

**Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und
elektromagnetisch-induktiven Verfahren**

**Sea-ice thickness measurements using seismic and
electromagnetic-inductive techniques**

Christian Haas

Christian Haas

Alfred-Wegener-Institut (AWI) für Polar- und Meeresforschung
- Sektion Geophysik -
Columbusstrasse
D-27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1996 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität
Bremen vorgelegt wurde.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Abstract iii	
Zusammenfassung	v
1. Einleitung	1
1.1 Übersicht und Zielsetzung der Arbeit	1
1.2 Das Meereis und seine Dicke als wichtige Komponenten des globalen Klimasystems	2
1.3 Die Eisdickenverteilung	3
1.4 Weitere Aspekte von Eisdickenmessungen	4
1.5 Techniken zur Bestimmung der Dicke von Meereis	4
1.6 Der zugrundeliegende Datensatz	6
1.7 Definitionen	7
2. Seismik	9
2.1 Theoretische Grundlagen	10
2.1.1 Plattenbiegewellen	10
2.1.2 Love-Wellen	15
2.2 Auswertung und Datenbearbeitung	17
2.3 Durchführung der Messungen	20
2.4 Einige Datenbeispiele	22
2.4.1 Messungen mit Vertikalgeophonen	22
2.4.2 Messungen mit transversalen Horizontalgeophonen	30
2.5 Diskussion der Ergebnisse	33
2.5.1 Seismische Geschwindigkeiten	33
2.5.2 Eisdicken	35
3. Elektromagnetik	42
3.1 Meßprinzip	43
3.2 Die elektrischen Leitfähigkeiten von Meerwasser und Meereis	44
3.2.1 Leitfähigkeit von Meerwasser	45
3.2.2 Leitfähigkeit von Meereis	46
3.2.2.1 Sole-Leitfähigkeit	47
3.2.2.2 Porosität/Solevolumen	48
3.3 1D-Modellierung	54
3.3.1 Die Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Eisdicke	55
3.3.2 Der Einfluß von Spulenabstand und Signalfrequenz auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit	57
3.3.3 Der Einfluß von Eis- und Wasser-Leitfähigkeiten auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit	59
3.3.4 Auswirkungen von meerwassergefüllten Lücken	65
3.3.4.1 Veränderliche Dicke der meerwassergefüllten Lücke	67
3.3.4.2 Veränderliche Dicke der unteren Eisschicht	68
3.3.4.3 Veränderliche Dicke der oberen Eisschicht	70
3.4 Feldmessungen: Vergleich von elektromagnetisch bestimmten und erbohrten Eisdicken	70
3.4.1 Meßgerät	71
3.4.1.1 Kalibrierung	71

Inhaltsverzeichnis

3.4.1.2	Automatische Datenerfassung	72
3.4.1.3	Temperaturdrift	72
3.4.1.4	Eindringtiefe und Auflösungsvermögen	73
3.4.1.5	Meßfehler	76
3.4.2	Durchführung der Messungen	78
3.4.3	Zwei exemplarische Profilbeispiele	78
3.4.4	Vergleich der verschiedenen Meßarten und empirische Bestimmung der Leitfähigkeit-Eisdicke-Beziehung	80
3.4.5	1D-Modellierung der Meßergebnisse	89
3.4.6	Messungen über Schmelztümpeln	92
3.5	Zusammenfassung	95
4.	Vergleich der seismischen und elektromagnetischen Messungen	97
5.	Kontinuierliche elektromagnetische Eisdickenmessungen vom fahrenden Schiff	100
5.1	Grundlagen	100
5.1.1	Meßprinzip	101
5.1.2	Durchführung der Messungen	102
5.1.3	Datenbeispiel	104
5.1.4	Kalibrierung	106
5.1.5	Bearbeitung der Profildaten	111
5.1.5.1	Rekonstruktion der Eisoberfläche aus den Lasermessungen	117
5.1.6	Meßverfahrensbedingte Probleme und Meßfehler	120
5.2	Einige Ergebnisse der Messungen in der Bellingshausen- und Amundsensee	127
5.2.1	Eisdicken	127
5.2.2	Frequenz- und Autokorrelationsanalysen	132
5.2.3	Tiefgangs-Freibord-Beziehungen	135
5.2.4	Preßeisrückenstatistik	140
5.3	Zusammenfassung und Diskussion	143
6.	Schlußfolgerungen und Ausblick	146
7.	Literaturverzeichnis	151
	Danksagung	159
	Anhang: Physikalische Größen, Einheiten und Symbole	160

Abstract

Thickness is an important parameter for the description of sea ice. Its spatial and temporal distribution modifies the interaction between ocean, ice and atmosphere. Knowledge of the ice thickness distribution is of particular importance for observations of climatic changes, validation of sea-ice and general circulation models as well as for human activities in the polar regions. So far, only few operational techniques for the determination of ice thickness distributions exist. Thus, there is still a great need for the development of accurate and simple, generally applicable methods.

In this thesis, two geophysical methods, a seismic and an electromagnetic-inductive technique, are examined for their accuracy and general applicability. Both aspects are investigated by means of comparisons of drill-hole determined with geophysically derived thicknesses along extended profiles. Additionally, the thickness range, resolution and sensitivity against variable ice properties are examined by means of theoretical model calculations.

The porosity of the ice and its electrical conductivity are derived by means of ice core analyses. These are the main variables influencing the propagation of elastic waves and the development of electromagnetic fields in the ice.

With the seismic measurements ice thickness is determined from the dispersion of surface waves. On average, derived thicknesses underestimate the true thickness by about 20%. The lateral resolution is not better than 20 m. Due to its high porosity during summer the ice strength is very reduced. This considerably hampers the propagation of elastic waves such that ice thickness can hardly be determined during this season.

Execution and analysis of the measurements are involved. Nevertheless, the seismic technique is the only one which yields information about bulk elastic parameters of larger ice areas. Here, such parameters are calculated from propagation velocities for summer and winter first- and multi-year ice.

Electromagnetic induction measurements make use of the small electrical ice conductivity. Therefore, a primary electromagnetic field only induces eddy currents within the sea water below the ice. Thus, the thickness measurement is actually a determination of the distance between the sea water and the instrument. Over level ice with thicknesses up to 5 to 6 m, the deviations from drill-hole determined thickness at the same point are smaller than 10%. The lateral resolution is a few meters. In contrast, close to pressure ridges or over deformed ice the comparison with drill-hole measurements can show bigger deviations. Here, the electromagnetic (EM) measurements are difficult to interpret. This is a result of the large area in which eddy currents are generated below the instrument. Maximum thicknesses of pressure ridges are generally underestimated.

The conductivity of Arctic ice is very low compared to that of sea water. It shows only small seasonal variation with little effect on the EM signal. This is also true for melt water accumulating on or within the ice during summer. The investigation therefore shows the general applicability of the EM technique in almost all Arctic regions and at any time.

As is shown from measurements and theory, these results are only partially valid for measurements over Antarctic sea ice in summer.

The simple principle and the great progress of EM measurements are utilised to perform continuous ice thickness measurements from an icebreaking ship.

Abstract

With these measurements different ice regimes can clearly be distinguished and mean ice thicknesses are derived. The additional use of a laser altimeter enables to simultaneously measure the ice-surface roughness with high resolution. The lateral resolution of the EM measurements is highly reduced due to a greater height of the instrument above the ice or water surface, a reduced depth penetration or sensitivity, respectively, and the long time constant of the instrument in use. Due to these limitations, the thickness of single pressure ridges cannot be determined with this instrument setup. Ice thickness distributions for the Bellingshausen- and Amundsen Seas as well as for the Laptev Sea are shown as examples for applications of the EM technique and the results are discussed.

ZUSAMMENFASSUNG

Ein wichtiger Parameter zur Beschreibung von Meereis ist seine Dicke. Ihre räumliche und zeitliche Verteilung beeinflusst die Wechselwirkungen zwischen Ozean, Eis und Atmosphäre wesentlich. Ein Kenntnis der Eisdickenverteilung ist insbesondere zur Beobachtung klimatisch bedingter Veränderungen, zur Validierung von Meereis- bzw. globalen Zirkulationsmodellen sowie für menschliche Aktivitäten in den Polargebieten bedeutsam.

Bislang gibt es nur wenige operative Verfahren zur Bestimmung von Eisdickenverteilungen. Deshalb besteht weiterhin ein großer Bedarf an genauen und einfachen, allgemein einsetzbaren Methoden.

In dieser Arbeit werden zwei geophysikalische Verfahren, ein seismisches und ein elektromagnetisch-induktives, auf ihre Genauigkeit und allgemeine Einsetzbarkeit geprüft. Beide Aspekte werden mit Hilfe des Vergleichs von Bohrerergebnissen mit den indirekt bestimmten Dicken entlang von Eisdickenprofilen untersucht. Außerdem werden der Meßbereich, das Auflösungsvermögen und die Empfindlichkeit gegenüber veränderlichen Eiseigenschaften anhand von theoretischen Modellberechnungen analysiert.

Die Porosität des Eises und seine elektrische Leitfähigkeit, die die Ausbreitung elastischer Wellen und die Ausbildung elektromagnetischer Felder maßgeblich beeinflussen, werden mit Hilfe von Eiskernanalysen ermittelt.

Die seismischen Messungen, mit denen die Eisdicke aus der Dispersion von Oberflächenwellen ermittelt wird, unterschätzen die tatsächliche Eisdicke in den untersuchten Fällen um durchschnittlich 20%. Das laterale Auflösungsvermögen betrug höchstens 20 m. Unter sommerlichen Bedingungen ist die Festigkeit des Eises aufgrund seiner großen Porosität stark erniedrigt. Dies behindert die Ausbreitung seismischer Wellen, so daß sich Eisdicken nur sehr schlecht oder gar nicht bestimmen lassen. Die Durchführung der Messungen und die Datenbearbeitung sind sehr aufwendig. Dennoch ist das seismische Verfahren das einzige, das Informationen über mittlere elastische Parameter größerer Eisbereiche liefern kann. Solche Parameter werden für sommerliches und winterliches ein- und mehrjähriges Eis aus den gemessenen Wellengeschwindigkeiten berechnet.

Bei den elektromagnetischen Induktionsmessungen wird die geringe elektrische Leitfähigkeit des Eises ausgenutzt, die dazu führt, daß ein primäres elektromagnetisches Feld nennenswerte Wirbelströme nur im Meerwasser unter dem Eis induziert. Die Eisdickenmessung stellt somit eine Abstandsmessung zwischen Meßgerät und Meerwasser dar. Über ebenem Eis mit Dicken bis zu 5 bis 6 m ist die Meßgenauigkeit besser als 10% der Gesamtdicke, das laterale Auflösungsvermögen beträgt wenige Meter. Im Bereich von Preßeisrücken oder deformiertem Eis kann der Vergleich mit Bohrerergebnissen allerdings zu sehr großen Abweichungen führen, und die elektromagnetischen (EM) Messungen sind schwer interpretierbar. Dies ist eine Folge des großen Meßvolumens, in dem Wirbelströme unter dem Meßgerät induziert werden. Maximale Dicken von Preßeisrücken bzw. Eiskielen werden grundsätzlich unterschätzt.

Die Leitfähigkeit arktischen Eises ist im Vergleich zu der Leitfähigkeit des Meerwassers generell sehr gering. Außerdem ist sie nur geringen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen, die sich kaum auf das gemessene EM-Signal auswirken. Dies gilt auch für Schmelzwasser, das sich im Sommer

auf dem oder im Eis ansammelt. Die Untersuchung zeigt deshalb die universelle Anwendbarkeit des Verfahrens in fast allen Gebieten der Arktis und zu jeder Jahreszeit.

Diese Ergebnisse lassen sich nicht uneingeschränkt auf Messungen über sommerlichem Eis in der Antarktis übertragen, wie anhand von Messungen und theoretischen Überlegungen gezeigt wird.

Das einfache Meßprinzip und der große Meßfortschritt der EM-Messungen wird ausgenutzt, um kontinuierliche Eisdickenmessungen vom eisbrechenden Schiff aus durchzuführen. Mit Hilfe dieser Messungen kann klar zwischen verschiedenen Eisregimen unterscheiden werden. Die Messungen liefern gute Eisdicken-Mittelwerte. Durch die gleichzeitige Verwendung eines Laseraltimeters wird die Oberflächenrauigkeit des Eises hochauflösend bestimmt. Das laterale Auflösungsvermögen der EM-Messungen ist jedoch aufgrund des größeren Abstands des Meßgeräts vom Eis bzw. Meerwasser, der für diesen Meßmodus ungenügenden Eindringtiefe bzw. Empfindlichkeit sowie einer meßgerätebedingten Zeitkonstanten stark reduziert. Deshalb kann die Dicke einzelner Preßeisrücken mit dieser Meßkonfiguration nicht bestimmt werden.

Als Anwendungsbeispiele für die EM-Messungen werden Eisdickenverteilungen für die zentrale Bellingshausen- und Amundsensee sowie für die Laptewsee gezeigt und diskutiert.

1. EINLEITUNG

1.1 Übersicht und Zielsetzung der Arbeit

Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung und Beurteilung zweier indirekter geophysikalischer, nämlich elektromagnetischer und seismischer Verfahren, zur Bestimmung der Dicke von Meereis im Hinblick auf ihre operationelle Einsetzbarkeit und Genauigkeit.

Das System von Meereis und Wasser kann vereinfacht durch ein Zweischichtmodell mit einer dünnen, ebenen Schicht über einem homogenen Halbraum aufgefaßt werden. Die für geophysikalische Verfahren relevanten physikalischen Eigenschaften, in denen sich Meereis und Meerwasser deutlich voneinander unterscheiden, sind die elektrischen Leitfähigkeiten und die elastischen Eigenschaften. Dies legt den Einsatz von elektrischen und seismischen Verfahren zur Eisdickenbestimmung nahe.

In dieser Arbeit werden deshalb hammerschlagseismische Messungen und eine elektromagnetische Induktionsmethode (EMI-Methode) auf ihre Genauigkeit, ihre laterale Auflösung und insbesondere ihre einfache Anwendbarkeit geprüft. Beide Verfahren werden hauptsächlich mittels eines Vergleichs der geophysikalisch indirekt bestimmten Eisdicken mit solchen Eisdicken untersucht, die am selben Punkt durch Bohrungen direkt ermittelt wurden. Darüberhinaus wird das vertikale Auflösungsvermögen und die Empfindlichkeit der Verfahren gegenüber falschen Annahmen über die physikalischen Eigenschaften von Eis und Wasser oder gegenüber deren Änderungen mit Hilfe von Modellrechnungen analysiert.

Kapitel 2 beschäftigt sich mit hammerschlagseismischen Messungen auf dem Meereis. Es wird ein Verfahren untersucht, mit dem die Eisdicke aus dem Dispersionsverhalten von Oberflächenwellen, insbesondere von Plattenbiegewellen bestimmt wird. Im Rahmen dieser Arbeit wurden solche Messungen erstmalig auf antarktischem Meereis durchgeführt. Außerdem wurden seismische Messungen noch nie mit hochaufgelösten Bohrprofilen verglichen, die u.a. eine Differenzierung zwischen ebenem und deformiertem Eis erlauben. Durch die gleichzeitige Analyse von Eiskernen kann die Abhängigkeit des seismischen Verfahrens von den Eiseigenschaften zu verschiedenen Jahreszeiten beurteilt werden.

In Kapitel 3 wird die Bestimmung der Eisdicke durch elektromagnetische Induktion untersucht. Dabei wird der große Leitfähigkeitskontrast zwischen dem sehr schlechten elektrischen Leiter Eis und dem guten Leiter Meerwasser ausgenutzt. Das hier eingesetzte Verfahren benutzt ein Meßgerät mit zwei kleinen koplanaren Spulen mit kurzem Spulenabstand. Da elektromagnetische Messungen bereits in früheren Studien - auch aus der Luft - erfolgreich in der amerikanischen Arktis durchgeführt wurden, wird das Verfahren nach einer allgemeineren Untersuchung seiner Genauigkeit auf den Einsatz in anderen Polargebieten und unter sommerlichen Bedingungen übertragen. In diesem Kapitel wird außerdem ein besonderer Schwerpunkt auf die Bestimmung der für die Messungen relevanten elektrischen Leitfähigkeit des Eises aus Eiskernanalysen gelegt, und ihre jahreszeitlichen Schwankungen untersucht.

Ein zusammenfassender Vergleich der beiden untersuchten geophysikalischen Verfahren wird in Kapitel 4 durchgeführt. Dabei wird sowohl die erreichbare Meßgenauigkeit als auch die operationelle Anwendbarkeit der Verfahren untersucht und bewertet.

Ausgehend von den Ergebnissen aus Kapitel 4 und 3 wird in Kapitel 5 die Einsetzbarkeit der EMI-Methode vom fahrenden Schiff aus untersucht. Für die Bestimmung des Abstandes zwischen Meßgerät und Eisoberfläche wird ein Laseraltimeter benutzt. Somit ist das Meßprinzip direkt mit dem von Flugsonden vergleichbar. Deshalb könnte sich eine solche Meßanordnung sehr gut zur Ermittlung der Eisdickenverteilungen größerer Gebiete eignen. Außerdem bietet ein solches Meßsystem die einzigartige Gelegenheit, gleichzeitig Eisober- und -unterseite entlang desselben Profils zu vermessen. Während ein fundierter Eisdicken-Datensatz von Eisdickenbohrungen zur Validierung der Ergebnisse fehlt, werden die Eigenschaften und Möglichkeiten des Meßsystems anhand eines Vergleiches von Spektralanalysen der EM- und Laserdaten untersucht, die die Eisober- und -unterseite repräsentieren. Es werden Eisdickenverteilungen und Oberflächenrauigkeiten für die zentrale Bellingshausen- und östliche Amundsensee abgeleitet.

In Kapitel 6 werden die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefaßt und die generelle Eignung des EMI-Verfahrens für zukünftige, mesoskalige Eisdickenmessungen diskutiert.

1.2 Das Meereis und seine Dicke als wichtige Komponenten des globalen Klimasystems

Meereis, d.h. der Teil der Kryosphäre der Erde, der sich durch Gefrieren von Meerwasser an der Oberfläche der Ozeane bildet, bedeckt maximal ca. 10% der Fläche der Weltmeere. Dabei ist die Gesamtbedeckung mit Meereis starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. So beträgt die Meereisausdehnung in der Arktis ca. 16 Mio. km² im Winter und 9 Mio. km² im Sommer, während sie in der Antarktis zwischen 4 und 19 Mio. km² zwischen Südsommer und -winter schwankt (Gloersen *et al.*, 1992). Aufgrund seiner großen Fläche beeinflußt bzw. unterbindet das Meereis wesentlich die Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean, insbesondere den Strahlungs- und Energiehaushalt sowie den Impuls- und Stoffaustausch.

Einer der wichtigsten Parameter zur Beschreibung eines Eisregimes ist die Eisdicke und insbesondere ihre räumliche Verteilung. Zusammen mit der Eisausdehnung, die mit Hilfe von Satelliten-Fernerkundungsverfahren recht genau ermittelt werden kann, bestimmt sie das vorhandene Eisvolumen. Das Produkt aus Eisdicke und Eisdriftgeschwindigkeit ergibt gewichtet mit der Eiskonzentration den Meereis-Massefluß. Da bei der Meereisbildung Salz ausgeschieden wird, hat das Eis geringere Salzgehalte als das Meerwasser, aus dem es gebildet wurde. Der Eis-Massefluß bedeutet somit einen Transport von Frischwasser in Gebiete, in denen das Eis schmilzt, während es einen Salzeintrag in den Entstehungsgebieten bewirkt. Dieser von Eisbildung und -Drift verursachte Salzfluß stellt einen wichtigen Beitrag zur thermohalinen Zirkulation dar, die die gesamten Weltmeere und damit das globale Klima beeinflusst.

Die Dicke des Meereises und ihre räumliche Verteilung ist sowohl Folge als

auch Ursache für die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre. Bei Abwesenheit dynamischer Prozesse wächst dünnes Eis thermodynamisch bis zu einer Gleichgewichtsdicke an. Eis, das dicker ist, wird bis zu dieser Gleichgewichtsdicke abschmelzen, wenn der Wärmefluß aus dem Ozean größer ist als durch das Eis an die Atmosphäre abgeführt werden kann (Maykut und Untersteiner, 1971).

Als Folge divergenter Eisbewegungen bilden sich Rinnen und Risse offenen Wassers in der Eisdecke. Der Flächenanteil offenen Wassers bestimmt dabei maßgeblich den Wärmefluß vom Ozean in die Atmosphäre. Dieser Wärmefluß wird anfangs nicht wesentlich erniedrigt, wenn sich dünnes Eis bildet.

Konvergente Eisbewegungen bewirken dagegen eine Deformation insbesondere des dünnen Eises, die zur Ausbildung von Preßeisrücken führt und die Rauigkeit der Eisober- und -unterseite erhöht. Je rauher das Eis dabei wird, umso größer wird die dynamische Reibung zwischen Eis und Luft bzw. Eis und Wasser, was zu einer Verstärkung der Eisdrift unter dem Einfluß von Wind und Strömung und damit zu weiteren konvergenten oder divergenten Eisbewegungen führt.

In Abschn. 1.4 werden weitere Aspekte für die Bedeutung von Eisdickenmessungen genannt.

1.3 Die Eisdickenverteilung

Aus den Erläuterungen des letzten Abschnitts geht hervor, daß die Dicke von Meereis keine einfache Größe ist, die sich beispielsweise durch Angabe eines Mittelwertes ausreichend beschreiben läßt, sondern daß sie großen zeitlichen und lateralen Schwankungen unterworfen sein kann. Es ist deshalb allgemein üblich, von einer Eisdickenverteilung zu sprechen und die Form dieser Verteilung zu charakterisieren.

Die räumliche Eisdickenverteilung in einem endlichen Gebiet G kann wie folgt definiert werden (Thorndike *et al.*, 1975, 1992): Wenn $dA(z_E, z_E + dz_E)$ die Fläche innerhalb von G repräsentiert, die mit Eis einer Dicke zwischen z_E und $z_E + dz_E$ bedeckt ist, dann wird die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) der Eisdicke $p(z_E)$ durch

$$p(z_E) dz_E = dA(z_E, z_E + dz_E) / G \quad 1.1$$

gegeben. $p(z_E)$ besitzt die Dimension m^{-1} und gibt die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Meßwertes $z_E(x)$ zwischen z_E und $z_E + dz_E$ am Ort x im Gebiet G an.

Aus Feldmessungen wird $p(z_E)$ ermittelt, indem man die relative Häufigkeitsverteilung $\text{Prob}(z_E < z_E(x) < z_E + dz_E)$ der Daten bestimmt und die Werte durch die Breite der einzelnen Eisdickenintervalle der Verteilung dividiert:

$$p(z_E) = \text{Prob}(z_E < z_E(x) < z_E + dz_E) / dz_E \quad 1.2$$

Insbesondere die Bereiche in einer Verteilung, die dickes Eis repräsentieren und zu denen hauptsächlich Preßeisrücken beitragen, können oft durch bestimmte typische Funktionen beschrieben werden. Beispielsweise fanden Wadhams und Horne (1980) aus U-Boot-Sonarmessungen, daß sich die Dickenverteilung von Eiskielen in der Beaufortsee durch eine negativ-exponentielle Funktion der Form

$$p(z_E) dz_E = B \exp(-bz_E) dz_E \quad 1.3$$

beschreiben läßt. Dabei können die Koeffizienten B und b wie folgt aus dem mittleren gemessenen Eiskiel-Tiefgang \bar{z}_{Kiel} und mittleren Abstand pro Entfernungseinheit n_{Kiel} bestimmt werden:

$$b = (\bar{z}_{Kiel} - z_0)^{-1}$$

$$B = n_{Kiel} b \exp(bz_0)$$

z_0 ist ein Schwellwert, oberhalb dessen ein Eiskiel erst als selbständige Erscheinung betrachtet wird (vgl. Abschn. 5.2.4)

1.4 Weitere Aspekte von Eisdickenmessungen

Neben der oben dargelegten generellen Bedeutung der Eisdicke zur Beschreibung eines Meereisregimes und seiner Wechselwirkungen mit Atmosphäre und Ozean ergeben sich weitere, eng damit verbundene Fragestellungen, für deren Bearbeitung eine Kenntnis der Eisdicke von Bedeutung ist.

1. Als Folge der vielfältigen Wechselwirkungen im System Atmosphäre-Eis-Ozean wird erwartet, daß sich die mittlere jährliche Meereisdicke verringern wird, wenn sich die globale Atmosphäre z.B. aufgrund steigender CO_2 -Konzentrationen erwärmt (Mitchell *et al.*, 1990). Allerdings werden in den numerischen Modellen, von denen diese Ergebnisse abgeleitet wurden, dynamische Prozesse nicht oder nicht ausreichend berücksichtigt. Solche umfassenden Meereismodelle befinden sich erst in der Entwicklung.

2. Da die Eisdicke in diesen Modellen einen wesentlichen Meereisparameter darstellt, sind regionale Eisdickenmessungen als Kalibrierung solcher Modelle notwendig (z.B. Fischer und Lemke, 1994; Harder und Lemke, 1994).

3. Von großer unmittelbarer und nicht zu unterschätzender Bedeutung ist die Kenntnis der Eisdicke darüberhinaus für sämtliche menschlichen Aktivitäten in eisbedeckten Gebieten, die beispielsweise mit der Erschließung von Öl- und Gasvorkommen in der amerikanischen und sibirischen Arktis zunehmend an Bedeutung gewinnen. Die Schifffahrt und der Betrieb von Anlagen wie Bohrseln oder Pipelines sind stark auf Eisdickeninformationen angewiesen.

1.5 Techniken zur Bestimmung der Dicke von Meereis

Bisher wurden im wesentlichen vier Techniken angewandt, um die Dicke von Meereis direkt zu messen bzw. aus den Messungen abzuleiten. In der Folge abnehmender vorhandener Datenmengen sind dies (Thorndike *et al.*, 1992; Wadhams, 1994):

- Unterwasser-Sonarmessungen des Eistiefgangs
- Laseraltimetermessungen des Eisfreibords (Eis- und Schneehöhe über der Wasseroberfläche)
- Elektromagnetische Induktionsmessungen
- Bohrungen

Unterwasser-Sonarmessungen werden von U-Booten oder von ozeanographischen Verankerungen aus durchgeführt. Dabei wird die Laufzeit ermittelt, die ein Ultraschall-Impuls benötigt, um vom Meßsystem zur Eisunterseite und zurück zu gelangen. Aus der Tiefe des Sensors, die typischerweise zwischen 30 und 50 m beträgt, und der Schallgeschwindigkeit im Wasser kann daraus die Tiefe der Eisunterseite unter dem Wasserspiegel ermittelt werden. Unter weiteren Annahmen über die Dichte des Eises und seine Schneebedeckung kann daraus die Eisdicke berechnet werden. Die Genauigkeit der Technik ist möglicherweise besser als 0.5 m (Thorndike *et al.*, 1992). Die laterale Auflösung beträgt in Abhängigkeit von Abstrahlwinkel und Sensortiefe einige Meter bis wenige Zehner-Meter.

Messungen von U-Booten aus können Aufschluß über regionale Eisdickenverteilungen geben (McLaren, 1988). Außerdem bieten sie die Möglichkeit, die Struktur und Rauigkeit der Eisunterseite genau zu erfassen. Allerdings sind U-Boot-Messungen bislang nur während militärischer Missionen durchgeführt worden, so daß sie nur beschränkt publiziert werden können. Außerdem werden die Datensätze immer räumlich und zeitlich unsystematisch sein. In flachen Gewässern wie z.B. über dem sibirischen Schelf ist der Einsatz von U-Booten nicht möglich. Auch in der Antarktis ist der Einsatz militärischer, atomgetriebener U-Boote aufgrund von Bestimmungen des Antarktis-Vertrages nicht möglich.

Sonarmessungen von ozeanographischen Verankerungen aus können dagegen insbesondere Zeitserien des Eistiefgangs an einer festen Position liefern (Vinje, 1989, Moritz, 1991).

Mit Laseraltimetermessungen von Flugzeugen oder Helikoptern aus kann nach demselben Prinzip wie bei Sonarmessungen die Höhe der Eis- bzw. Schneeoberfläche über dem Wasserspiegel ermittelt werden (Ketchum, 1971, Dierking, 1995). Die Genauigkeit beträgt dabei ein bis zwei Dezimeter. Eine Berechnung der Eisdicke aus Freibordhöhen ist allerdings insbesondere aufgrund der variablen Schneedicke mit wesentlich größeren Fehlern behaftet als ihre Bestimmung aus Tiefgängen. Außerdem ist die Bestimmung des Wasserspiegels oft schwierig. Aus diesem Grunde werden Laseraltimetermessungen meistens nur zur Beschreibung der Eisrauigkeit benutzt. Aus kombinierten Laser- und Ultraschallmessungen in der zentralen Arktis ist jedoch bekannt, daß sich die Verteilung der Freibordhöhen durch eine für weite Gebiete nahezu konstante Koordinatentransformation in eine Tiefgangsverteilung überführen läßt (Comiso *et al.*, 1991; Wadhams *et al.*, 1992; siehe Abschn. 5.2.3).

Elektromagnetische Induktionsmessungen von Flugzeugen oder Helikoptern aus gehören zu den neueren Techniken zur Messung der Eisdicke (Kovacs *et al.*, 1987; Kovacs und Holladay, 1990; Multala *et al.*, 1995). Diese Technik und bisher damit durchgeführte wissenschaftliche Arbeiten werden in den nächsten Kapiteln ausführlich erläutert und weitergehend untersucht.

Nur mittels Bohrungen lassen sich Eisdicken unmittelbar bestimmen. Mit Bohrungen werden Genauigkeiten von 1 bis 2 cm bei Punktmessungen erreicht. Der Bohrlochdurchmesser beträgt üblicherweise einige Zentimeter. Die laterale Auflösung entspricht dem Meßpunktabstand. Zusätzlich zur Eisdicke kann das Freibord und der Tiefgang ohne entscheidenden Mehraufwand bestimmt werden, so daß dieses Verfahren das einzige ist, mit dem Aussagen z.B. über isostatische Bedingungen gemacht werden können. Der große Nachteil von Bohrungen ist, daß ihre Durchführung vergleichsweise aufwendig ist, wodurch der vorhandene Datensatz sehr begrenzt ist und bleiben wird.

Über die genannten Verfahren hinaus, die sämtlich die Durchführung von Expeditionen in die Meßgebiete erfordern, befinden sich auch einige Satelliten-Fernerkundungsverfahren in der Entwicklung. Diese machen sich andere, vom Weltraum aus erkundbare Eigenschaften des Eises zunutze, die eng mit der Eisdicke verbunden sind. So läßt sich z.B. aus passiven Mikrowellenmessungen das Alter des beobachteten Eises grob (einjährig/mehrjährig) bestimmen, und damit eine Eisdickenklassifizierung durchführen. Eine Eisklassifizierung und Beschreibung der Rauigkeit der Eisoberfläche ist auch mit Radar-Messungen möglich.

Die Qualität und die Verfügbarkeit der hier dargestellten Verfahren kann den Bedarf an einfachen, operativen und jederzeit einsetzbaren Methoden zur Bestimmung der Dicke von Meereis nicht decken. Es besteht weiterhin die Notwendigkeit, solche Methoden zu entwickeln bzw. weiterzuentwickeln. Diesem Zweck dienen die in dieser Arbeit durchgeführten Bemühungen.

1.6 Der zugrundeliegende Datensatz

Die Daten, die im Rahmen dieser Arbeit bearbeitet wurden, stammen von Messungen während fünf Expeditionen des Forschungsschiffes POLARSTERN, die in Tabelle 1.1 aufgelistet sind und deren Einsatzgebiete in Abb. 1.1 gezeigt werden. Expeditionen in die Antarktis werden dabei mit "ANT" gekennzeichnet, solche in die Arktis mit "ARK".

Tabelle 1.1: POLARSTERN-Expeditionen, bei denen Daten für diese Arbeit gewonnen wurden.

Expedition	Zeit	Gebiet	Eisbedingungen	Messungen
ANT 10/4 (Lemke, 1994)	Mai bis August 1992	Weddellmeer	Ein-/ zwei- jähriges (?) Eis, schneebedeckt	Seismik
ARK 9/1 (Eicken und Meincke, 1993)	Februar/März 1993	Framstraße	Mehrjähriges Eis, schneebedeckt	Seismik, Elektromagnetik
ARK 9/4 (Fütterer, 1994)	August bis Oktober 1993	Barents- und Laptewsee	Ein- und mehrjähriges Eis, Schmelztümpel	Elektromagnetik
ANT 11/3 (Miller und Grobe, 1995)	Januar bis März 1994	Bellingshausen- und Amundsensee	Ein-/ mehr- jähriges (?) Eis, schneebedeckt	Seismik, Elektromagnetik, EM-/Laser- Bugmessung
ARK 11/1 (Rachor, in Vorber.)	Juli bis September 1995	Laptewsee	Einjähriges Eis, Schmelztümpel	Seismik, Elektromagnetik, (EM-/Laser- Bugmessung)

Messungen wurden in der Antarktis sowie in der Arktis durchgeführt, sowohl im jeweiligen Sommer (ANT 11/3, ARK 9/4, ARK 11/1) als auch im Winter (ANT 10/4, ARK 9/1). Deshalb wird es am Ende dieser Arbeit möglich sein, (Kapitel 4), die Anwendbarkeit der beiden untersuchten Verfahren auch unter verschiedenen und teils extremen Bedingungen zu beurteilen, die die Eiseigenschaften wesentlich beeinflussen bzw. verändern können.

Während aller Expeditionen wurden außerdem eine Vielzahl von Dickenbohrungen entlang der geophysikalischen Profile abgeteuf und zahlreiche Eiskerne zur Untersuchung der physikalischen und chemischen Eiseigenschaften erbohrt. Während regelmäßiger Eisbeobachtungen von der Schiffsbrücke aus wurden die allgemeinen Eisverhältnisse entlang der Fahrtrouten im Abstand von 1 bis 2 Stunden dokumentiert (Haas *et al.*, 1992; Viehoff *et al.*, 1993; Haas und Viehoff, 1994; Evers und Jochmann, 1995).

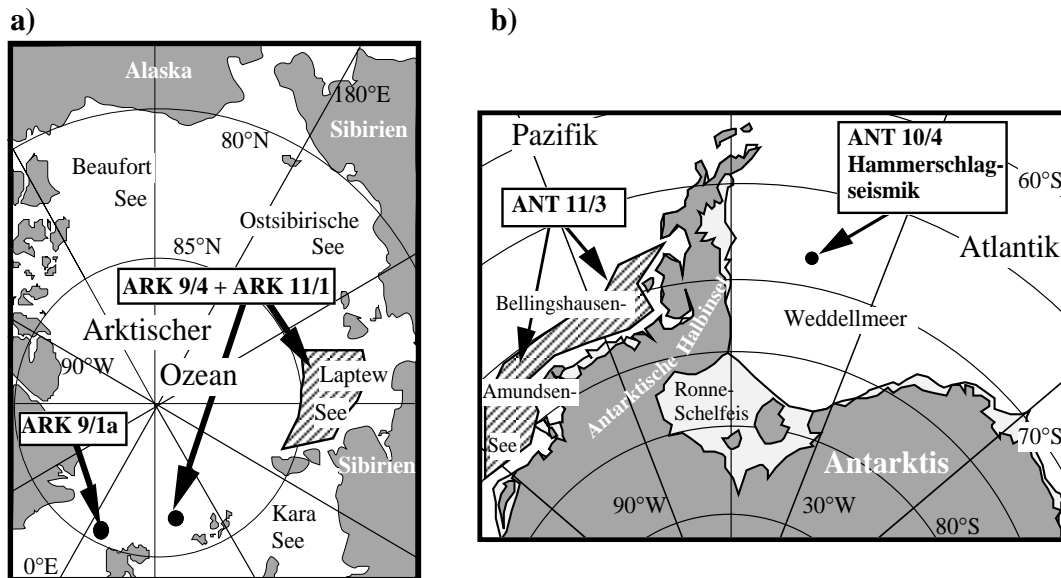


Abb. 1.1: Karten des Arktischen Ozeans und der Antarktis im Bereich der Antarktischen Halbinsel, die die Forschungsgebiete der Expeditionen aus Tabelle 1.1 bzw. einzelne Positionen zeigen, an denen Messungen durchgeführt wurden.

1.7 Definitionen

Abb. 1.2 zeigt ein schematisches Profil einer Eisscholle mit einem Preßeisrücken zur Erläuterung der Definition der Größen Eisdicke z_E , Freibord z_{Freibord} , Tiefgang z_{Tiefgang} sowie Preßeisrückenhöhe und -tiefgang, die auch als Segelhöhe z_{Segel} und Kieltiefe z_{Kiel} bezeichnet werden.

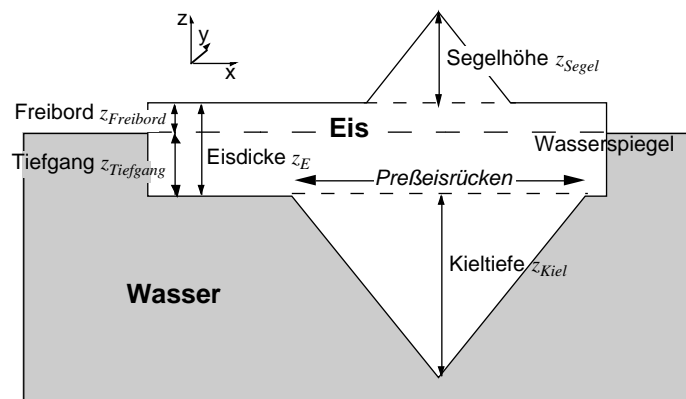


Abb. 1.2: Schematischer Profilschnitt durch eine Eisscholle mit einem Preßeisrücken zur Definition von Parametern zur Beschreibung der Eisdicke.

