungen zunächst nicht entschieden werden; zumindest geben diese Distanzen dann ein Maß für die obere Grenze der Bruchlängen, wenn man die oben erwähnten eventuellen Ausheilprozesse ausschließt. Nimmt man an, daß die Senke in der Fortsetzung des Inlets tatsächlich von lediglich zwei Rißsystemen begrenzt wird, die in kleinem Winkel nach Süden hin aufeinander zulaufen (Abb. 5.8) und nimmt man weiter an, daß Beben Nr. 6 dem östlichen Rißsystem und Beben Nr. 7 bis 10 dem westlichen Rißsystem zugeordnet werden können, kann man folgendes schließen: Zum einen sind beide Rißsysteme in einer Einheit von Tagen gemessen gleichzeitig aktiv. Zum anderen kann man für die Beben Nr. 7, 8, 9 und 10 ein analoges Gedankenspiel durchführen, wie es oben für die koinzidierenden Beben Nr. 10 und 13 angestellt wurde, nun allerdings mit einem gewissen räumlichen Abstand der Hypo-

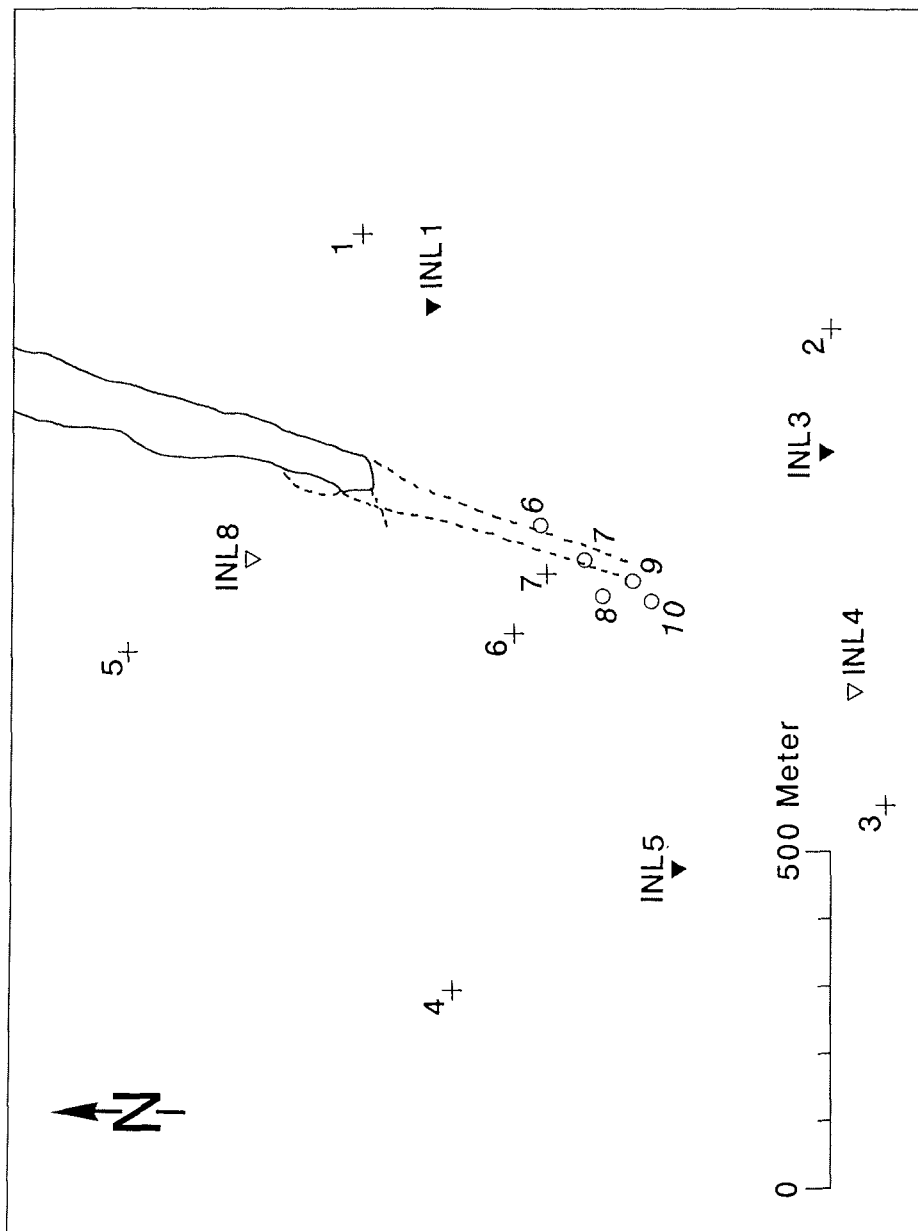


Abb. 5.8: Migration der Herde. Die Konfidenzbereiche, innerhalb derer die Epizentren mit 95%-iger Wahrscheinlichkeit angetroffen werden können, sind durch Kreise mit einem Radius von 20 m dargestellt. Die Sequenz der fünf gezeigten Inletbeben erfolgt über den Tag verteilt, die Inletbeben liegen in einem Fall weniger als 1 Minute und maximal etwas mehr als 6 Stunden auseinander. Zusammen mit der zeitlichen Abfolge (die Nummern beziehen sich auf Tabelle 5.3) geht die räumliche Folge der Epizentren einher; sie beginnt im Nordwesten und endet im Südosten.