Da das in dieser Arbeit untersuchte EMI Verfahren nicht zwischen Schnee und Eis unterscheiden kann, wird im Zusammenhang mit den EM-Messungen unter der Eisdicke immer die Summe aus Eis- plus Schneedicke verstanden, und "Eis-" und "Schneeoberfläche" werden synonym gebraucht. Vereinfachend wird die an Bohrlöchern direkt gemessene Eisdicke vielfach als "Bohrergebnis" oder die "erbohrte Eisdicke" bezeichnet werden. Außerdem wird oft der Begriff "wahre Eisdicke" benutzt. Es sei jedoch bereits hier darauf verwiesen, daß auch Bohrungen nur ein unvollständiges Bild der tatsächlichen Eisdickenverteilung entlang eines Profils geben können, so daß die EM-Messungen möglicherweise die wahre Eisdicke viel besser wiedergeben, da das registrierte Signal wirklich von der realen, in drei Dimensionen veränderlichen Eisdickenverteilung unter dem Meßgerät bestimmt wird. Das Problem besteht jedoch in der korrekten Interpretation des Meßsignals. Dieses wird in Kapitel 3 eingehend diskutiert.

Zur Beschreibung und Abbildung der Profile werden kartesische Koordinaten verwandt. Die x -Achse definiert grundsätzlich die Profilrichtung, wobei die Messungen immer zu aufsteigenden x -Werten bzw. Entfernungen hin durchgeführt wurden. Die positive z -Achse zeigt immer nach oben, so daß die y -Achse quer zu den Profilen orientiert ist (Abb. 1.2).

Eine Auflistung bzw. Beschreibung der benutzten Symbole und Abkürzungen befindet sich im Anhang.

2. SEISMIK

Die Ausbreitung seismischer Wellen in ausgedehnten Platten, als die auch See-Eis und Meereisschollen aufgefaßt werden können, wurde bereits anfangs dieses Jahrhunderts mathematisch beschrieben. So berechneten Lamb (1917) und Osborne und Hart (1945) die Wellenausbreitung in einer Platte in Vakuum bzw. in Wasser. Erste Untersuchungen für den speziellen Fall von See-Eis wurden von Ewing und Crary (1934) durchgeführt. Eine auf einer Flüssigkeit schwimmende Platte stellt ein gutes Modell für großskalige geologische Strukturen dar, wie z.B. für die feste Lithosphäre über der viskosen Astenosphäre. Wellen, die sich im Eis ausbreiten, können Störsignale für seismische Tiefenmessungen des Meeresbodens in eisbedeckten Gebieten darstellen, die entweder schon während der Messung oder später bei der Datenbearbeitung eliminiert werden müssen. Die ersten seismischen Untersuchungen arktischen Meereises wurden von Oliver *et al.* 1954 und von Hunkins (1960) durchgeführt, letztere während der Driftstation Alpha in den Jahren 1957/58. Aus dem Dispersionsverhalten von Plattenbiegewellen (engl.: "flexural waves"), luftgekoppelten Plattenbiegewellen (engl.: "air-coupled flexural waves") und Love-Wellen wurden mittlere Eisdicken entlang der jeweiligen Profile hergeleitet. Dabei waren die seismisch bestimmten Eisdicken allgemein geringer als die tatsächlichen.

Seismische Standardverfahren wie Refraktions- und Reflexionsseismik lassen sich zur Dickenbestimmung von Meereis nicht oder nur bedingt anwenden. Die Wellengeschwindigkeit in Wasser ist mit ca. 1450 m/s geringer als im Meereis, das Geschwindigkeiten von 3000 bis 3800 m/s aufweist. Deshalb ist die Grundvoraussetzung zunehmender Ausbreitungsgeschwindigkeiten mit zunehmender Tiefe für Refraktionsmessungen nicht erfüllt. Reflexionsmessungen sind nur dann möglich, wenn genügend hohe Signalfrequenzen angeregt werden können, um eine ausreichend große vertikale Auflösung zu ermöglichen. Dies ist im allgemeinen nur mit Ultraschallquellen oder auch mit Luftschallquellen möglich. Mit höherer Signalfrequenz nimmt jedoch die interne Streuung der Signale an kleinräumigen Inhomogenitäten zu, so daß es schwieriger wird, die Messungen zu interpretieren. Außerdem kann die Ankopplung hochfrequenter Energiequellen an das Eis problematisch sein.

In diesem Kapitel soll die Dicke des Eises aus der Ausbreitung von dispersiven Plattenbiege- und Love-Wellen bestimmt werden. Die durchgeführten Messungen ermöglichen einen Vergleich des Verfahrens während unterschiedlicher Jahreszeiten und auf verschiedenem Eis. Erstmals wurden Messungen auf einjährigem antarktischen Eis durchgeführt. Außerdem ermöglichen die Bohrungen erstmals den direkten Vergleich mit hochaufgelösten Bohrprofilen, die eine Differenzierung zwischen ebenem und deformierten Eis erlauben. Die Analyse von Eiskernen, die auf den seismischen Profilen erbohrt wurden, soll zur Herleitung von Beziehungen zwischen Eiseigenschaften, insbesondere der Porosität, und der Geschwindigkeit und Dämpfung der seismischen Wellen dienen, da diese die aus den Messungen ermittelte Eisdicke beeinflussen können.

Die entlang der seismischen Profile durchgeführten Eisdickenbohrungen in kurzem Meßpunktabstand ermöglichen darüberhinaus eine Beurteilung des lateralen Auflösungsvermögens der Methode und des Verhaltens der Wellen beim Durchgang durch Preßeisrücken.

In den zitierten frühen Arbeiten wurde die Auswertung der Daten mangels fortgeschrittener Computertechnologie vermutlich manuell vorgenommen. In dieser Arbeit konnten dagegen sämtliche Möglichkeiten digitaler Datenbearbeitung genutzt werden.

2.1 Theoretische Grundlagen

Dispersion beschreibt die Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Welle von der Frequenz. Bei dispersiven Wellen wird zwischen einer Phasengeschwindigkeit, mit der sich eine bestimmte Phase, z.B. ein Maximum oder ein Nulldurchgang, fortbewegt, und einer Gruppengeschwindigkeit unterschieden, mit der sich die Energie ausbreitet, die mit einer bestimmten Frequenzgruppe assoziiert ist (z.B. Officer, 1974). Zwischen Phasen- und Gruppengeschwindigkeit (V_{ph} und V_g) gilt grundsätzlich die Beziehung

$$V_g = V_{ph} + k \frac{dV_{ph}}{dk}, \quad 2.1$$

wobei $k = 2\pi/\lambda$ die Wellenzahl ist.

Im Falle von Eisdickenbestimmungen lassen sich je nach Dicke und elastischen Eigenschaften des Eises Dispersionskurven berechnen, die die jeweilige Frequenzabhängigkeit von Phasen- und Gruppengeschwindigkeiten beschreiben. Dispersionskurven lassen sich auch aus den Felddaten bestimmen (siehe Abschn. 2.2). Die Auswertung der Messungen stellt eine Vorwärtsmodellierung dar, wobei die Eingangsvariablen (Eisdicke und -eigenschaften) für die theoretischen Kurven (das Modell) so lange verändert werden, bis sich die bestmögliche Übereinstimmung mit den gemessenen Kurven ergibt.

2.1.1 Plattenbiegewellen

Plattenbiegewellen sind dispersive, retrograd elliptisch polarisierte Wellen, die sich in einer auf einer Flüssigkeitsoberfläche schwimmenden Platte ausbilden können. Sie erfassen die Platte in ihrer gesamten Dicke, indem sie eine fortschreitende Durchbiegung darstellen. Ewing und Crary (1934) entwickelten Gleichungen für die Phasen- und Gruppengeschwindigkeiten dieser Wellen, indem sie die Bewegungsgleichung einer dünnen Platte unter dem Einfluß der Erdbeschleunigung und der Wassertiefe lösten. Für die Phasengeschwindigkeit V_{ph} ergibt sich:

$$V_{ph}^2 = \frac{\frac{F}{\lambda^2} + \frac{G}{\lambda^2}}{\rho + \frac{D\lambda}{\alpha} \coth\left(\frac{H\alpha}{\lambda}\right)} \quad 2.2$$

mit

$$F = 1/3 \pi^2 z_E^2 \rho V_{LP}^2$$

$$G = g\rho_1 / 4\pi^2 z_E$$

$$\alpha = (1 - V_{ph}^2/V_w^2)^{-0.5}$$

$$D = \rho_1 / 2\pi z_E$$

$$H = 2\pi h$$

und Eisdicke z_E , Wellenlänge λ , Wassertiefe h , V_w Kompressionswellengeschwindigkeit in Wasser, V_{LP} longitudinale Plattengeschwindigkeit im Eis, g Erdbeschleunigung, ρ Dichte des Eises sowie ρ_I Dichte des Wassers.

Diese Gleichung wurde mit Hilfe von Messungen verifiziert, die auf See-Eis durchgeführt wurden.

Eine komplette Lösung für eine vertikal endlich ausgedehnte Schicht über einem unendlichen Halbraum aus Wasser wurde gleichzeitig von Press und Ewing (1951) und von Sato (1951) entwickelt, in Anlehnung an die Lösung von Osborne und Hart (1945) für eine in einem unendlich ausgedehnten Wasserkörper befindliche Platte. Unter den Randbedingungen, daß

1. es keine Normal- und Tangentialspannungen an der freien Oberfläche (Grenzfläche Eis/Luft) gibt,
2. die Normalspannungen an der Grenzfläche Eis/Wasser stetig sind,
3. es keine Tangentialspannungen an der Grenze Eis/Wasser gibt und
4. die Vertikalbewegungen an der Grenzfläche Eis/Wasser stetig sind,

werden eindimensionale Wellengleichungen für die Kompressions- und Scherpotentiale der Bewegungen von Eis und Wasser bzw. der Verschiebungsvektoren gelöst.

Press und Ewing (1951) lösen das resultierende Gleichungssystem unter der Annahme einer Poissonzahl ν von 0.25. Die so berechnete charakteristische Gleichung läßt sich für sehr große bzw. sehr kleine Wellenlängen auf einfache Gleichungen reduzieren:

Für Wellenlängen, die viel größer als die Eisdicke sind ($kz_E \ll 1$), ergibt sich eine symmetrische und eine antisymmetrische Lösung der charakteristischen Gleichung, die longitudinale Plattenwellen und Plattenbiegewellen repräsentieren. Die symmetrische Lösung führt unter Vernachlässigung eines Dämpfungsterms zu folgender (von der Frequenz unabhängigen) Gleichung für die Geschwindigkeit longitudinaler Plattenwellen (Press und Ewing, 1951)

$$V_{LP} = 2V_s \sqrt{1 - V_s^2 / V_p^2}, \quad 2.3$$

wobei V_p und V_s die seismischen Geschwindigkeiten der Kompressions- und Scherwellen sind. Die antisymmetrische Lösung der charakteristischen Gleichung für sehr große Wellenlängen liefert eine Dispersionsgleichung für die Phasengeschwindigkeit V_{ph} von Plattenbiegewellen (Press und Ewing, 1951):

$$V_{ph}^2 = \frac{8/3 V_s^2 \rho / \rho_1 (0.5 k z_E)^3 \left(1 - (V_s / V_p)^2\right)}{1 + k z_E \rho / \rho_1} \quad 2.4$$

(siehe Gl. 2.2 zur Erläuterung der Variablen).

Im Gegensatz dazu leitet Sato (1951) für die gleichen Randbedingungen wie oben, aber ohne weitere Annahmen insbesondere über die Poissonzahl eine charakteristische Gleichung her, die sich unabhängig von der Wellenlänge numerisch lösen läßt:

$$\Delta + \frac{1}{Z^*} (\cosh(\alpha H) \sinh(\beta H) - Z \sinh(\alpha H) \cosh(\beta H)) = 0. \quad 2.5$$

Dabei bedeuten

$$\Delta = 2(1 - \cosh(\alpha H) \cosh(\beta H)) + \left(Z + \frac{1}{Z} \right) \sinh(\alpha H) \sinh(\beta H),$$

$$Z = \sqrt{\frac{(1 - v^2/\gamma^2)(1 - v^2)}{(1 - 0.5 v^2)^2}}, \quad \frac{1}{Z^*} = \frac{\rho_1}{\rho} \frac{v^4}{4 \sqrt{(1 - v^2)^2 / \gamma_1^2}},$$

mit

$$\alpha = \sqrt{1 - v^2/\gamma^2}, \quad \beta = \sqrt{1 - v^2}, \quad \gamma = V_p / V_s, \quad \gamma_1 = V_w / V_s.$$

Dabei ist $H = 2\pi z_E / \lambda = k z_E$ die auf die Wellenlänge normierte Eisdicke, und v die auf die Scherwellengeschwindigkeit im Eis normierte Phasengeschwindigkeit, für die Gl. 2.5 zu lösen ist. Bei der Anwendung dieser Gleichung bedingt die Normierung, daß die Scherwellengeschwindigkeit nicht geringer als die Wellengeschwindigkeit im Wasser sein darf, da sonst die Terme unter den Wurzeln negativ sind. Dies stimmt nicht immer mit den gemessenen Daten überein, in denen mehrmals sehr niedrige Scherwellengeschwindigkeiten gefunden wurden.

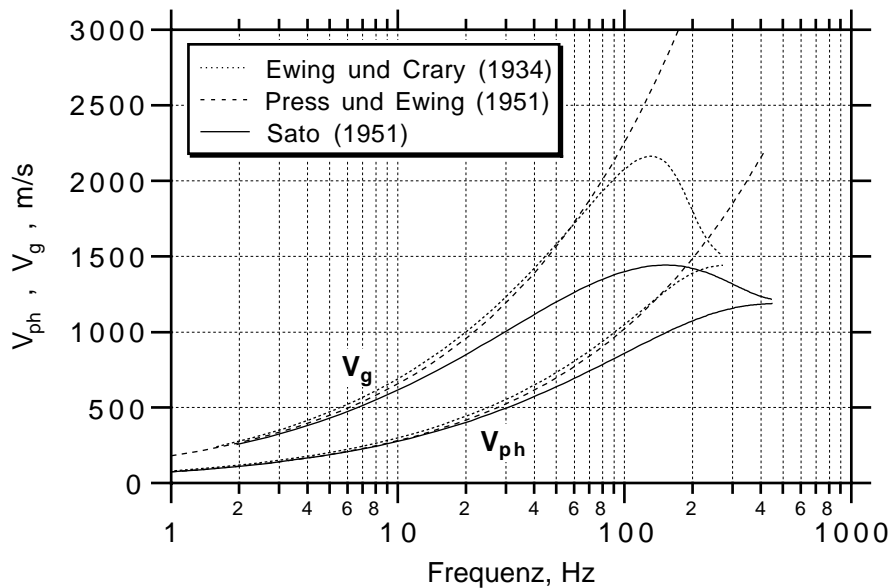


Abb. 2.1: Theoretische Dispersionskurven der Gruppen- und Phasengeschwindigkeiten V_g und V_{ph} von Plattenbiegewellen in Meereis mit einer Dicke von 2.5 m ($V_p = 3480$ m/s, $V_s = 1740$ m/s, $\rho = 910$ kgm⁻³), berechnet nach den verschiedenen Modellen von Ewing und Cray (1934, Gl. 2.2), Press und Ewing (1951, Gl. 2.4) sowie Sato (1951, Gl. 2.5).

Dispersionskurven, die nach Gleichungen 2.2, 2.4 und 2.5 für die selben Eingangsparameter $V_p = 3480$ m/s, $V_s = 1740$ m/s, $\rho = 910$ kgm⁻³ und $\rho_1 = 1010$ kgm⁻³ berechnet wurden, sind in Abb. 2.1 dargestellt. Die Gruppen-

geschwindigkeit wurde - wie grundsätzlich in allen folgenden Rechnungen und Abbildungen - nach Gl. 2.1 durch numerische Differentiation aus der Phasengeschwindigkeit berechnet. Wie aus der Zunahme der Gruppengeschwindigkeit mit der Frequenz ersichtlich ($dV_g/d\omega > 0$), sind Plattenbiegewellen invers dispersiv. Da $V_{ph} < V_g$, spricht man von anormaler Dispersion.

In Abb. 2.1 fällt auf, daß die verschiedenen Kurven nur für kleine Frequenzen (große Wellenlängen) ungefähr gleich sind, während sie sich bei höheren Frequenzen deutlich unterscheiden. Gl. 2.4 (Press und Ewing, 1951) wurde von Nixdorf (1992) und Eckstaller (1988) benutzt, um Wellen zu erklären, die bei seismologischen Messungen auf dem Ekström Schelfeis in der Antarktis beobachtet wurden. Auch Oliver *et al.* (1954) fanden eine gute Übereinstimmung ihrer Daten mit diesen Kurven und denen von Ewing und Crary (1934, Gl. 2.2). Im Gegensatz dazu stellte Hunkins (1960) eine wesentlich bessere Übereinstimmung mit den aus Gl. 2.5 berechneten Kurven von Sato (1951) fest. Die in der vorliegenden Arbeit erhaltenen Daten lassen sich ebenfalls besser mit den Kurven von Sato erklären (siehe Abschn. 2.2).

Die folgenden Überlegungen zum dispersiven Verhalten von Plattenbiegewellen beziehen sich gesamtheitlich auf die Gleichung von Sato (Gl. 2.5). Zur Lösung dieser Gleichung werden die Geschwindigkeiten von Kompressions- und Scherwellen, die Dichte von Eis und Wasser und die Eisdicke als freie Eingangsvariablen benötigt. Soll das Dispersionsverhalten in Abhängigkeit von nur einer dieser Variablen (z.B. von der Eisdicke) untersucht werden, müssen folglich Annahmen über die anderen Parameter gemacht werden. In Abbildung 2.2 wird die Abhängigkeit bzw. Sensitivität der Dispersionskurven von diesen Eingangsvariablen dargestellt. Eine Variation der Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit führt vor allem zu einer Senkung oder Erhöhung des Geschwindigkeitsmaximums bei konstanter Frequenz (Abb. 2.2a+b). Variationen der P-Wellengeschwindigkeit wirken sich nur gering aus, für die dargestellten Kurven beträgt die Verschiebung des Dispersionskurvenmaximums für V_g und V_{ph} , dV_g^{max}/dV_p bzw. dV_{ph}^{max}/dV_p , zwischen 0.05 und 0.11 (Abb. 2.2a). Dagegen führen unterschiedliche S-Wellengeschwindigkeiten zu erheblichen Änderungen der Maxima der Gruppen- und Phasengeschwindigkeitskurven und damit zu deutlichen Abweichungen der Kurven voneinander. dV_g^{max}/dV_s beträgt hier zwischen 0.40 und 0.59, bzw. dV_{ph}^{max}/dV_s zwischen 0.28 und 0.45 (Abb. 2.2b). Variationen des V_p/V_s -Verhältnisses bzw. der Poissonzahl machen sich deshalb nur dann stärker bemerkbar, wenn sich dabei die S-Wellengeschwindigkeit ändert.

In Abb. 2.2c wird die Auswirkung von unterschiedlichen Dichten auf den Verlauf der Dispersionskurven gezeigt. Für die betrachteten Dichten von 850 bzw. 920 kg/m³, bei denen es sich um zu erwartende Extremwerte handelt (Eicken *et al.*, 1995), unterscheiden sich die Kurven kaum.

Änderungen der Eisdicke bei konstanter Eisdichte und konstanten Geschwindigkeiten sind schließlich in Abb. 2.2d dargestellt. Sie führen zu Verschiebungen der Dispersionskurven entlang der (logarithmischen) Frequenzachse, bei konstanten Beträgen der Phasen- und Gruppengeschwindigkeit einschließlich der Maxima. Je dicker das Eis ist, desto schneller breitet sich eine Wellengruppe konstanter Frequenz aus. Mit zunehmender Eisdicke werden die Frequenzabstände der Kurven jedoch geringer, d.h. die Sensitivität der Dispersionskurven gegenüber Eisdickenänderungen nimmt für zunehmende Eisdicken ab.

Für die Bestimmung der Eisdicke aus dispergierenden Plattenbiegewellen folgt aus der vorangegangenen Diskussion der Abbildungen 2.2:

1. Änderungen der Eisdicke wirken sich durch Änderungen der Phasen- und Gruppenschwindigkeit von Wellenpaketen konstanter Frequenz aus. Die V_g - bzw. V_{ph} -Maxima verschieben sich bei konstantem Betrag entlang der (logarithmischen) Frequenzachse.
2. Dispersionskurven für veränderliche Eisdicken bei konstanten P- und S-Wellengeschwindigkeiten einerseits und Kurven für konstante Eisdicken bei variablen Geschwindigkeiten andererseits können sich schneiden. Diese Mehrdeutigkeit kann zu falschen Abschätzungen der Eisdicke führen, wenn sich aufgrund von schlechter Datenqualität Dispersionskurven nur eingeschränkt, d.h. nur über einen kleinen Frequenzbereich, aus den Daten bestimmen lassen.
3. Das Eisdicken-Auflösungsvermögen der Dispersionsanalyse nimmt für zunehmende Eisdicken ab. Dabei ist jedoch zu beachten, daß es für Eisdicken geringer als 1 m schwierig werden kann, genügend hohe Signalfrequenzen (d.h. deutlich über 100 Hz) anzuregen. Die Dispersionskurven liegen im Frequenzbereich von 50 bis 100 Hz am weitesten voneinander entfernt (in Abb. 2.2d aufgrund der logarithmischen Abszisse nicht deutlich erkennbar), d.h. in diesem Bereich ist das Auflösungsvermögen am größten.

2.1.2 Love-Wellen

Horizontal polarisierte Scherwellen (SH-Wellen), die auf eine freie Oberfläche oder die Grenze zu einer Flüssigkeit einfallen, werden vollständig und ohne Phasenverschiebung reflektiert. Folglich verhält sich eine schwimmende Eisplatte wie ein Wellenleiter für die Ausbreitung von SH-Wellen, die sich über große Entfernungen fortpflanzen können. Love-Wellen sind SH-Wellen, die durch Interferenz von Wellen erklärt werden können, die vielfach und unter verschiedenen Winkeln an der Eisober- und Unterseite reflektiert wurden. Nach vielen Reflexionen ist die Amplitude für diejenigen Wellen am größten, für die konstruktive Interferenz zwischen mehrfachen Reflexionen auftritt. Eine einfache geometrische Betrachtung für eine Eisplatte der Dicke z_E (z.B. Press und Ewing, 1951) liefert

$$2z_E \cos(\vartheta) = n\lambda \quad 2.6$$

als Bedingung für konstruktive Interferenz, wobei ϑ den Ein- bzw. Ausfallswinkel der SH-Welle und λ die Wellenlänge darstellt. n bestimmt die normale Mode der Ausbreitung, indem es für jedes n eine feste Beziehung zwischen λ und ϑ für konstruktive Interferenz gibt. Die nullte Mode stellt die direkte SH-Welle dar, die nicht an der Eisober- oder -unterseite reflektiert wurde. Ebenfalls aus der Geometrie des Problems ergibt sich für die Phasengeschwindigkeit $V_{ph} = V_s / \sin(\vartheta)$, so daß mit Gl. 2.6 die Dispersionsbeziehung

$$V_{ph} = V_s / \left(\sin\left(0.5n\lambda / z_E\right) \right) \quad 2.7$$

folgt. Gl. 2.1 liefert daraus für die Gruppengeschwindigkeit

$$V_g = V_s^2 / V_{ph} \quad 2.8$$

Abb. 2.3a zeigt Dispersionskurven von Love-Wellen für die erste und zweite Mode ($n=1,2$, Gl. 2.7, 2.8). Phasen- und Gruppengeschwindigkeit wurden auf die Scherwellengeschwindigkeit im Eis normiert, die Frequenz bzw. die Wellenlänge auf die Eisdicke und V_s . Aus der Abbildung ist ersichtlich, daß Love-Wellen invers ($dV_g/d\omega > 0$) normal ($V_{ph} > V_g$) dispersiv sind. Die untere

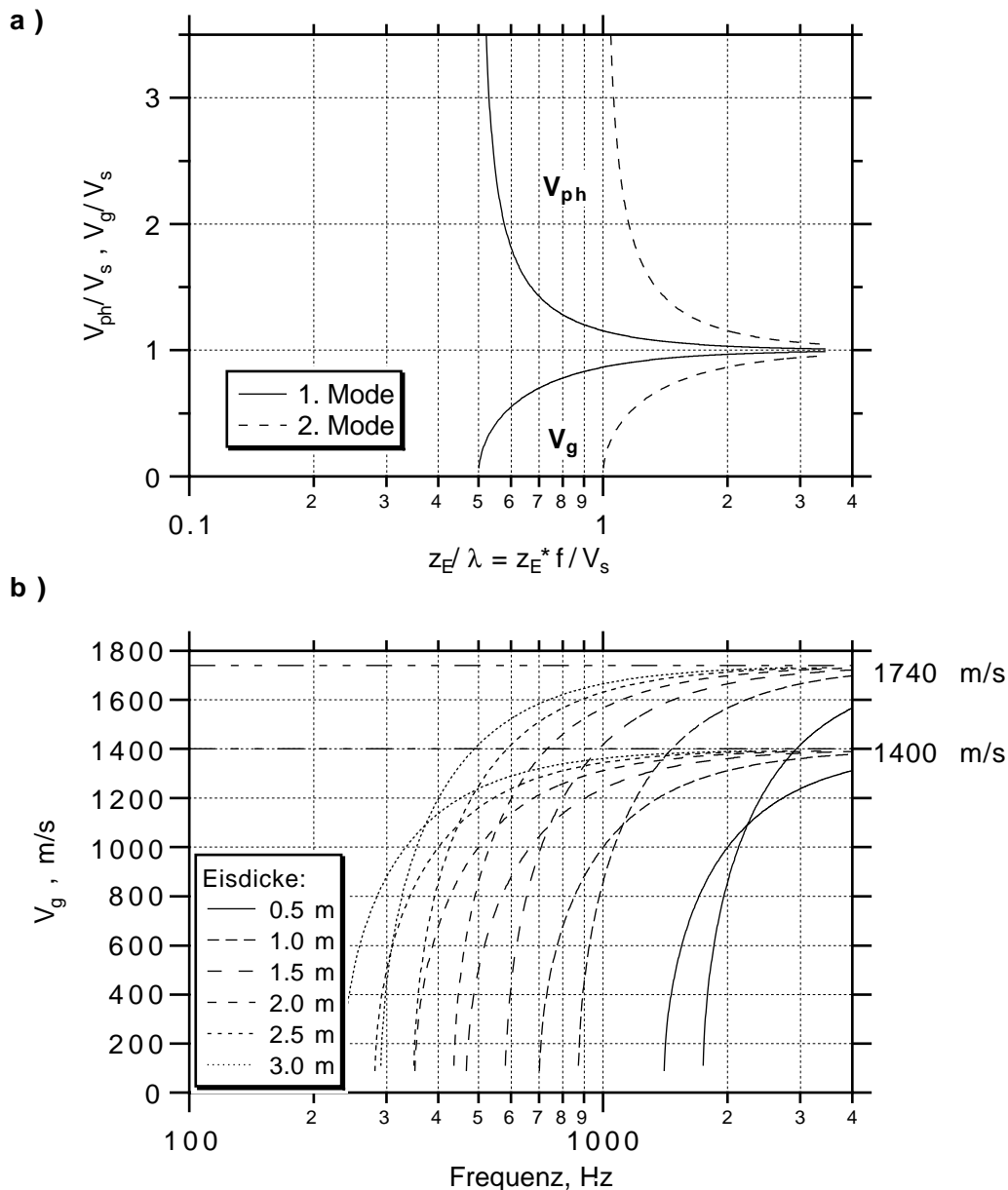


Abb. 2.3: a) Theoretische Dispersionskurven der Gruppen- und Phasengeschwindigkeiten V_g und V_{ph} von Love-Wellen (1. und 2. Mode) in Meereis, berechnet nach Gl. 2.7 und 2.8. Die Geschwindigkeiten sind auf die S-Wellengeschwindigkeit V_s im Eis normiert, die Frequenz auf Eisdicke z_E und V_s . b) Abhängigkeit der Gruppengeschwindigkeit V_g von Love-Wellen von der Eisdicke und Scherwellengeschwindigkeit (1400 und 1740 m/s).

Grenzfrequenz für das Auftreten der n -ten Mode beträgt $f_k = 0.5 nV_s/z_E$. Dies bedeutet z.B. für 2.5 m dickes Eis mit einer Scherwellengeschwindigkeit von 1740 m/s, daß unterhalb einer Frequenz von 348 Hz ($n=1$) gar keine Love-Wellen beobachtet werden können, die eine Bestimmung der Eisdicke erlauben. Die zweite Mode tritt erst bei der doppelten Frequenz auf, in diesem Beispiel bei 696 Hz. Für alle Moden konvergieren Phasen- und Gruppengeschwindigkeiten für große Frequenzen gegen V_s . Dies bedeutet, daß an jedem Punkt auf einem Profil die höchsten Frequenzen der ersten und jeder weiteren Mode gleichzeitig mit der nullten Mode (der direkten SH-Welle) eintreffen, und daß dann ein Wellenzug abnehmender Frequenz folgt, der sich theoretisch unendlich lang ausdehnt (Geschwindigkeit 0 m/s für die kritischen Frequenzen f_k). In Abb. 2.3b wird die Abhängigkeit der Gruppengeschwindigkeits-Dispersionskurven von Eisdicke und S-Wellengeschwindigkeit (1400 - untere Kurvenschar - und 1740 m/s - obere Kurvenschar) gezeigt. Zunehmende Eisdicke führt zu abnehmenden Frequenzen, und mit zunehmender Eisdicke verringert sich auch der Abstand der Kurven voneinander, d.h. wie bei den Plattenbiegewellen wird das Auflösungsvermögen für Eisdickenänderungen geringer. Zunehmende S-Wellengeschwindigkeit führt zu einer Streckung der Kurven hin zu höheren Gruppengeschwindigkeiten bei gleichzeitiger Erhöhung der kritischen Frequenz. Da im niedrigen Frequenzbereich die Auflösung für verschiedene Frequenzen und im oberen Frequenzbereich die Auflösung für verschiedene Geschwindigkeiten nicht sehr groß ist, wie sich in dem nahezu vertikalen bzw. horizontalen Kurvenverlauf zeigt, sollte sich eine Dispersionsanalyse insbesondere auf den mittleren Frequenzbereich stützen.

2.2 Auswertung und Datenbearbeitung

Ziel der Auswertung bzw. Datenbearbeitung ist es, aus den seismischen Daten Dispersionskurven zu bestimmen, an die dann theoretische Kurven, die in Abhängigkeit von der Eisdicke berechnet wurden, angepaßt werden können. Zur Extraktion von Phasen- und Gruppengeschwindigkeiten aus dispersiven Wellen stehen viele Verfahren zur Verfügung, die sich im wesentlichen in drei Gruppen gliedern (z.B. Dresen, 1985; Seidl und Müller, 1977):

1. Zeitbereichsverfahren (z.B. peak-and-through-Methode)
2. Frequenzbereichsverfahren (z.B. Fourier-Analyse-Methode, Kreuzkorrelationsmethode, Phasendifferenzmethode)
3. Zeit-Frequenzbereichsverfahren (P-Tau-Methode, Multiple-Filtertechnik, Moving-Window-Analyse, Summen-Differenzmethode, Produktmethode, Residuen-Dispersionsmethode).

Die Dispersionskurve für die Gruppengeschwindigkeit läßt sich am einfachsten mit der Multiplen Filtertechnik bestimmen. Diese wird im folgenden kurz erläutert.

Die Multiple Filtertechnik stellt eine Einzelspuranalyse dar, die prinzipiell für jede einzelne Spur eines Seismogramms angewandt werden kann. Die zu analysierende Spur wird zunächst mit schmalbandigen Frequenzfiltern mit verschiedenen Mittenfrequenzen bandpaßgefiltert, um Wellengruppen mit

gleicher Frequenz zu isolieren. In dieser Arbeit wurden für jede Spur Mittenfrequenzen f_m von 10 bis 310 Hz mit einem Abstand von 20 Hz gewählt. Als Bandpässe wurden Gauß-Filter $G(f)$ der Form

$$G(f) = \exp\left(-0.5 \frac{(f - f_m)^2}{df^2}\right)$$

mit einer Bandbreite df von 50 Hz (3 dB Punkte) benutzt. Es zeigte sich, daß die Wahl der Bandbreite in gewissen Grenzen relativ unkritisch für das erzielte Ergebnis ist. Abb. 2.4 zeigt einige Amplitudenspektren der Bandpaßfilter, um die Anwendung des Multiplen Filters zu verdeutlichen.

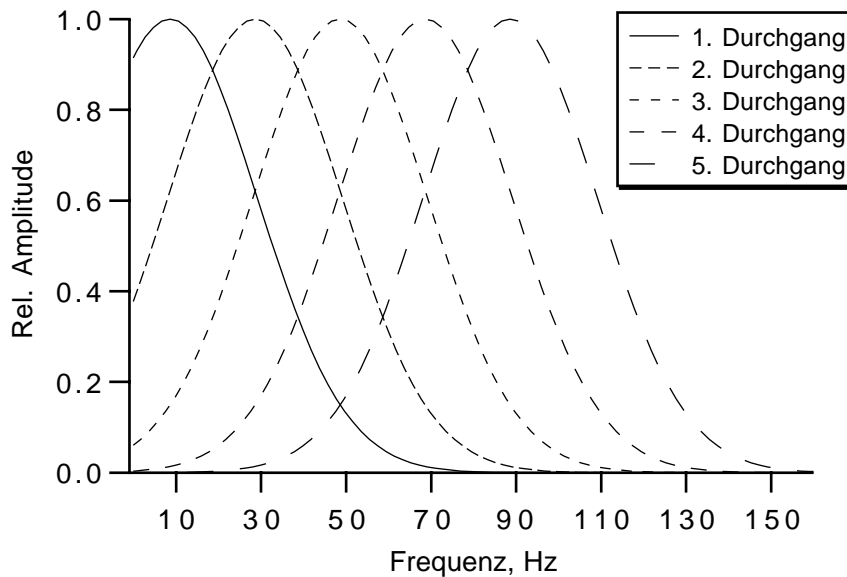


Abb. 2.4: Schematische Darstellung eines Multiplen Frequenzfilters. Dargestellt sind einzelne Spektren von Gauß-Filtern mit einer -3dB Bandbreite von 50 Hz und von Durchgang zu Durchgang steigenden Mittenfrequenzen von 10 bis 90 Hz, mit denen die zu analysierende Spur nacheinander bandpaßgefiltert wird.

Das Maximum der Energie der gefilterten Spur befindet sich im Maximum der Einhüllenden. Diese wird mit Hilfe der Hilbert-Transformierten der gefilterten Spur konstruiert. Die Hilbert-Transformierte $H(t)$ ist eine um 90° gegenüber der Ausgangsspur $S(t)$ phasenverschobene Spur. Sie wird berechnet, indem man die Ausgangsspur im Frequenzbereich mit $Q(f) = -if/|f|$ (z.B. Claerbout, 1985) multipliziert. Die Einhüllende $E(t)$ ergibt sich dann aus der Betragsbildung der Summe der Ausgangsspur und ihrer Hilbert-Transformierten:

$$E(t) = \sqrt{S(t)^2 + H(t)^2}$$

Abb. 2.5a zeigt eine seismische Spur mit einer dispersiven Welle vor und nach der schmalbandigen Filterung, in Abb. 2.5b ist die gefilterte Spur zusammen mit ihrer Hilbert-Transformierten und der aus beiden konstruierten Einhüllenden dargestellt. Die Lage des Maximums der Einhüllenden bzw. der Energie bei der jeweiligen Frequenz gibt definitionsgemäß die Gruppenlaufzeit (s.o.) an. Die Gruppengeschwindigkeit ergibt sich dann durch Division

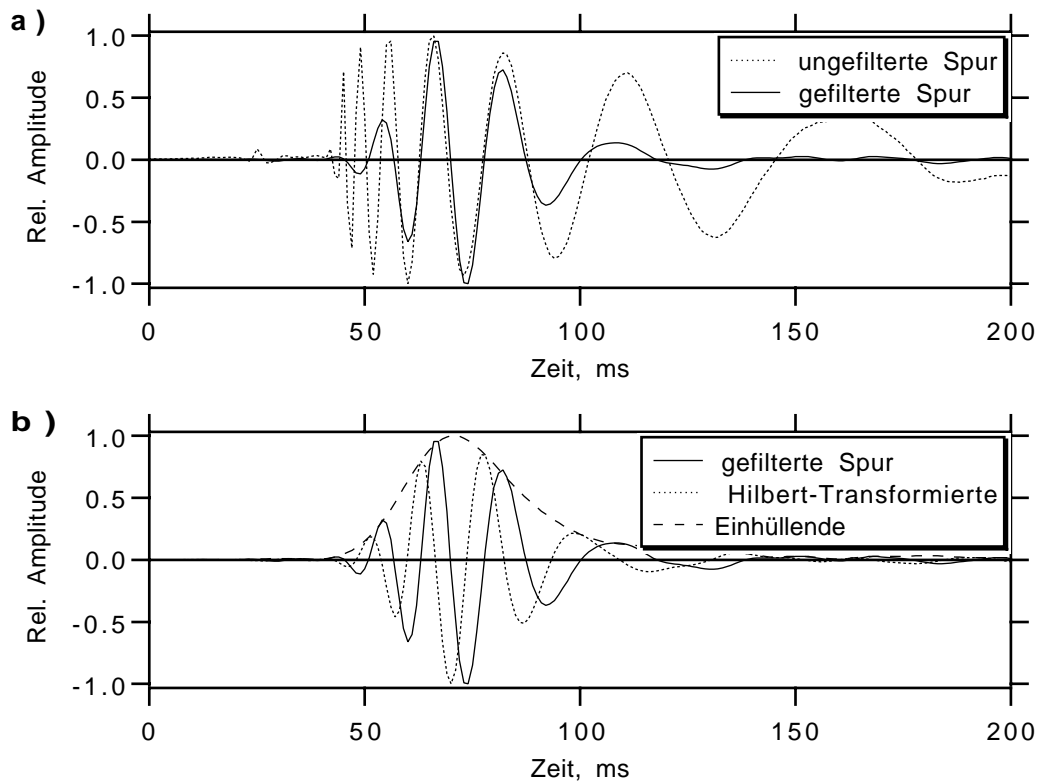


Abb. 2.5: a) Seismische Spur mit einer dispersiven Welle vor und nach der Frequenzfilterung mit einem schmalbandigen Gauß-Filter (Mittenfrequenz 70 Hz, -3dB Bandbreite 50 Hz). b) Gefilterte Spur aus (a), ihre Hilbert-Transformierte, und die aus beiden konstruierte Einhüllende.

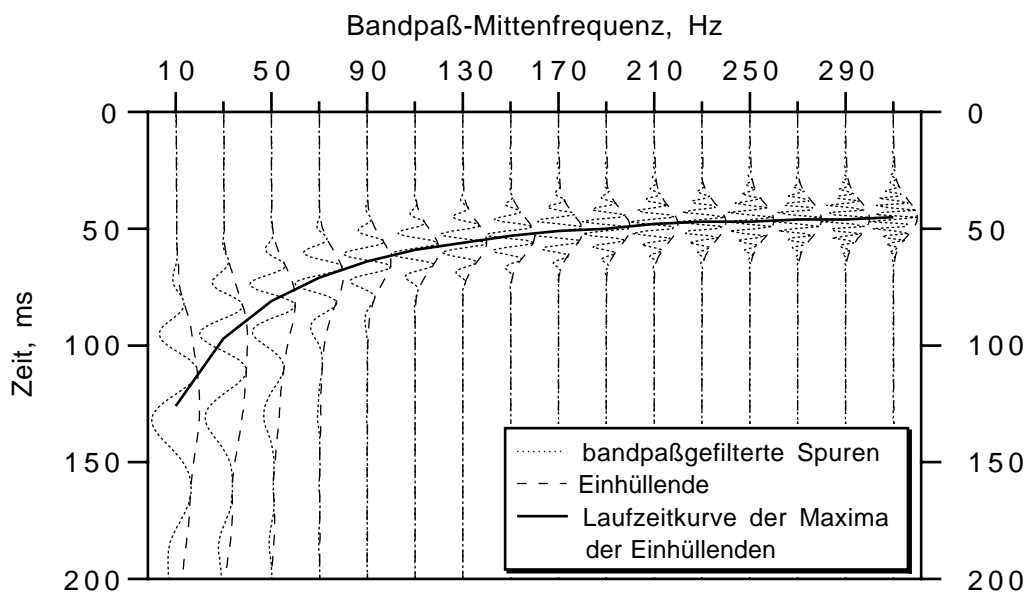


Abb. 2.6: Beispiel für die Bestimmung einer Dispersionskurve der Gruppengeschwindigkeit für die Spur aus Abb. 2.5. Dargestellt sind die mit einem Multiplen Filter gefilterten Spuren (Mittenfrequenzen 10 bis 310 Hz, Inkrement 20 Hz) und ihre Einhüllenden sowie die Laufzeitkurve, die die Maxima der Einhüllenden verbindet. Division der Schußpunktentfernung durch diese Laufzeiten liefert die Gruppengeschwindigkeiten bei der jeweiligen Mittenfrequenz.

des Schußpunkt-Geophon-Abstandes durch diese Laufzeit. Konstruiert man die Einhüllende für sämtliche gefilterten Spuren, erhält man eine Beziehung zwischen der Gruppengeschwindigkeit und der jeweiligen (Mitten-) Frequenz, und damit die gesuchte Dispersionskurve. Dies ist in Abb. 2.6 zusammenfassend für die Spur aus Abb. 2.5 dargestellt.

2.3 Durchführung der Messungen

Insgesamt wurden fünf seismische Experimente während vier Expeditionen sowohl in der Arktis (ARK 9/1: Profil 075, ARK 11/1: Profil 239) als auch in der Antarktis (ANT 10/4: Profile 204 und 206, ANT 11/3: Profil 043) durchgeführt (Tabellen 2.1, 1.1). Diese fanden jeweils unter hochsommerlichen (Profile 043 und 239) wie winterlichen (Profile 204, 206 und 075) Bedingungen statt, bei denen für die Jahreszeit typische Eisbedingungen angetroffen wurden.

Ein seismisches Experiment bestand dabei jeweils aus einem Profil, über das eine 12- bis 24-kanälige Geophonauslage mit Vertikal- oder Transversalgeophonen in einem Abstand von 10 m ausgebracht wurde. Das Profil wurde von verschiedenen, auf der Profillinie oder in ihrer Verlängerung befindlichen Positionen aus mit einem 5 kg-Hammer angeschossen. Bei jedem Experiment wurde versucht, in verschiedenen Messungen sowohl Plattenbiege- als auch Love-Wellen anzuregen bzw. zu registrieren.

Plattenbiegewellen wurden mit Hammerschlägen angeregt, die von oben auf eine auf das Eis gelegte Metallplatte ausgeführt wurden, und wurden von einem Vertikalgeophon pro Kanal entlang der Auslage registriert. SH-Wellen wurden mit horizontalen, senkrecht zur Profilrichtung gerichteten Schlägen gegen die vertikalen Endplatten eines Metallbalkens angeregt, die vorher von oben in das Eis gerammt wurden. Zur Registrierung wurden an dieselben Positionen, an denen sich Vertikalgeophone bei den Plattenbiegewellen-Messungen befanden, einzelne, transversal ausgerichtete Horizontalgeophone gesteckt. Für jede Einzelmessung wurden vier bis sechs Schläge gestapelt, um eine ausreichende Signalenergie und -qualität zu erreichen.

Bei allen Messungen wurden an ausgewählten Profilpunkten mit Hilfe eines Vertikal- und zweier Horizontalgeophone 3-Komponenten- (3K-) Registrierungen vorgenommen, um die einzelnen Wellentypen aufgrund ihrer Polarisation identifizieren zu können. Grundsätzlich wurden die Geophone mit ihren Bodenstiften direkt in das Eis gesteckt, nachdem der Schnee oder die Verwitterungsschicht - soweit vorhanden - entfernt worden war. Je nach Sprödheitsgrad des Eises war dies nicht immer leicht, und vielfach konnte nur eine schlechte Ankopplung insbesondere der Horizontalgeophone erreicht werden. Das Signal/Rausch-Verhältnis und die Ankopplung konnten oft wesentlich verbessert werden, indem die Geophone mit Schnee bzw. Eisgrus bedeckt wurden.

Soweit möglich, wurde die Eisdicke im Anschluß an die seismischen Messungen durch Bohrungen mit einem Abstand von 4 bis 10 m hochauflösend bestimmt. Während ARK 9/1, ARK 11/1 und ANT 11/3 wurde das Profil außerdem mit dem EM31 vermessen (siehe Kapitel 3). Auf jedem Profil wurde mindestens ein Eiskern erbohrt, aus dessen Analyse (Temperatur, Salinität) Informationen über die elastischen Eiseigenschaften gewonnen werden sollten.

In Tabelle 2.1 sind die wesentlichen Informationen über die einzelnen Auslagen zusammengefaßt.

2.4 Einige Datenbeispiele

2.4.1 Messungen mit Vertikalgeophonen

Die Abbildungen 2.7 bis 2.11 zeigen jeweils ein typisches Seismogrammbeispiel für jedes durchgeführte Experiment, zusammen mit den durch Bohrungen ermittelten Eisdickenprofilen entlang der Auslagen, in denen auch die einzelnen Geophonlokalisationen markiert sind. Alle Seismogramme werden deutlich von invers dispersiven Wellen dominiert, die jedoch auf den verschiedenen Profilen sehr unterschiedlich ausgeprägt sind und sich über unterschiedliche Entfernungen ausbreiten. Unglücklicherweise konnten bei beiden Messungen in den Abb. 2.7 und 2.8 (Antarktis, Winter), bei denen nahezu modellhafte Daten registriert wurden, wegen technischer Probleme keine ausreichenden direkten Dickenmessungen durchgeführt werden.

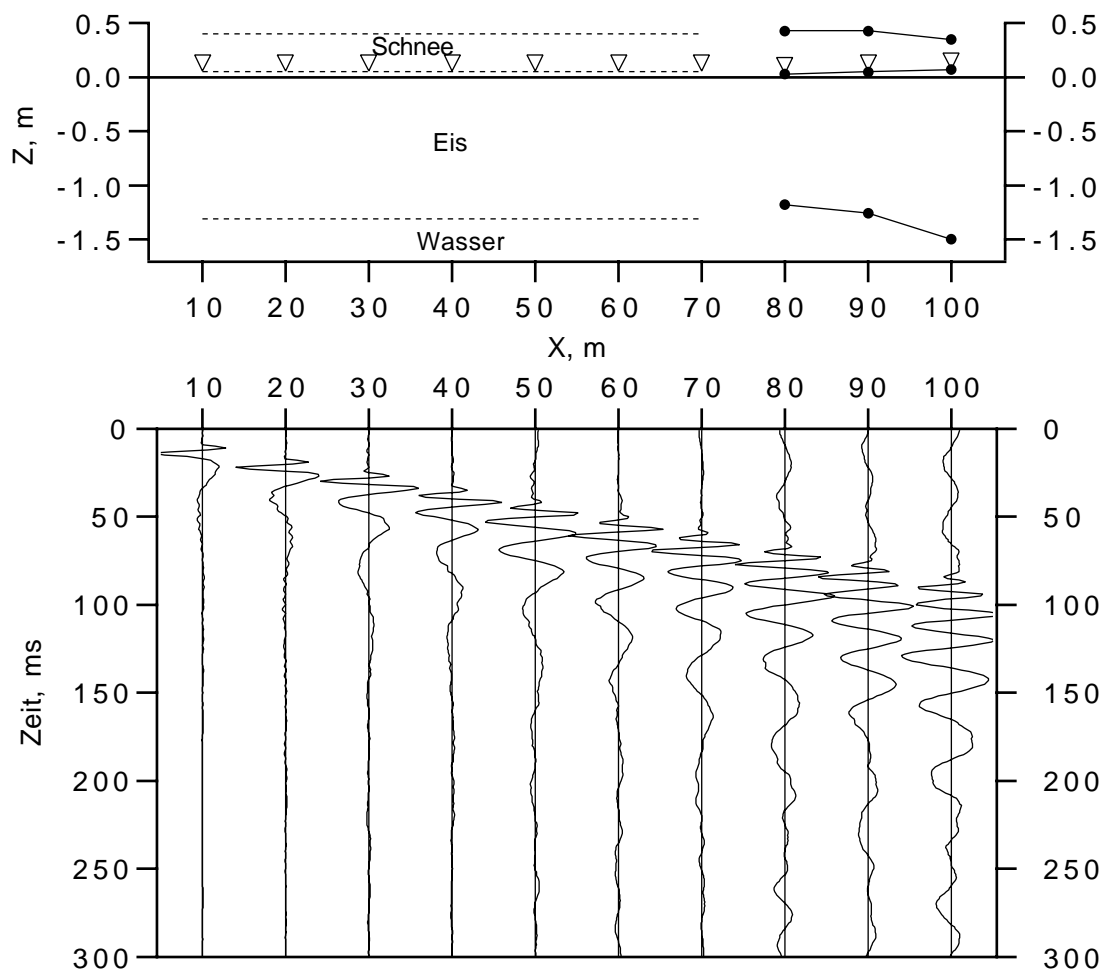


Abb. 2.7: Datenbeispiel für die Registrierung eines Schusses bei $x=0$ m mit Vertikalgeophonen auf Profil 204 (ANT 10/4). Oben ist das durch Bohrungen ermittelte Eisdickenprofil entlang der Auslage dargestellt, einschließlich der Geophonpositionen (Dreiecke). Die gestrichelten Linien deuten an, daß die Eis- und Schneedicke in diesem Bereich nur geschätzt ist (siehe Text).

Aufgrund des visuellen Eindruckes des Eises entlang der gesamten Profile einschließlich der Abschnitte zu den Schußpunkten kann aber von einer starken Gleichförmigkeit der Schollen ausgegangen werden, wie dies durch die gestrichelten Linien in den Eisdickenprofilen angedeutet ist, die die Mittelwerte aus den wenigen Bohrungen darstellen.

Das Profil in Abb. 2.10 (Arktis, Winter) erstreckt sich sowohl über nahezu ebenes (0 bis 100 m) als auch deformiertes Eis (100 bis 150 m). Auch hier sind die dispersiven Wellen im ebenen Eis gut ausgebildet. Im deformierten Eis nimmt die Datenqualität stark ab, aber trotzdem lassen sich dispersive Wellen noch bis zum Ende der Auslage beobachten, die sogar durch den Bereich des Preßeisrückens propagieren konnten.

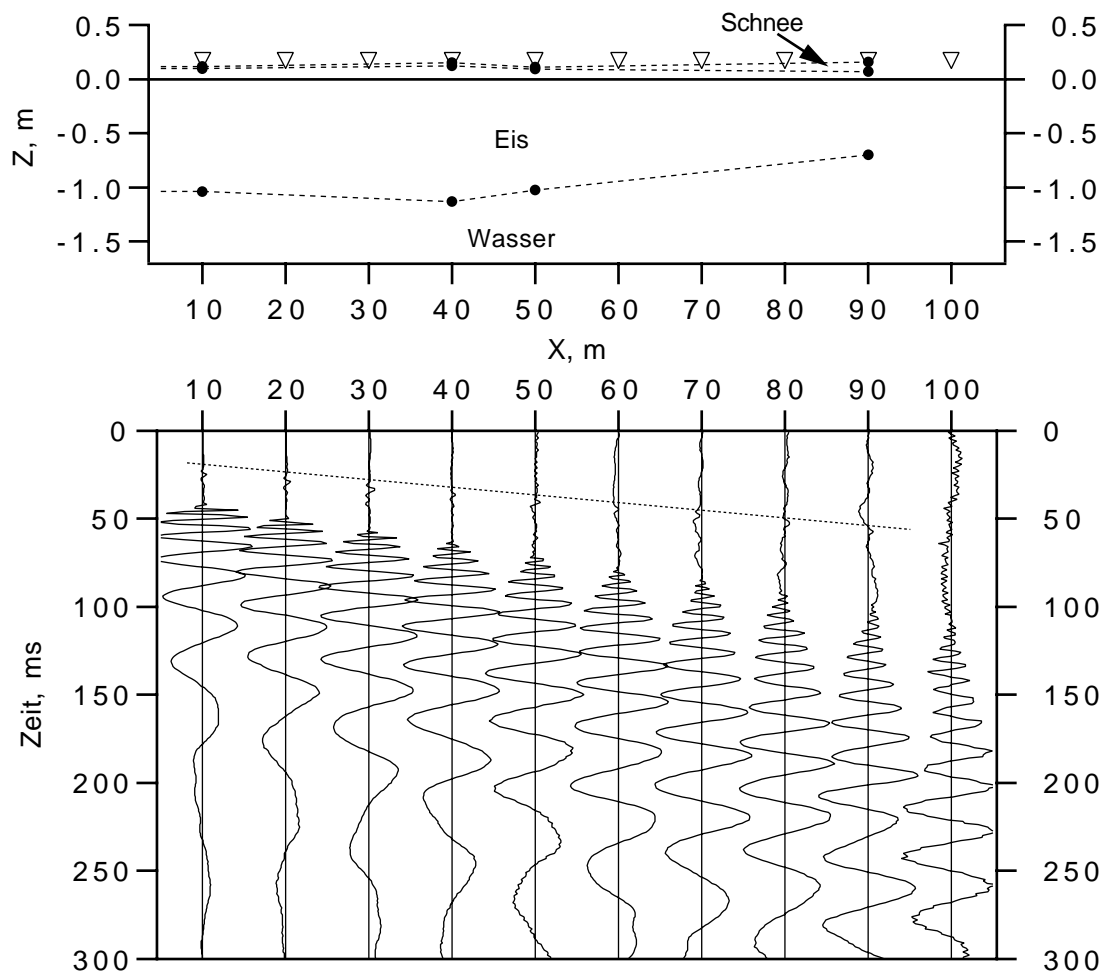


Abb. 2.8: Datenbeispiel für die Registrierung eines Schusses bei $x=-50$ m mit Vertikalgeophonen auf Profil 206 (ANT 10/4). Oben ist das durch Bohrungen ermittelte Eisdickenprofil entlang der Auslage dargestellt, einschließlich der Geophonpositionen (Dreiecke). Die gestrichelten Linien deuten an, daß die Eis- und Schneedicke zwischen den Bohrungen in großem Abstand nur geschätzt ist (siehe Text). Die gepunktete Linie im Seismogramm markiert den Ersteinsatz der longitudinalen Plattenwelle.

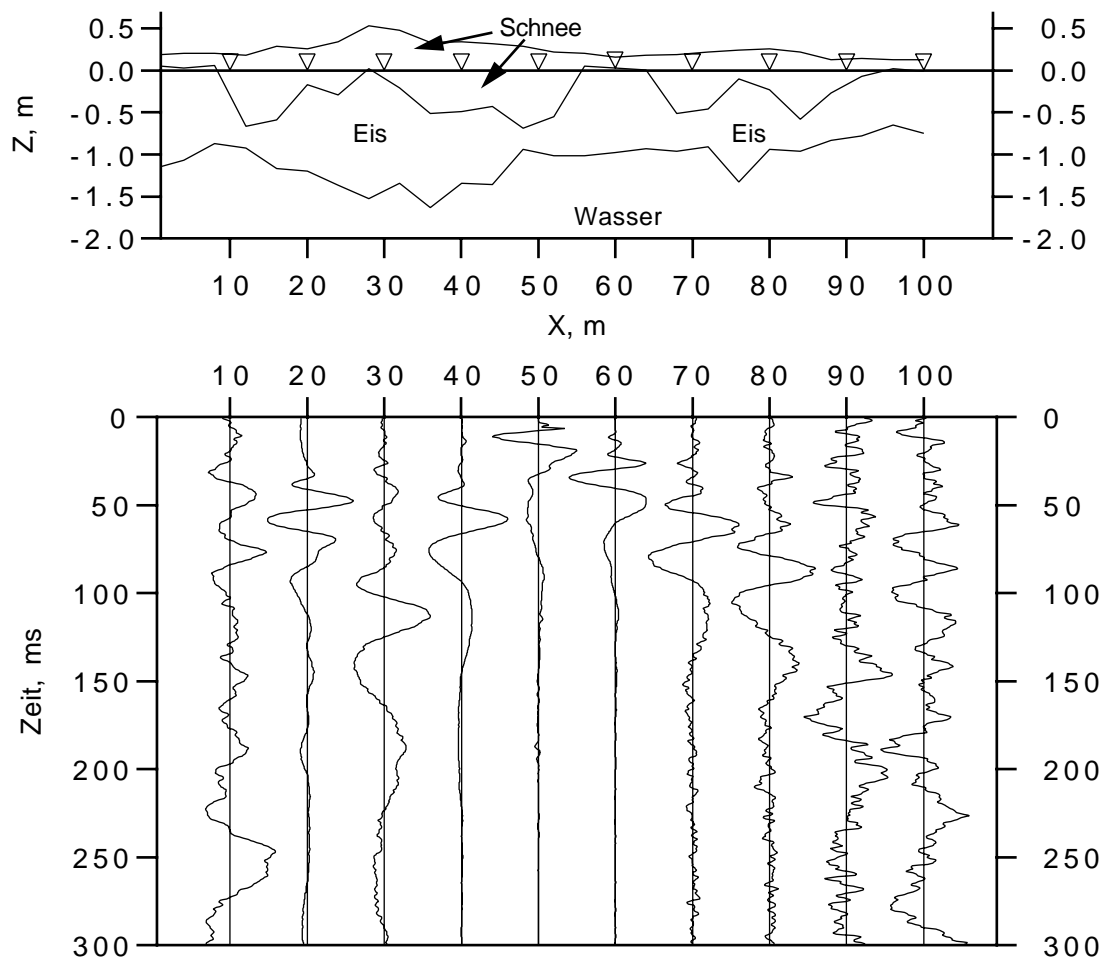


Abb. 2.9: Datenbeispiel für die Registrierung eines Schusses bei $x=50$ m mit Vertikalgeophonen auf Profil 043 (ANT 11/3). Oben ist das durch Bohrungen ermittelte Eisdickenprofil entlang der Auslage dargestellt, einschließlich der Geophonpositionen (Dreiecke).

Die beiden Experimente, die unter sommerlichen Verhältnissen durchgeführt wurden (Abb. 2.9, 2.11), zeigen weniger deutlich ausgeprägte dispersive Wellen, die sich außerdem nur über vergleichsweise geringe Entfernungen ausbreiten. Dies liegt einerseits an den unregelmäßigen Dickenprofilen der Schollen, die weit von dem Ideal einer gleichförmigen Platte entfernt sind. Andererseits bedingen die sommerlichen Eiseigenschaften mit Temperaturen nahe dem Schmelzpunkt und hohen Porositäten, daß die Elastizität und die Festigkeit des Eises stark vermindert ist und die Wellen deshalb stark gedämpft werden (Hellmann, 1990). So handelt es sich z.B. bei dem in Abb. 2.9 als Schnee bezeichneten Material eher um eine Mischung aus altem Schnee und Eisschlamm, der sich an der Schnee/Eis-Grenze aufgrund

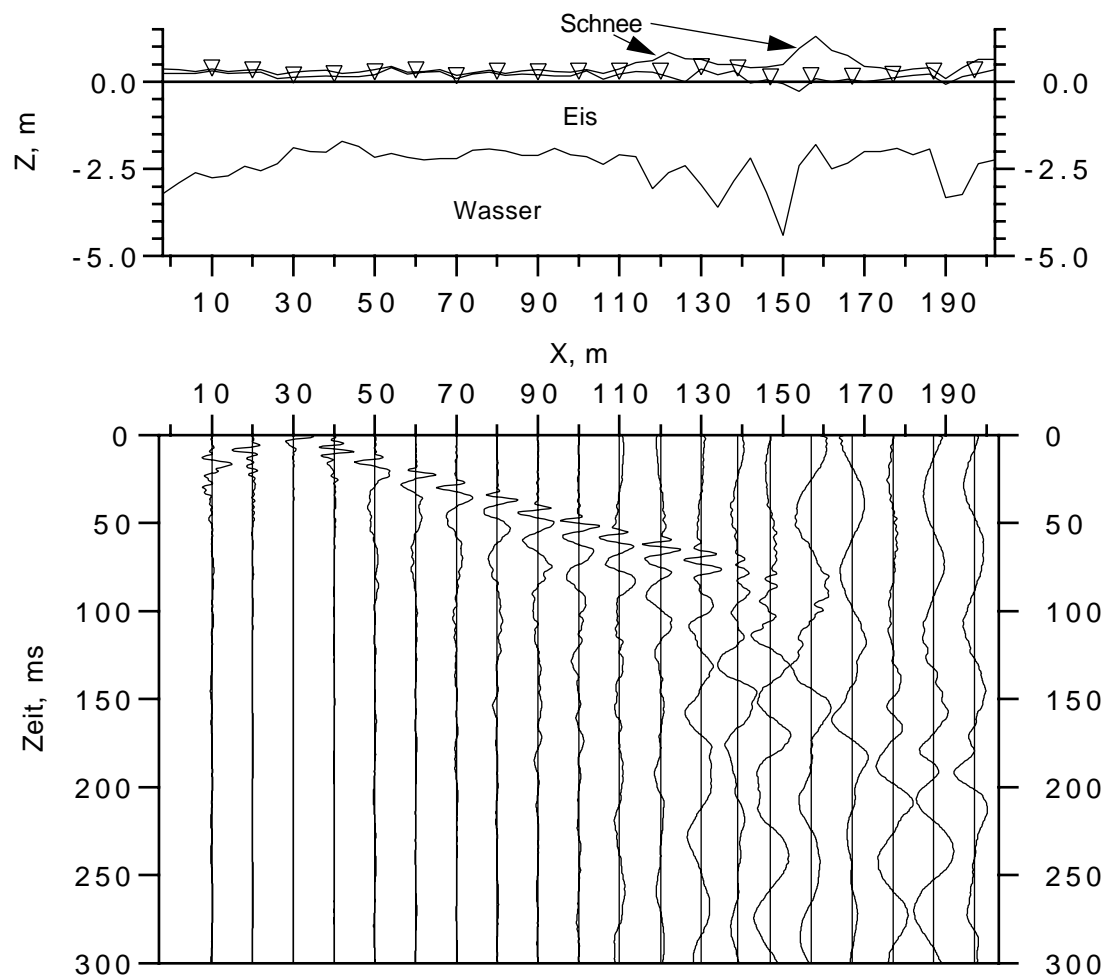


Abb. 2.10: Datenbeispiel für die Registrierung eines Schußes bei $x=30$ m mit Vertikalgeophonen auf Profil 075 (ARK 9/1). Oben ist das durch Bohrungen ermittelte Eisdickenprofil entlang der Auslage dargestellt, einschließlich der Geophonpositionen (Dreiecke).

der hohen Temperaturen gebildet hat. Teilweise war das Eis darunter sogar so weich, daß es sich mit dem Bohrer durchstechen ließ, ohne daß der Motor angestellt werden mußte.

Verglichen mit allen anderen Messungen weisen die dispersiven Wellen hier (Abb. 2.9) sehr niedrige Frequenzen und Geschwindigkeiten auf, und die Dispersion ist nicht sehr gut ausgebildet. Allerdings ist die dispersive Welle bei 50 m, d.h. unmittelbar an der Schußposition, verglichen mit den Spuren bei 30 m in Abb. 2.10 oder bei 150 m in Abb. 2.11, schon sehr gut ausgepägt, was auf eine wesentlich größere Trägheit des Eises bei diesem Experiment zurückzuführen sein könnte.

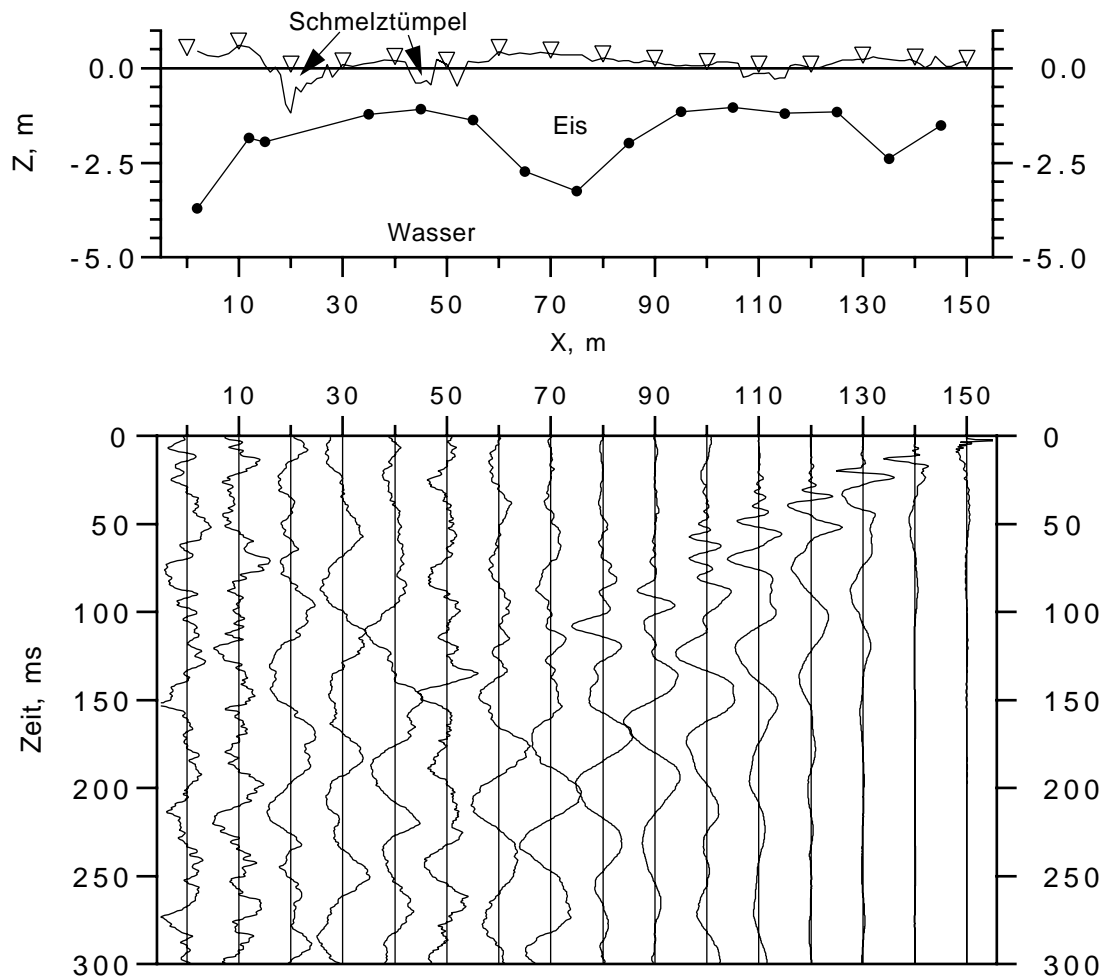


Abb. 2.11: Datenbeispiel für die Registrierung eines Schusses bei $x=150$ m mit Vertikalgeophonen auf Profil 239 (ARK 11/1). Oben ist das durch Bohrungen ermittelte Eisdickenprofil entlang der Auslage dargestellt, einschließlich der Geophonpositionen (Dreiecke). An den Stellen mit negativem Freibord befinden sich Schmelztümpel.

Bei den dispersiven Wellen handelt es sich um Plattenbiegewellen. Die retrograd elliptische Polarisation dieser Wellen ist aus den Hodogrammen in Abb. 2.12 ersichtlich, die mit einer 3K-Registrierung an Position 100 m des Schusses aus Abb. 2.7 (Schußpunkt 0 m) erzeugt wurden. Während die vertikalen und horizontal-longitudinalen Partikelbewegungen (z - und x -Komponente) von 80 bis 150 ms nahezu die gleiche Amplitude haben und um 90° phasenverschoben sind, findet in horizontal-transversaler Richtung (y -Komponente) fast keine Bewegung statt. Im Gegensatz dazu zeigt Abb. 2.13 Hodogramme derselben Spuren für den Abschnitt 35 bis 60 ms, in dem die longitudinale Plattenwelle eintrifft, die der Plattenbiegewelle vorausleitet. Man erkennt, daß diese Welle horizontal-longitudinal, d.h. in x -Richtung polarisiert ist und verglichen mit der Plattenbiegewelle höhere Frequenzen aufweist. Die starke - über den betrachteten Zeitbereich halbperiodische - Bewegung in der z -Komponente wird von einem tieffrequenten Störsignal verursacht. Wegen ihrer Polarisation in x -Richtung sind longitudinale Plattenwellen nur schwer auf Registrierungen von Vertikalgeophonen zuerkennen. In dem Beispiel in

Abb. 2.8 ist jedoch auch eine schwache Vertikalkomponente vorhanden, so daß der Durchgang der longitudinalen Plattenwelle gut zu erkennen ist (gestrichelte Linie).

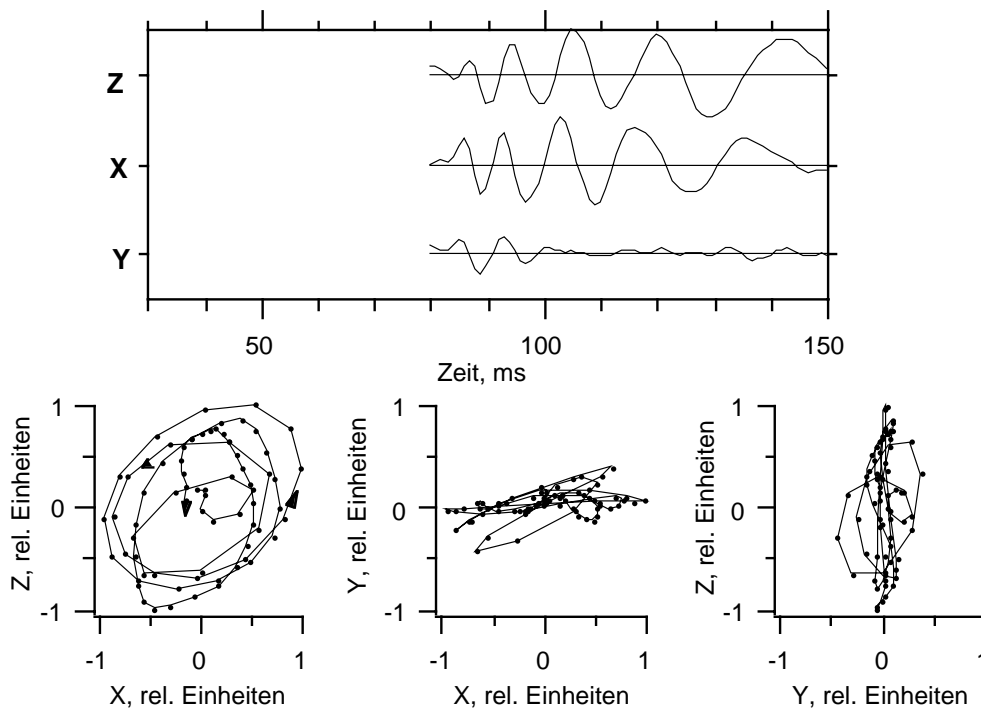


Abb. 2.12: Ausschnitt aus einer 3K-Registrierung bei $x=100$ m des Schusses aus Abb. 2.7 von 80 bis 150 ms. Darunter sind die aus diesem Ausschnitt konstruierten Hodogramme dargestellt, die eine retrograd elliptische Polarisation der registrierten Plattenbiegewelle zeigen.

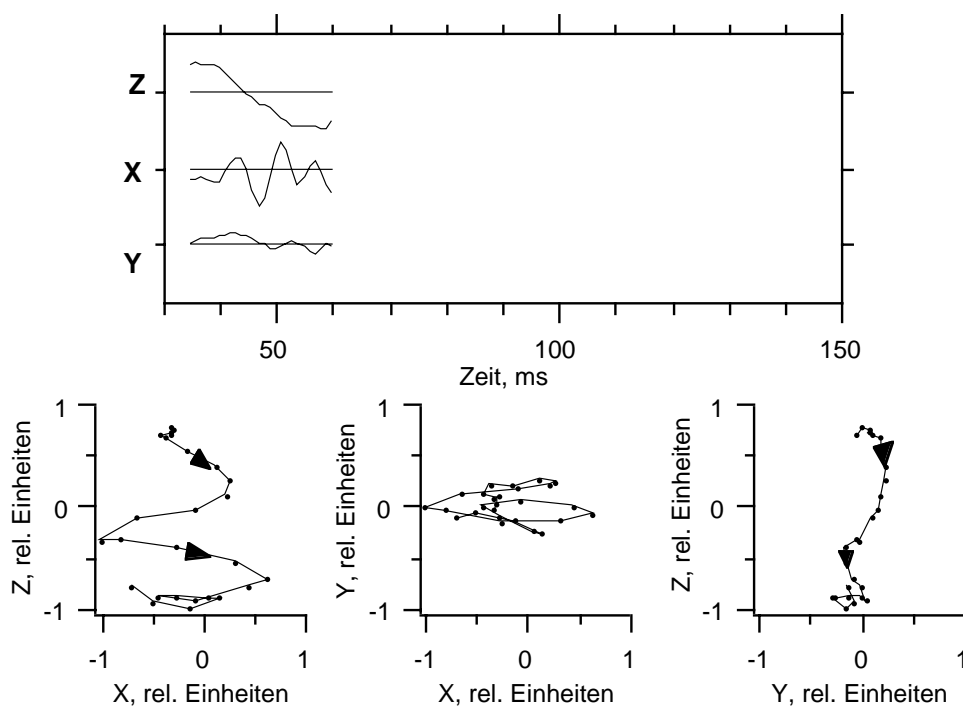


Abb. 2.13: Ausschnitt aus einer 3K-Registrierung bei $x=100$ m des Schusses aus Abb. 2.7 bei $x=100$ m von 35 bis 60 ms. Darunter sind die aus diesem Ausschnitt konstruierten Hodogramme dargestellt, die eine deutliche Polarisation der registrierten longitudinalen Plattenwelle in x-Richtung zeigen.