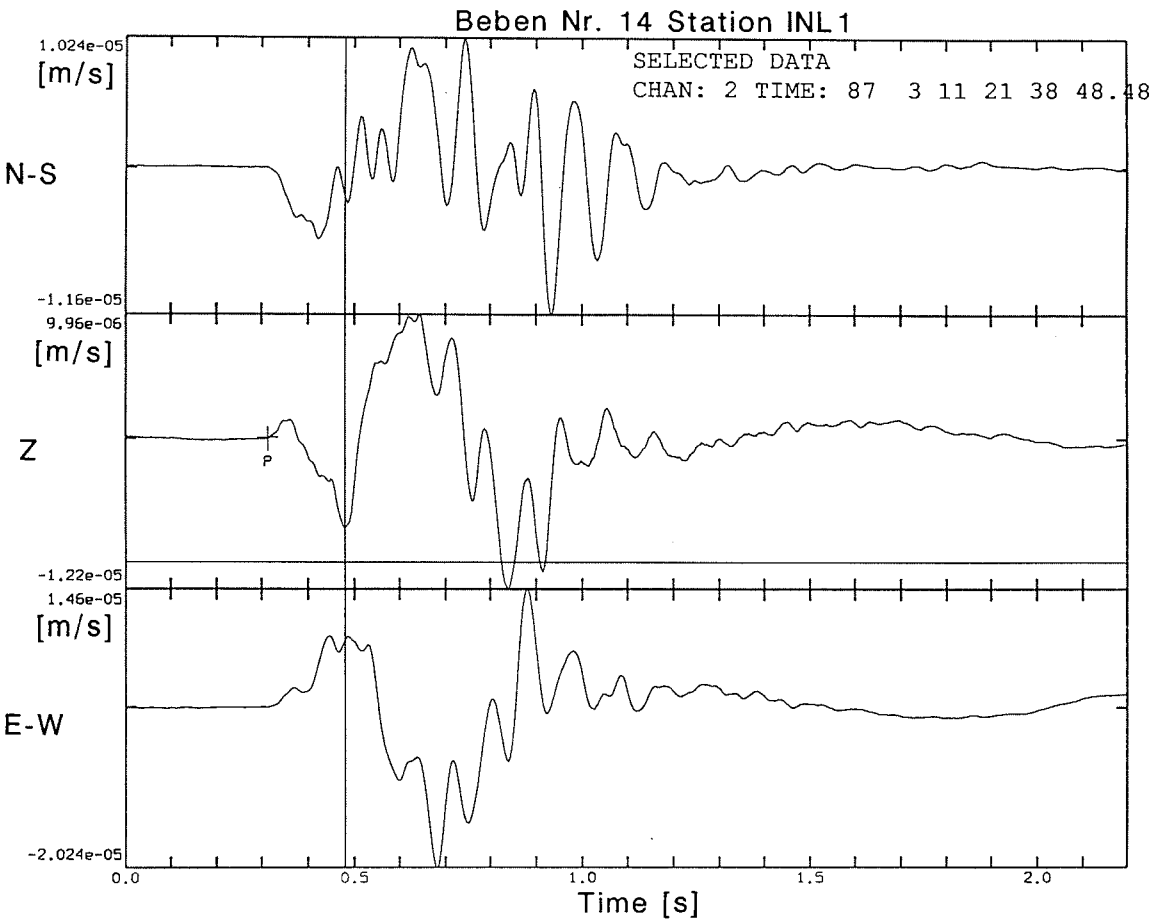


Abb. 5.9: Beispiel eines "Scheitfelskanten-Ereignisses". Gezeigt sind die geschwindigkeitsproportionalen Registrierungen dieses Ereignisses im Nord-Süd-, Ost-West- und Z-Koordinatensystem. An den Seismogrammen sind die Maximalamplituden der jeweiligen Registrierung in [m/s] angegeben. Die Einsatzzeiten der identifizierten Phasen sind jeweils im Seismogramm der Vertikalkomponente eingetragen. Aufgrund der Signalform im Seismogramm ist erkennbar, daß es sich um kein typisches Inletbeben handelt (vgl. Abb. 5.6).

zentren. Lagen die Herde der vier Ereignisse auf ein und derselben Herdfläche und schließt man Ausheilprozesse aus, ergibt sich aus dem Abstand ihrer Epizentrenkoordinaten eine maximale Bruchlänge von 80 Metern. Einer Ausbildung so ausgedehnter Herdflächen steht entgegen, daß man (vgl. Abb. 5.7) ein "Cluster" von vier Beben mit ähnlichen Epizentrenkoordinaten wie Beben Nr. 7 findet, die zeitlich sowohl vor als auch nach der hier herausgestellten Serie stattgefunden haben.

Neben den Inletbeben ist sowohl in der Abb. 5.7 als auch in der Tabelle 5.3 (Nr. 14) etwas abgesetzt ein weiteres Ereignis eingetragen. Das Wellenpaket dieses Ereignisses ist wie bei Inletbeben relativ kurz, allerdings kann man bereits aufgrund der Signalform im Seismogramm (vgl. Abb. 5.9) erkennen, daß es sich um kein typisches Inletbeben handelt. Deutlicher wurde dies bei der Betrachtung der 3D-Hodographen, wo keine eindeutigen Phasen erkannt werden konnten. Die Lokalisation des Ereignisses wurde zusätzlich zu den Laufzeiten zu den Stationen INL3, INL5 und INL8 durch die Laufzeit des Ereignisses zur Station INL1 und den Hodographen der Seismogramme dieser Station gestützt. Aufgrund der Lage des Epizentrums nahe der Schelfeiskante wird vermutet, daß es sich hier um ein Ereignis handelt, das durch Abbrechen einer Schneewächte oder eines Eisblocks von der Schelfeiskante hervorgerufen wird. Dieses Ereignis ist hier stellvertretend für etwa 10 registrierte Ereignisse dieser Art gezeigt. Es verdeutlicht, daß man zwischen jenen Ereignissen unterscheiden kann, die von Dehnungsprozessen am Inlet herrühren und solchen, die mit dem Abbrechen von Schneeverfüllungen oder mit dem Kalben kleinerer Schelfeisblöcke in Zusammenhang stehen.

5.6 Magnituden, b-Wert und Energieabschätzung

Einer Charakterisierung der Inletbeben im Zeitbereich dient neben der Beschreibung der verschiedenen Wellengruppen im Seismogramm eine Angabe über die Stärke der Ereignisse. Den Verhältnissen des kleinräumigen Beobachtungsnetzes entsprechend wurden daher Lokalmagnituden bestimmt, nachdem die Hypozentralentfernungen der Inletbeben bekannt waren. Die Lokalmagnitudo M_L nach Richter (1935) kann aus dem Logarithmus der Maximalamplitude $\log A$ der horizontalen Bodenbewegung eines simulierten Wood-Anderson Standardseismographen mit einer Skalierungsfunktion $-\log A_0$ von Bakun & Joyner (1984) errechnet werden. Es gilt

$$M_L = \log A - \log A_0, \quad \text{mit}$$

$$-\log A_0 = \log R + 0.00301R + 0.70$$

$$R = \text{Hypozentralentfernung in (km)}$$

Die Skalierungsfunktion $-\log A_0$ kann als Logarithmus der Amplitude eines Bebens der Magnitude $M_L = 0$ in der Hypozentralentfernung R angesehen werden. Der eigentlichen Magnitudenbestimmung geht die Simulation der Bodenbewegung eines Wood-Anderson Seismographen voran. Dies wiederum erfordert, daß die geschwindigkeitsproportionalen Radial- und Tangentialeismogramme restituiert werden müssen, um so die wahre Bodenbewegung zu erhalten. Dazu wurden die Seismogramme integriert und eine Instrumentenkorrektur durchgeführt, d.h. der Einfluß der Seismometercharakteristik wurde korrigiert (vgl. Seidl, 1980).

Die resultierenden Lokalmagnituden der Inletbeben sind aus Gründen der Übersichtlichkeit neben den Lokalisationsergebnissen in Tabelle 5.3 eingetragen. Sie sind durchweg negativ, in einem Fall (Beben Nr. 5) ist die Magnitude etwa gleich Null. D.h. ein Inletbeben hat dieselbe Stärke wie das zur Skalierung angenommene Beben der Magnitude Null, die anderen Inletbeben sind schwächer. Betrachtet man die kumulative Häufigkeit N_k - das ist die Anzahl der Beben, deren Magnituden in einem Intervall $[M_L, M_L + dM_L]$ liegen - so gibt es einen empirischen Zusammenhang zwischen den Magnituden von Beben und ihrer Häufigkeit. Nach Gutenberg & Richter (1954) gilt:

$$\log N_k = a - b M_L$$

Nach dieser Beziehung gilt für eine vorgegebene Menge von Beben, daß die Häufigkeit von Beben kleinerer Magnitude größer ist, als die von Beben größerer Magnitude. Der Parameter b beschreibt den Abfall der Häufigkeit von Beben mit zunehmender Magnitude. Es wurde gefunden, daß dieser b -Wert zwischen 0.5 und 1.5 schwankt und einen Bezug zwischen der Magnitude und dem Spannungsfeld einer Region herstellt (vgl. Båth, 1979). Scholz (1968) beobachtet in Laborversuchen - in Einklang mit Beobachtungen von Erdbeben und ähnlichen Untersuchungen von Mogi (1963) - bei niedrigen Spannungen hohe b -Werte und umgekehrt niedrige b -Werte bei hohen Spannungen.

In diesem Sinn sollen die Inletbeben als eine Sequenz betrachtet werden, wobei die Beben Nr. 2 und Nr. 8 nicht berücksichtigt werden. Letztere können - aufgrund ihres zeitlichen Auftretens nach Beben stärkerer Magnitude innerhalb eines Zeitraums von weniger als einer Minute - als Nachbeben der Beben Nr. 1 bzw. Nr. 7 angesehen werden und stellen mit diesen zusammen gewissermaßen "Miniatursequenzen" dar. Die Breite des Magnitudenintervalls dM_L wurde gleich 0.1 gewählt. Damit liegen je zwei Ereignisse in den Magnitudenintervallen von -0.7 bis -0.2, kein Ereignis fand sich im Magnitudenintervall von 0 bis -0.2, und ein Ereignis hat die Magnitude Null. Obwohl eine kumulative Häufigkeit von zwei Ereignissen pro Magnitudenintervall keine hohe statistische Sicherheit für den abgeleiteten b -Wert bietet, ergibt sich doch für Magnituden kleiner -0.2 ein einheitlicher Wert für $\log N_k$ von 0.3 und ein Abfall zu größeren Magnituden hin, nämlich ein Ereignis mit Magnitude Null. Daraus läßt sich ein b -Wert von ca. 1.4 berechnen, obwohl der Abfall selbst nicht belegt ist. Dieser hohe b -Wert ist typisch für Schwarmbeben; als solche kann man die Inletbeben aufgrund ihrer kleinen Magnituden und ihres zeitlichen Auftretens (vgl. Abb. 5.3) ohne eigentliches Hauptbeben klassifizieren. In Laborversuchen korrespondieren hohe b -Werte mit Ribbildung bei angelegten Spannungen von geringerem Niveau (Scholz, 1968). Damit entsprechen die Inletbeben dem Bebenotyp Nr. 3 nach Mogi (1963), der eine sehr konzentrierte Spannungsverteilung bei äußerst heterogener Materialstruktur widerspiegelt. Nach Scholz (1968) kann man im Fall von Gesteinen jene Heterogenität der Materialstruktur als Porosität deuten; je poröser ein Gestein, desto ausgeprägter ist bei geringem Spannungsniveau die Bildung von Mikrorissen. Auf die Verhältnisse am Inlet übertragen könnte man aus dem hohen b -Wert schließen, daß aufgrund der Porosität des Eises und einer konzentrierten Spannungsverteilung die Bildung hoher Spannungen - bei deren Freisetzung ausgedehnte Bruchflächen neu geschaffen würden - verhindert wird und statt-

dessen ein Spannungsabbau in Form von kleineren seismischen Ereignissen stattfindet. Dabei sei noch einmal darauf hingewiesen, daß die zur Ableitung des b-Wertes zur Verfügung stehende Anzahl der Inletbeben äußerst gering ist.

Daneben kann aus den Magnituden der Energiebetrag abgeschätzt werden, der bei einem zugehörigen Beben in Form elastischer Wellen abgestrahlt wird. Für die so freigesetzte Energie E gilt nach Gutenberg & Richter (1956):

$$\log E = 9.9 + 1.9 M_L - 0.024 M_L^2$$

Damit ergibt sich für die abgestrahlte Energie des in den Abbildungen 5.6 und 5.6 gezeigten Beispielbebens (Tabelle 5.3, Nr. 9) ein Wert von $2.54 \cdot 10^9$ erg ($2.54 \cdot 10^2$ J) und für die Gesamtenergie der registrierten Inletbeben ein Wert von $2.20 \cdot 10^{10}$ erg ($2.20 \cdot 10^3$ J). Diese Energien sind verglichen mit Werten von Schwarmbeben in der festen Erdkruste (vgl. Gibowicz et al., 1990) etwa einen Faktor 100 kleiner. Bei der Betrachtung des Energiebetrags, der im Lauf der Inletbeben in Form von seismischer Energie abgestrahlt wurde, muß allerdings berücksichtigt werden, daß die obige Beziehung lediglich einen unteren Schätzwert darstellt (vgl. Boatwright, 1984).

5.7 Untersuchung der Herdmechanismen - Analyse der Erstausschlagsrichtung und Interpretation der Spektren

Basierend auf den Ergebnissen der Lokalisation und statistischer Parameter war im Vorangegangenen versucht worden, das räumliche und zeitliche Verhalten der Inletbeben als Ensemble zu interpretieren und damit Lage und Ausdehnung der Störungszonen am Inlet festzulegen. Es handelt sich innerhalb der Herdregion um zwei Rißsysteme, innerhalb derer die Orientierung der einzelnen Herdflächen bereits durch morphologische Beobachtungen vermutet werden kann. Im folgenden soll versucht werden, zu Aussagen über die mechanischen Vorgänge innerhalb einzelner Bebenherde zu gelangen. Zunächst soll dabei die Vermutung, daß die die Inletbeben auslösenden tektonischen Vorgänge keine Scherbrüche, sondern Dehnungsbrüche sind, überprüft werden. Dabei kann aufgrund der Versuchsanordnung - wie in Kapitel 3.3 ausführlich beschrieben - im Idealfall allein aufgrund der Analyse von Erstausschlagsrichtungen der Radialkomponente mittels Registrierungen von 3-Komponenten-Stationen zwischen den verschiedenen Herdmechanismen unterschieden werden.

Bei der Untersuchung der Ersteinsätze der 13 registrierten Inletbeben wurde die Beobachtung gemacht, daß sowohl die Ersteinsätze der Radialkomponenten der beiden Stationen INL3 und INL5 als auch die Ersteinsätze der Vertikal-Registrierungen der Station INL8 Kompression - also eine Bewegung vom Herd weg - zeigen (vgl. Abb.5.6). In dieser Beobachtung spiegelt sich die Tatsache wider, daß es sich bei den tektonischen Vorgängen, die die Inletbeben verursachten, mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit um Dehnungsbrüche handelte und Scherbrüche dagegen ausgeschlossen werden können. Dies soll im folgenden begründet werden, indem gezeigt wird, daß für plausible Annahmen für einen Scherbruch innerhalb der Herdregion die beobachteten Kompressions-Ersteinsätze an den drei Registrierstationen nicht erklärt werden können. Unter der Voraussetzung, daß ein Kräftepaar - durch das ein Scherbruch repräsentiert werden kann - in einer nur wenig von der Horizontalen abweichenden Ebene auf gegenüberliegenden Herdflächen beiderseits einer rißparallelen Störung innerhalb der Herdregion angreift, spiegelt Abb. 3.2 die Radialkomponenten der ausgelösten seismischen Wellen wider. In diesem Fall müßten die Ersteinsätze der Radialkomponenten der Registrierungen der Stationen INL3 und INL5 unterschiedlichen Vorzeichens sein, da die Stationen bezüglich der angenommenen Herdfläche in benachbarten Quadranten und zwar in den Azimuten liegen, für die maximale Amplituden der Radialkomponenten eines

solchen Scherbruchs erwartet werden können. D.h. wenn in diesem Fall an einer der beiden Stationen Kompression des Ersteinsatzes zu beobachten ist, dann muß an der anderen 3-Komponentenstation eine Dilatation des Ersteinsatzes zu beobachten sein. Dies gilt für jedes angenommene mehr oder weniger horizontal angreifende Kräftepaar beliebiger azimuthaler Orientierung. Die Beobachtungen sprechen dem entgegen. Man mag Herdflächenlösungen konstruieren können, die die Kompressions-Ersteinsätze an den drei Stationen auch für einen Scherbruch erklären, diese erscheinen allerdings unter Berücksichtigung der in Kapitel 4.3 gefundenen Strainverteilung als äußerst unwahrscheinlich. Es kann daher festgehalten werden, daß die tektonischen Vorgänge, die zu Inletbeben führten, Dehnungsbrüche gewesen sein dürften. Es erscheint äußerst plausibel, daß die Herdflächen dieselbe Streichrichtung wie die Störungszone am Inlet haben und senkrecht zur Oberfläche einfallen; die Dislokation erfolgt senkrecht dazu. Damit sind die kinematischen Herdparameter - ohne Durchführung einer Herdflächenlösung im klassischen Sinn - bestimmt.