2. Seismik

Abb. 2.14 zeigt zwei typische Frequenzspektren von Plattenbiegewellen. Es sind die Spektren der Spuren 1 und 9 aus Abb. 2.8 dargestellt, die einen Schußpunktabstand von 60 bzw. 140 m besitzen. Beide Spektren, die zur besseren Vergleichbarkeit auf ihr Maximum normiert sind, fallen von einem niederfrequenten Maximum bei ca. 25 Hz sehr gleichmäßig zu höheren Frequenzen ab, ohne daß bestimmte Frequenzen signifikant verstärkt sind. Die Amplituden der vom Schußpunkt weiter entfernten Spur 9 sind jedoch bei hohen Frequenzen wesentlich geringer als bei der schußpunktnäheren Spur, was eine selektive Dämpfung höherer Frequenzen mit zunehmender Ausbreitungsdistanz anzeigt. Diese Dämpfung ist bei der Dispersionsanalyse zu berücksichtigen, da mit zunehmender Ausbreitungsdistanz das Signal/Rausch-Verhältnis bei hohen Frequenzen abnimmt und somit das Energie-maximum in diesem Bereich schwieriger zu bestimmen ist. Die Dispersionskurven schußpunktferner Spuren sind also im hohen Frequenzbereich weniger verlässlich.

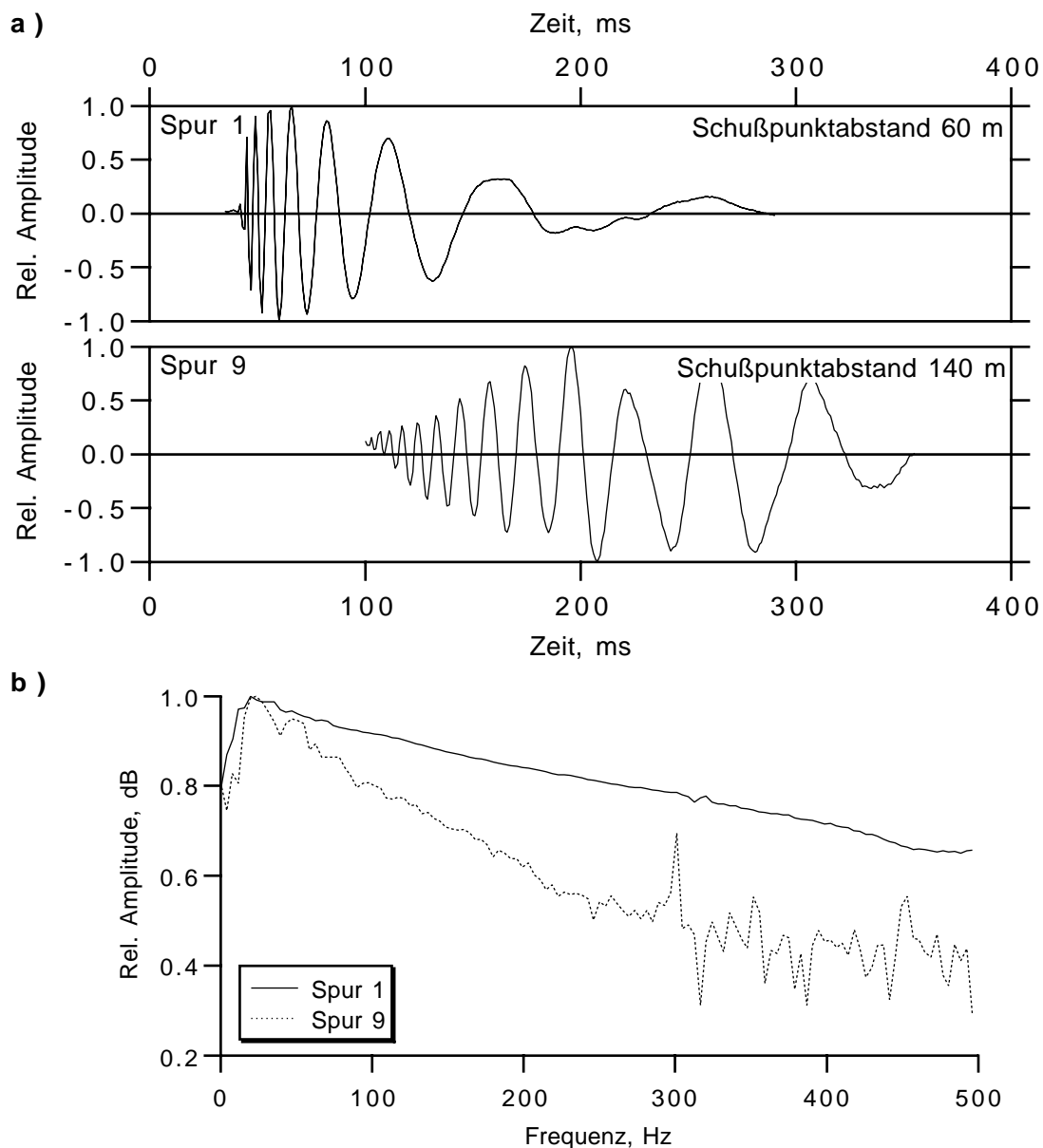


Abb. 2.14: a) Ausschnitte der Spuren 1 und 9 aus Abb. 2.8 und die für diese Ausschnitte berechneten Frequenzspektren (b).

Für die Spuren von 10 bis 90 m aus dem Seismogramm in Abb. 2.8 und die Spuren von 90 bis 130 m aus Abb. 2.10 sind in den Abb. 2.15 bzw. 2.16 exemplarisch Dispersionskurven der Gruppengeschwindigkeit zusammen mit Modellkurven dargestellt. Generell stimmen Daten und Modellkurven in den gezeigten Beispielen sehr gut überein. Allerdings ist die für das Modell angenommene Eisdicke kleiner als die wahre Eisdicke (siehe Abschn. 2.5.2).

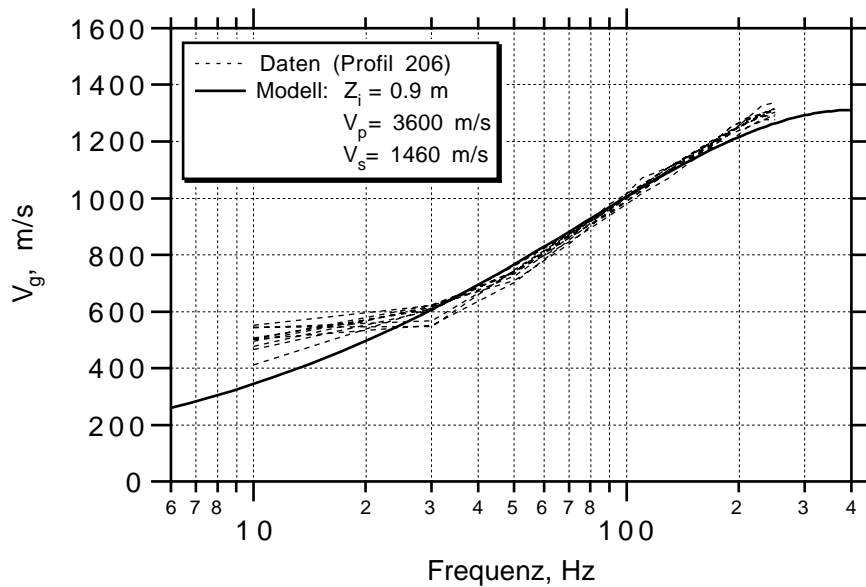


Abb. 2.15: Aus den Spuren von 10 bis 90 m in Abb. 2.8 bestimmte Dispersionskurven der Gruppengeschwindigkeit V_g und eine daran angepaßte Modellkurve nach Gl. 2.5.

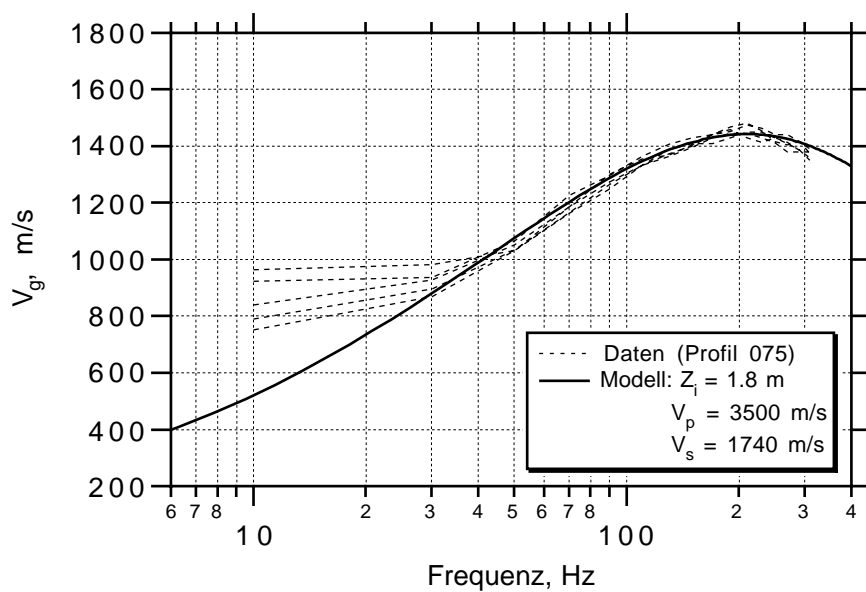


Abb. 2.16: Aus den Spuren von 90 bis 130 m in Abb. 2.10 bestimmte Dispersionskurven der Gruppengeschwindigkeit V_g und eine daran angepaßte Modellkurve nach Gl. 2.5.

Eine gute Übereinstimmung zwischen Daten und Modell ist bei den meisten Analysen erreicht worden, wenngleich die Qualität der Dispersionskurven häufig wesentlich schlechter als in den gezeigten Beispielen ist, was sich insbesondere in einem weniger glatten Verlauf der Kurven zeigt. Die gute Übereinstimmung der aus den Daten ermittelten Kurven in Abb. 2.15 und 2.16 verdeutlicht die gleichförmige Eisdicke entlang der betrachteten Profilausschnitte (Abb. 2.8 und 2.10).

Größere Abweichungen zwischen den Daten und den Modellkurven ergeben sich überwiegend in den obersten und untersten Frequenzbereichen, die deshalb meistens von der Interpretation der Kurven ausgeschlossen wurden. Während die Abweichungen bei hohen Frequenzen vermutlich auf die geringen Amplituden und die damit verbundenen geringen Energien der Wellen aufgrund der selektiven Dämpfung in diesem Bereich zurückzuführen sind, wie bei den Frequenzspektren in Abb. 2.14 gezeigt wurde, handelt es sich bei den im Vergleich zu den Modellkurven grundsätzlich zu hohen Geschwindigkeiten bei tiefen Frequenzen um den Einfluß der Eigenfrequenz der Geophone. Im untersten Frequenzbereich nehmen mit abnehmenden Frequenzen auch die Amplituden der Wellen ab. Nähern sich einem ungedämpften Geophon die Wellen mit Frequenzen im Bereich der Eigenfrequenz, so werden diese verstärkt angeregt und haben eine größere Signalenergie als die noch später eintreffenden langsameren, sehr tiefen Frequenzen der Plattenbiegewelle. Folglich befindet sich das Maximum der Einhüllenden bzw. der Energie bei der Analyse bei zu geringen Laufzeiten, was zu zu großen Geschwindigkeiten führt. Dieser Effekt ließe sich möglicherweise durch schmälere Durchlaßfenster und steilere Flanken bei der Frequenzfilterung auf kleinere Frequenzbereiche einschränken, worunter aber generell die Qualität der Dispersionskurven leidet. Besser wäre es, von vornherein breitbandige Geophone mit sehr tiefer Eigenfrequenz zu benutzen.

2.4.2 Messungen mit transversalen Horizontalgeophonen

Ein Beispiel für eine Scherwellenregistrierung mit transversal ausgerichteten Horizontalgeophonen ist in Abb. 2.17a gezeigt. Es handelt sich dabei um einen Schuß bei 80 m auf dem Profil 075 von ARK 9/1, dessen Dickenprofil und Geophonlokationen in Abb. 2.10 gezeigt wurden. Auf allen Spuren wird der Ersteinsatz von einem sehr starken, niederfrequenten Signal gebildet, dem unmittelbar sehr hochfrequente Schwingungen, teilweise schwebungsartig verstärkt, folgen. Das niederfrequente Signal ist die direkte SH-Welle bzw. nullte Love-Mode. Auf sämtlichen SH-Registrierungen aller Experimente ist sie deutlich ausgepägt, und über große Entfernungen als energiereiches Ereignis zu beobachten, wie es auch aus dem großen Signal/Rausch-Verhältnis der Spuren bei 170 und 180 m in Abb. 2.17a ersichtlich ist. Hier sind die Wellen sogar ohne große Absorption durch den Bereich des Preßeisrückens (110 bis 170 m) propagiert. Das überlagerte hochfrequente Signal ist dagegen nur in den Registrierungen von ARK 9/1 zu beobachten. Dies ist die erste Mode einer Love-Welle, die im folgenden als "die Love-Welle" bezeichnet wird.

In Abb. 2.17b wurde versucht, die direkte SH-Welle und die Love-Welle mittels Bandpaßfiltern mit Durchlaßbereichen von 4-200 Hz bzw. 300-1000 Hz aufgrund ihres unterschiedlichen Frequenzinhaltes zu trennen. Damit kann gezeigt werden, daß die Love-Welle gleichzeitig mit der direkten

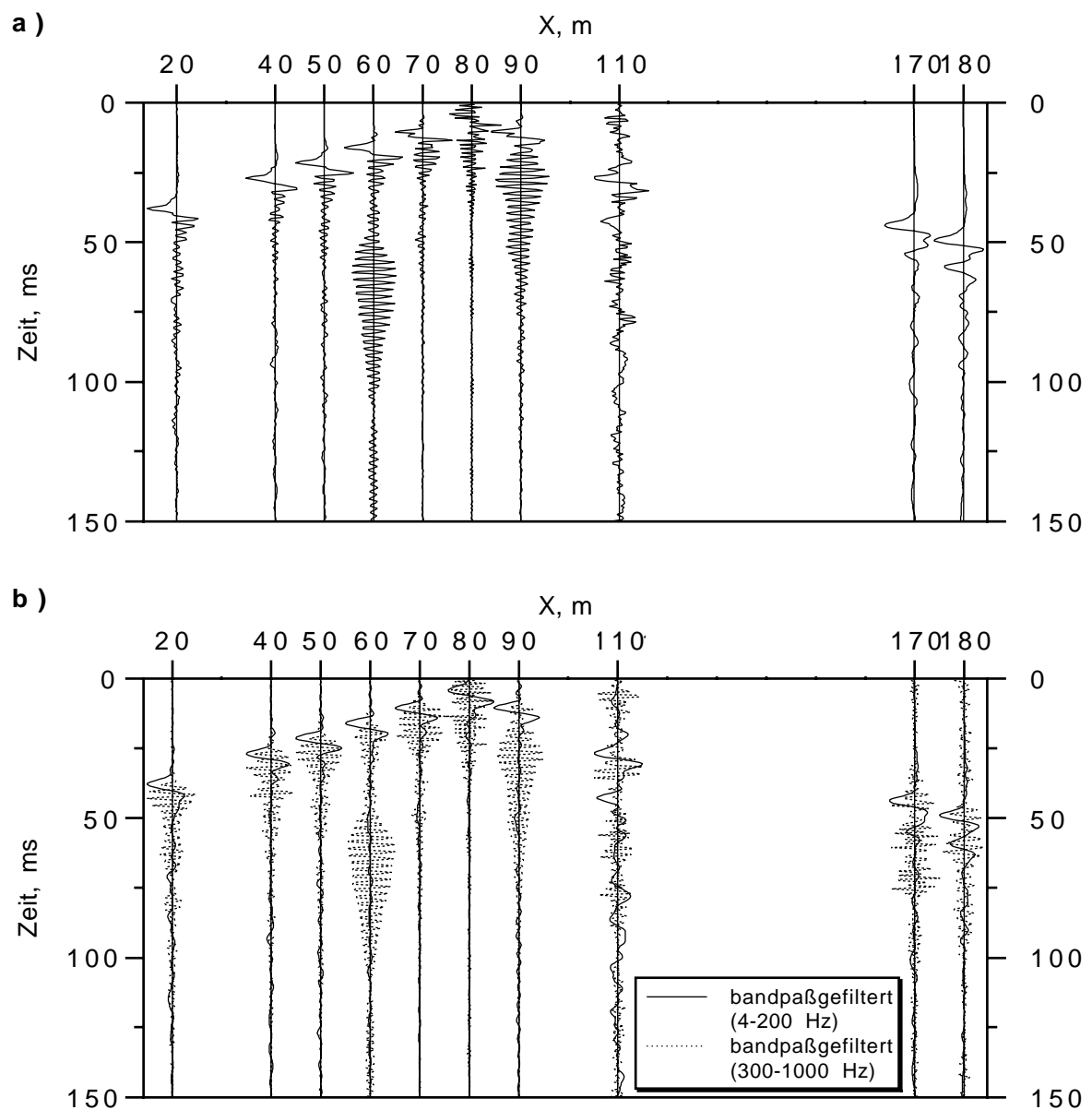


Abb. 2.17: a) Datenbeispiel für die Registrierung eines horizontal-transversalen Hammer-schlages bei $x=80$ m mit transversal ausgerichteten Horizontalgeophonen auf Profil 075 (ARK 9/1). Dickenprofil siehe Abb. 2.10. b) Bandpaßgefilterte Spuren aus (a) (4-200 Hz, 300-1000 Hz).

SH-Welle an den Registrierpunkten eintrifft, wie dies aufgrund der theoretischen Überlegungen zu erwarten ist (Abschn. 2.1.2). Durch die Hochpaßfilterung und die darauf folgende Spurnormierung werden die hochfrequenten Signale nämlich gegenüber der starken, niederfrequenten direkten SH-Welle deutlich verstärkt. Abb. 2.18 zeigt Amplitudenspektren der Registrierungen bei 50 und 60 m aus dem Seismogramm in Abb. 2.17. Die hochfrequenten Love-Wellen sind deutlich als Amplitudenmaxima bei ca. 400 Hz zu erkennen, während die direkte SH-Welle das breite Maximum zwischen 0 und 200 Hz bildet. Der schwebungsartige Verlauf der Love-Welle der Spur bei 60 m führt gegenüber den Amplituden der Spur bei 50 m zu

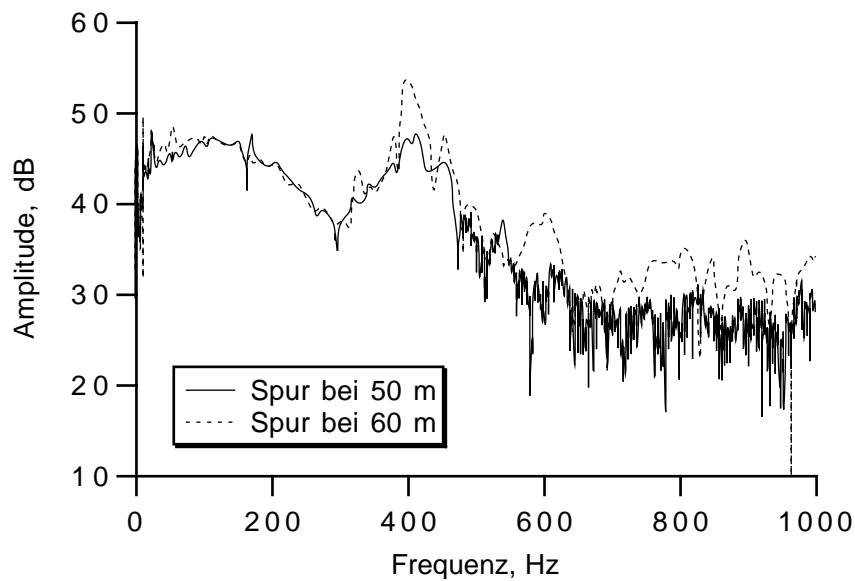


Abb. 2.18: Frequenzspektren der Spuren bei 50 und 60 m aus Abb. 2.17a.

einer deutlichen Überhöhung der Amplituden im Frequenzbereich der Love-Welle. Diese Schwabungen wurden auch von Hunkins (1960) beobachtet, der sie als Interferenzerscheinungen der ersten und höheren Moden der Love-Welle interpretiert.

Im Gegensatz zu den Plattenbiegewellen führte die Dispersionsanalyse der Love-Wellen bei keiner Spur in dem gesamten Datensatz zu auswertbaren Ergebnissen, auch nicht mit sehr engen Durchlaßfenstern oder schmalen Filterflanken. Dies bedeutet, daß bei den durchgeführten Messungen keine deutliche Dispersion der Love-Wellen festgestellt werden konnte. Eine mögliche Ursache könnten die verwendeten Geophone sein, deren Übertragungseigenschaften bei den vergleichsweise hohen Frequenzen vielleicht nicht gut genug sind. Leider enden die im technischen Datenblatt der SH-Geophone gezeigten Frequenzgänge bei 300 Hz. Außerdem ist es durchaus denkbar, daß das gesamte System Eis-Geophongehäuse-Spule bei Durchgang hochfrequenter Wellen Eigenschwingungen ausführt, deren Frequenzen im Bereich derer der Love-Wellen liegen. Solche hochfrequenten Eigenschwingungen wurden insbesondere in Registrierungen offensichtlich schlecht angekoppelter Geophone beobachtet. Auch in den Spuren bei 110 m und 80 m (Schußposition, Abb. 2.17a) treten sehr hochfrequente Schwingungen auf, die auf diese Weise verursacht worden sein könnten. Eine Frequenzanalyse der Spur bei 80 m ergab ein starkes Maximum bei 550 Hz.

2.5 Diskussion der Ergebnisse

2.5.1 Seismische Geschwindigkeiten

Unabhängig vom Auftreten von Plattenbiege- oder Love-Wellen lassen sich aus den meisten Schußsektionen durch Bestimmung der Ersteinsätze die Laufzeiten der direkten SH-Welle und der longitudinalen Plattenwelle bestimmen, die zumindest in den longitudinal-horizontalen Registrierungen der 3K-Stationen deutlich hervortreten. Aus den Laufzeiten können dann die Geschwindigkeiten der entsprechenden Wellen berechnet werden. Mittelwerte der so ermittelten Geschwindigkeiten für alle Schüsse eines Experiments sind in Tabelle 2.2 dargestellt. Dazu wurden die P-Wellengeschwindigkeiten nach Gl. 2.3 bestimmt. Die Geschwindigkeiten der einzelnen Experimente weisen, verglichen mit Werten aus der Literatur (z.B. Kohnen, 1972), relativ große Standardabweichungen auf und schwanken von Profil zu Profil stark. Ersteres ist auf die teilweise schlechte Datenqualität der Registrierungen der horizontalen Komponenten zurückzuführen, die oftmals nur schwer zu erkennende Einsätze zeigten.

Die Abweichung zwischen den verschiedenen Experimenten ist hauptsächlich eine Folge der unterschiedlichen Eiseigenschaften, die sich aufgrund der verschiedenen Eistypen und Jahreszeiten ergeben, zu denen die Messungen stattfanden. Allerdings sind die Werte aus den Messungen im Sommer (Profil 239 und 043) durch die schlechte Datenqualität sehr ungenau und daher zweifelhaft. In den im Winter höheren Geschwindigkeiten (Profile 204, 206 und 075) spiegeln sich hauptsächlich die niedrigeren Eistemperaturen wider (Abb. 2.19).

Hunkins (1960) zeigt einen ganzen Jahrgang von Geschwindigkeiten von longitudinalen Plattenbiegewellen in mehrjährigem arktischem Eis, die von ca. 2400 m/s im Juli/August bis ca. 3100 m/s von Januar bis Mai schwanken. Oberhalb von -2°C nehmen die Geschwindigkeiten mit zunehmender Temperatur verstärkt ab, und aus dem Verlauf der Datenpunkte wären nahe dem Schmelzpunkt Werte von weit unter 2000 m/s zu erwarten. Dies könnte die extrem niedrigen Geschwindigkeiten erklären, die bei Profil 043 im antarktischen Sommer gemessen wurden.

Tabelle 2.2: Mittelwerte der seismischen Geschwindigkeiten und daraus abgeleitete elastische Konstanten für die einzelnen Profile (vgl. Gl. 2.9). Werte in Klammern sind das Ergebnis der Berechnungen mit vermutlich falsch bestimmten V_{LP} und V_{SH} .

	Antarktis			Arktis	
	Profil 204	Profil 206	Profil 043	Profil 075	Profil 239
V_{LP} , m/s	2330 \pm 8%	2637 \pm 13%	991 \pm 5%	3114 \pm 5%	2299 \pm 7%
V_{SH} , m/s	1504	1468 \pm 5%	730 \pm 11%	1744 \pm 5%	1198 \pm 11%
V_p , m/s	2378	3348	(9948)	3874	(4238)
V_p/V_{SH}	1.58	2.28	(1.36)	2.22	(3.54)
ν	0.166	0.380	(-0.085)	0.373	(0.457)
E , GPa	4.8	5.4	(0.88)	7.6	(3.8)
μ , GPa	2.1	2.0	(0.48)	2.8	(1.3)

2. Seismik

Diese Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit ist insbesondere eine Folge des mit höherer Temperatur steigenden Solevolumens, also der zunehmenden Porosität im Eis. Aus vielen Feldmessungen ist bekannt, daß der Elastizitätsmodul E mit steigender Temperatur abnimmt (z.B. Brown, 1963, Langleben und Pounder, 1963 oder Mellor, 1983). Hellmann (1990) gibt explizite lineare Beziehungen zwischen zunehmender Porosität und abnehmenden Wellengeschwindigkeiten und elastischen Parametern an. In Tabelle 2.2 sind außerdem die aus den seismischen Geschwindigkeiten abgeleiteten elastischen Konstanten Poissonzahl ν , Elastizitätsmodul E und Schermodul μ verzeichnet. Diese wurden nach den Gleichungen

$$\begin{aligned} \nu &= 1 - 2 (V_p/V_{LP})^2, \\ \mu &= \rho V_s^2, \end{aligned} \quad 2.9$$

und $E = \rho V_{LP}^2 (1 - \nu^2)$,

berechnet (Ewing *et al.*, 1934).

Die elastischen Konstanten werden in Tabelle 2.3 mit den Ergebnissen seismischer Messungen anderer Autoren verglichen. Aus allen Werten der Poissonzahl (zwischen 0.17 und 0.47) ist ersichtlich, daß das V_p/V_s -Verhältnis von Meereis weiten Schwankungen unterworfen sein kann, und nicht einen annähernd konstanten Wert von 2 hat ($\nu = 0.33$), wie es für Süßwassereis angenommen wird (Miller, 1982). Interessant ist der Vergleich von E zwischen den verschiedenen Autoren. Während E auf Profil 075 ungefähr mit dem von Hunkins (1960) im März bestimmten Wert von 7.8 GPa übereinstimmt, liegen die Werte der Profile 204 und 206 eher im Bereich der Elastizitätsmodulen der anderen Autoren und des von Hunkins im August bestimmten Wertes von 5.4 GPa. Dies deutet an, daß E von einjährigem Eis selbst bei tiefen Temperaturen im Winter aufgrund des relativ großen Solevolumens als Folge der hohen Salinität vergleichsweise niedrig ist und Werte annehmen kann, die im Bereich von mehrjährigem Eis im Sommer liegen.

Tabelle 2.3: Vergleich der elastischen Konstanten aus Tabelle 2.2 mit den Ergebnissen anderer Autoren. Werte in Klammern sind das Ergebnis der Berechnungen mit vermutlich falsch bestimmten V_{LP} und V_{SH} .

			ν	E , GPa	μ , GPa
Profil 204	Juli	zweijährig	0.166	4.8	2.1
Profil 206	Juli	einjährig	0.380	5.4	2.0
Profil 043	Februar	einjährig	(-0.085)	(0.88)	(0.5)
Profil 075	März	mehrjährig	0.373	7.6	2.8
Profil 239	August	einjährig	(0.457)	(3.8)	(1.3)
Kohnen (1972)	Mai/Juni	einjährig	0.400	5.3	1.9
Hunkins (1960)	August	mehrjährig	0.355	5.4	2.0
	März	mehrjährig	0.294	7.8	3.0
Oliver <i>et al.</i> (1954)	Mai	einjährig?	0.340	5.4	2.0
	April	einjährig?	0.320	5.5	2.1

Dieser Beobachtung entsprechen die Tiefenprofile der Solevolumina von Eiskernen, die auf den jeweiligen seismischen Profilen erbohrt wurden und in Abb. 2.19 zusammen mit den gemessenen Temperaturen gezeigt werden. Die Solevolumina wurden nach Gl. 3.8 (Cox und Weeks, 1983) berechnet. Aus der Abbildung ist ersichtlich, daß das Solevolumen des Kernes von Profil 206 (einjähriges Eis, Winter) eher die Größenordnung des Solevolumens des Kernes von Profil 239 (mehrjähriges Eis, Sommer) hat als von Profil 075 (mehrjähriges Eis, Winter). Allerdings ist die gemessene Eistemperatur auch deutlich höher als auf Profil 075.

Das extrem hohe Solevolumen des Kerns von Profil 043 erklärt somit die geringen gemessenen Geschwindigkeiten auf diesem Profil. Wie oben geschildert (Abschn. 2.4.1), wies das Eis an anderen Stellen sogar fast gar keine Festigkeit mehr auf.

Die insgesamt große Streuung der seismischen Geschwindigkeiten und elastischen Konstanten zeigt einmal mehr, wie variabel die Eigenschaften von Meereis als Resultat der unterschiedlichen Zustandsbedingungen sein können.

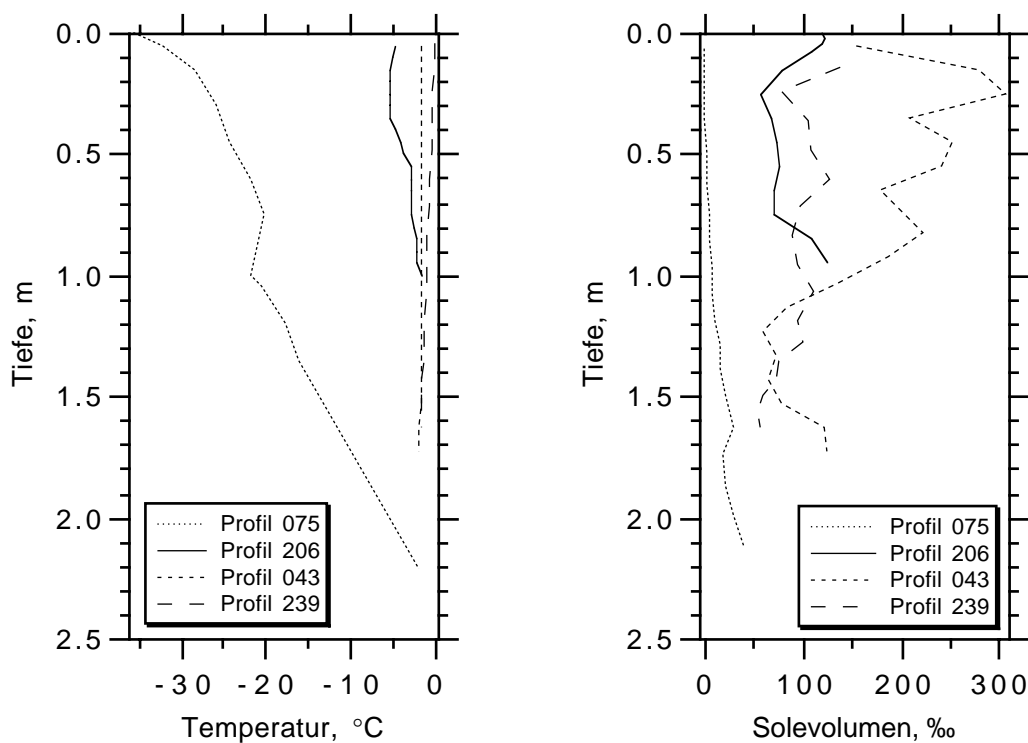


Abb. 2.19: Tiefenprofile der Temperatur und des Solevolumens von Eiskernen, die auf den Profilen 206, 043, 075 und 239 erbohrt wurden.

2.5.2 Eisdicken

Eisdicken, die aus der Dispersion von Plattenbiegewellen bestimmt wurden, sind für alle auswertbaren Spuren der Profile 206 (Abb. 2.8) und 075 (Abb. 2.10) in Abb. 2.20 gegen den Schußpunktastand der Spuren aufgetragen. Um Vergleiche aller Werte zu ermöglichen, wurden die Eisdicken auf den Mittelwert sämtlicher Eisdicken normiert, die aus Daten desselben Schusses bestimmt wurden. Aus der Abbildung ist ersichtlich, daß die Dispersionsanalyse von Spuren, die einen Schußpunktastand d_x von 20 m

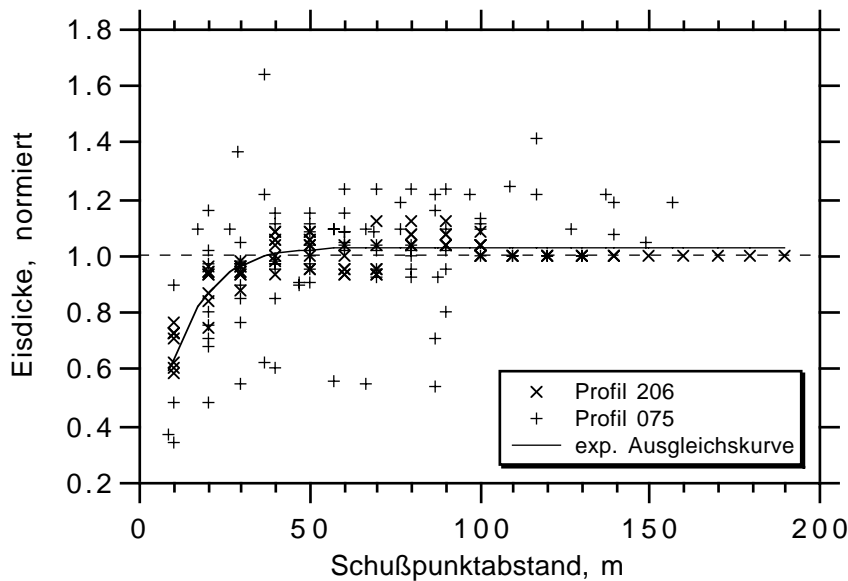


Abb. 2.20: Abhängigkeit der durch Dispersionsanalyse bestimmten Eisdicken vom Schußpunktabstand. Exemplarisch sind Daten der Profile 075 und 206 dargestellt. Die Eisdicken wurden auf den Mittelwert der Eisdicke aus allen zu einem Schuß gehörigen Spuren normiert.

oder weniger haben, deutlich zu niedrige Eisdicken liefert. Die Anpassung einer exponentiellen Kurve liefert

$$z_{E_{norm}} = 1.03 - 0.97 e^{(0.09 dx)}$$

Diese Unterschätzung der Eisdicke bei geringen Schußpunktabständen ist dadurch zu erklären, daß sich die Plattenbiegewellen als freie Biegeschwingungen der Platte erst in einer gewissen Entfernung richtig ausgebildet haben. Nahe des Schußpunktes vollführt die Platte erzwungene Schwingungen, die das theoretisch beschriebene Dispersionsverhalten nicht zeigen. Die folgenden Ergebnisse beziehen sich deshalb nur auf die Analyse von Spuren mit einem Schußpunktabstand von mehr als 20 m.

In den Abbildungen 2.21 bis 2.24. sind für alle auswertbaren Spuren bzw. Geophonlokationen mit Schußpunktabständen von mehr als 20 m seismisch ermittelte zusammen mit erbohrten Eisdicken dargestellt. Die Dispersionsanalysen der Messungen im Sommer lieferten wegen der schlechten Datenqualität für keine (Profil 043, Abb. 2.9) bzw. nur für sehr wenige Spuren (Profil 239, Abb. 2.11) interpretierbare Ergebnisse.

Es fällt auf, daß die seismisch ermittelten Eisdicken grundsätzlich geringer als die erbohrten Dicken sind. Im Bereich ebenen Eises ist die Variabilität der ermittelten Eisdicken sowohl an einzelnen Geophonlokationen für verschiedene Schüsse als auch von Geophon zu Geophon größer als die der wahren Eisdicke. Andererseits sind große Eisdickenänderungen wie z.B. in den deformierten Bereichen der Profile 239 und 075 nicht ausreichend in den seismisch ermittelten Eisdicken repräsentiert. Hier werden die wahren Eisdicken noch viel stärker unterschätzt.

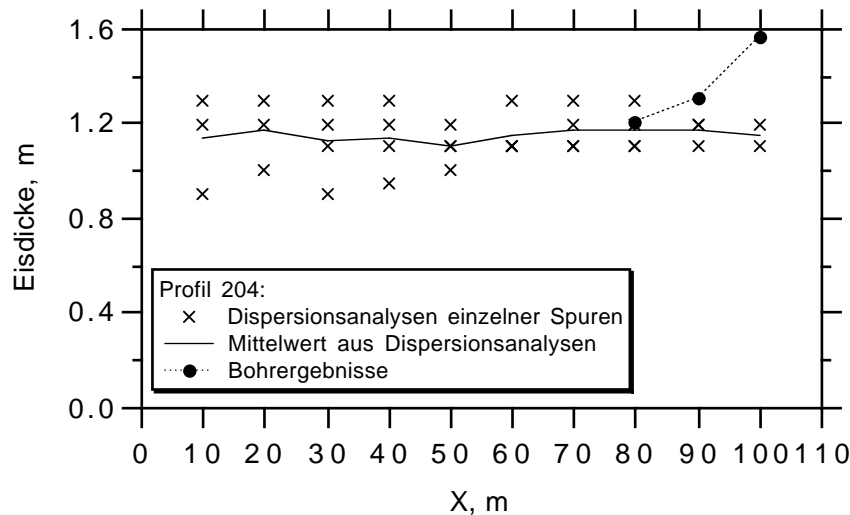


Abb. 2.21: Seismisch ermittelte und an Bohrlöchern gemessene Eisdicken entlang von Profil 204 (vergl. Abb. 2.7). Es sind nur Ergebnisse von Spuren mit einem Schußpunktabstand > 20 m dargestellt.