Über die Herdkinematik hinausgehend, kann man versuchen, aus den aufgrund des Bruchvorgangs abgestrahlten Wellenfeldern die seismotektonischen Herdparameter abzuleiten. Ziel ist letztlich, Auskunft über die Tektonik des Herdgebietes, speziell den bei den Beben aufgetretenen Spannungsabfall zu erhalten. Neben den Informationen über die tektonischen Vorgänge einer seismischen Quelle sind im Seismogramm zusätzlich Informationen über das Ausbreitungsmedium und das Registriersystem enthalten. Nach einem Übergang aus dem Zeit- in den Frequenzbereich läßt sich ein Seismogrammspektrum als Produkt der Übertragungsfunktionen von Herdprozeß, Ausbreitungsmedium (Wellenweg) und Aufzeichnungssystem darstellen (vgl. Scherbaum, 1980). Bei bekannter Übertragungsfunktion lassen sich dann z.B. die Effekte des Aufzeichnungssystem eliminieren. Darüberhinaus gibt es für die Vorgänge im Herd bereits eine Reihe von physikalisch begründeten Modellspektren. Dies bietet die Möglichkeit, im Vergleich zwischen theoretischen und gemessenen Spektren die Herdprozesse zu untersuchen. Wesentliche Voraussetzung für eine physikalisch sinnvolle Ableitung der seismotektonischen Herdparameter aus diesem Vergleich ist, daß das Modell den realen Verhältnissen angepaßt ist. Aus diesem Grund scheidet das Herdmodell nach Brune (1970, 1971) von vornherein als Grundlage für die Interpretation der Spektren der Inletbeben aus. In diesem Modell wird der Verlauf der Spannung im Herd durch eine Sprungfunktion beschrieben, und zwar für einen Scherbruch. Da den Inletbeben Dehnungsbrüche zugrunde liegen, kann nicht erwartet werden, daß

aufgrund der theoretischen Spektren jenes Modells die gemessenen Spektren erklärt werden können. Den theoretischen Spektren von Haskell (1964, 1966) und Aki (1967, 1972) liegt die Vorstellung einer sich über die Herdfläche ausbreitenden Dislokation zugrunde. Dabei sollen sich die Effekte der Ausbreitung der verschiedenen Dislokationen in verschiedenen Kurvenformen der Spektren bemerkbar machen, so daß aufgrund gemessener Spektren zwischen den beiden Modellen entschieden werden könnte. Daneben soll aufgrund der Ausbreitungseffekte eine gewisse azimutale Variation der Spektren zu beobachten sein, was wiederum ein Kriterium für die Anwendbarkeit dieser Modelle ist.

Um diese Anwendbarkeit zu prüfen, wurden die Seismogramme der 3-Komponentenstationen zur Berechnung von Spektren herangezogen. Die Einflüsse des Aufzeichnungssystems wurden gemäß der im Abschnitt 5.6 erläuterten Restitution korrigiert und wahre Bodenbewegungen im L-Q-T-Koordinatensystem des seismischen Strahls berechnet. Danach wurden für die P-Phasen, die wenig länger als 0.1 s sind, Spektren gebildet (vgl. Strum & Kirk, 1988). Abb. 5.10 zeigt ein zum stärksten registrierten Ereignis (Nr. 5) gehöriges P-Wellen-Amplitudenspektrum, das aus den Registrierungen der Station INL3 berechnet wurde. Das gezeigte Spektrum hat eine für Erdbebenspektren typische Erscheinungsform: zu niedrigen Frequenzen hin bildet sich ein Plateau, zu hohen Frequenzen hin erfolgt ein Abfall der Amplituden, der im Fall des Haskell-Modells wie im gezeigten Beispiel mit ω^{-3} und im Fall des Modells von Aki mit ω^{-2} abfällt. Zwischen Plateau und Abfall vermittelt eine Eckfrequenz f_c , je nach Modell können auch mehrere Eckfrequenzen beobachtet werden. Da aufgrund der erreichten Genauigkeit bei der Anpassung der Spektren zunächst keine systematische Variation der Eckfrequenzen mit dem Azimut gefunden wurde, konnte die Anwendbarkeit weder des Haskell- noch des Aki-Modells zuverlässig überprüft werden. Daher erfolgt keine Ableitung der seismotektonischen Herdparameter auf der Basis dieser Modelle. Einschränkend muß zu den berechneten Spektren bemerkt werden, daß Einflüsse des Wellenweges nicht berücksichtigt wurden. Dies dürfte aber im Fall der Wellenausbreitung im Schelfeis im Gegensatz zur Wellenausbreitung in der Kruste (Scherbaum, 1990) nur einen geringfügigen Einfluß auf die Spektren haben: Im beobachteten Entfernungsbereich von wenigen Wellenlängen kann der Effekt der anelastischen Dämpfung Q vernachlässigt werden, da für Eis von -15 °C ein - aufgrund der Homogenität des Ekström-Schelfeises ortsunabhängiger - Wert für $Q = 500$ (Miller, 1982) angenommen werden kann.

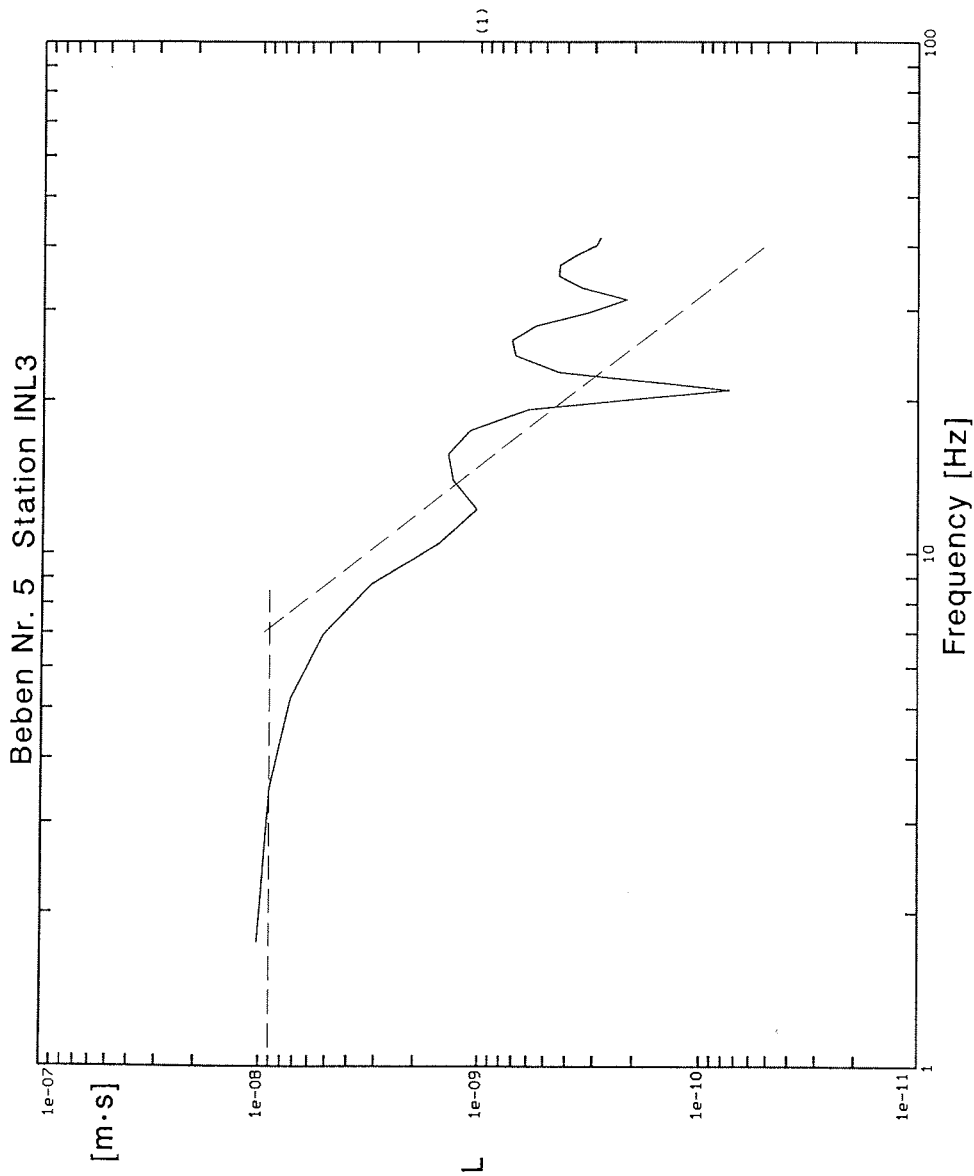


Abb. 5.10: P-Wellenamplitudenspektrum. Zu niedrigen Frequenzen hin bildet sich ein Plateau, zu hohen Frequenzen erfolgt ein Abfall mit ω^{-3} .

In einem weiteren Modell (Madariaga, 1976) wird von der Vorstellung eines Bruches ausgegangen, der sich von einem Punkt ausgehend, kreisförmig mit konstanter Bruchgeschwindigkeit ausbreitet und am Bruchrand plötzlich stoppt. Da dieses Herdmodell zur Interpretation von Spektren benutzt wurde, deren tektonische Ursache zumindest keine reinen Scherungsbrüche waren (Gibowicz, 1990), soll zu Vergleichszwecken für das gezeigte Beispiel eine Interpretation versucht werden. Danach gilt für den Zusammenhang zwischen Eckfrequenz f_c und dem Radius der kreisförmigen Bruchfläche r_0

$$r_0 = \frac{K_c v_R}{2 \pi f_c}$$

mit K_c modellabhängige Konstante (z.B. Brune $K_\beta = 2.34$)
 v_R Bruchgeschwindigkeit (rupture velocity)
 f_c Grenzfrequenz (corner frequency)

Nach Madariaga (1976), der neben anderen Autoren (Hanks & Wyss, 1972) die Anwendbarkeit dieser Beziehung auf P-Wellenspektren ausgedehnt hat, ist $K_{cp} = 1.98$ (P-Wellen), während für S-Wellenspektren $K_{cs} = 1.32$ gilt. Die Bruchgeschwindigkeit v_R von Zugbrüchen kann zwischen 0.5 - 0.7 v_s schwanken (Geller, 1976; zit. nach Scherbaum 1980). Die Grenzfrequenzen f_c der P-Wellenspektren der Inletbeben lagen im Bereich zwischen etwa 6 Hz und etwa 10 Hz (vgl. z.B. Abb. 5.10). Mit $f_c = 10$ Hz und $v_R = 967$ m/s ($v_R = 0.5 v_s$) ergibt sich demnach für den Herdradius ein Wert von etwa 31 m. Zur Überprüfung der Aussagekraft dieses Wertes, kann man versuchen, die Herddimension direkt aus den Magnituden zu bestimmen. Auf der Grundlage eines weiteren Modells, dem eine bewegte Punktquelle zugrunde liegt (Ben-Menahem, 1962), gilt nach Schick (1968, 1970) für schwache Beben folgender Zusammenhang zwischen Herdlänge l_0 (in km) und der Lokalmagnitude M_L :

$$M_L = 2 \log l_0 + 3.5$$

Damit ergibt sich für das stärkste registrierte Inletbeben (Tabelle 5.3, Nr. 5) eine Herdlänge von ca. 18 m und für das schwächste (Beben Nr. 2) eine Herdlänge von 4.4 m. Die aus den verschiedenen Modellspektren abgeleiteten Herddimensionen schwanken also beträchtlich. Dies und die Tatsache, daß bisher keine optimale Anpassung der gemessenen an theoretische Spektren

möglich war, führt zu dem Schluß, daß sowohl die Effekte des Übertragungssystems berücksichtigt werden müssen, als auch eine verbesserte Momentenfunktion, die den Herdprozeß charakterisieren soll, gefunden werden muß. Dies kann aufgrund der Berechnung theoretischer Seismogramme bei vorgegebenem Geschwindigkeits- und Q-Modell und Variation einer angenommenen Anregungsfunktion am Ort der Quelle dadurch geschehen, daß die theoretischen Seismogramme im Zeitbereich den gemessenen angepaßt werden. Die Wahl der richtigen Anregungsfunktion kann dann durch Vergleich der jeweiligen Spektren kontrolliert werden. Es konnte gezeigt werden, daß für ein Geschwindigkeits- und Q-Modell des Ekström-Schelfeises und der sicherlich zu stark vereinfachten Annahme einer Explosionspunktquelle, die gemessenen Seismogramme im Zeitbereich relativ gut von den theoretischen nachgebildet werden können. Dieses Verfahren stellt also einen gangbaren Weg zur Ableitung der seismotektonischen Herdparameter aus den gemessenen Spektren dar, allerdings würde eine vollständige Durchführung dieses Verfahrens über das Ziel der vorgelegten Arbeit hinausgehen.

Stattdessen soll im folgenden der Versuch unternommen werden, trotz der noch nicht befriedigenden Anpassung der gemessenen an die theoretischen Spektren, das Herdmoment M_0 ausgewählter Beben und den dazugehörigen Spannungsabfall auf der Basis bereits diskutierter Herdmodelle abzuschätzen. Der Begriff "schätzen" ist hierfür außerordentlich zutreffend; mehr als eine physikalisch sinnvolle Größenordnung der Beträge der gesuchten Parameter kann man nicht erwarten. Die Definitionsgleichung für das Herdmoment lautet:

$$M_0 = \mu A D$$

μ Schermodul
 A Herdfläche
 D mittlere Dislokation

Wie im Fall der Grenzfrequenz soll aus Gründen der Vergleichbarkeit der von Gibowicz (1990) benutzte Zusammenhang zwischen dem Plateauwert des P-Wellenspektrums Ω_0 , der Dichte ρ des Eises ($\rho=900 \text{ kg/m}^3$), der Phasengeschwindigkeit c (hier: $c = 3339 \text{ m/s}$, Durchschnittsgeschwindigkeit Herd-Station), der Hypozentralentfernung R und dem phasenabhängigen Ausbrei-

tungskoeffizienten F_c (hier $F_p = 0.52$, nach Boore & Boatwright (1984)) und dem Herdmoment M_0 benutzt werden.