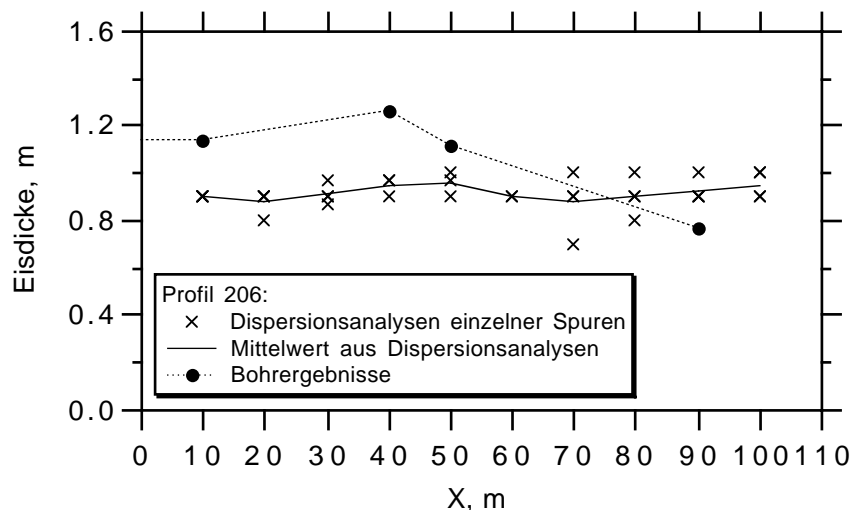


Abb. 2.22: Seismisch ermittelte und an Bohrlöchern gemessene Eisdicken entlang von Profil 206 (vergl. Abb. 2.8). Es sind nur Ergebnisse von Spuren mit einem Schußpunktabstand > 20 m dargestellt.

Während die erste Feststellung auf eine generelle Ungenauigkeit der seismischen Methode zurückzuführen ist, da insbesondere die Anpassung der Modellkurven an die Daten immer einen gewissen Interpretationsfreiraum läßt, ist die zweite Beobachtung eine Folge der Entstehungsbedingungen von Plattenbiegewellen, die sich am besten in idealen Platten ausbilden und von plötzlichen Eisdickenänderungen nur sehr allmählich beeinflusst werden. Hier zeigt sich ein integrierender Charakter der Plattenbiegewellen, die ihr Dispersionsverhalten und ihren Frequenzgehalt nicht unvermittelt, sondern sehr allmählich an abrupte Eisdickenänderungen anpassen. Aus den obigen Überlegungen im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Untersuchung der Schußpunktabstände in Abb. 2.20 kann geschlossen werden, daß bei den

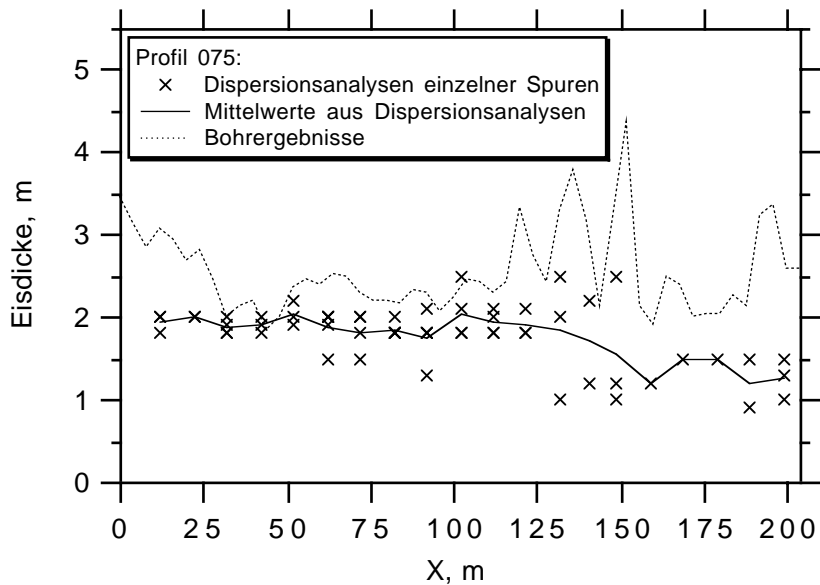


Abb. 2.23: Seismisch ermittelte und an Bohrlöchern gemessene Eisdicken entlang von Profil 075 (vergl. Abb. 2.10). Es sind nur Ergebnisse von Spuren mit einem Schußpunktabstand >20 m dargestellt.

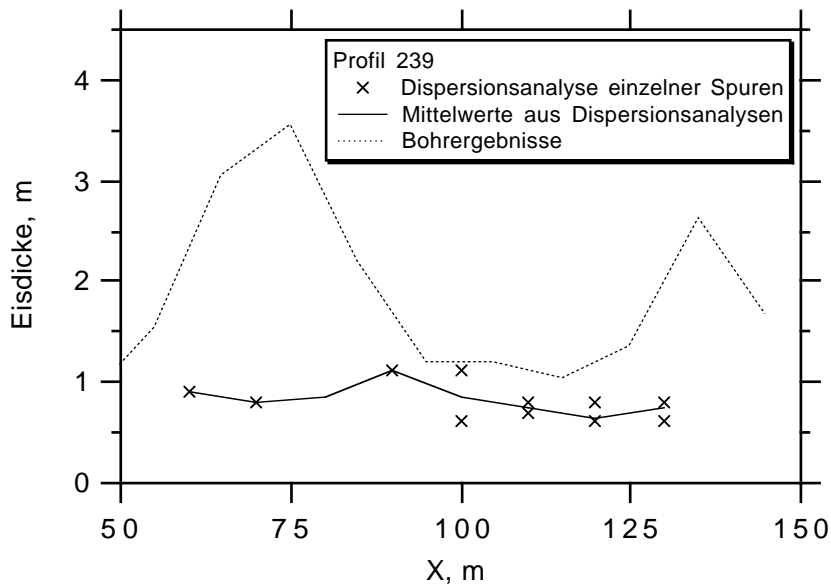


Abb. 2.24: Seismisch ermittelte und an Bohrlöchern gemessene Eisdicken entlang von Profil 075 (vergl. Abb. 2.11). Es sind nur Ergebnisse von Spuren mit einem Schußpunktabstand >20 m dargestellt.

betrachteten Eisdickenbereichen erst in einer Entfernung von mehr als 20 m hinter einer plötzlichen Dickenänderung wieder freie Schwingungen mit dem für die entsprechende Eisdicke charakteristischen Dispersionsverhalten auftreten. Dies bedeutet, daß das laterale Auflösungsvermögen des seismischen Verfahrens für Eisdickenänderungen bestenfalls 20 bis 30 m beträgt.

Die starke Unterschätzung der Dicke deformierten Eises ist außerdem eine Folge der geringen Konsolidierung des Eises in diesen Bereichen. Diese führt dazu, daß keine mechanische Energie an die tieferen Eisblöcke oder -platten übertragen wird. Dieses Eis trägt somit auch nicht zum Schwingungsverhalten

der Eisscholle bei.

In Abb. 2.25 sind die seismisch ermittelten Eisdicken gegen die erbohrten Eisdicken für jeden einzelnen Punkt sowie als Mittelwert für ein ganzes Profil aufgetragen. Bei Profil 075 wurden nur Werte aus dem Bereich ebenen Eises von 30 bis 100 m berücksichtigt. Diese Abbildung verdeutlicht nochmals die z.T. starke Unterschätzung der Eisdicke aufgrund der seismischen Messungen, was sowohl für die Einzelmessungen als auch für die Mittelwerte gilt. Anhand der gestrichelten Hilfslinien, die die relative Abweichung der seismisch ermittelten von den erbohrten Eisdicken angeben, ist als grobe Abschätzung zu erkennen, daß die in den hier durchgeführten Experimenten seismisch bestimmten Eisdicken die wahren Eisdicken im Mittel um etwa 20% unterschätzen. Dieses Ergebnis stimmt weitestgehend mit den Resultaten von Hunkins (1960) überein, der eine mittlere Unterschätzung von 21% festgestellt hat. Oliver *et al.* (1954) fanden mittlere Abweichungen von 26%. Die wahren Eisdicken wurden bei diesen Studien jedoch nur an wenigen Punkten in großem Abstand zueinander bestimmt.

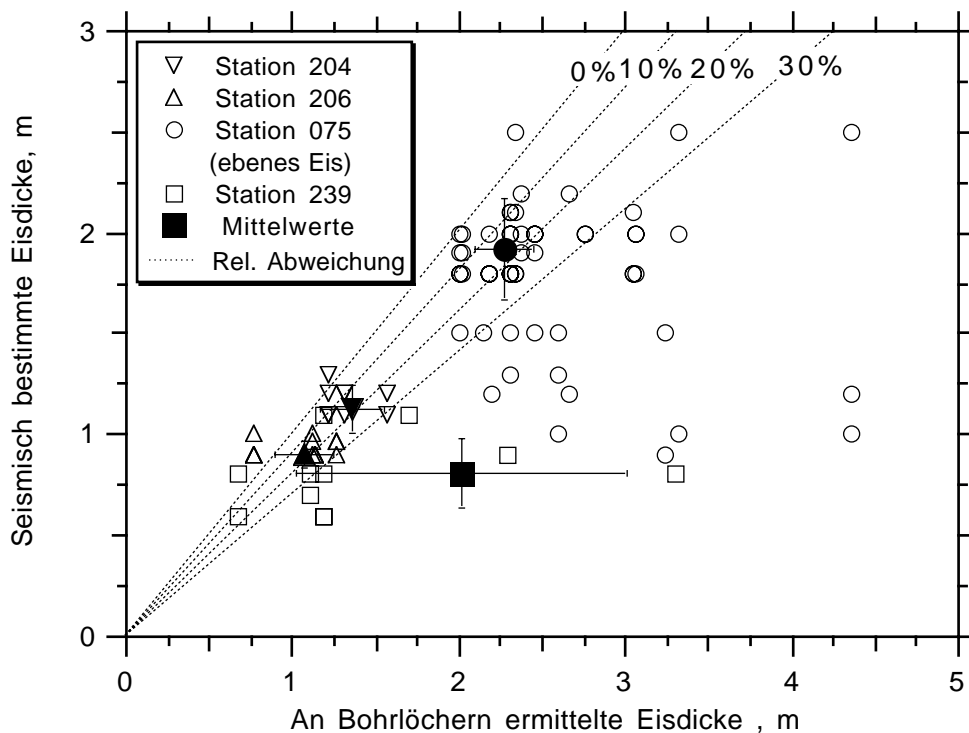


Abb. 2.25: Vergleich von seismisch ermittelten und an Bohrlöchern gemessenen Eisdicken für alle auswertbaren Spuren sämtlicher Profile. Es sind jeweils die Ergebnisse der Messungen an einzelnen Punkten (offene Symbole) sowie die Mittelwerte aller Punktmessungen entlang eines ganzen Profils dargestellt (ausgefüllte Symbole). Die Fehlerbalken der Mittelwerte geben die Standardabweichungen der Bohrergebnisse bzw. der seismisch bestimmten Eisdicken an. Gestrichelt sind Linien gleicher relativer Abweichung (Unterschätzung) der seismisch bestimmten von den erbohrten Eisdicken.

Für die großen Abweichungen der seismisch bestimmten von den erbohrten Eisdicken gibt es mehrere Erklärungen. Hunkins (1960) führt diese hauptsächlich auf eine Anisotropie der Scherwellengeschwindigkeiten im Eis aufgrund der zumindest für mehrjähriges arktisches Eis typischen Kristallstruktur säuligen Eises zurück. Aufgrund der azimuthal zufällig verteilten horizontalen Anordnung der C-Achsen und der daraus folgenden vertikalen

2. Seismik

Ausrichtung der Basisebenen der Eiskristalle, sind auch die mikroskopischen innerkristallinen Eisplättchen und Soleporen bzw. -filme vertikal orientiert (Weeks und Ackley, 1986). Dies gilt außerdem auch für den makroskopischen sole- oder luftgefüllten Porenraum. Daraus folgt, daß der Schermodul des Eises für vertikal gerichtete Spannungen kleiner ist als für horizontale, was zu einer gegenüber der SH-Geschwindigkeit kleineren SV-Geschwindigkeit führt. Für die Plattenbiegewellen ist aber gerade die SV-Geschwindigkeit entscheidend, wie an der retrograd-elliptischen Polarisierung zu erkennen ist. Aus den Seismogrammen ist allerdings nur die SH-Geschwindigkeit zu bestimmen. Somit findet sie als zu hohe, isotrope Scherwellengeschwindigkeit Eingang in die Berechnung der Modellkurven. Wie aus den Modellkurven in Abb. 2.2 ersichtlich ist, führen größere Scherwellengeschwindigkeiten zu gleichen Verschiebungen der Kurven wie erhöhte Eisdicken. Sollen diese Kurven an gemessene Dispersionskurven angepaßt werden, muß also eine zu geringe Eisdicke angenommen werden, um die Modellkurven wieder zu höheren Frequenzen hin zu verschieben. Diese Erklärung ist allerdings für die hier durchgeführte Auswertung der Daten unerheblich, da die Scherwellengeschwindigkeiten zur Berechnung der Modellkurven nicht aus den Messungen übernommen, sondern solange variiert wurden, bis sich die beste Übereinstimmung zwischen Daten und Modell ergab. Diese Scherwellengeschwindigkeiten konnten mehr oder weniger stark von den tatsächlich gemessenen Geschwindigkeiten abweichen.

Eine andere Erklärung wird von Roethlisberger (1972) und Mellor (1983) bevorzugt, die die Abweichungen auf die starken vertikalen Inhomogenitäten der elastischen Eiseigenschaften zurückführt. Diese ergeben sich einerseits aufgrund der teils großen Temperaturgradienten (und den damit z.B. verbundenen unterschiedlichen Solevolumina) zwischen Eisober- und -unterseite im Winter, andererseits durch den Einfluß von perkolierendem Schmelzwasser im Sommer, das insbesondere die Eisoberseite beeinflusst. Dadurch ist das Eis nicht mehr als homogene Platte auffaßbar, als die es bei der theoretischen Beschreibung der Wellenausbreitung angenommen wird.

Eine weitere und eng damit verbundene Ursache für die generelle Unterschätzung der Eisdicke ergibt sich aufgrund des oben gezeigten Zusammenhangs zwischen Porosität und den elastischen Eigenschaften bzw. der Festigkeit des Eises. Aus den Eiskernprofilen in Abb. 2.19 und anderen typischen Salinitätsprofilen (siehe Abb. 3.5) geht hervor, daß die Porosität an der Eisober- und -unterseite allgemein am größten ist. Es ist anzunehmen, daß dieses Eis bei Porositäten oberhalb eines gewissen Schwellwertes nicht mehr zu den mittleren elastischen Eigenschaften der Eisscholle beitragen, die für die Biegebewegungen bedeutend sind. Eine mittlere Unterschätzung der Eisdicke um 20% könnte deshalb bedeuten, daß nur 80% des vertikalen Eisprofils ausreichend fest sind, um die Ausbreitung der Biegewellen zu unterstützen. Diese Erklärung bzw. die Existenz eines festen Porositäts-Schwellwertes wird allerdings von den beobachteten Abweichungen nicht gestützt, denn diese sind beispielsweise für die Profile 075 und 206 gleich groß (Abb. 2.25), obwohl sich die Porositäten der Eiskerne von diesen Profilen deutlich unterscheiden (Abb. 2.19). Möglicherweise kommt es also auch nur auf den relativen Porositätsunterschied innerhalb des Eises an.

Andererseits legt der Vergleich der Porositätsprofile von Profil 043 und 206 bzw. 239 in Abb. 2.19 aber die Vermutung nahe, daß ein möglicher kritischer Schwellwert bei ca. 15% liegt, der die schlechten Bedingungen für die Wellenausbreitung entlang von Profil 043 bedingte.

Diese Erklärungen und die Tatsache, daß das Dickenprofil einer Eisscholle i.a. mehr oder weniger stark von dem Ideal einer ebenen, ausgedehnten Platte abweicht, resultieren in der Erkenntnis, daß die zur Verfügung stehenden Theorien nicht ausreichen, um befriedigende Abschätzungen der Eisdicke zu ermöglichen. Ein möglicher Lösungsansatz wurde von Robinson (1983) verfolgt, der die Schichtung innerhalb einer Eisdecke berücksichtigte, indem er ein seismologisches Verfahren (Haskell-Thompson Methode) zur Interpretation von Plattenbiegewellen in See-Eis benutzte, die als Rayleighwellen in einem geschichteten Medium aufgefaßt werden. Damit konnte u.a. der Einfluß von Schnee auf dem Eis gezeigt werden, der, wenn er mächtig genug ist, aufgrund seiner geringen seismischen Geschwindigkeiten zu einer Erniedrigung der Gruppengeschwindigkeiten bei hohen und zu einer Erhöhung bei tiefen Frequenzen führt. Für eine routinemäßige Anwendung zur schnellen und exakten Bestimmung der Eisdicke wird sich dieses Verfahren jedoch kaum eignen.

Wie in Abschnitt 2.4.2 bereits erwähnt, ließen sich aus den SH-Wellenmessungen keine interpretierbaren Dispersionskurven und damit keine Eisdicken ermitteln.

3. Elektromagnetik

Der große elektrische Leitfähigkeitskontrast zwischen dem gering leitenden Meereis und dem vergleichsweise sehr guten Leiter Meerwasser legt die Anwendung elektrischer bzw. elektromagnetischer Verfahren zur Bestimmung der Dicke des Eises nahe.

Gleichstromgeoelektrische Messungen im Schlumberger- oder Wennerverfahren wurden beispielsweise von Thyssen *et al.* (1974), Timco (1979) und Buckley *et al.* (1986) durchgeführt. Neben der Bestimmung der Eisdicke kann außerdem eine Leitfähigkeitsschichtung im Eis nachgewiesen werden, die eine Folge der unterschiedlichen vertikalen Temperatur- und Salinitätsprofile von sowohl einjährigem als auch mehrjährigem Eis ist. Bei Gleichstrommessungen treten jedoch große Probleme bei der Stromeinspeisung auf, die sich in erster Linie aufgrund der inhomogenen Struktur von Eis und solegefüllten Poren auf Größenskalen der Durchmesser der Elektroden ergeben. Da bei der Messung grundsätzlich Kontakt zum Eis hergestellt werden muß und eine einzige Tiefensondierung zudem mehrere Einzelmessungen erfordert, eignen sich gleichstromgeoelektrische Verfahren nicht zur Erfassung der Eisdicke entlang längerer Profile.

Mit niederfrequenten elektromagnetischen Induktionsverfahren können die oben genannten Probleme umgangen werden, da bei der Messung kein Kontakt zum Eis hergestellt werden muß, was einen schnellen Meßfortschritt ermöglicht. Andererseits werden elektromagnetische Felder auf Skalen im Meterbereich induziert, die somit wesentlich größer sind als die Mikrostruktur des Eises, deren Inhomogenität sich im Millimeter- und Zentimeterbereich auswirkt.

Elektromagnetische Induktionsverfahren werden schon seit längerem zur Bestimmung der Dicke von Meereis angewandt. Aufbauend auf frühen Arbeiten von Sinha (1976) und Hoekstra (1980) führten Kovacs und Morey (1991a) mit einem ähnlichen Meßgerät wie dem in dieser Arbeit benutzten Messungen auf Meereis durch. Sie fanden, daß sich die Dicke ebenen Eises zwischen 0.7 und 3.5 m sehr gut und lateral hochauflösend bestimmen läßt, wobei die Abweichungen zur wahren Eisdicke geringer als 10% waren. Größere Probleme treten im Bereich deformierten Eises auf. Aufgrund der guten Ergebnisse entwickelten Kovacs und Morey einen Einsteckmodul für das Meßgerät, der direkt die Eisdicke unter dem Gerät anzeigen soll.

Die Berührungslosigkeit des Verfahrens wird auch von Flugsonden ausgenutzt, die z.B. von Kovacs *et al.* (1987), Kovacs und Holladay (1990) sowie Multala *et al.* (1995) von Hubschraubern oder Flugzeugen aus eingesetzt wurden. Bei einer Sondenhöhe von 20 bis 30 m über dem Eis ist jedoch das laterale Auflösungsvermögen stark eingeschränkt und beträgt bei diesen Flughöhen allgemein weniger als ca. 25 m für Sonden mit vertikal-koaxialen Spulen und weniger als ca. 75 m bei horizontal koplanaren Spulen (Kovacs *et al.*, 1995). Die Probleme im Bereich deformierten Eises werden dadurch noch wesentlich verstärkt. Liu und Becker (1990) und Liu *et al.* (1991) führten deshalb dreidimensionale numerische Modellberechnungen durch, um das gemessene Signal besser interpretieren bzw. die Form der Eiskiele aus den Daten invertieren zu können. Diese Arbeiten können zwar grundsätzliche Informationen über die Antwortfunktion eines EM-Systems liefern, zur Anwendung sind sie jedoch von geringem Nutzen, da die Blockstruktur von Preßeisrücken allgemein zu komplex ist, um realistisch invertiert zu werden.

In diesem Kapitel wird die EM-Methode zunächst allgemein mittels 1D-Modellberechnungen und anhand des Vergleichs von elektromagnetisch bestimmten Eisdicken mit direkt an Bohrlöchern gemessenen Eisdicken untersucht. Über die oben zitierten Arbeiten hinaus, die insgesamt nur in der amerikanischen Arktis bzw. über der Ostsee im Winter und Frühling vor Einsetzen des sommerlichen Schmelzens durchgeführt wurden, wird die Anwendung des Verfahrens auf Messungen im Sommer in der sibirischen und zentralen Arktis sowie der Antarktis ausgedehnt. Erstmals werden Messungen über Schmelztümpeln präsentiert. Durch intensive Analysen von Eiskerndaten wird versucht, die Leitfähigkeit des Eises zu allen Jahreszeiten zu bestimmen. Aus den Abweichungen zwischen dem gemessenen Signal und Signalen, die für einfache 2-Schichtmodelle berechnet wurden, werden besondere Eigenschaften des sommerlichen Eises in der Bellingshausen- und Amundsensee abgeleitet.

3.1 Meßprinzip

Das Meßprinzip quasi-statischer elektromagnetischer Induktionsmessungen ist in Abb. 3.1 schematisch dargestellt. Die Messungen werden mit Hilfe einer Sende- und einer Empfängerspule durchgeführt. Ein niederfrequenter harmonischer Wechselstrom durchfließt die Sendespule und erzeugt dadurch ein elektromagnetisches Wechselfeld, das Primärfeld. Je nach Ausrichtung der Spule, deren Achse vertikal oder horizontal orientiert sein kann, stellt sie in guter Näherung einen vertikalen oder horizontalen magnetischen Dipol dar.

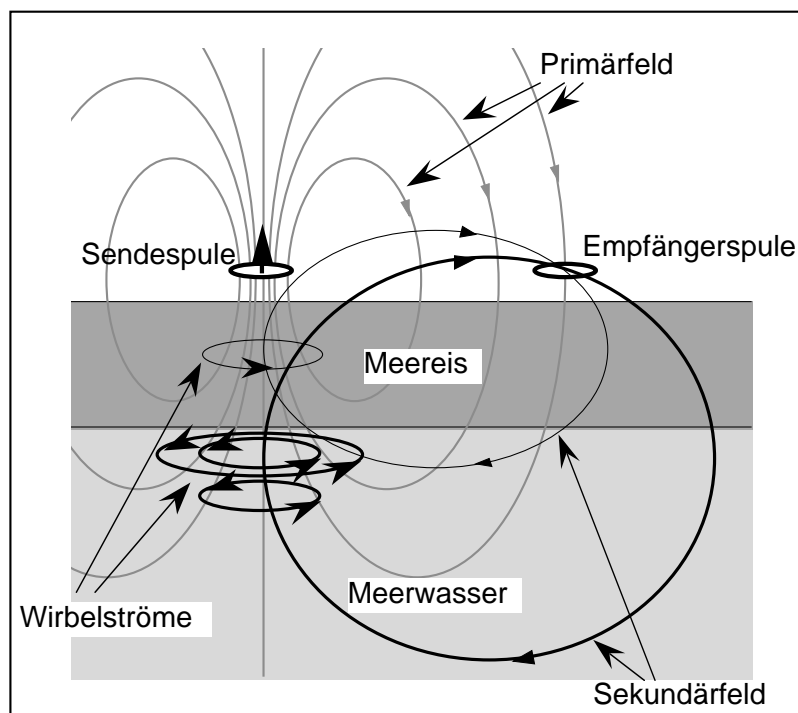


Abb. 3.1: Das Prinzip quasi-statischer elektromagnetischer Induktionsmessungen mit zwei kleinen Spulen zur Bestimmung der Dicke von Meereis. Die Spulenebenen sind in der Abbildung horizontal orientiert, d.h. es ist eine Messung im vertikalen Dipolmodus (VDM) dargestellt (vgl. Abb. 3.6).

Das elektromagnetische Wechselfeld induziert im elektrisch leitfähigen Untergrund horizontale Wirbelströme, die ihrerseits elektromagnetische Felder, das sogenannte Sekundärfeld, zur Folge haben. Die Stärke des Sekundärfeldes ist proportional zu Leitfähigkeit des Untergrundes und zum Abstand der Spule von Leitern im Untergrund. Im Fall von Meereis ist aufgrund der niedrigen Leitfähigkeit des Eises der Anteil des im Eis induzierten Sekundärfeldes nur gering, so daß die Stärke des Feldes überwiegend von der Leitfähigkeit des Meerwassers und dem Abstand des Meerwassers von der Spule abhängt. Bei bekannter Höhe der Spule über der Eisoberseite ergibt sich die Eisdicke somit aus dem elektromagnetisch gemessenen Abstand zum Meerwasser. Das Sekundärfeld überlagert sich vektoriell mit dem Primärfeld, und die Summe beider Felder wird in der Empfängerspule gemessen. Aus der Kenntnis des Spulenabstandes und der magnetischen Dipolmomente von Sende- und Empfängerspule läßt sich die Stärke des Primärfeldes am Ort der Empfängerspule berechnen und vom gemessenen Gesamtfeld subtrahieren, so daß sich daraus die Stärke des Sekundärfeldes ergibt. Da das Sekundärfeld gegenüber dem Primärfeld phasenverschoben ist, werden die Felder als komplexe Größen behandelt. Aus dem Verhältnis der Imaginäranteile von Sekundär- und Primärfeld H_s/H_p kann eine scheinbare Leitfähigkeit des Untergrundes berechnet werden, die als

$$\sigma_a \equiv \frac{4}{\omega \mu_0 r^2} \cdot \text{Im}(H_s / H_p) \quad 3.1$$

definiert ist, wobei ω die Kreisfrequenz ($= 2\pi f$), $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ H/m die magnetische Permeabilität im Vakuum und r der Spulenabstand ist. Die Stärke des Sekundärfeldes H_s und damit die scheinbare Leitfähigkeit nach Gl. 3.1 ist bei geringer Leitfähigkeit eines homogenen Untergrundes zu dieser direkt proportional. Im Fall von Meereisdickenmessungen gilt dieser Zusammenhang aufgrund der hohen Leitfähigkeit des Meerwassers jedoch nicht, so daß das Verhältnis zwischen scheinbarer und wahrer Leitfähigkeit hochgradig nichtlinear ist.

Die mathematische Beschreibung der Ausbildung der elektromagnetischen Felder basiert auf den Maxwell-Gleichungen. In Abschn. 3.3 wird eine explizite Lösung für die Stärke des Sekundärfeldes angegeben, das von einem Sendedipol über einem geschichteten Untergrund induziert wird.

Sämtliche in dieser Arbeit vorgestellten Messungen wurden mit einem Geonics EM31 durchgeführt, das ein koplanares Spulenpaar mit einem Abstand von $r = 3.66$ m besitzt. Die Signalfrequenz beträgt $f = 9.8$ kHz. Das Gerät wird in Abschn. 3.4.1 näher beschrieben.

3.2 Die elektrische Leitfähigkeit von Meerwasser und Meereis

In diesem Kapitel werden die elektrischen Gleichstrom-Leitfähigkeiten von Meerwasser und Meereis dargestellt. Sie stellen für die elektromagnetischen Messungen die entscheidenden Untergrundeigenschaften dar (siehe Abschn. 3.1), da sie, gewichtet mit einer von der Eisdicke abhängigen Funktion, in der gemessenen scheinbaren elektrischen Leitfähigkeit resultieren.

Die Ausbildung harmonischer elektromagnetischer Felder wird, ausgehend von den Maxwellgleichungen, durch die zwei Gleichungen

$$\nabla^2 \mathbf{E} = i\sigma\mu\omega \mathbf{E} - \varepsilon\mu\omega^2 \mathbf{E} \quad 3.2a$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = i\sigma\mu\omega \mathbf{H} - \varepsilon\mu\omega^2 \mathbf{H} \quad 3.2b$$

mit

- ∇ : Nabla-Operator,
- \mathbf{E}, \mathbf{H} : Elektrische und magnetische Feldvektoren,
- σ : Leitfähigkeit,
- ω : Kreisfrequenz,
- μ, ε : magnetische Permeabilität, Dielektrizitätszahl,
- i : $\sqrt{-1}$

beschrieben (z.B. Grant und West, 1965). Die mittlere Dielektrizitätszahl von Meerwasser und Meereis betr ag bei den betrachteten niedrigen Frequenzen um 10 kHz etwa $88\varepsilon_0$ (z.B. Morey *et al.*, 1984) bzw. $3.5\varepsilon_0$ (Ulaby *et al.*, 1982). Dabei ist $\varepsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12}$ F/m die Dielektrizitätszahl im Vakuum. Aufgrund dieser geringen Frequenzen und Dielektrizitätszahlen ist der zweite Term in Gl. 3.2 vernachlässigbar. Dies ist die sogenannte quasistatische Näherung. Für die Beschreibung niederfrequenter elektromagnetischer Felder in einem Medium ist also nur die Gleichstrom-Leitfähigkeit von Bedeutung. Im folgenden sei unter der "Leitfähigkeit" deshalb immer die "elektrische Gleichstrom-Leitfähigkeit" verstanden.

3.2.1 Leitfähigkeit von Meerwasser

Die elektrolytische Leitfähigkeit von Meerwasser ist eine ozeanographische Grundgr o e, aus der die Salinität des Meerwassers bestimmt wird, mit der Wasserkörper beschrieben und unterschieden werden. Gleichungen zur Berechnung der Salinität in Abhängigkeit von Temperatur und Leitfähigkeit findet man in UNESCO (1983). Soll die Leitfähigkeit des Meerwassers aus Salinität und Temperatur bestimmt werden, müssen diese Gleichungen numerisch invertiert werden. In Abb. 3.2 sind die so berechneten Leitfähigkeiten für verschiedene Salinitäten und Temperaturen dargestellt. Aus der Abbildung ist ersichtlich, daß die Leitfähigkeit in Temperaturbereichen über -2°C mit steigender Salinität und Temperatur zunimmt. Für den Arktischen Ozean, in dem die Salinität mittlere Werte zwischen 30-35‰ bei Temperaturen von 0 bis -1.8°C annehmen kann (Coachman and Aagaard, 1974), liegen die zu erwartenden Meerwasser-Leitfähigkeiten zwischen 2.3 und 2.9 S/m. In der Antarktis schwanken die Oberflächen-salinitäten noch weniger. Typische Werte liegen zwischen 33 und 34‰ (Carmack, 1990), was Leitfähigkeiten von 2.6 bis 2.7 S/m entspricht.

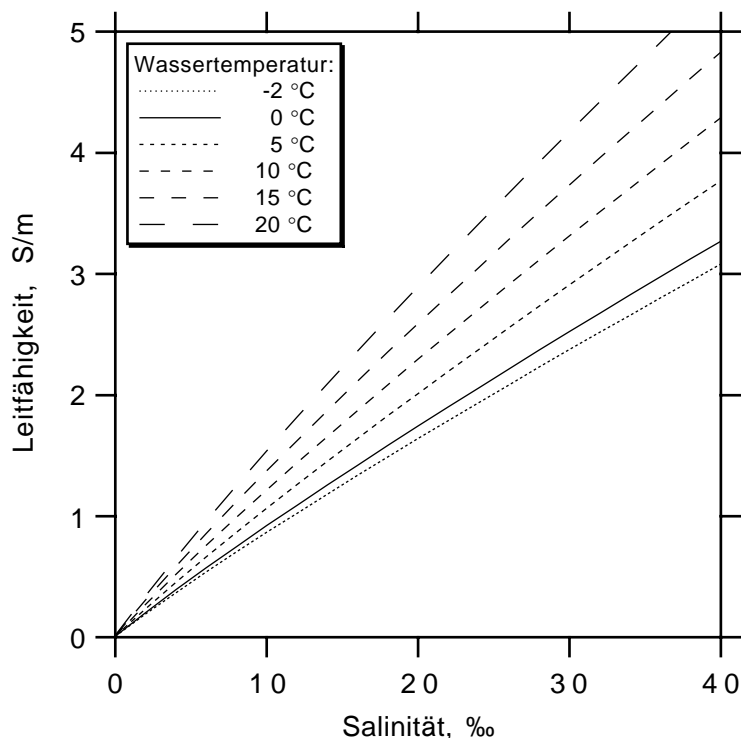


Abb. 3.2: Die elektrische Leitfähigkeit von Meerwasser in Abhängigkeit von Salinität und Temperatur (UNESCO, 1983)

3.2.2 Leitfähigkeit von Meereis

Meereis ist ein Gemisch aus mehreren Phasen. Diese sind reines kristallines Eis, flüssige Sole, gasgefüllte Poren und, bei tiefen Temperaturen, feste Salze. Prinzipiell kann Meereis als Gestein mit einer festen Matrix aus Eis und sole-, salz- oder gasgefüllten Poren aufgefaßt werden. Für die Leitfähigkeit des Eises ist entscheidend, daß die Eismatrix sehr hohe Widerstände aufweist (10^4 bis $10^8 \Omega\text{m}$, Miller, 1982), während die Solefüllung der Poren ein sehr guter Leiter ist. Damit ist Meereis mit Sedimentgesteinen vergleichbar, für deren Leitfähigkeitsberechnung das sogenannte Archie-Gesetz angewandt werden kann (Archie, 1942):

$$\sigma_E = \sigma_S \Phi^m \quad 3.3$$

In dieser Gleichung wird die Leitfähigkeit σ_E des Eises mit der Leitfähigkeit σ_S der Sole und der Porosität Φ in Beziehung gesetzt. Der sogenannte Zementationsfaktor m ist eine empirische Konstante. Je größer m ist, um so kleiner ist bei konstantem σ_S und Φ die Eisleitfähigkeit σ_E , da die Porosität nur Werte zwischen 0 und 1 annehmen kann. Thyssen *et al.* (1974) fanden aus dem Vergleich von gleichstromgeoelektrischen Messungen mit an Eiskernen bestimmten Eisporositäten einen Wert von $m = 2.2$ für einjähriges arktisches Meereis. Morey *et al.* (1984) bestimmten m in Laborversuchen und fanden in Abhängigkeit von der Stratigraphie des Eises Werte zwischen $m = 1.55$ für das körnige Eis an der Eisoberseite und $m = 1.75$ in den unteren Bereichen, die aus säuligem Eis bestanden. Die unterschiedlichen Werte für m hängen dabei vermutlich mit der unterschiedlichen Spherizität der Eis-

kristalle zusammen, die in den oberen Bereichen aufgrund der körnigen Textur größer ist als weiter unten, wo säulige Kristalle und vielfach vertikal ausgedehnte und ausgerichtete Poren vorherrschen. So zeigten z.B. Jackson *et al.* (1978) in Laborversuchen für Tone und Sande, daß m mit abnehmender Sphärität zunimmt. Außerdem werden im Zusammenhang mit dem Zementierungsgrad bzw. der Kompaktheit eines Gesteins meistens steigende Werte für m mit zunehmender Zementation beobachtet. Dies bedeutet für Meereis, daß m um so größer werden müßte, je niedriger die Eistemperatur ist, da sich die Porosität bei niedrigeren Temperaturen verringert und überdies die Verbindungen zwischen einzelnen Poren unterbrochen werden. Wenn im folgenden Archies Gesetz (Gl. 3.3) zur Berechnung der Leitfähigkeit des Meereises benutzt wird, so ist stets zu berücksichtigen, daß es ein empirisches Gesetz ist, das aus Messungen an permeablen Sandsteinen entwickelt wurde. Wenngleich die Permeabilität und Porosität von Meereis - zumindest im Sommer - durchaus mit der von Sedimentgesteinen verglichen werden kann, so kann sich jedoch die Porenraumgeometrie aufgrund der hauptsächlich vertikal ausgerichteten und miteinander verbundenen Poren deutlich von der Geometrie in Sedimentgesteinen unterscheiden, so daß die elektrische Leitfähigkeit stark anisotrop sein kann (Kohnen, 1976; Thyssen *et al.*, 1974; Timco, 1979). Die durchgeführten Leitfähigkeitsberechnungen stellen deshalb nur grobe Abschätzungen dar.