Es gilt dann

$$M_0 = \frac{4 \pi \rho c^3 R \Omega_0}{2 F_c}$$

Für das Beben der Magnitude Null (Tabelle 5.3, Nr. 5) kann man dem Spektrum einen Plateauwert von $1 \cdot 10^{-8}$ m/s entnehmen, in diesem Fall ist die Hypozentraldistanz $R = 384$ m. Damit ergibt sich für das Herdmoment M_0 ein Wert von $1.5 \cdot 10^9$ Nm ($1.5 \cdot 10^{16}$ dyn·cm). Das Herdmoment M_0 des stärksten Inletbebens ist demnach etwa zwei 10er-Potenzen kleiner als das schwächste Ereignis einer Mikrobebenserie in der Erdkruste eines Minengebietes (vgl. Gibowicz, 1990). Da die oben bestimmten Werte für den Radius stark schwanken, wurde eine Bestimmung des Spannungsabfalls aufgrund eines Zusammenhangs ohne Berücksichtigung des Radius versucht, da andernfalls in keiner sinnvollen Weise ein signifikanter Wert für den gesuchten Spannungsabfall angegeben werden kann. Für den Zusammenhang zwischen Spannungsabfall $\Delta\sigma$, Herdmoment M_0 , Grenzfrequenz f_0 ($f_0 = 7$ Hz, vgl. Abb. 5.10) und der S-Wellengeschwindigkeit c_s ($c_s = 1655$ m/s; Durchschnittsgeschwindigkeit zwischen Herd und Station) gilt nach Hanks & Wyss (1972)

$$\Delta\sigma = 8.5 M_0 (f_0/c_s)^3$$

Mit den angegebenen Zahlenbeispielen ergibt sich für den Spannungsabfall $\Delta\sigma$ ein Wert von $1.0 \cdot 10^3$ N/m² (0.01 bar). Damit wäre der Spannungsabfall etwa eine 10er Potenz kleiner als die Werte von bereits wiederholt zum Vergleich herangezogenen Mikroerdbeben in einem Minengebiet (Gibowicz, 1990). Vergleicht man diesen Wert zusätzlich mit der Zugfestigkeit von Eis $\sigma = 6.5 \cdot 10^5$ N/m², so fällt es schwer, dem angegebenen Wert (der in der Größenordnung der Luftdruckschwankungen liegt) eine physikalische Bedeutung beizumessen.

6 Ausblick

Die vorliegende Arbeit hat gezeigt, daß die Region um Inlets von Schelfeisen zum Studium von Dehnungsbeben geeignet ist; der Zusammenhang mit der Deformation ist eindeutig, Lage und Orientierung der Herdflächen und Herdkinematik sind wie die Magnituden der einzelnen Beben bestimmt. Neben der abgestrahlten seismischen Energie können aus den Magnituden die Herdradien abgeschätzt werden. Über dies hinaus können aus den vorliegenden Registrierungen sicherlich noch weitere Ergebnisse abgeleitet werden. Es erscheint dabei besonders interessant, Information über den zeitlichen Ablauf der Ausbreitung der Dehnungsbrüche auf den Herdflächen zusammen mit dem damit jeweils verknüpften Spannungsabfall zu erhalten. Es konnte gezeigt werden, daß eine Interpretation der Seismogramme im Frequenzbereich zusammen mit theoretischen Seismogrammen, die die Herdvorgänge und Ausbreitungsbedingungen berücksichtigen, zu jenen Informationen führen können. Damit könnte man z.B. der Zugfestigkeit des Eises, wie sie im Labor bestimmt wird, einen im Gelände beobachteten Wert gegenüberstellen. Daneben kann man ebenfalls versuchen, die Interpretation der beobachteten Deformation weiter voranzutreiben. Bei vorgegebener Geometrie kann man unter Verwendung des Fließgesetzes für Eis einen theoretischen Strain berechnen (Pater-son, 1981). Dies kann man mit den gefundenen Strainwerten vergleichen, bei denen Bruchvorgänge im Eis beobachtet wurden, also kein reines Fließen mehr vorlag und somit auf das Fließgesetz zurückschließen. Neben der Fortführung der Auswertungen, kann man die gemachten Erfahrungen zu Anregungen etwaiger neuer Messungen nutzen. So könnte man z.B. daran denken, das zeitliche und räumliche Deformationsverhalten des Schelfeises durch Installation automatischer geodätischer Meßinstrumente zu erhöhen. Nachdem feststeht, daß es sich bei den beobachteten Inletbeben um Dehnungsbeben handelt, kann man im Fall einer etwaigen neuen seismologischen Meßaufstellung von einer azimuthalen Gleichverteilung der Stationen um die Störungszone absehen. Stattdessen könnte man das seismische Wellenfeld mit sehr kleinen Arrays abtasten und damit die Methoden der Array-Analyse (Haykin, 1985) nutzen.

Literaturverzeichnis

- Adams, R.D. (1988): Antarctic earthquake. - *Nature*, **331**, 665.
- Air Force Manual AFM 200-30 (1953): Intelligence - Regional photo interpretation series: Antarctica. Washington, Dept. of Air Force.
- Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum. - *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- Aki, K. (1972): Scaling law of earthquake source time function. - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **31**, 3-25.
- Aki, K. & P.G. Richards (1980): Quantitative seismology, theory and methods. - Vol. I, W.H. Freeman & Co., San Francisco, 557 S.
- Ambeh, W.B. & J.D. Fairhead (1991): Spectral characteristics and source parameters of microearthquakes from the Mt. Cameroon volcanic region, West Africa. - *Geophys. J. Int.*, **106**, 229-237.
- Angenheister, G. (1950): Fortschreitende elastische Wellen in planparallelen Platten. - *Gerl. Beitr. Geophys.*, **61**, 296-308.
- Båth, M. (1979): Introduction to seismology. - 2., überarb. Aufl., Birkhäuser, Basel, Boston, Stuttgart, 428 S.
- Bähr, H.-G. (1982): Eine verallgemeinerte Lösung für die überbestimmte Koordinatentransformation zwischen ausgeglichenen geodätischen Netzen. - *Z. VermessWes.*, **107**, 194-206.
- Bässler, K.H., W. Graf, H. Oerter, O. Reinwarth (1990): Kernbohrungen im Ritscher-Hochland und auf dem Ekström-Schelfeis. - in: H. Miller & H. Oerter (Ed.), Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5. *Ber. Polarforsch.*, **57**, 57-67.
- Bakun, W.H. & W.B. Joyner (1984): The M_L scale in central California. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1827-1843.
- Ben-Menahem, A. (1962): Radiation of seismic body waves from a finite moving source. - *J. Geophys. Res.*, **67**, 345-350.
- Ben-Menahem, A. & S.J. Singh (1981): Seismic waves and sources. - Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 1108 S.
- Blum, R. (1975): Seismische Überwachung der Schlegeis-Talsperre und die Ursachen induzierter Seismizität. - Dissertation, Fakultät für Physik der Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe, 170 S.