3.2.2.1 Sole-Leitfähigkeit

Die Leitfähigkeit der Sole läßt sich nicht mit den Formeln für die Leitfähigkeit des Meerwassers berechnen, da bei hohen Salinitäten und niedrigen Temperaturen andere Bedingungen für die elektrolytische Leitung herrschen als im Meerwasser.

Im Meerwasser steigt die Leitfähigkeit auch bei sinkenden Temperaturen grundsätzlich mit zunehmender Salinität an, d.h. mit vermehrter Anzahl der zur Verfügung stehenden Ladungsträger bzw. Ionen. Dies gilt nur noch eingeschränkt für höher konzentrierte Salzlösungen. Im Porenraum des Meereises befindet sich die Sole mit dem Eis stets im Phasengleichgewicht. Ihre Salinität $S_S(\text{‰})$ ist bei gleichbleibender Ausgangszusammensetzung deshalb ausschließlich und eindeutig eine Funktion der Temperatur $T(^{\circ}\text{C})$ (Assur, 1960):

$$S_S = 9.65 - 14.80T: \quad -8.2^{\circ}\text{C} \leq T \leq -2^{\circ}\text{C}; \quad 3.4a$$

$$S_S = 78.11 - 6.60T: \quad -22.9^{\circ}\text{C} \leq T \leq -8.2^{\circ}\text{C}. \quad 3.4b$$

Die unterschiedlichen Temperaturbereiche resultieren daraus, daß bei einer Temperatur von -8.2°C sämtliches in der Sole gelöstes Natriumsulfat ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) ausfällt, und außerdem unterhalb von -22.9°C kein flüssiges Natriumchlorid ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) mehr vorliegt. Zur Berechnung des Salzgehaltes von Sole bei Temperaturen wenig unter 0°C kann auch eine Gleichung für den Gefrierpunkt $T_f(^{\circ}\text{C})$ von Meerwasser benutzt werden, die numerisch invertiert werden muß (UNESCO, 1978):

$$T_f(S_S) = -0.575S_S + 1.710523 \cdot 10^{-3} S_S^{3/2} - 2.154996 \cdot 10^{-4} S_S^2 \quad 3.5$$

Steigt die Salinität der Sole jedoch über bestimmte Werte an, was nach

Gl. 3.4 nur durch Erniedrigung der Temperatur erreicht werden kann, so wird die Mobilität der Ionen eingeschränkt, und die Leitfähigkeit der Lösung nimmt nun ab.

Stogryn und Desargant (1985) untersuchten in Laborversuchen die Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit σ_S (S/m) von Sole, deren Zusammensetzung den tatsächlichen Verhältnissen in Meereis entsprach und die sich im thermodynamischen Gleichgewicht mit Meereis befand. Demnach ergibt sich

$$\sigma_S = -T e^{(0.5193+0.8755 \cdot 10^{-1} T)}; \quad T \geq -22.9^\circ\text{C}; \quad 3.6a$$

$$\sigma_S = -T e^{(1.0334+0.11 T)}; \quad T < -22.9^\circ\text{C} \quad , \quad 3.6b$$

wobei T wieder die Temperatur in $^\circ\text{C}$ ist. In Abb. 3.3 ist die Temperaturabhängigkeit der Salinität und Leitfähigkeit von Sole im Phasengleichgewicht mit Eis nach Gl. 3.4 und 3.6 dargestellt. Demnach steigt die Leitfähigkeit bis zu einer Temperatur von -11.42°C auf ein Maximum von 7.06 S/m an. Unterhalb dieser Temperatur nimmt sie allmählich ab, um bei ca. -54°C gegen Null zu konvergieren, da hier fast alles Meerwassersalz ausgefällt sein sollte (Assur, 1960).

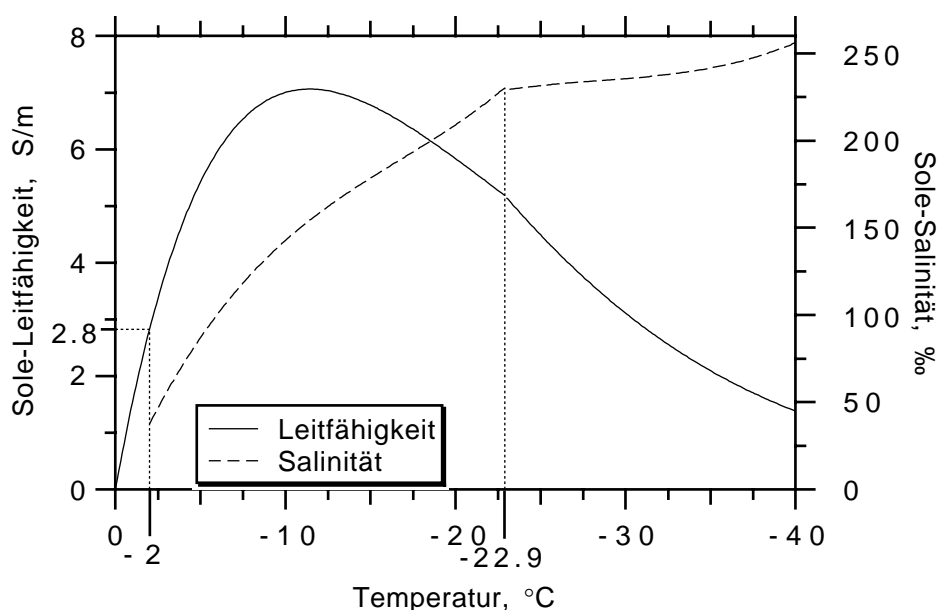


Abb. 3.3: Leitfähigkeit und Salinität von Meereis in Abhängigkeit von der Temperatur, berechnet nach den Gleichungen 3.6 (Stogryn und Desargant, 1985) und 3.4 (Assur, 1960).

3.2.2.2 Porosität/Solevolumen

Die Porosität von Meereis ist durch das Verhältnis des sole- und luftgefüllten Porenraumes zum Gesamtvolumen definiert. Aus der Salinität S (‰) und Temperatur T ($^\circ\text{C}$) einer Meereisprobe kann man das relative Solevolumen V_S/V nach Gleichungen von Cox und Weeks (1983) bestimmen: Die

Gesamtdichte der Probe ergibt sich zu

$$\rho = \left(1 - \frac{V_E}{V}\right) \frac{\rho_E F_1(T)}{F_1(T) - \rho_E S F_2(T)} \quad 3.7$$

wobei ρ_E (Mg/m³) = 0.917 - 1.403 · 10⁻⁴ · T (°C) die Dichte reinen Eises (Pounder, 1965), V_E das reine Eisvolumen und $(1 - V_E/V)$ der luftgefüllte Porenraum ist, also das Gasvolumen. Dieses wird hier immer als 10‰ angenommen. Dieser Wert stellt einen Mittelwert für Eis mit einer Dichte von 910 kg/m³ dar (Cox und Weeks, 1983). $F_1(T)$ (Mg/m³) und $F_2(T)$ sind temperaturabhängige Konstanten (Cox und Weeks, 1983), die für Temperaturen von über -2°C von Leppäranta und Manninen (1988) angegeben wurden. Für das Solevolumen gilt dann mit der Dichte aus Gl. 3.7:

$$\frac{V_S}{V} = \frac{\rho S}{F_1(T)}. \quad 3.8$$

Die Leitfähigkeit einer Meereisprobe läßt sich also nach Gl. 3.3 (Archie's Gesetz) aus den Gleichungen 3.6 und 3.8 berechnen, wenn man die Temperatur und Salinität des Eises kennt. In der Praxis ist die dargestellte Berechnung jedoch bei hohen Temperaturen und bei Proben von der Eisoberseite problematisch, da meistens nicht verhindert werden kann, daß - je nach Temperatur - ein beträchtlicher Teil der Sole ausfließt und die in-situ Salinität somit unterschätzt wird. Außerdem kann das Gasvolumen wesentlich größer sein kann, als die angenommenen 10‰. Letzteres trifft insbesondere für die obersten Bereiche mehrjährigen arktischen Eises zu, wo Werte über 50‰, teilweise bis zu 200 ‰ nicht untypisch sind (Eicken *et al.*, 1995)

Im folgenden sollen exemplarisch für einige Beispiele Solevolumina und Leitfähigkeiten von Eiskernen bestimmt werden. Für den Zementationsfaktor m (Gl. 3.3) wurde in allen Fällen ein Wert von 1.75 gewählt, der sich als Mittelwert aus den Messungen von Morey *et al.* (1984) ergibt. Ein Untergrundmodell mit den mit $m = 1.75$ berechneten Leitfähigkeiten erklärt außerdem die gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten in Abb. 3.28 (Abschn. 3.4.5) am besten. Abb. 3.4 zeigt Tiefenprofile der Temperatur und Salinität dreier Eiskerne (R9106902: Arktis, Winter; R9425821: Arktis, Sommer; N1105401: Antarktis, Sommer), die exemplarisch für die jeweiligen Expeditionen bzw. Jahreszeiten und Eiseigenschaften, bei denen EM-Messungen durchgeführt wurden, ausgewählt wurden.

Während die Kerne von R9425821 und N1105401, die 2.2 und 3.5 m lang sind, mit Temperaturen um 0°C an der Eisober- und -1.8°C (Gefriertemperatur von Meerwasser) an der Eisunterseite nahezu isotherm sind, herrschen im Winter starke Temperaturgradienten zwischen Eisober- und -unterseite (Kern R9106902, Länge 2.21 m). Die Salinitätsprofile von R9106902 und R9425821 unterscheiden sich dagegen nur wenig. Sie besitzen sehr geringe Werte an der Oberseite, die für mehrjähriges bzw. sommerliches einjähriges Eis typisch sind, und langsam zunehmende Salinitäten in größerer Tiefe.

Im Gegensatz dazu weist das Salinitätsprofil von N1105401 bereits an der Eisoberseite zwischen 0.15 und 0.5 m hohe Werte auf, und unterscheidet sich insbesondere durch das starke Salinitätsmaximum bei 1.25 m Tiefe von

den Arktis-Kernen. Dieses Profil wurde durch lateral ausgedehnte, meerwasser- oder eisschlammgefüllte Lücken im Eis verursacht, die ihren Ursprung in einem früheren Deformationsereignis oder in selektivem Schmelzen an der Schnee-/ oder Schnee-Eis-/Eis-Grenze haben. Diese Lücken können durchaus typisch für schneebedecktes sommerliches antarktisches Eis sein, das sich kurz vor dem vollständigen Zerfall befindet (z.B. Ackley und Sullivan, 1994; Fritsen *et al.*, 1994). Eine solche Lücke wurde bei der Mehrzahl der Eiskerne während der Expedition ANT 11/3 beobachtet, und wird bei der Interpretation der EM-Messungen zu berücksichtigen sein (Abschn. 3.4.5). Die Salinität der Lücken wird bei den Messungen allgemein eher unterschätzt worden sein, da das Wasser aus den Lücken bei der Beprobung sofort auslief, und nur noch die Salinität des zurückbleibenden Eisschlammes gemessen werden konnte. Die tatsächliche Salinität wird deshalb ungefähr gleich wie die Salinität von Meerwasser sein. Die Profile der Solevolumina (Abb. 3.4c) spiegeln hauptsächlich die Salinitätsprofile wider, allerdings sind die Solevolumina des Kerns R91258321 infolge der wesentlich höheren Eistemperatur deutlich größer als von R9106902. Das tatsächliche Extremum des Solevolumens von N1105401 ist aufgrund der oben geschilderten Probleme bei der Beprobung vermutlich noch wesentlich größer als in Abb. 3.4c gezeigt. Schließlich spiegeln auch die Eisleitfähigkeiten die Profile von Salinität und Solevolumen wider. Für R9106902 ergibt sich eine mittlere Leitfähigkeit von 2.9 mS/m und für R9425821 ein Wert von 17.9 mS/m. Die mittlere Leitfähigkeit von N1105401 beträgt 50.4 mS/m, was die wahre Leitfähigkeit wieder unterschätzt, da die Leitfähigkeit in der Lücke zwischen 1.2 und 1.4 m annähernd Werte von Meerwasser gehabt haben wird.

Hierin liegt der wesentliche Unterschied zu den Eiseigenschaften der Arktis-Kerne: Bei letzteren befindet sich die Sole tatsächlich in Poren von wenigen mm Durchmesser, und befindet sich im Phasengleichgewicht mit dem Eis. D.h. bei Temperaturen über -1.8°C , dem Gefrierpunkt von Meerwasser, hat die Sole sogar eine geringere Salinität als Meerwasser. Im Gegensatz dazu befindet sich die Flüssigkeit in der Lücke bei N1105401 nicht in eigentlichen Poren, sondern eher in einer großen Kaverne, und hat Austausch mit dem Meerwasser, wie sich z.B. aus Nährstoffanalysen ergibt (Thomas und Haas, unveröffentlicht; Fritsen *et al.*, 1994). Hier läßt sich das Konzept der Leitfähigkeitsberechnung nach Archie also eigentlich gar nicht anwenden, da es sich um einen umgekehrten Fall von Isolatoren, nämlich dem Eisschlamm, innerhalb des guten Leiters Meerwasser handelt. Dies wird bei der Modellierung der EM-Daten in Abschn. 3.4.5 berücksichtigt werden.

Tabelle 3.1 faßt die mittleren Leitfähigkeiten, die für alle Eiskerne der jeweiligen Expeditionen berechnet wurden, zusammen. Diese Werte können als Richtwerte für Leitfähigkeiten von Meereis in den entsprechenden Gebieten und Jahreszeiten angesehen werden. Der Wert von 48 mS/m für die Kerne von ANT 11/3 kann als Anhaltspunkt für sommerliches antarktisches Meereis angesehen werden, das sich nahe dem Zerfall befindet. Aufgrund ihrer begrenzten vertikalen Ausdehnung und unterschiedlichen Ausprägung ist der Anteil der meerwasser-/eisschlammgefüllten Lücken an dem Mittelwert nämlich nur gering. Allerdings bedeutet das Vorhandensein solcher Lücken andererseits, daß ein einheitlicher Wert für die Leitfähigkeit des Eises nicht mehr angegeben werden kann. Dann ist es stattdessen besser, von einem 4-Schichtfall Eis-Wasser-Eis-Wasser auszugehen. Dies wird bei der Modellierung der Ergebnisse der EM-Messungen in Abschn. 3.4.5 berücksichtigt.

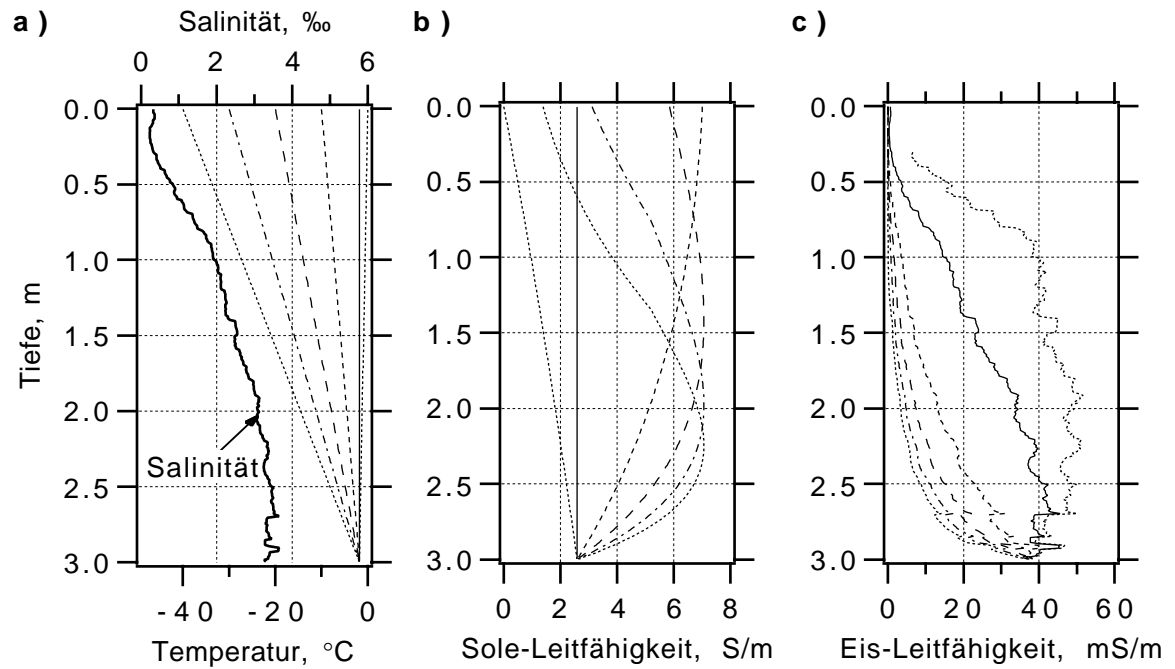
Tabelle 3.1: Mittlere Eis-Leitfähigkeiten, die aus der Analyse von n Eiskernen berechnet wurden, die auf der jeweiligen Expedition erbohrt wurden. Diese Leitfähigkeiten können als Richtwerte für die zu erwartenden Leitfähigkeiten von Eis von vergleichbarem Typ zu vergleichbarer Jahreszeit angenommen werden.

Expedition	Eistyp/Jahreszeit	mittl. Leitfähigkeit, mS/m	n
ARK 9/1	mehnjähriges arkt. Eis, Winter	3	2
ARK 9/4	ein-/mehnjähriges arkt. Eis, Sommer (mit starkem oberflächlichem Schmelzen)	23 ± 15	12
ANT 11/3	(ein-/mehnjähriges?) zerfallendes antarkt. Eis, Sommer	48 ± 26	30

Die unterschiedlichen Eiseigenschaften und -leitfähigkeiten sind in erster Linie eine Folge der unterschiedlichen Oberflächentemperaturen in den jeweiligen Jahreszeiten und des unterschiedlichen Eisalters. Um den Einfluß der Temperatur auf das Leitfähigkeitsprofil in mehrjährigem arktischen und einjährigem antarktischen Meereis mit typischen, mittleren Salinitätsprofilen zu untersuchen, sollen abschließend Leitfähigkeiten für unterschiedliche Oberflächentemperaturen von 0, -1.8, -10, -20, -30, und -40°C unter der Annahme linearer Temperaturprofile zwischen Eisober- und Eisunterseite, die eine Temperatur von -1.8°C haben soll, berechnet werden. Mit diesen Oberflächentemperaturen wird der gesamte Bereich der saisonal auftretenden Extreme erfaßt. Abb. 3.5 a+d zeigt mittlere Salinitätsprofile von mehrjährigem arktischen (Eicken *et al.*, 1995) und einjährigem antarktischen Eis (Drinkwater und Haas, 1994) mit einer Tiefenauflösung von 0.01 m. Die Profile weisen nicht nur unterschiedliche Verläufe auf, sondern haben auch unterschiedliche Mittelwerte von 2.26‰ bzw. 6.76‰. In Abb. 3.5 c+e sind Profile der daraus berechneten Eis-Leitfähigkeit dargestellt. Da die Temperatur an der Eisunterseite für alle Profile gleich ist, treten die wesentlichen Unterschiede in den mittleren und obersten Bereichen auf. Am höchsten ist die Leitfähigkeiten der 0°C-Oberflächentemperaturprofile, und die der -40°C-Profilen ist am geringsten. Die größten Unterschiede treten zwischen den 0 und -1.8°C-Profilen auf, während sich die Profile für Oberflächentemperaturen unter -10°C nur noch wenig unterscheiden. Dies bedeutet also, daß die für die EM-Messungen wichtige Eis-Leitfähigkeit die meiste Zeit des Jahres nur gering schwankt, und nur im Sommer höhere Werte annehmen kann. Außerdem ist zu sehen, daß die Leitfähigkeiten einjährigen antarktischen Eises deutlich höher sind als von mehrjährigem arktischen Eis.

Die mittleren Leitfähigkeiten der einzelnen Profile aus Abb. 3.5c+e sind in Tabelle 3.2 zusammenfassend dargestellt. Für das 0°C-Profil aus Abb. 3.5e wird kein Wert angegeben, da dieses Beispiel physikalisch nicht sinnvoll ist. Bei Temperaturen über -1.8°C wären nämlich die in Abb. 3.5d gezeigten hohen Eis-Salinitäten gar nicht möglich, weil sich Eis und Sole dabei nicht im Gleichgewicht befänden. Bei einem solchen Temperaturprofil wäre die Salinität aufgrund starken Schmelzens und dem daraus resultierenden Salzverlust deutlich niedriger.

Arktis, mehrjähriges Eis:



Antarktis, einjähriges Eis:

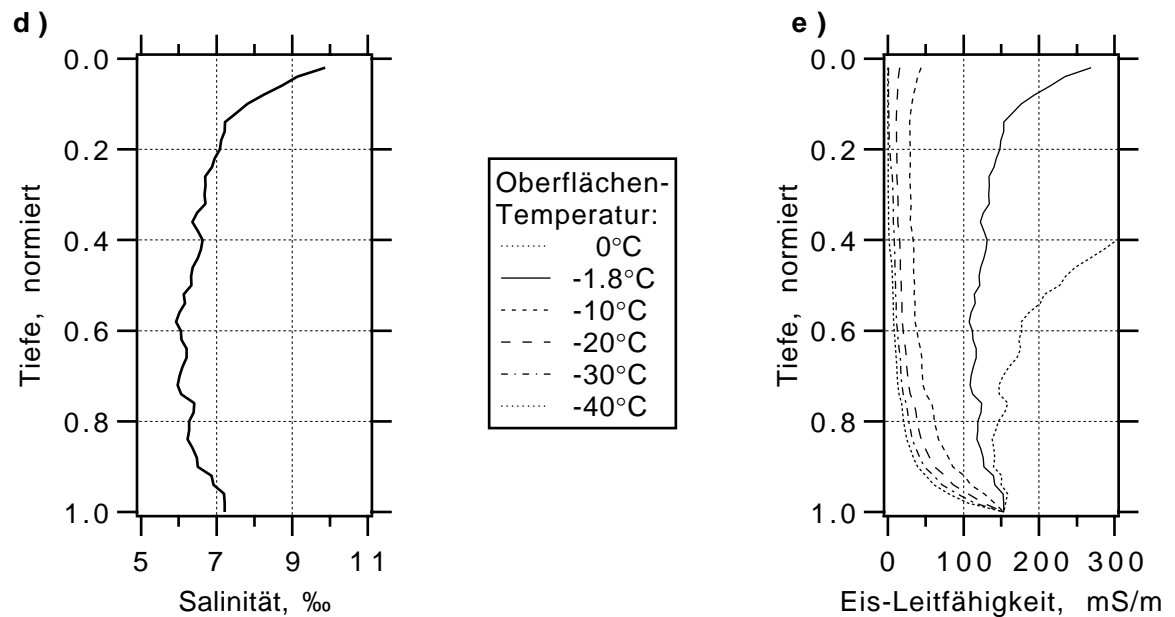


Abb. 3.5: Tiefenprofile der Sole- (**b**) und Eis-Leitfähigkeit (**c+e**), berechnet für verschiedene lineare Temperaturprofile (**a**) aus mittleren Salinitätsprofilen, die typische Verläufe für mehrjähriges arktisches Eis ((**a**) Eicken *et al.*, 1995) und einjähriges antarktisches Eis zeigen ((**d**), Drinkwater und Haas, 1994) aufweisen.

Tabelle 3.2: Mittlere Eis-Leitfähigkeiten (in mS/m) der Eiskern-Tiefenprofile aus Abb. 3.5c+e

Oberflächentemperatur	Leitfähigkeit mehrjährigen arkt. Eises (Abb. 3.5c)	Leitfähigkeit einjährigen antarkt. Eises (Abb. 3.5e)
0°C	42	
-1.8°C	20	137
-10°C	10	53
-20°C	6	29
-30°C	3	16
-40°C	2	8

3.3 1D-Modellierung

Nachdem im vorangegangenen Abschnitt die zu erwartenden Bereiche der Leitfähigkeiten von Meerwasser und Meereis angegeben wurden, soll in diesem Abschnitt untersucht werden, wie sich das gemessene EM-Signal H_s/H_p bzw. die scheinbare Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Eisdicke verhält. Weiterhin wird untersucht, wie groß der Einfluß verschiedener Leitfähigkeiten von Eis und Wasser auf dieses Signal ist. Diese Überlegungen ermöglichen es abzuschätzen, wie gut die Leitfähigkeiten von Eis und Wasser bekannt sein müssen, um vorgegebene Genauigkeiten bei der Bestimmung der Eisdicke zu erzielen. Die Ergebnisse sind von der Meßkonfiguration abhängig, also von der Signalfrequenz f , dem Spulenabstand r und dem Dipolmodus DM. Deshalb ergeben diese Überlegungen außerdem Abschätzungen über die Eisdickenbereiche, für die das in dieser Arbeit benutzte Meßgerät, das in Abschn. 3.4.1 eingehend beschrieben wird, mit seinen speziellen Parametern $f = 9.8 \text{ kHz}$ und $r = 3.66 \text{ m}$ geeignet ist. Zudem läßt sich ermitteln, wie dieser Meßbereich unter Umständen vergrößert werden könnte.

Der Dipolmodus DM gibt die räumliche Ausrichtung der koplanaren Spulen an, wie in der schematischen Darstellung der Spulen in Abb. 3.6 gezeigt wird. Bei Messungen im vertikalen Dipolmodus (VDM) stellen die Spulen vertikale Dipole dar, d.h. die Spulenebenen sind horizontal ausgerichtet. Messungen im horizontalen Dipolmodus (HDM) werden mit vertikalem Spulenpaar durchgeführt.

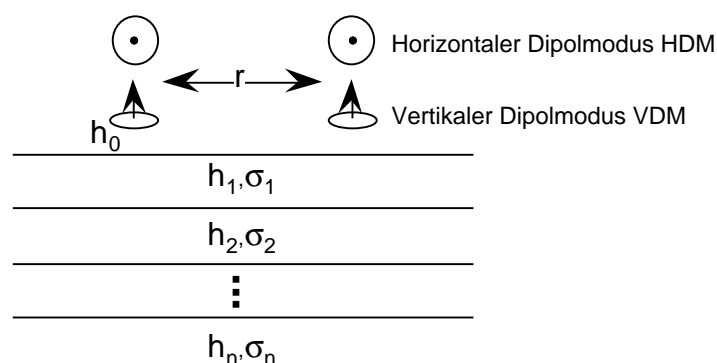


Abb. 3.6: Schematische Darstellung eines eindimensionalen (1D) N-Schicht-Untergrundmodelles, für das das gemessene EM-Signal (H_s/H_p oder scheinbare Leitfähigkeit) nach Gl. 3.9 für Messungen im vertikalen und horizontalen Dipolmodus (VDM und HDM) berechnet werden kann.

Am Schluß dieses Abschnittes wird außerdem untersucht, welchen Einfluß meerwassergefüllte Lücken im Eis auf die berechneten Eisdicken haben. Dies ist im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Eiskernanalysen während ANT 11/3 wichtig (Abschn. 3.2.2), aber auch, um Messungen über deformiertem Eis besser interpretieren zu können.

Die folgenden Überlegungen beziehen sich auf ebenes Eis, d.h. den Berechnungen wird ein 1D-Modell zugrundegelegt, in dem sich die Untergrundeigenschaften nur mit der Tiefe ändern und vorhandene Schichten horizontal unendlich ausgedehnt sind (Abb. 3.6). Das relative Sekundärfeld H_s/H_p im Abstand r von der Sendespule in einer Höhe h_0 über n solchen Schichten der Dicke h_i und Leitfähigkeit σ_i läßt sich nach

$$H_s/H_p = -r^2 \int_0^{\infty} \lambda R_0 \cdot \exp(-2\lambda h_0) \cdot f(\lambda r) d\lambda \quad 3.9$$

berechnen (z.B. Mundry, 1984; Ward und Hohmann, 1988; Verma und Sharma, 1995). Dabei ist λ die Integrationskonstante und f eine vom Dipolmodus abhängige Funktion:

$$\begin{aligned} f(\lambda r) &= \lambda r J_0(\lambda r), & \text{vertikaler Dipolmodus (VDM)} \\ f(\lambda r) &= J_1(\lambda r), & \text{horizontaler Dipolmodus (HDM),} \end{aligned}$$

mit den Besselfunktionen erster Gattung nullter und erster Ordnung J_0 und J_1 . R_0 ist eine rekursive Funktion der Untergrundparameter:

$$\begin{aligned} R_{n-1} &= K_{n-1} \\ R_{i-2} &= (K_{i-2} + R_{i-1} u_{i-1}) / (1 + K_{i-2} R_{i-1} u_{i-1}) \end{aligned} \quad 3.9a$$

mit:

$$\begin{aligned} u_i &= \exp(-2h_i v_i), \\ v_i &= (\lambda^2 + j\omega\mu_0\sigma_i)^{1/2} \\ K_{i-1} &= (v_{i-1} - v_i) / (v_{i-1} + v_i) \end{aligned}$$

Die scheinbare Leitfähigkeit erhält man daraus mittels Gl. 3.1. Gl. 3.9 ist eine sogenannte Hankel-Transformation, die mit Hilfe von digitalen Filtern (Anderson, 1979) berechnet wurde.

Für die folgenden Abschätzungen wurde ein 2-Schichtfall (Eis über Wasser) angenommen. Es wurde jeweils das Verhalten des EM-Signals sowohl im vertikalen Dipolmodus (VDM) als auch im horizontalen Dipolmodus (HDM) berechnet, d.h. für horizontal koplanare als auch für vertikal koplanare Spulenpaare.

3.3.1 Die Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Eisdicke

Abb. 3.7 zeigt die Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Eisdicke. Die Kurven wurden für eine Eis-Leitfähigkeit von 10 mS/m und eine Wasser-Leitfähigkeit von 2500 mS/m für Messungen mit $h_0 = 0.14$ m berechnet, also für den Fall, daß das Gerät auf der Schnee- bzw.

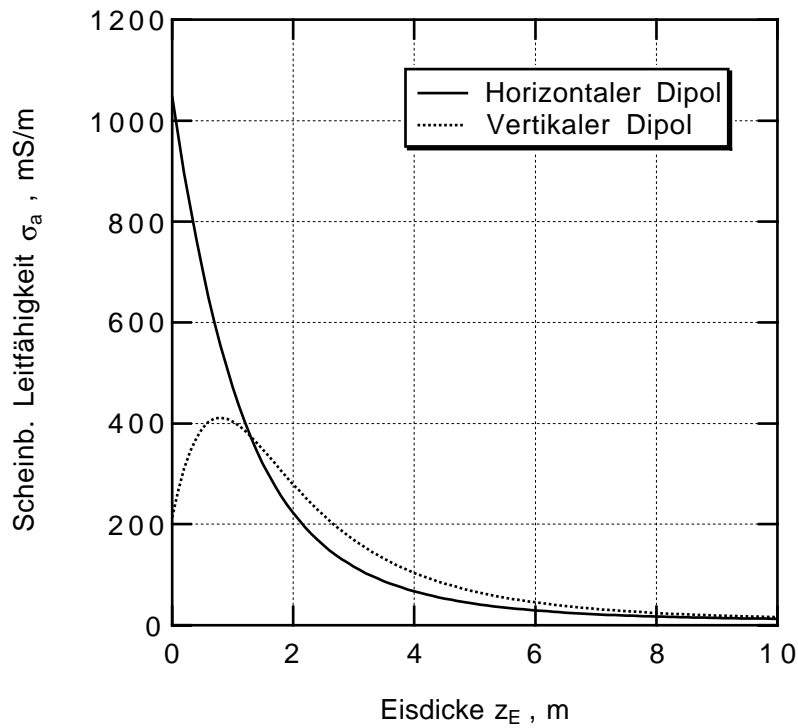


Abb. 3.7: Nach Gl. 3.9 berechnete scheinbare Leitfähigkeit für Messungen im HDM und VDM in Abhängigkeit von der Eisdicke für ein 2-Schichtmodell: Eis (10 mS/m) über Wasser (2500 mS/m), Instrumentenhöhe $h_0 = 0.14$ m.

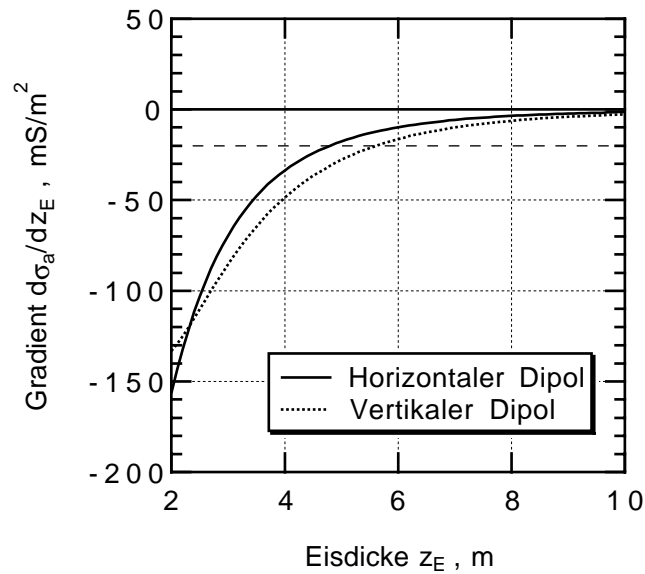


Abb. 3.8: Gradienten $d\sigma_a/dz_E$ der Kurven aus Abb. 3.7 für den Eisdickenbereich von 2 bis 10 m.

Eisoberfläche liegt. Eine Invertierung dieser Kurven bedeutet eine Transformation von scheinbaren Leitfähigkeiten in Eisdicken.

Die HDM-Kurve zeigt einen negativ exponentiellen Verlauf mit zunehmender Eisdicke. Die VDM-Kurve weist bei einer Eisdicke von 0.8 m ein Maximum auf, weshalb ihre Werte nicht eindeutig sind. Aus diesem Grund eignen sich VDM-Messungen nur für Eisdickenmessungen, wenn ausschließlich Eisdicken entweder von mehr oder von weniger als 0.8 m zu erwarten sind. Abb. 3.8 zeigt die Gradienten (die Steigung) der Kurven aus Abb. 3.7 für Eisdicken von 2 bis 10 m, die ein Maß für die Sensitivität der Messungen für Eisdickenänderungen sind. Die Meßgenauigkeit bzw. das Rauschen des Gerätes beträgt erfahrungsgemäß ca. 2 mS/m, das entspricht 0.5‰ H_s/H_p (Gl. 3.1). Um Eisdickenänderungen mit einer Auflösung von 0.1 m registrieren zu können, sollte der absolute Gradient also größer als 2 mS/m / 0.1 m = 20 mS/m² sein. Mit Hilfe der gestrichelten Hilfslinie in Abb. 3.8 ist zu erkennen, daß dies für Eisdicken von weniger als 4.5 m für die HDM-Kurven und weniger als 6 m für die VDM-Kurven zutrifft. Soll die vertikale Auflösung nicht 0.1 m, sondern nur 10% der tatsächlichen Eisdicke sein, ergeben sich mit demselben Ansatz (Gradient > 2 mS/m / 10%) erweiterte Bereiche von 8.8 m für den HDM und 10 m für den VDM. Dies bedeutet z.B., daß bei 9.5 m dickem Eis im VDM der Übergang zu 10.5 m dickem Eis am Rande des Auflösungsvermögens gerade noch nachgewiesen werden kann.

Für Messungen, bei denen das Gerät auf der Schnee- bzw. Eisoberfläche liegt, sind Meßbereich und Auflösung im HDM-Modus für zu erwartende mittlere Eisdicken von 2 bis 3 m ausreichend. Der Meßbereich von VDM-Messungen ist größer, allerdings kann die Auflösung bei Eis, das dicker als 2 m ist, für Messungen mit $h_0 = 4$ m trotzdem unbefriedigend sein. Solche Messungen wurden vom Schiffsbug aus durchgeführt (Kapitel 5).

Aus dem Verlauf der Steigung der Kurve für den HDM folgt aber auch, daß sich fehlerhafte Messungen der scheinbaren Leitfähigkeit bei kleinen Eisdicken nur gering auf die daraus bestimmte Eisdicke auswirken, da $dz_E/d\sigma_a$ klein ist. Bei großen Eisdicken, bei denen $dz_E/d\sigma_a$ groß ist, können Meßfehler jedoch zu großen Fehlern bei der Bestimmung der Eisdicke führen. Dies wird sich in den unten folgenden Untersuchungen des Einflusses von Eis- und Wasser-Leitfähigkeit auf die Messungen bestätigen.

3.3.2 Der Einfluß von Spulenabstand und Signalfrequenz auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit

Der Meßbereich und die Auflösung der elektromagnetischen Messungen kann theoretisch vergrößert werden, wenn man die Signalfrequenz f und den Spulenabstand r verändert. Die Auswirkungen einer Änderung dieser Parameter auf die Messungen kann man nicht an der scheinbaren Leitfähigkeit untersuchen, da sie nur eine rechnerische Größe ist, die sich aus der eigentlichen Meßgröße H_s/H_p und einer von f und r abhängigen Konstanten nach Gl. 3.1 ergibt. Durch diese Konstante wird der echte Effekt veränderter Geräteparameter bei Betrachtung der scheinbaren Leitfähigkeit verdeckt. Im folgenden sei also der Einfluß veränderter Frequenz und Spulenabstandes direkt auf das relative Sekundärfeld untersucht. Der obigen Forderung nach einem Gradienten der scheinbaren Leitfähigkeit von mehr als 20 mS/m² für eine sehr gute Auflösung von 0.1 m entspricht dann ein Gradient von mehr als 5‰/m für H_s/H_p (Gl. 3.1).

Abb. 3.9 zeigt die Abhängigkeit von H_s/H_p von der Eisdicke für verschiedene

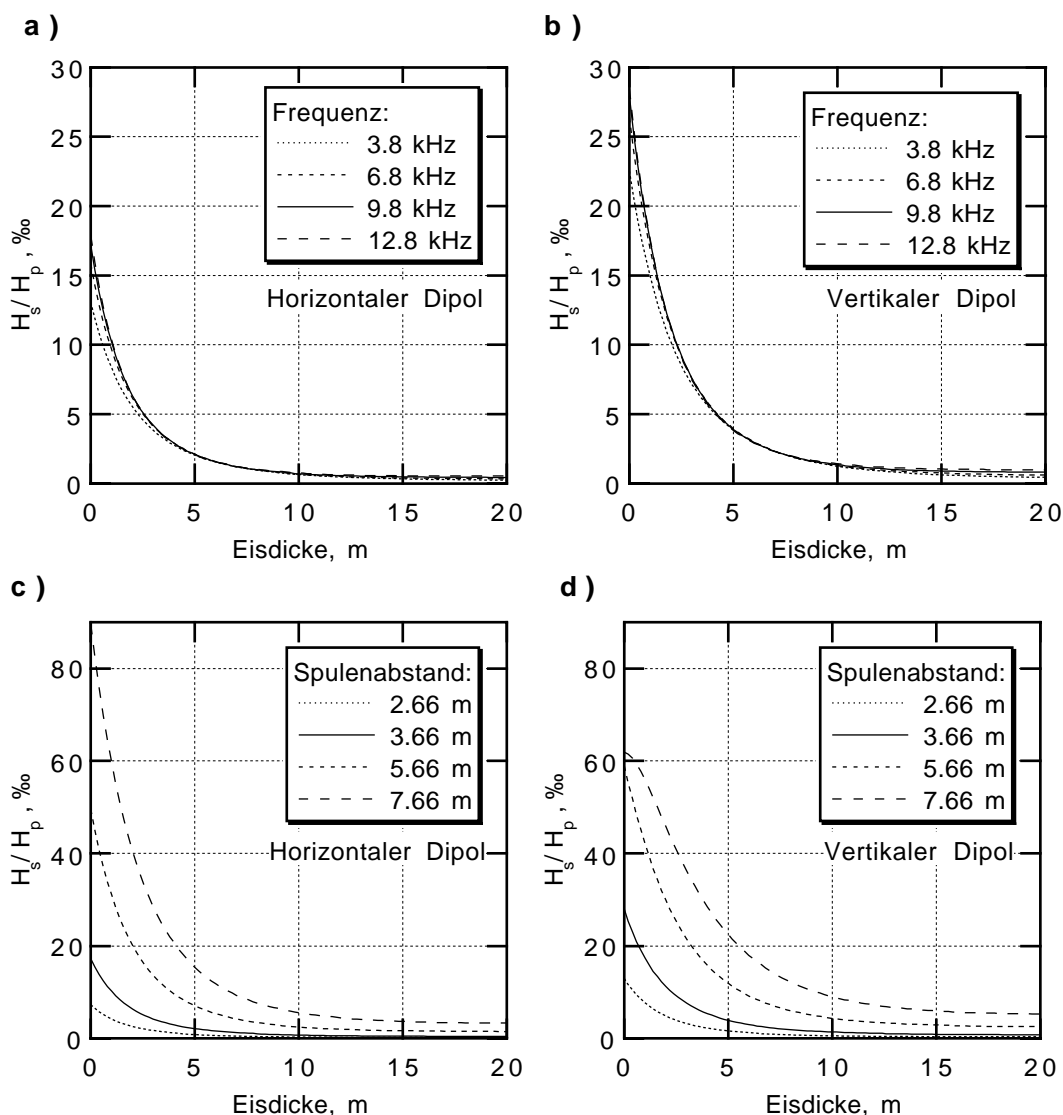


Abb. 3.9: Abhängigkeit von H_s/H_p von der Eisdicke für verschiedene Frequenzen (a+b, konstanter Spulenabstand 3.66 m) und Spulenabstände (c+d, konstante Frequenz 9.8 kHz) sowohl für Messungen im HDM (a+c) als auch im VDM (b+d) bei einer Instrumentenhöhe von 4 m.

Frequenzen und Spulenabstände sowohl für den HDM als auch den VDM für $h_0 = 4$ m. Eine Änderung der Frequenz (Abb. 3.9a+b) bei konstantem Spulenabstand führt trotz der Vergrößerung der sogenannten Skin-Tiefe, die ein Maß für die Eindringtiefe des EM-Feldes ist (Gl. 3.12), weder zu einer Vergrößerung des gemessenen Sekundärfeldes bei großen Eisdicken noch zu einer Verbesserung der vertikalen Auflösung, die sich in einer Erhöhung des Gradienten zeigen sollte. Die Frequenz von 9.8 kHz erscheint bei einem Spulenabstand von 3.66 m somit fast optimal für die Messung von Eisdicken. Eine Vergrößerung des Spulenabstandes (Abb. 3.9c+d) führt hingegen zu deutlich besserer Eindringtiefe, was sich in dem auch bei großen Eisdicken großen Sekundärfeld zeigt. Außerdem verbessert sich die vertikale Auflösung, da die Steigungen der Kurven über weite Eisdickenbereiche größer sind als für $r = 3.66$ m. Eine Vergrößerung des Spulenabstandes

bedeutet allerdings gleichzeitig eine Verringerung der lateralen Auflösung bei unebenem Eis, da sich mit dem Spulenabstand auch das gesamte Meßvolumen vergrößert, in dem das Sekundärfeld induziert wird. Bei einem Spulenabstand von beispielsweise 5.66 m wäre der Verlust an lateraler Auflösung aber sicher noch gering im Vergleich zur Verbesserung der Eindringtiefe bzw. des vertikalen Auflösungsvermögens. Bei einer Meßanordnung wie am Schiffsbug wäre ein Gerät mit solch großem Spulenabstand auch gut zu handhaben.

Für Messungen mit $h_0 = 0.14$ m gelten prinzipiell die gleichen Schlußfolgerungen wie für $h_0 = 4$ m.

3.3.3 Der Einfluß von Eis- und Wasser-Leitfähigkeiten auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit

In den Abbildungen 3.10 bis 3.13 wird der Einfluß unterschiedlicher Leitfähigkeiten von Eis und Wasser auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit untersucht, die aus den Ergebnissen von Abschn. 3.2.2 zu erwarten sind. Es werden sowohl Messungen im HDM als auch im VDM für $h_0 = 0.14$ m (Abb. 3.10 und 3.12) und $h_0 = 4$ m (Abb. 3.11 und 3.13) betrachtet. Die Abbildungen 3.10-13 c+d zeigen jeweils die relativen Abweichungen der berechneten von der wahren Eisdicke, die man bei einer Inversion der scheinbaren Leitfähigkeiten in Eisdicken erhalten würde, wenn man die tatsächliche Leitfähigkeit von Eis und Wasser nicht kennt, sondern als $\sigma_E = 10$ mS/m und $\sigma_W = 2500$ mS/m annähme.

Um die Eisdicken aus den scheinbaren Leitfähigkeiten exakt zu bestimmen, wurden zunächst Wertepaare von scheinbaren Leitfähigkeiten und Eisdicken $[\sigma_a(z_E(10,2500)); z_E(10,2500)]$ für eine Eisleitfähigkeit von 10 mS/m und eine Wasserleitfähigkeit von 2500 mS/m (vgl. Kurven in Abb. 3.7) in Inkrementen von $dz_E = 0.1$ m nach Gl. 3.9 berechnet und tabelliert. Dann wurden scheinbare Leitfähigkeiten $\sigma_a(z_E(\sigma_E, \sigma_W))$ für abweichende Eis- bzw. Wasser-Leitfähigkeiten σ_E und σ_W berechnet. Diesen wurden durch lineare Interpolation zwischen den tabellierten Wertepaaren entsprechende Eisdicken $z_E^{-1}(10,2500)$ zugeordnet. Die so bestimmte Eisdicke würde man also aus einer gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit invertieren, wenn man Eis- und Wasserleitfähigkeiten von 10 und 2500 mS/m annähme. Die relative Abweichung δ zwischen invertierter Eisdicke $z_E^{-1}(10,2500)$ und wahrer Eisdicke $z_E(\sigma_E, \sigma_W)$ beträgt dann

$$\delta = \frac{z_E^{-1}(10,2500) - z_E(\sigma_E, \sigma_W)}{z_E(\sigma_E, \sigma_W)} \cdot 100 \quad 3.10$$

Der Einfluß verschiedener Eis-Leitfähigkeiten von 0 bis 50 mS/m auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit wird in Abb. 3.10 für $h_0 = 0.14$ m und in Abb. 3.11 für $h_0 = 4$ m gezeigt. Es wurde eine konstante Wasser-Leitfähigkeit von 2500 mS/m angenommen. Die Kurven in Abb. 3.10 zeigen den aus Abb. 3.7 bekannten Verlauf. Die berechneten scheinbaren Leitfähigkeiten in Abb. 3.11 sind wesentlich niedriger als in Abb. 3.10. Dies liegt an der größeren Höhe der Spulen über dem Untergrund (exponentieller Term in Gl. 3.9), wodurch das EM-Feld im Eis und im Wasser viel schwächer

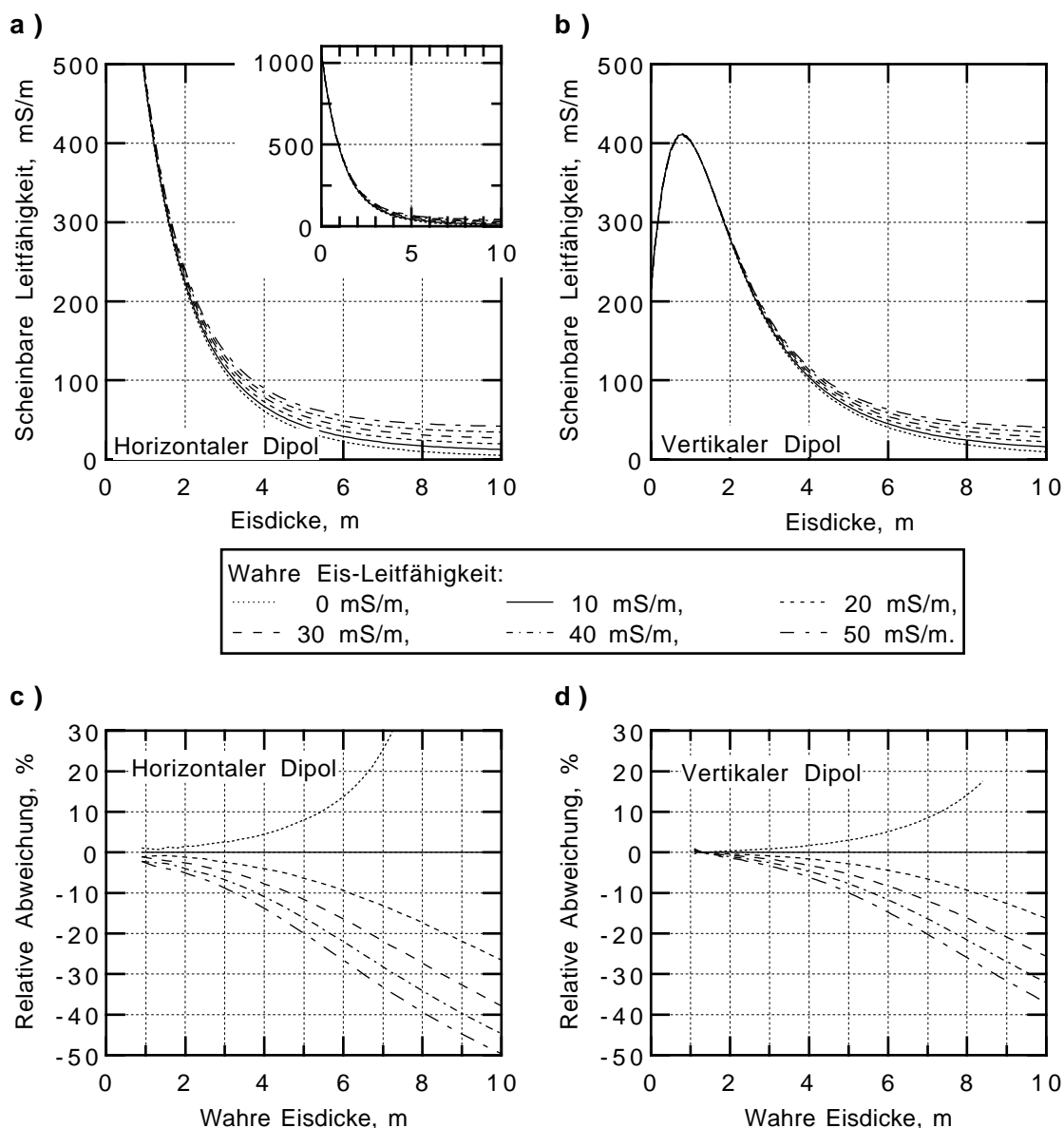


Abb. 3.10: **a+b)** σ_a - z_E -Kurven für verschiedene Eis-Leitfähigkeiten σ_E von 0 bis 50 mS/m und eine Wasser-Leitfähigkeit von 2500 mS/m nach Gl. 3.9 (2-Schichtfall), bei einer Instrumentenhöhe von 0.14 m (Instrument liegt auf dem Eis). **c+d)** Relative Abweichung zwischen den aus den scheinbaren Leitfähigkeiten in a+b unter der Annahme von $\sigma_E=10$ mS/m invertierten Eisdicken und den wahren Eisdicken (Gl. 3.10, siehe Text).

ist als bei niedrigerer Instrumentenhöhe h_0 , und wesentlich geringere Ströme induziert. Da der hier betrachtete Fall dem Bereich einer Eisdicke von mehr als 4 m in Abb. 3.7 entspricht, ist die scheinbare Leitfähigkeit im HDM niedriger als im VDM. Außerdem fehlt das lokale Maximum der VDM-Kurve. Unabhängig von der Instrumentenhöhe haben verschiedene Eis-Leitfähigkeiten grundsätzlich verschiedene scheinbare Leitfähigkeiten zur Folge, derart, daß höhere Eis-Leitfähigkeiten zu höheren scheinbaren Leitfähigkeiten führen. Dieser Effekt nimmt mit zunehmender Eisdicke zu, da ein immer größerer Anteil des Meßvolumens vom Eis eingenommen wird. Für $h_0 = 0.14$ m konvergieren die scheinbaren Leitfähigkeiten für sehr große

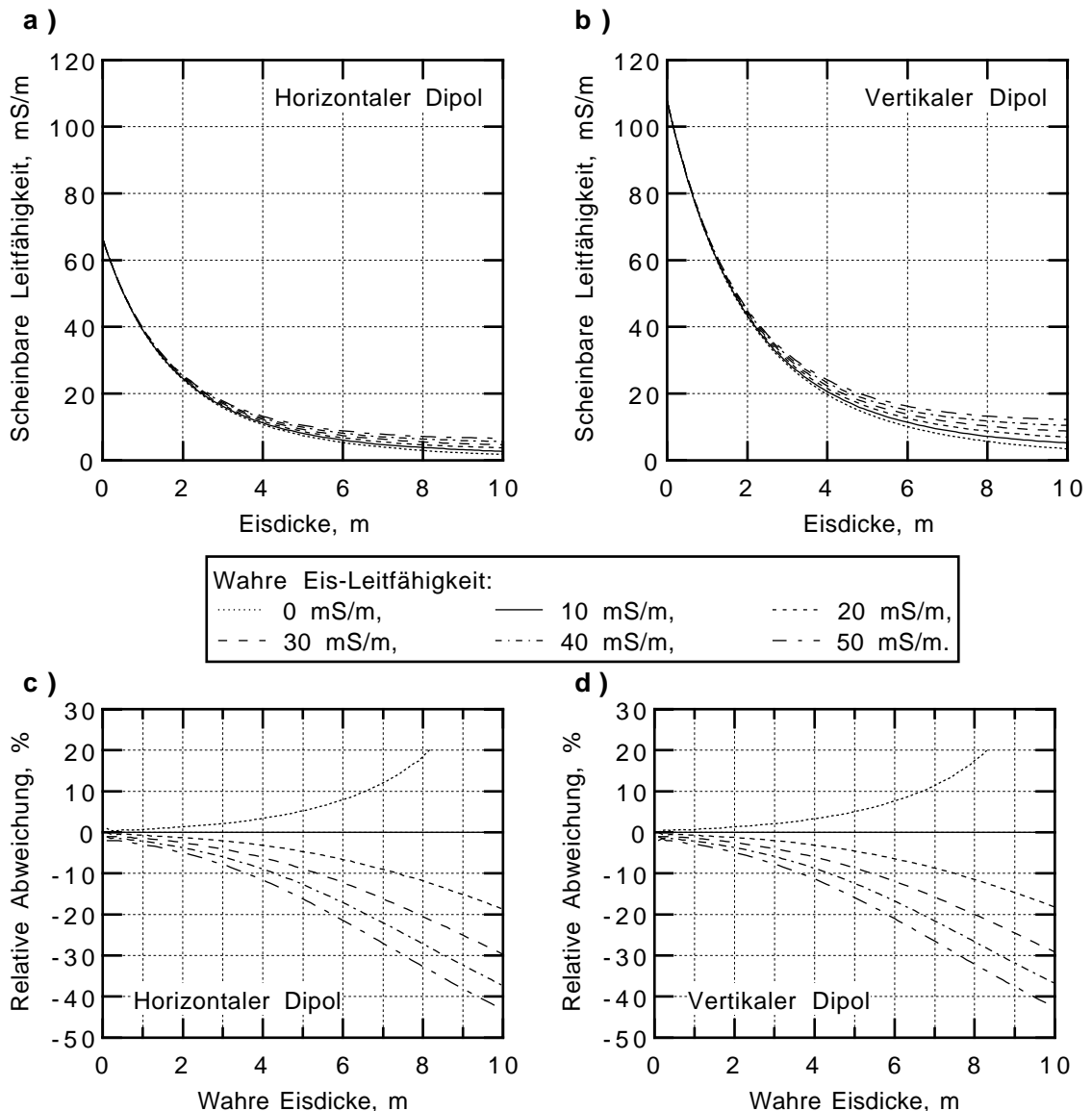


Abb. 3.11: **a+b)** σ_a - z_E -Kurven für verschiedene Eis-Leitfähigkeiten σ_E von 0 bis 50 mS/m und eine Wasser-Leitfähigkeit von 2500 mS/m nach Gl. 3.9 (2-Schichtfall), bei einer Instrumentenhöhe von 4 m. **c+d)** Relative Abweichung zwischen den aus den scheinbaren Leitfähigkeiten in a+b unter der Annahme von $\sigma_E=10$ mS/m invertierten Eisdicken und den wahren Eisdicken (Gl. 3.10, siehe Text).

Eisdicken gegen die wahren Eis-Leitfähigkeiten (Abb. 3.10, siehe auch Abschn. 3.4.1.1). Aufgrund der geringen Eindringtiefe des EM-Feldes werden nennenswerte Beiträge des Sekundärfeldes nämlich nur noch im Eis induziert, und nicht mehr im Wasser. Deshalb kann das Eis als homogener Halbraum unter dem Meßfleck angesehen werden. Wegen der oben erläuterten Abschwächung der Felder bei größerer Instrumentenhöhe konvergieren die scheinbaren Leitfähigkeiten für $h_0 = 4$ m gegen niedrigere Werte.

Die relativen Abweichungen zwischen der wahren Eisdicke und der unter der Annahme von $\sigma_E = 10$ mS/m und $\sigma_W = 2500$ mS/m aus den Kurven berechneten Eisdicke (siehe oben) für die jeweilige Instrumentenhöhe wird in

den Abb. 3.10c+d und 3.11c+d gezeigt. Grundsätzlich nehmen die Abweichungen mit zunehmender Eisdicke zu. Bei einer wahren Eis-Leitfähigkeit von 0 mS/m wird unter der obigen Annahme die tatsächliche Eisdicke überschätzt, bei wahren Leitfähigkeiten von 20 bis 50 mS/m wird die tatsächliche Eisdicke unterschätzt. Ein wesentliches Ergebnis ist, daß für $h_0 = 0.14$ m (Abb. 3.10) bis zu einer wahren Eisdicke von ca. 3 m für den HDM und ca. 5 m für den VDM die Abweichungen für wahre Eis-Leitfähigkeiten von 0 bis 50 mS/m nicht größer als 10% sind. Das bedeutet, daß in diesen Dickenbereichen eine ungenaue Kenntnis der wahren Eis-Leitfähigkeit nur zu geringen Fehlern bei der Berechnung der Eisdicke führt. Der größere Dickenbereich für den VDM ist auf die größere Eindring- bzw. Schwerpunkttiefe in diesem Meßmodus zurückzuführen (vgl. Gerätebeschreibung in Abschn. 3.4.1), da stets ein größerer Anteil des Wassers mit in das Meßvolumen eingeht als im HDM, so daß die Leitfähigkeit des Eises nicht so stark gewichtet wird. Die Abweichungen für $h_0 = 4$ m (Abb. 3.11) sind im HDM sogar noch geringer, im VDM jedoch größer als für $h_0 = 0.14$ m. Für beide Meßmoden betragen sie bis zu einer Eisdicke von 3.5 m weniger als 10%. Daß der Bereich für beide Moden gleich ist, ergibt sich eher zufällig. Der im Vergleich zum HDM steilere Kurvenverlauf für den VDM wird im Sinne der Eisdickeninversion nämlich durch die stärkere Auffächerung der Kurven bei großen Eisdicken kompensiert. Die im Vergleich zu $h_0 = 0.14$ m geringere Empfindlichkeit der HDM-Messungen ist eine Folge der generell verminderten Empfindlichkeit der Messungen in dieser Höhe. Die in Abschn. 3.4.1 angegebene Schwerpunkttiefe von ca. 2 bis 3 m für diesen Modus befindet sich bei $h_0 = 4$ m sogar noch über der Eisoberfläche. Die größere Empfindlichkeit der Messungen im VDM kann dadurch veranschaulicht werden, daß sich bei $h_0 = 4$ m die Schwerpunkttiefe von 5 bis 6 m direkt im Eis befindet, während sie für $h_0 = 0.14$ m wesentlich tiefer liegt. Deshalb reagiert die VDM-Messung bei $h_0 = 4$ m stärker auf die Beschaffenheit des Eises.

Die Abb. 3.12a+b und 3.13a+b zeigen den Einfluß verschiedener Wasser-Leitfähigkeiten von 2000 bis 3000 mS/m auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit für $h_0 = 0.14$ m und $h_0 = 4$ m bei einer konstanten Eis-Leitfähigkeit von 10 mS/m. Wieder zeigen die Kurven für $h_0 = 0.14$ m (Abb. 3.12) den aus Abb. 3.7 bekannten generellen Verlauf, während die berechneten scheinbaren Leitfähigkeiten für $h_0 = 4$ m wesentlich niedriger sind (Abb. 3.13). In jedem Fall führen unterschiedliche Wasser-Leitfähigkeiten zu unterschiedlichen scheinbaren Leitfähigkeiten. Der Effekt nimmt mit zunehmender Eisdicke als Folge der geringen effektiven Eindringtiefe des erzeugten Dipolfeldes ab, so daß oberhalb einer bestimmten Eisdicke nur noch schwache Stromwirbel im Wasser induziert werden. Höhere Wasser-Leitfähigkeiten führen bei geringer Eisdicke zu höheren scheinbaren Leitfähigkeiten, nur für den VDM besteht bei $h_0 = 0.14$ m und bei Eisdicken unter 0.8 m ein umgekehrter Zusammenhang.

Die Abbildungen 3.12+13 c+d zeigen jeweils die relativen Abweichungen zwischen der wahren Eisdicke und der unter der Annahme von $\sigma_E = 10$ mS/m und $\sigma_W = 2500$ mS/m berechneten Eisdicke (Gl. 3.10). Grundsätzlich nehmen die Abweichungen mit zunehmender Eisdicke ab. Bei wahren Wasser-Leitfähigkeiten von weniger als 2500 mS/m wird unter der obigen Annahme die tatsächliche Eisdicke überschätzt, bei wahren

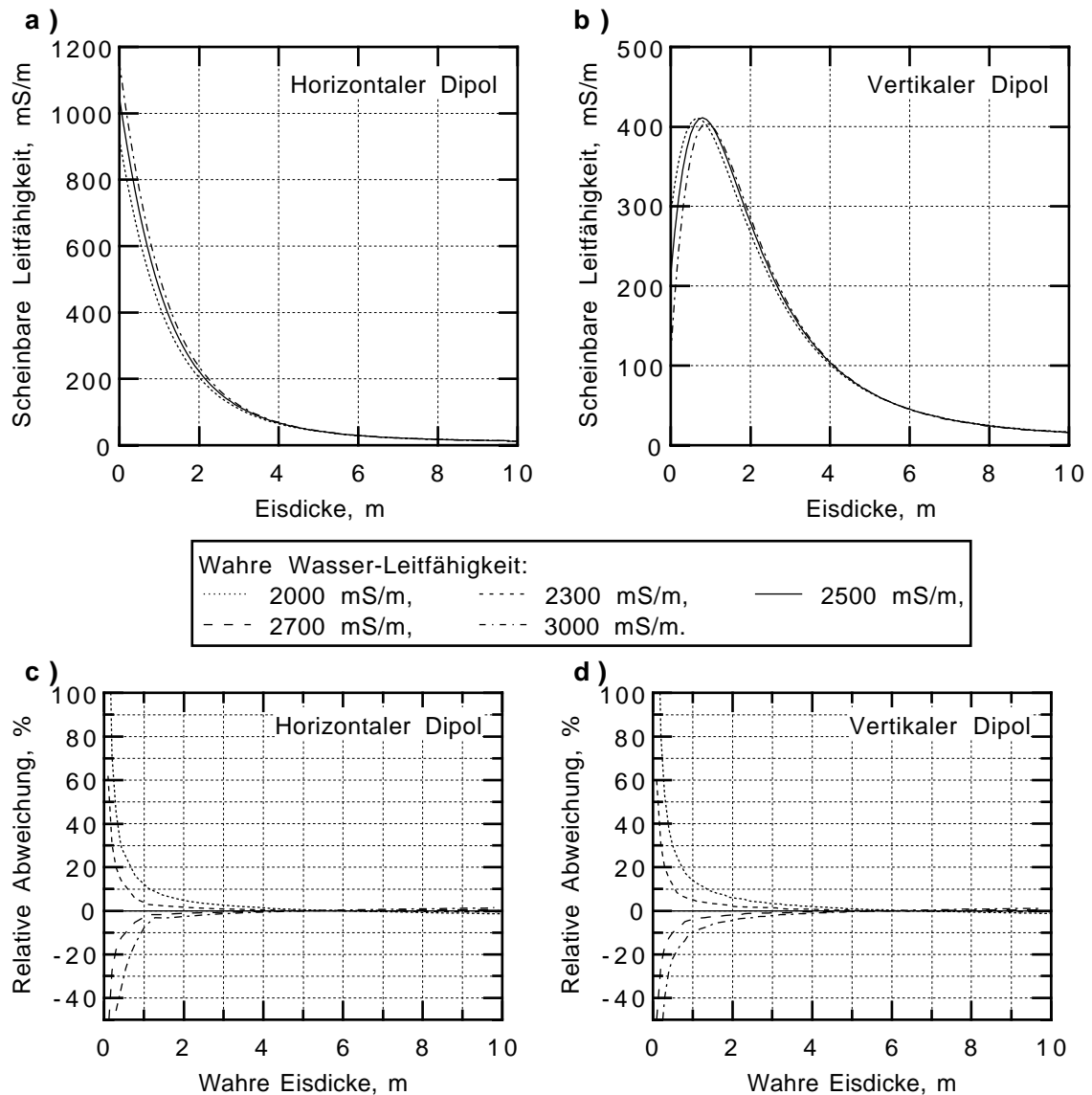


Abb. 3.12: **a+b)** σ_a - z_E -Kurven für verschiedene Wasser-Leitfähigkeiten σ_W von 2000 bis 3000 mS/m und eine Eis-Leitfähigkeit von 10 mS/m nach Gl. 3.9 (2-Schichtfall), bei einer Instrumentenhöhe von 0.14 m (Instrument liegt auf dem Eis). **c+d)** Relative Abweichung zwischen den aus den scheinbaren Leitfähigkeiten in a+b unter der Annahme von $\sigma_W=2500$ mS/m invertierten Eisdicken und den wahren Eisdicken (Gl. 3.10, siehe Text).

Leitfähigkeiten von mehr als 2500 mS/m wird die tatsächliche Eisdicke unterschätzt. Ein wesentliches Ergebnis ist, daß für $h_0 = 0.14$ m die Abweichungen nur bis zu einer wahren Eisdicke von ca. 1 m für den HDM und ca. 1.5 m für den VDM größer sind als 10%. Das bedeutet, daß bei größeren Eisdicken eine ungenaue Kenntnis der wahren Wasser-Leitfähigkeit nur zu sehr geringen Fehlern bei der Berechnung der Eisdicke führt, wenn man eine Wasser-Leitfähigkeit von 2500 mS/m annimmt. Für $h_0 = 4$ m sind die Abweichungen sogar oberhalb von 0.7 m für den HDM und 0.5 m für den VDM kleiner als 10%, d.h. die Messungen sind noch unempfindlicher als bei $h_0 = 0.14$ m. Bei sehr kleinen Eisdicken kann eine falsche Annahme der Wasser-Leitfähigkeit jedoch in jedem Fall zu sehr

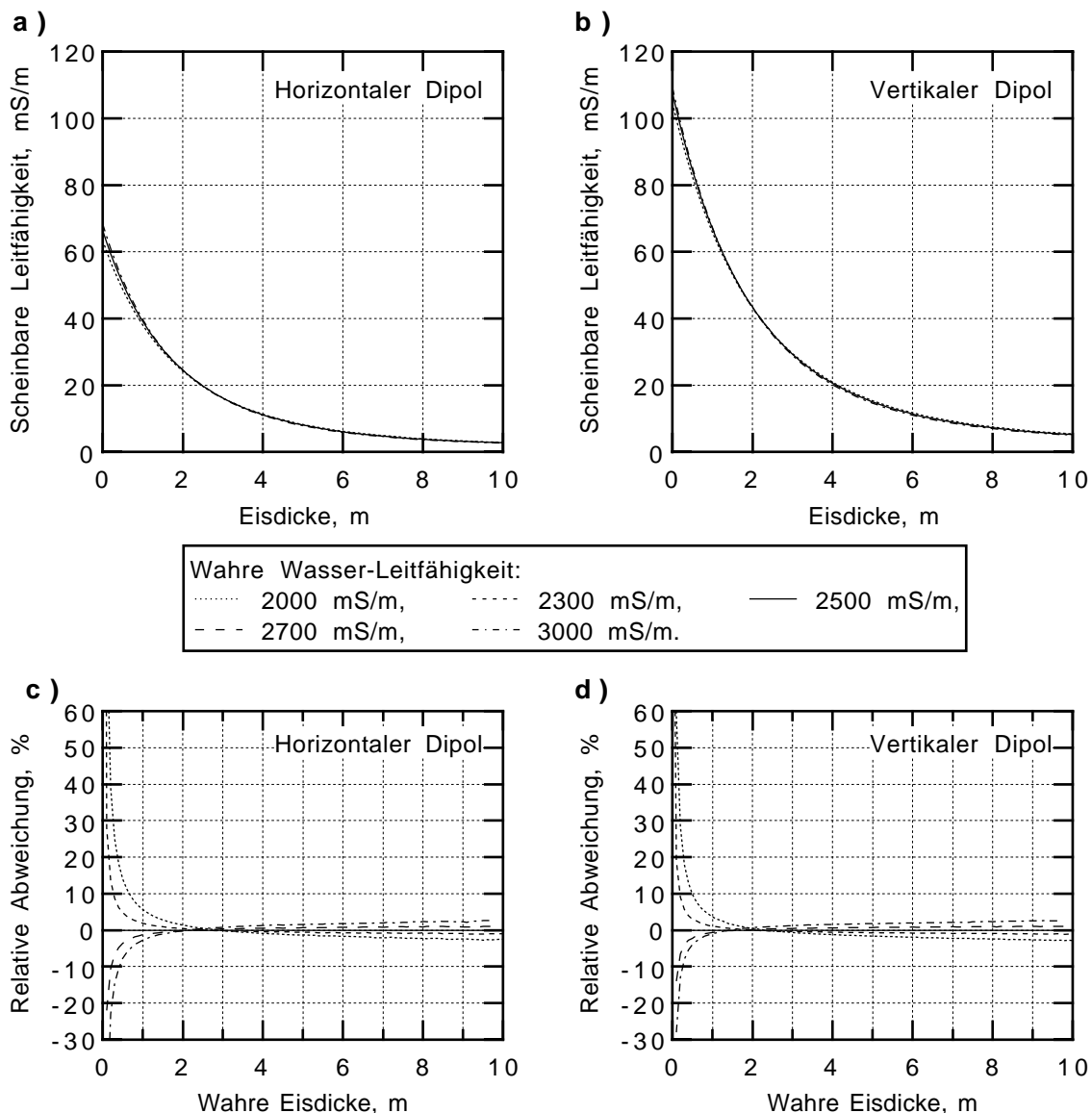


Abb. 3.13: **a+b)** σ_a - z_E -Kurven für verschiedene Wasser-Leitfähigkeiten σ_W von 2000 bis 3000 mS/m und eine Eis-Leitfähigkeit von 10 mS/m nach Gl. 3.9 (2-Schichtfall), bei einer Instrumentenhöhe von 4 m. **c+d)** Relative Abweichung zwischen den aus den scheinbaren Leitfähigkeiten in a+b unter der Annahme von $\sigma_W=2500$ mS/m invertierten Eisdicken und den wahren Eisdicken (Gl. 3.10, siehe Text).

großen relativen Fehlern führen, was beispielsweise in den Mündungsbereichen großer Flüsse in der Arktis zu beachten ist.

Zusammenfassend ergibt sich aus den in den Abbildungen 3.10 bis 3.13 dargestellten Ergebnissen, daß die elektromagnetischen Eisdickenmessungen bei den betrachteten Instrumentenparametern ($f = 9.8$ m, $r = 3.66$ m) und den zu erwartenden typischen Eisdicken ebenen Eises von 1 bis 3 m relativ unempfindlich auf veränderte Leitfähigkeiten von Eis und Wasser reagieren, wenn man eine Eis-Leitfähigkeit von 10 mS/m und eine Wasser-Leitfähigkeit von 2500 mS/m annimmt. Die durchgeführte Untersuchung bezog sich dabei auf den Bereich der Leitfähigkeiten, die nach

Abschn. 3.2.2 typischerweise zu erwarten sind ($\sigma_E = 0-50$ mS/m, $\sigma_W = 2000-3000$ mS/m). Es ist klar, daß die Schlußfolgerungen bei stärkeren Abweichungen der Eis- und der Wasser-Leitfähigkeit nicht mehr uneingeschränkt gelten. So führt beispielsweise eine im HDM gemessene scheinbare Leitfähigkeit von 260 mS/m, die sich bei einer wahren Eisdicke von 2 m und Wasser- und Eis-Leitfähigkeiten von 2500 mS/m und 100 mS/m nach Gl. 3.9 ergibt, bei einer Inversion unter der Annahme von $\sigma_E = 10$ mS/m zu einer berechneten Eisdicke von nur 1.78 m, d.h. die Abweichung zur wahren Eisdicke von 2 m beträgt -11%. Bei einer sehr niedrigen Wasser-Leitfähigkeit von 1000 mS/m ergibt sich z.B. für 2 m dickes Eis mit einer Leitfähigkeit von 10 mS/m nach Gl. 3.9 eine scheinbare Leitfähigkeit von 147 mS/m, die bei Inversion unter der Annahme von $\sigma_W = 2500$ mS/m in einer Eisdicke von 2.62 m resultiert. Die Abweichung beträgt dann 31%. Solche und niedrigere Wasser-Leitfähigkeiten können beispielsweise vor den Mündungen großer Flüsse oder in der Ostsee auftreten.

Die relativ geringe Empfindlichkeit der Messungen gegenüber veränderlicher Eis- und Wasser-Leitfähigkeit ist hauptsächlich eine Folge des großen Leitfähigkeits-Kontrastes zwischen Eis und Wasser. Da die hohe Leitfähigkeit des Wassers ein starkes Hintergrundsignal liefert, machen sich dazu relativ kleine Änderungen der Eis-Leitfähigkeit nicht sehr stark bemerkbar. Andererseits ist die geringe Empfindlichkeit der Messungen aber auch eine Folge der geringen Eindringtiefe, wie sie sich in der Dynamik der Kurven in Abb. 3.7 und aller weiteren σ_a - z_E -Kurven dargestellt hat. Während bei den zu erwartenden typischen Eisdicken bei $h_0 = 0.14$ m Messungen im HDM eine ausreichende Empfindlichkeit für Eisdickenänderungen zeigen, ist die Auflösung für $h_0 = 4$ m selbst im VDM nur noch für kleine Eisdicken befriedigend. Die vertikale Auflösung ist umso besser, je näher sich das Meßgerät an der Eisoberfläche befindet.

Es zeigte sich, daß man eine Vergrößerung des Meßbereiches und eine Erhöhung der vertikalen Auflösung durch größere Spulenabstände erreichen könnte (Abb. 3.9). Allerdings verringert sich dabei das laterale Auflösungsvermögen der Messungen.