- Boatwright, J. (1984): Seismic estimates of stress release. - J. Geophys. Res., **89**, 6961-6968.
- Boore, D.M. & J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients. - Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1615-1624.
- Brodtscholl, A. (1988): Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station, Antarktika. - Ber. Polarforsch., **48**, 114 S.
- Brodtscholl, A., U. Nixdorf & S. Reiprich (1988): Das geophysikalische Observatorium - in: D.K. Fütterer (ed.), Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88. Ber. Polarforsch., **58**, 159-162.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. - J. Geophys. Res., **75**, 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971): Correction. - J. Geophys. Res., **76**, 5002.
- Bullen, K.E. & B.A. Bolt (1985): Introduction to the theory of seismology. - 4. Aufl., Cambridge University Press, Cambridge, 499 S.
- Degutsch, M., G. Boldt, H. Kreutzer, St. Lintker (1988): Reflexionsseismische Untersuchungen auf dem Ekström-Schelfeis. - in: D.K. Fütterer (ed.), Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88. Ber. Polarforsch., **58**, 148-152.
- Douglas, A. (1967): Joint epicentre determination. - Nature, **215**, 45-48.
- Eckstaller, A. (1988): Seismologische Untersuchungen mit Daten der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis, 1982-1984. - Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwigs-Maximilians-Universität, München, 239 S.
- Ewing, M., A.P. Crary & A.M. Thorne, JR. (1934): Propagation of elastic waves in ice, I. - Physics, **5**, 165-168.
- Foulger, G.R. & R.E. Long (1984): Anomalous focal mechanisms: tensile crack formation on an accreting plate boundary. - Nature, **310**, 43-45.
- Foulger, G.R. (1988): Hengill triple junction, SW Iceland: 2. Anomalous earthquake focal mechanisms and implications for process within the geothermal reservoir and at accretionary plate boundaries. - J. Geophys. Res., **93**, 13507-13523.
- Foulger, G.R., R.E. Long, P. Einarsson & A. Bjornsson (1989): Implosive earthquakes at the active accretionary plate boundary in northern Iceland. - Nature, **337**, 640-642.

- Geiger, L. (1910): Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. - *Nachr. Kgl. Akad. Wiss. Göttingen*, **4**, 331-339.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1501-1523.
- Gerdau, H. & H.W. Schenke (1984): Doppler-Satellitenbeobachtungen zur Positions- und Bewegungsbestimmung deutscher Forschungsstationen in der Antarktis, *Z. VermessWes.*, **109**, 161-175.
- Giæver, J. (1957): Station im Eis - Zwei Jahre in der Antarktis. - Hermann Haack Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha, 388 S.
- Gibowicz, S.J., H.-P. Harjes & M. Schäfer (1990): Source parameters of seismic events at Heinrich Robert Mine, Ruhr Basin, Federal Republic of Germany: Evidence for nondouble-couple events. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 88-109.
- Gutenberg, B. & C.F. Richter (1954): *Seismicity of the earth*. - Princeton University Press.
- Gutenberg, B. & C.F. Richter (1956): Magnitude and energy of earthquakes. - *Ann. Geofis.*, **9**, 1-15.
- Hanks, T.C. & M. Wyss (1972): The use of body wave spectra in the determination of seismic source parameters. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 561-589.
- Haskell, N.A. (1964): Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation faults. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1811-1841.
- Haskell, N.A. (1966): Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Part II. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 125-140.
- Haykin, S. (Ed.) (1985): *Array processing*. - Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Herrmann, R.S. (1979): FASTHYPO - a hypocenter location program. - *Earthquake Notes*, **50**, 25-37.
- Hinze, H. & G. Seeber (1988): Ice-Motion determination by means of satellite positioning systems. - *Ann. Glaciol.*, **11**, 36-41.
- Hinze, H. (1989): Zum Einsatz von Satelliten-Positionierungsverfahren für glaziologische Aufgaben in der Antarktis. - Dissertation, Institut für Erdmessung der Universität Hannover, Hannover, 166 S.

- Höpcke, W. (1980): Fehlerlehre und Ausgleichsrechnung. - de Gruyter, Berlin, New York, 227 S.
- Hoyer, M. (1983): Auswertung glaziologisch-geophysikalischer Messungen auf dem Ekström-Schelfeis. Diplomarbeit, Forschungsstelle für physikalische Glaziologie der Universität Münster, 78 S., unveröffentlicht.
- IFAG(1989): Ekströmisien, SR 29-30, Antarktis. - Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt am Main.
- Jaeger, J.C. (1969): Elasticity, fracture and flow with engineering and geological applications. - Methuen & Co. Ltd, London, 268 S.
- Kahmen, H. (1978): Elektronische Meßverfahren in der Geodäsie: Grundlagen und Anwendungen. - 2., überarb. u. erg. Aufl. -, Herbert Wichmann, Karlsruhe, 414 S.
- Kahmen, H. (1986): Winkel- und Streckenmessgeräte, Polygonierung, Triangulation und Trilateration, Satellitengeodäsie. - 14., neubearb. u. erw. Aufl., de Gruyter (Sammlung Göschen; 2161) - Berlin; New York, 320 S.
- Kaminuma, K. & T. Haneda (1979): Icequakes around Syowa Station, Antarctica. - Antarctic Record, **65**, 135-148.
- Karsten, A. & M. Stober (1975): Deformationsmessungen auf dem Grönländischen Inlandeis während der Intern. Glaziologischen Grönlandexpedition 1974. - Polarforschung, **45**, 45-50.
- Kaul, N. & A. Unterschütz, (1990): Seismische, gravimetrische und magnetische Messungen entlang der Ekström-Traverse, in: H. Miller & H. Oerter (Ed.), Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5. Ber. Polarforsch., **57**, 93-96.
- Kipfstuhl, J. (1991): Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis. Ber. Polarforsch., **91**, 88 S.
- Kobarg, W. & E. Lippmann (1986): Gezeitenmessungen auf dem Ekström-Schelfeis, Antarktis. - Polarforschung, **56**, Nr. 1/2, 1-20.
- Kobarg, W. (1988): Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis. - Ber. Polarforsch., **50**, 162 S.
- Köhler, M. (1986): Ein geodätischer Beitrag zur Erfassung und Darstellung des Verzerrungsverhaltens von Eisflächen unter Anwendung der Kollokationsmethode. - Deutsche Geodä-

- tische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe C, Heft Nr. 318, 104 S.
- Köhler, M. & B. Ritter (1984): Geodätische Verformungsmessungen auf dem Ekström- und Filchner-Ronne-Schelfeis. - *Z. VermessWes.*, **109**, 154-161.
- Kohnen, H. (1974): The temperature dependence of seismic waves in ice. - *J. Glaciol.*, **13**, 144-147.
- Kubas, A. & S.A. Sipkin (1987): Non-double-couple earthquake mechanisms in the Nazca Plate subduction zone. - *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 339-342.
- Lamb, H. (1917): On waves in an elastic plate. - *Proc. Roy. Soc. London*, **A93**, 114-128.
- Lippmann, E. (1982): Umwandlung eines elektrodynamischen Seismometers in einen Beschleunigungs-Aufnehmer und Entwicklung eines Filters zur Simulation eines niederfrequenten Seismometers, Diplomarbeit, Universität München, 1982, unveröffentlicht.
- Madariaga, R. (1976): Dynamics of an expanding circular fault. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 639-666.
- Miller, H. (1982): Physikalische Eigenschaften von Eis. - in: G. Angenheister (ed.), *Landolt-Börnstein, Neue Serie, Gruppe V: Geophysik und Weltraumforschung, Band 1, Physikalische Eigenschaften von Gesteinen, Teilband b*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 482-507.
- Miller, H. & A. Eckstaller (1982): Das geophysikalische Observatorium an der Georg-von-Neumayer-Station. - in: G. Gravenhorst (ed.), *Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')*, *Ber. Polarforsch.*, **6**, 43-49.
- Mogi, K. (1963): Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. - *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **41**, 615-658.
- Möller, D. & B. Ritter (1988): Glacial geodetic contributions to the mass balance and dynamics of ice shelves. - *Ann. Glaciol.*, **11**, 89-94.
- Nye, J.F. (1959): A method of determining the strain-rate tensor at the surface of a glacier. - *J. Glaciol.*, **3**, 409-419.
- Obleitner, F. (1987): Die glazialmeteorologischen Arbeiten während der ersten Überwinterung an der Georg-von-Neumayer

- Station 1981/82. - Dissertation, Naturwissenschaftl. Fakultät der Universität Innsbruck, 205 S.
- Osborne, M.F.M. & S.D. Hart (1945): Transmission, reflection, and guiding of an exponential pulse by a steel plate in water, I, Theory. - *J. Acoust. Soc. Amer.*, **17**, 1-18.
- Osten-Woldenburg v. d., H. (1987): Icequakes on the Schlatenkees, Hohe Tauern, Austria. - *Z. Gletscherkde. Glazialgeol.*, **23**, 99-113.
- Osten-Woldenburg v. d., H. (1990): Icequakes on Ekström Ice Shelf near Atka Bay, Antarctica. - *J. Glaciol.*, **36**, (No. 122), 31-36.
- Paterson, W.S.B. (1981): *The Physics of Glaciers*. - 2nd ed., Pergamon Press, Oxford, 380 S.
- Pavlis, G.L. & J.R. Booker (1983): Progressive multiple event location (PMEL). - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1753-1777.
- Plesinger, A., M. Hellweg & D. Seidl (1986): Interactive high resolution polarization analysis of broad band seismograms. - *J. Geophys.*, **59**, 129-139.
- Poupinet, G., W.L. Ellsworth & J. Frechet (1984): Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California. - *J. Geophys. Res.*, **89**, 5719-5731.
- Press, F.A., A.P. Crary, J. Oliver & S. Katz (1951): Air-coupled flexural waves in floating ice. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, **32**, 166-172.
- Press, F.A. & M. Ewing (1951a): Elastic waves in a floating ice sheet. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, **32**, 673-678.
- Press, F.A. & M. Ewing (1951b): Theory of air-coupled flexural waves. - *J. Appl. Physics*, **22**, 892-899.
- Reid, H.F. (1911): The elastic-rebound theory of earthquakes. - *University of California Publ. Geol. Sci.*, **6**, 413-444.
- Reinwarth, O., W. Rauert, W. Stichler & H. Moser (1982): Preliminary investigations on accumulation at the Filchner/Ronne Ice Shelves and Atka Bay. - *Ann. Glaciol.*, **3**, 274-278.
- Richter, C.F. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **25**, 1-32.
- Rikitake, T., R. Sato & Y. Hagiwara (1987): *Applied mathematics for earth scientists*. - D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 345 S.

- Ritscher, A. (1942a): Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39 (Erster Band/Textteil), Leipzig, 304 S.
- Ritscher, A. (1942b): Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39 (Erster Band/ Bilder- und Kartenteil), Leipzig, 4 S., 57 Tafeln, 3 Karten.
- Scherbaum, F. (1980): Untersuchungen zur Struktur der P- und S-Phasen im Epizentralgebiet. - Dissertation, Naturwissenschaftl. Fakultät der Universität Stuttgart, 75 S.
- Scherbaum, F. (1990): Combined inversion for the three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra. - J. Geophys. Res., **95**, 12423-12438.
- Schick, R. (1968): Untersuchungen über Bruchausdehnung und Bruchgeschwindigkeit bei Erdbeben mit kleinen Magnituden ($M < 4$). - Z. Geophys., **34**, 267-286.
- Schick, R. (1970): A method for determining source parameters of small magnitude earthquakes. - Z. Geophys., **36**, 205-224.
- Schmidt-Falkenberg, H. (1984): Deutsche Beiträge zur Kartographie der Antarktis mittels Photogrammetrie und Fernerkundung, Z. VermessWes., **109**,141-154.
- Scholz, C.H. (1968): The frequency magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. - Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 399-415.
- Seidl, D. (1980): The simulation problem for broad-band seismograms. - J. Geophys., **48**, 84-93.
- Singh, S.J. & A. Ben-Menahem (1988): Seismic waves from non-double-couple sources. - Phys. Earth Planet. Inter., **50**, 272-279.
- Stoneley, R. (1924): Elastic waves at the surface of separation of two solids. - Proc. Roy. Soc. London, **A106**, 416-428.
- Strum, R.D. & D.E. Kirk (1989): First principles of discrete systems and digital signal processing. - Addison-Wesley, Reading (Massachusetts), 848 S.
- Swithinbank, C. (1957): The morphology of the ice shelves of western Dronning Maud Land, in: Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-52, **3A**, Oslo, 3-37.

-
- Sykes, L.R. (1967): Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. - *J. Geophys. Res.*, **72**, 2131-2153.
- Thomas, R.H. (1973): The dynamics of the Brunt Ice Shelf, Coats Land, Antarctica. - *Br. Antarct. Surv. Sci. Rep.*, **79**.
- Thomas, R.H. (1979): Ice Shelves: a review. *J. Glaciol.*, **24**, 273-286.
- Thyssen, F. & K. Grosfeld (1988): Ekström Ice Shelf.- *Ann. Glaciol.*, **11**, 180-183.
- Ullmann, W. & R. Maaz (1960): Theoretische Untersuchungen über die Ortung seismischer Herde in Bergbaugebieten. - Veröff. d. Inst. f. Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, Heft 62, Akademie Verlag, Berlin.
- Welsch, W. (1982): Zur Beschreibung homogenen Strains oder Einige Betrachtungen zur affinen Transformation. - *Z. VermessWes.*, **107**, 173-182.
- Wolfrum, O. (1978): Die Verzerrungseigenschaften der affinen Transformation. - *Allg. Verm.Nachr.*, **85**, 367-374.
- Wüster, J. (1989): Suche nach lokaler Seismizität mit dem kurzperiodischen Seismographennetz um die Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. - Diplomarbeit im Fachbereich 1 (Physik) der Universität Bremen, 154 S, unveröffentlicht.
- Zumberge, J.H., M. Giovinetto, R. Kehle, J. Reid (1960): Deformations of the Ross Ice Shelf near the Bay of Whales, Antarctica. in: H. Wexler et al. (Ed.), *Antarctic Research: The Matthew Fontaine Maury Memorial Symposium*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph No. 7, Washington D.C., 197-208.