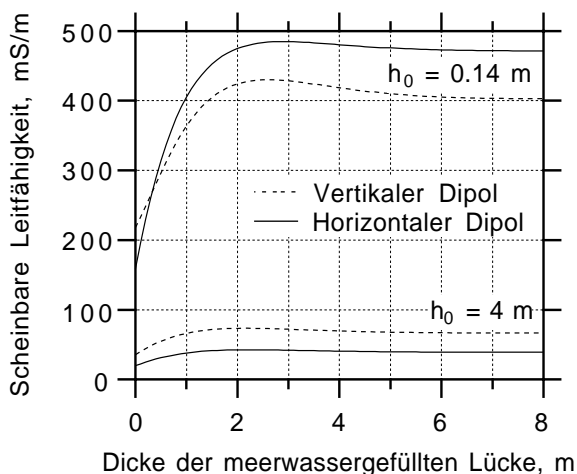
3.3.4 Auswirkungen von meerwassergefüllten Lücken

Als Folge von Deformationsprozessen oder selektiven Schmelzens können im Eis meerwassergefüllte Lücken auftreten. Dies wurde bei der Untersuchung der Eiseigenschaften während ANT 11/3 in Abschn. 3.2.2 gezeigt. Im Bereich von Preßeisrücken ist die Existenz solcher Lücken sehr wahrscheinlich, so daß man sich bei der Messung darauf einstellen kann bzw. Messungen unterlassen kann. Allerdings können durch Überschiebungen größerer Eisplatten oder selektives Schmelzen auch solche Lücken entstehen, die von der Oberfläche aus nicht zu erkennen sind. Es ist deshalb wichtig, die Auswirkungen solcher Lücken auf die Meßergebnisse zu kennen. Da die Lücken mit Meerwasser gefüllt sind, wird die scheinbare Leitfähigkeit generell höher als bei ungestörtem, lückenfreiem Eis sein, und die Eisdicke wird deshalb unterschätzt werden. Die meisten Lücken, die nicht mit Preßeisrücken assoziiert sind, werden laterale Ausdehnungen von mehreren Metern haben. Ihr Einfluß auf die Messungen kann deshalb mit einem 4-Schicht 1D-Modell untersucht werden. Dabei

a)

Modell:

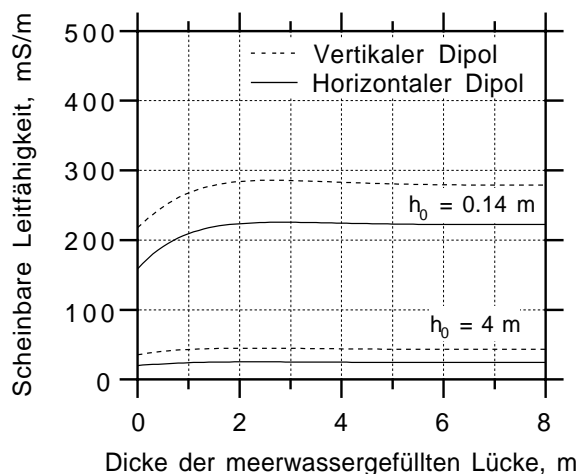
Eis: 1 m, 10 mS/m
Lücke: variabel, 2500 mS/m
Eis: 1.5 m, 10 mS/m
Meerwasser: unendlich, 2500 mS/m



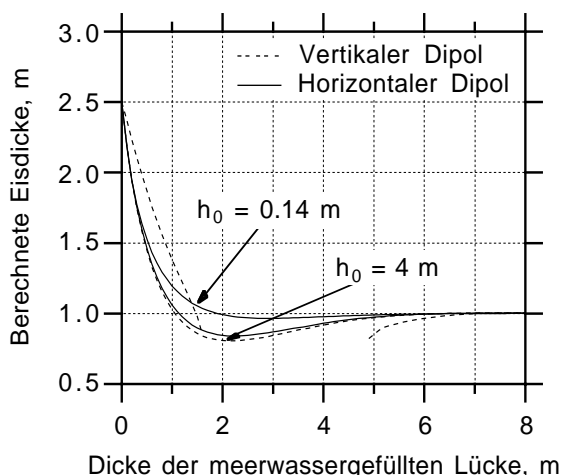
b)

Modell:

Eis: 2 m, 10 mS/m
Lücke: variabel, 2500 mS/m
Eis: 0.5 m, 10 mS/m
Meerwasser: unendlich, 2500 mS/m



c)



d)

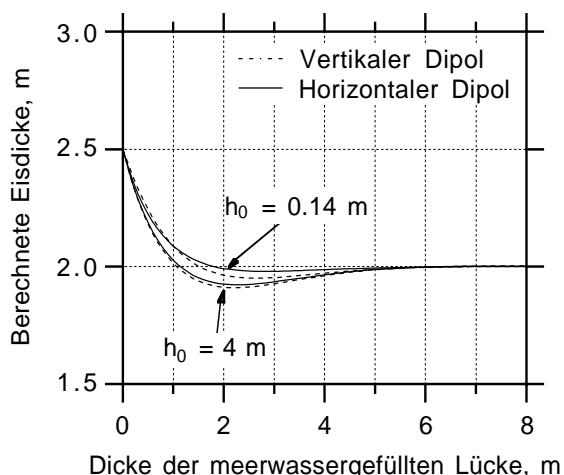


Abb. 3.14: **a+b)** Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Dicke einer meerwassergefüllten Lücke, die sich in Eis mit einer Leitfähigkeit von 10 mS/m (Gesamtdicke 2.5 m) in 1 m (a) bzw. 2 m (b) Tiefe befindet, berechnet nach Gl. 3.9 (4-Schichtfall). **c+d)** Durch Inversion der scheinbaren Leitfähigkeit in (a+b) unter der Annahme ungestörten, homogenen Eises ohne Lücke berechnete Eisdicke (siehe Text). Das Auftreten von Lücken mit Dicken von mehr als 1 bis 2 m ist zwar unwahrscheinlich, ihre Untersuchung ist jedoch zum generellen Verständnis der EM-Messungen nützlich.

werden die vier Schichten von Eis, der Lücke, dem Eis unter der Lücke und dem darunter befindlichen Meerwasser gebildet. In diesem Abschnitt wird für das Eis eine Leitfähigkeit von 10 mS/m und für die Lücke sowie das Wasser von 2500 mS/m angenommen. Im folgenden werden Auswirkungen von Dickenänderungen der obersten Eisschicht, der Lücke oder der unteren Eisschicht untersucht, wobei alle anderen Modellparameter jeweils konstant bleiben. Dazu werden die scheinbaren Leitfähigkeiten für das

Untergrundmodell mit der Lücke berechnet, und daraus wie in Abschnitt 3.3.3 Eisdicken invertiert unter der Annahme, daß keine Lücke im Eis existiert und die Leitfähigkeiten 10 mS/m für Eis und 2500 mS/m für Wasser betragen. Die tabellierten Werte für die Inversion sind somit dieselben wie in Abschnitt 3.3.3. In den Abbildungen 3.14, 3.15 und 3.16 sind jeweils Kurven für Messungen im HDM sowie VDM mit $h_0 = 0.14$ m und $h_0 = 4$ m dargestellt.

3.3.4.1 Veränderliche Dicke der meerwassergefüllten Lücke

In Abb. 3.14 sind Kurven für eine veränderliche Dicke z_L der Lücke dargestellt. Die Lücke befindet sich dabei in Tiefen von 1 m ($a+c$) und 2 m ($b+d$), wobei die Summe der Dicken von oberer und unterer Eisschicht in beiden Fällen gleich ist. Das Auftreten von Werten für z_L von mehr als 1 bis 2 m ist zwar nicht sehr realistisch, trotzdem kann die Untersuchung dieser Fälle viel zum Verständnis des Verhaltens des EM-Signals beitragen.

Aus den Abb. 3.14a+b ist zu erkennen, daß bereits das Vorhandensein einer kleinen Lücke zu einer deutlichen Erhöhung der scheinbaren Leitfähigkeit führt. Je tiefer sich die Lücke im Eis befindet, bzw. je größer der Abstand vom Meßgerät zum Eis ist, desto schwächer ist die Auswirkung der Lücke auf die scheinbare Leitfähigkeit (vgl. a und b). Oberhalb von 4 bis 5 m ändert sich die scheinbare Leitfähigkeit nicht mehr, d.h. die Existenz der unteren Eisschicht hat auf die Messungen keinen Einfluß mehr. Für $z_L = 0$ m beträgt die berechnete Eisdicke entsprechend der Gesamtdicke folglich 2.5 m ($c+d$), und konvergiert für Dicken $> 4-5$ m gegen die Dicke der oberen Schicht von 1 bzw. 2 m. Auffällig ist, daß die berechnete Eisdicke bei Lückendicken zwischen 1 m ($h_0 = 4$ m) bzw. 2 m ($h_0 = 0.14$ m) und 4 m aufgrund der komplizierten Wechselwirkungen der Felder in der Lücke und im Eis sogar geringer sind als die Dicke der oberen Schicht. Dieser Effekt ist bei $h_0 = 4$ m stärker als bei $h_0 = 0.14$ m. Bei beiden Meßhöhen ist die berechnete Eisdicke in diesem Dickenbereich der Lücke im VDM geringer als im HDM. Die Kurve für den VDM in 0.14 m Meßhöhe (Abb. 3.14c) läßt sich nicht vollständig berechnen, weil die modellierten scheinbaren Leitfähigkeiten höher sind, als die höchsten tabellierten scheinbaren Leitfähigkeiten, die auftreten, wenn keine Lücke vorhanden ist (vgl. Abb. 3.7).

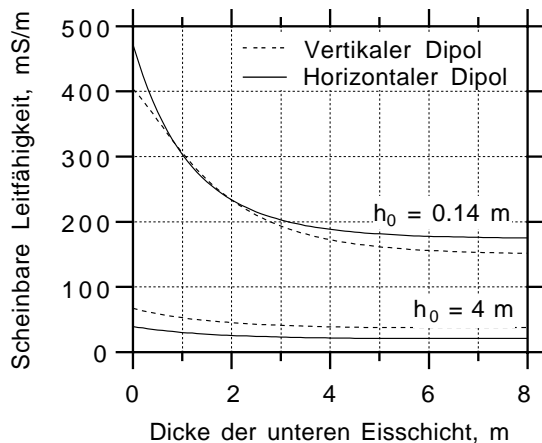
Die folgenden Überlegungen beziehen sich auf eine Dicke der Lücke von 0.3 m. Diese Dicke wurde gewählt, weil aus Abb. 3.14 bei dieser Dicke bereits ein starker Einfluß auf die scheinbare Leitfähigkeit hervorgeht. Andererseits ist aus den Dickenbohrungen bekannt, daß die Dicken typischer Lücken nur sehr selten wesentlich größer als 0.3 m sind. Aus Abb. 3.14 folgt aber sinngemäß, daß die im folgenden diskutierten Effekte für kleinere Lückendicken geringer, und für größere Lückendicken stärker sind. Bei Dicken von mehr als 4 m, was in der Natur eher selten zu beobachten sein wird, ist die unterste Eisschicht nicht mehr nachweisbar.

In den Abbildungen 3.15c+d und 3.16c+d ist an der oberen Achse zusätzlich die gesamte Eisdicke vermerkt, die sich aus der Summe der Dicken von beiden Eisschichten und der Lücke ergibt. Ohne das Vorhandensein der Lücke müßte die berechnete Dicke mit der Gesamtdicke übereinstimmen, und die Kurven müßten Geraden bilden.

a)

Modell:

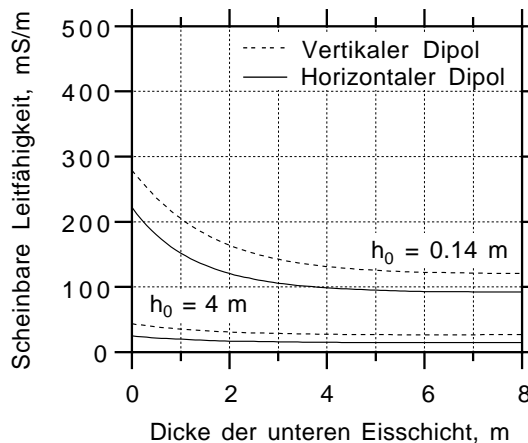
Eis: 1 m, 10 mS/m
Lücke: 0.3 m, 2500 mS/m
Eis: variabel, 10 mS/m
Meerwasser: unendlich, 2500 mS/m



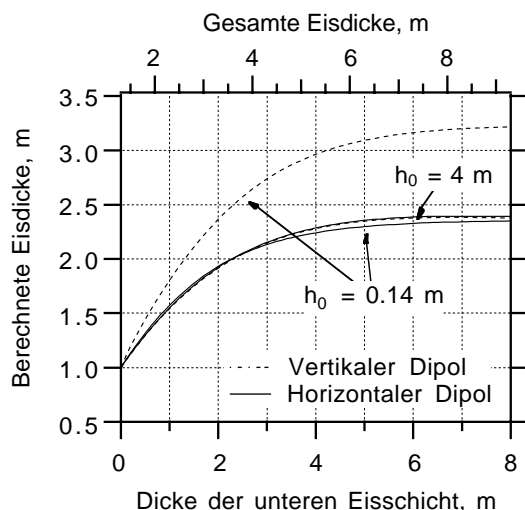
b)

Modell:

Eis: 2 m, 10 mS/m
Lücke: 0.3 m, 2500 mS/m
Eis: variabel, 10 mS/m
Meerwasser: unendlich, 2500 mS/m



c)



d)

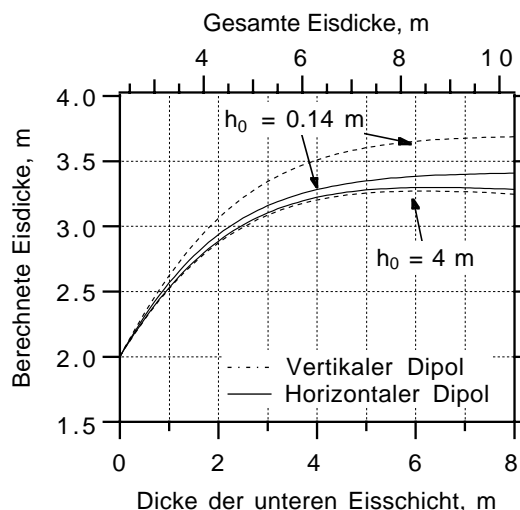


Abb. 3.15: a+b) Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Dicke der unteren Eisschicht, wenn sich in Eis mit einer Leitfähigkeit von 10 mS/m in 1 m (a) bzw. 2 m (b) Tiefe eine 0.3 m dicke meerwassergefüllte Lücke befindet, berechnet nach Gl. 3.9 (4-Schichtfall). c+d) Durch Inversion der scheinbaren Leitfähigkeit in (a+b) unter der Annahme ungestörter, homogenen Eises ohne Lücke berechnete Eisdicke (siehe Text).

3.3.4.2 Veränderliche Dicke der unteren Eisschicht

In Abb. 3.15 wird der Einfluß einer dicker werdenden unteren Eisschicht für Dicken der oberen Schicht von 1 m (a+c) und 2 m (b+d) gezeigt. In jedem Fall führt eine Verdickung der unteren Schicht zu abnehmenden scheinbaren Leitfähigkeiten. Die berechnete Eisdicke ist wesentlich kleiner als die tatsächliche Gesamtdicke. Wesentlich ist, daß die berechnete Eisdicke sukzessive langsamer zunimmt als die tatsächliche, d.h. die Steigung der Kurven nimmt für zunehmende Dicke der untersten Schicht ab. Aufgrund der

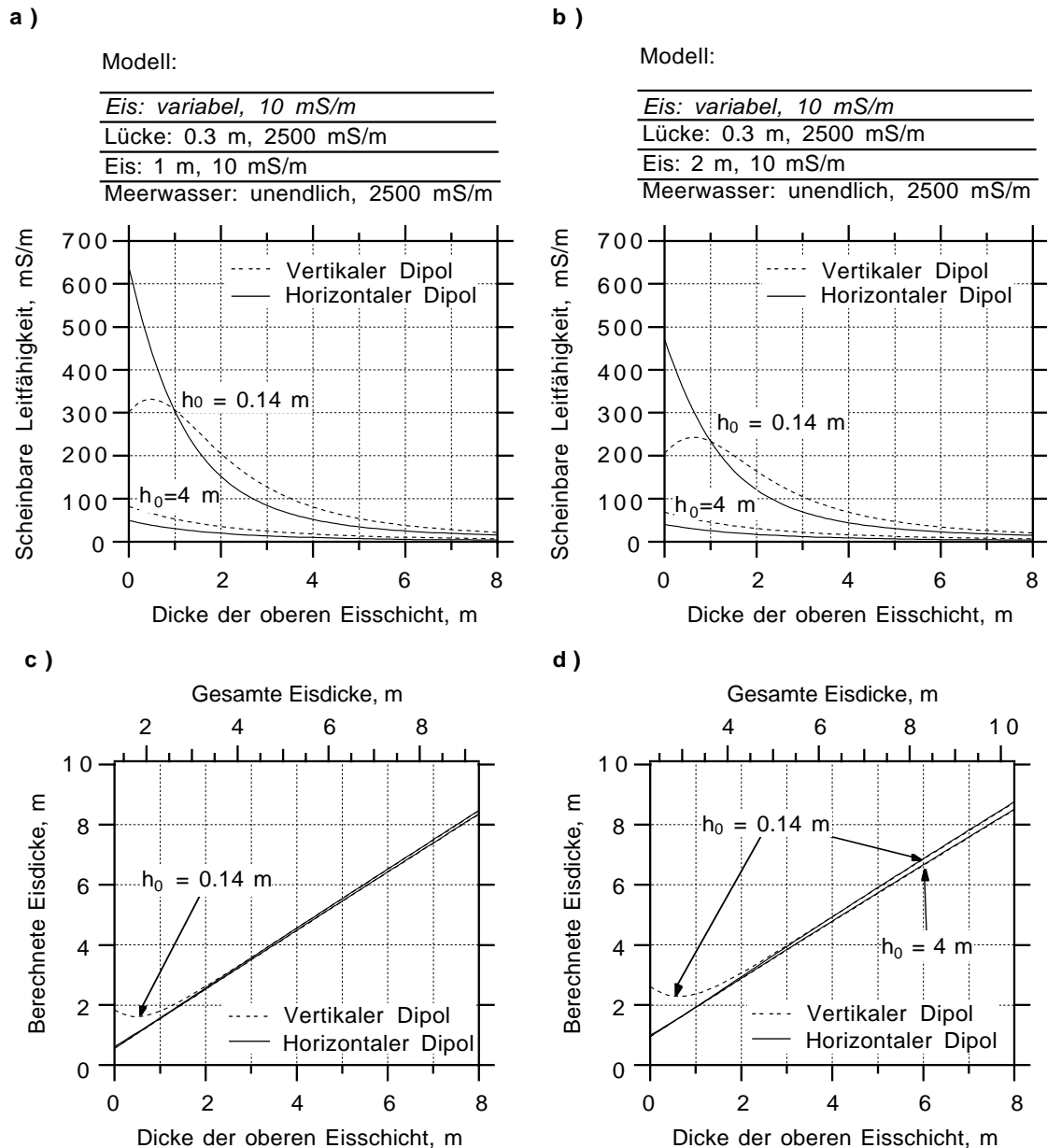


Abb. 3.16: **a+b)** Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Dicke der oberen Eisschicht, wenn sich in Eis mit einer Leitfähigkeit von 10 mS/m eine 0.3 m dicke meerwassergefüllte Lücke befindet und die untere Schicht 1 m (a) bzw. 2 m (b) mächtig ist, berechnet nach Gl. 3.9 (4-Schichtfall). **c+d)** Durch Inversion der scheinbaren Leitfähigkeit in (a+b) unter der Annahme ungestörten, homogenen Eises ohne Lücke berechnete Eisdicke (siehe Text).

größten Eindringtiefe verläuft die Abnahme des Gradienten für Messungen im VDM bei $h_0 = 0.14$ m am langsamsten. Diese Abnahme führt sogar soweit, daß bei Dicken der unteren Schicht von mehr als 4 bis 5 m Dickenänderungen keinen deutlichen Einfluß mehr auf die Messungen haben, wodurch die berechnete Eisdicke nahezu konstant bleibt. Bei Vorhandensein einer meerwassergefüllten Lücke können Eisdickenänderungen bei Gesamtdicken von mehr als 4 bis 5 m also nicht mehr nachgewiesen werden, unabhängig davon, wie gut das Signal/Rausch-Verhältnis ist. Die in Abschn.

3.3.1 gezeigten Einschränkungen für den meßbaren Eisdickenbereich ergaben sich dagegen nur aufgrund des schlechten tatsächlichen Signal-Rausch-Verhältnisses, da die Kurven theoretisch bis hin zu unendlichen Eisdicken endliche Gradienten aufweisen.

3.3.4.3 Veränderliche Dicke der oberen Eisschicht

Abb. 3.16 zeigt den Einfluß einer dicker werdenden oberen Eisschicht für Dicken der unteren Eisschicht von 1 m (a+c) und 2 m (b+d). Dies ist gleichbedeutend mit einer zunehmend tieferen Lage der Lücke. Zunehmende Eisdicken führen wieder zu abnehmenden scheinbaren Leitfähigkeiten. Ist die obere Eisschicht nicht vorhanden (Dicke = 0 m), führt das Vorhandensein von Meerwasser über dem Eis bereits zu einer deutlichen Erhöhung der scheinbaren Leitfähigkeiten und damit zu einer Unterschätzung der berechneten Eisdicke. Mit zunehmender Dicke der oberen Schicht nimmt die berechnete Eisdicke linear zu (Steigung der Gerade = 1), d.h. die Lücke führt in jeder Tiefe zu einer konstanten Verringerung der berechneten Eisdicke. Nur für Messungen im VDM bei $h_0 = 0.14$ m ergibt sich bei geringen Dicken der oberen Schicht ein anderer Verlauf. Dieser ist dadurch erklärbar, daß die Empfindlichkeit dieser Messungen für eine oberflächliche Leitfähigkeitsanomalie nur gering ist. Liegt die Anomalie jedoch in der Schwerpunkstiefe (bei ca. 0.8 m), dann ist ihr Einfluß sehr groß.

Die betrachteten Fälle zeigen, daß die Unkenntnis vom Vorhandensein einer Lücke je nach Art der Schichtung zu mehr oder weniger starken Fehlern bei der Berechnung der Eisdicke führen kann. In diesem Zusammenhang könnte man den Begriff einer scheinbaren Eisdicke für die berechnete Eisdicke einführen. Bei genauer Kenntnis der Schichtung ließe sich daraus durch Umkehrung der meßparameterspezifischen Gewichtungsfunktion für die Untergrundleitfähigkeiten in verschiedenen Tiefen (Gl. 3.9a) die wahre Eisdicke rekonstruieren.

Der Fall dicker werdender Lücke (Abb. 3.14) stellt in der obigen Betrachtung einen Sonderfall dar, weil dabei die scheinbare Dicke mit zunehmender Gesamtdicke (Eis- plus Lückendicke) abnimmt.

3.4 Feldmessungen: Vergleich von elektromagnetisch bestimmten und erbohrten Eisdicken

In diesem Abschnitt wird die tatsächlich erreichbare Meßgenauigkeit der EM-Messungen im Vergleich zu Eisdickenbestimmungen an Bohrlöchern untersucht. Intensive Vergleiche zwischen EM-Messungen und Bohrungen wurden hauptsächlich während den Expeditionen ARK 9/1, ARK 9/4 und ANT 11/3 durchgeführt. Besonders der Vergleich der Messungen während ARK 9/1 und ARK 9/4 ist dazu geeignet, die generelle Anwendbarkeit des EM-Verfahrens auf arktischem Meereis im Sommer als auch im Winter zu zeigen, was sich bereits aus den Ergebnissen von Abschn. 3.2.2 ergab, in dem die Leitfähigkeiten von Meereis dargestellt wurden.

Der während ANT 11/3 gewonnene Datensatz nimmt eine Sonderstellung ein, da hier Eiseigenschaften angetroffen wurden, die nicht ohne weiteres auf

andere Gebiete übertragen werden können (Abschn. 3.2.2). Die Daten von dieser Expedition zeigen deutlich die Grenzen der generellen Anwendbarkeit der Methode auf, die sich insbesondere dann ergeben, wenn keine begleitenden Eiskern- und Dickenbohrungen durchgeführt werden.

Der größte Datensatz wurde während ARK 11/1 gewonnen, allerdings wurden die Messungen nur im HDM durchgeführt. Diese Daten werden im weiteren Verlauf dieses Kapitels und der Arbeit dazu dienen, die Ergebnisse der vorangegangenen Messungen in der Arktis zu bestätigen bzw. zu relativieren. Außerdem wird mit diesen Daten ein Ergebnis der Anwendung des EM-Verfahrens zur Bestimmung der Eisdickenverteilung in einem größeren Gebiet zu zeigen, in diesem Fall der Laptewsee (Abb. 6.2).

3.4.1 Meßgerät

Bei allen elektromagnetischen Messungen wurde ein Geonics EM31 benutzt. Es ist ein kleines tragbares Gerät mit koplanaren Sende- und Empfängerspulen, die einen Abstand von 3.66 m voneinander haben. Die Signalfrequenz beträgt 9.8 kHz. Die Modelluntersuchungen aus Abschn. 3.3 sind somit direkt auf die durchgeführten Messungen übertragbar. Im normalen Betrieb, d.h. mit nach oben gerichteter Konsole (Schalter und LCD-Anzeige zeigen nach oben) sind die Spulen horizontal ausgerichtet, so daß im vertikalen Dipolmodus (VDM) gemessen wird. Das gesamte Gerät kann jedoch auch um 90° um seine Längsachse auf die Seite gedreht werden, wodurch die Spulen vertikal ausgerichtet werden und Messungen im horizontalen Dipolmodus (HDM) möglich sind. Auf einer LCD-Anzeige bzw. an einem Analogausgang wird direkt die scheinbare Leitfähigkeit des Untergrundes angezeigt, die nach Gl. 3.1 geräteintern ermittelt wird.

Weiter unten (3.4.1.5) wird auf die Genauigkeit des EM31 bei der Bestimmung der scheinbaren Leitfähigkeit und auf Meßfehler wie z.B. die Auswirkungen von Abweichungen der Spulenachsen aus der Vertikalen bzw. Horizontalen näher eingegangen.

3.4.1.1 Kalibrierung

Das in dieser Arbeit benutzte EM31 war ein Standardgerät, das für den Einsatz in Hüfthöhe (h_0 ca. 1.1 m) kalibriert war. Dies bedeutet in diesem Fall, daß das Gerät scheinbare Leitfähigkeiten anzeigt, die man eigentlich dann messen würde, wenn das Gerät auf dem Boden läge. Über einem gering leitenden homogenen Halbraum mit Leitfähigkeiten unter ca. 50 mS/m ist die im Standardmodus VDM in 1.1 m Höhe gemessene scheinbare Leitfähigkeit aufgrund der größeren Höhe der Spulen über dem Untergrund um 12% kleiner als wenn sie über demselben Halbraum direkt auf dem Boden ($h_0 = 0.14$ m) gemessen würde. Die Kalibrierung auf Hüfthöhe bedeutet, daß sämtliche angezeigten scheinbaren Leitfähigkeiten unabhängig vom tatsächlichen Meßmodus um 12% größer sind, als es dem tatsächlich zu erwartenden Werte entspricht. Der Meßwert wird also geräteintern mit 1.12 multipliziert. Die Berücksichtigung der Kalibrierung ist wichtig, wenn die Meßergebnisse mit Ergebnissen aus den Modellberechnungen (Abschn. 3.3) oder mit Ergebnissen von Messungen mit anderen Geräten verglichen werden sollen.

3.4.1.2 Automatische Datenerfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden viele Daten automatisch mit Hilfe eines Datenloggers bzw. eines PCs mit AD-Wandlerkarte erfaßt. Bei einem gemessenen relativen Sekundärfeld von $\text{Im}\{H_s/H_p\} = 25.9\%$ beträgt die am Analogausgang des Gerätes anliegende Spannung $U_a=500$ mV (EM31-Handbuch, Geonics 1992). Daraus folgt

$$\text{Im}\{H_s/H_p\}[\%] = U_a [\text{mV}]/19.3 \quad .$$

Nach Gl. 3.1 ergibt sich dann für die scheinbare Leitfähigkeit:

$$\sigma_a [\text{mS/m}] = 2 U_a [\text{mV}] \quad 3.11$$

Abb. 3.17 zeigt eine Vielzahl von Kalibrierungsmessungen, die diesen Zusammenhang zwischen σ_a und U_a bestätigen, allerdings mit negativem Vorzeichen. Die Korrelation beträgt ungefähr -1.

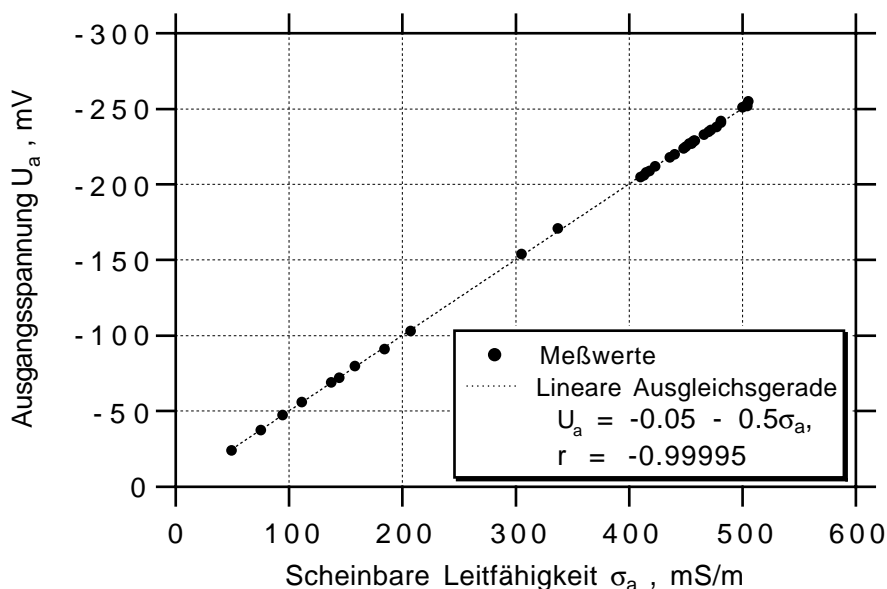


Abb. 3.17: Kalibrierungskurve der analogen Ausgangsspannung der Quad-Phase in Abhängigkeit von der an der LCD-Anzeige abgelesenen scheinbaren Leitfähigkeit.

3.4.1.3 Temperaturdrift

Bei allen Feldeinsätzen wurden Wiederholungsmessungen an denselben Punkten durchgeführt, um die zeitliche Stabilität des Gerätes bzw. der Meßwerte zu kontrollieren. Während sich die Messungen bei Temperaturen bis zu -10°C gut reproduzieren ließen, wurde unter den extrem kalten Bedingungen während ARK 9/1 eine starke Temperaturdrift festgestellt. Diese ist in Abb. 3.18 dargestellt. Nachdem das Gerät vom Schiff in die Kälte gebracht wurde (entspr. -5 bis 0 Minuten in Abb. 3.18), was eine Abkühlung von einer Raumtemperatur von ca 15°C auf unter -35°C auf dem Eis bedeutete, fielen die Meßwerte am selben Ort stark ab. Erst nach ca. 45

Minuten, wenn das Gerät vollständig auf die Außentemperatur abgekühlt war, waren die Meßwerte wieder konstant, aber wesentlich niedriger als vor Beginn der Messung. Versuche, die Temperaturdrift durch Experimente in einem Kühlcontainer zu quantifizieren, waren leider erfolglos. Aus den Kurven in Abb. 3.18 ergibt sich jedoch aus der Differenz der annähernd konstanten Werte jeder Kurve am Anfang und am Ende der Messungen ein mittlerer Abfall von 42.2 mS/m, der im folgenden bei allen Meßwerten der Expedition ARK 9/1 hinzuaddiert wurde. Der anfangs flache Verlauf der Kurven in Abb. 3.18 deutet außerdem darauf hin, daß die Temperaturdrift tatsächlich erst unterhalb des Temperaturintervalls von -10 bis -30°C einsetzt.

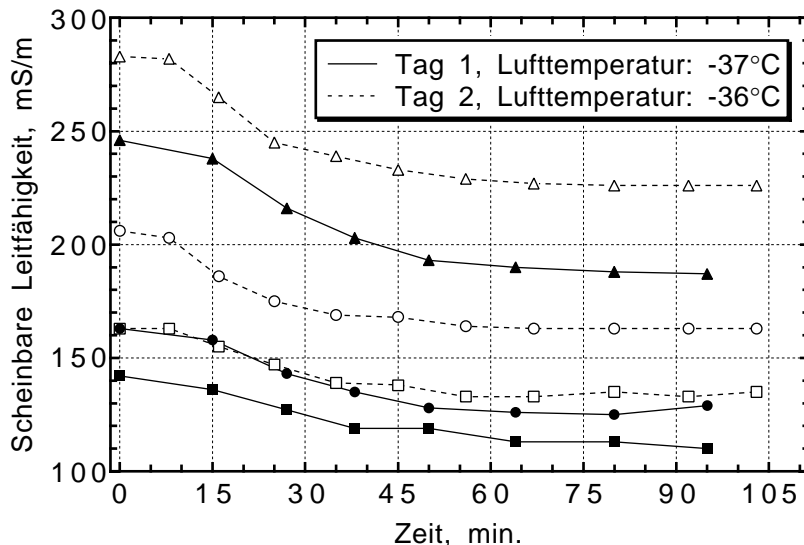


Abb. 3.18: Temperaturdrift des EM31, nachdem es vom Schiff (Raumtemperatur 15°C) auf das Eis gebracht wurde (Lufttemperatur -36 bzw. -37°C), gemessen in drei verschiedenen Meßmoden (Quadrate: VDM, 1.1 m Höhe; Dreiecke: VDM, 0.14 m Höhe; Kreise: HDM, 0.14 m Höhe) an zwei verschiedenen Tagen. Für alle Kurven fällt die angezeigte scheinbare Leitfähigkeit während 1.5 h um 42.2 ± 13 mS/m (Mittelwert) ab. Dieser Wert wurde zu allen Messungen von ARK 9/1 hinzuaddiert.

3.4.1.4 Eindringtiefe und Auflösungsvermögen

Jede elektromagnetische Sonde ist durch ihr vertikales und laterales Auflösungsvermögen von Leitfähigkeitsänderungen des Untergrundes und ihre Eindringtiefe in den Untergrund charakterisiert. Diese sind von Spulenabstand und Signalfrequenz abhängig.

Für die vertikale Eindringtiefe gibt es zwar Faustregeln und einfache Formeln, nach denen die effektive Eindringtiefe des EM31 für Messungen im vertikalen Dipolmodus zwischen 4.6 und 6 m liegt und im horizontalen Dipolmodus zwischen 2.2 und 3 m (McNeill, 1980). Letztlich ist die tatsächliche Eindringtiefe aber für jede Messung verschieden, da sie nicht nur von den Geräteeigenschaften, sondern außerdem stark von der Leitfähigkeit des Untergrundes abhängt (z.B. Verma und Sharma, 1995). Dies ist z.B. aus der Definition der sogenannten Skintiefe

$$\delta_{skin} = (\omega\mu\sigma/2)^{-0.5} \quad 3.12$$

ersichtlich. Die Skintiefe gibt an, in welcher Tiefe die Amplitude eines quasistatischen elektromagnetischen Feldes in einem homogenen Halbraum der Leitfähigkeit σ auf e^{-1} abgefallen ist.

Die Eindringtiefe bzw. das Auflösungsvermögen des EM31 im Falle von Meereisdickenmessungen wurde deshalb intensiv in Abschn. 3.3 untersucht. Das laterale Auflösungsvermögen bzw. die horizontale Erstreckung des Bereiches, in dem wesentliche Beträge des Sekundärfeldes induziert werden und über den die Eisdicke somit gemittelt wird (engl.: "Footprint") ist wesentlich schwerer zu untersuchen als die vertikale Eindringtiefe. Hier sei kurz auf den Versuch einer allgemeinen Abschätzung eingegangen, der von Liu und Becker (1990) und von Kovacs *et al.* (1995) unternommen wurde.

Zunächst soll der Magnetfeldverlauf eines horizontalen und vertikalen Dipols betrachtet werden. Die Richtung der Feldlinien (nicht ihr Betrag) ist in Abb. 3.19 für eine Flugsonde dargestellt, die sich in einer Meßhöhe von 40 m befindet (Fraser, 1979). In Abb. 3.20 sind die von den Feldern in Abb. 3.19 auf einer ebenen Meeresoberfläche induzierten Ströme dargestellt, wobei sich der Dipol im Koordinatenursprung in einer Höhe von 30 m befindet (Liu und Becker, 1990). Die Pfeile geben sowohl die Richtung der Stromlinien als auch ihre relative Stärke an. Unter der Annahme sehr gut leitenden Meerwassers fließen die Ströme nur an der Oberfläche. Die induzierten Ströme eines horizontalen Sendedipols (Abb. 3.20a) verlaufen symmetrisch zur Spulenchse, und der Punkt maximaler Stromdichte liegt genau unter der Spule. Beim vertikalen Sendedipol (Abb. 3.20b) bilden die induzierten Ströme konzentrische Kreise um den Punkt direkt unter dem Spulenzentrum. Im Mittelpunkt der Stromwirbel ist die Stromdichte Null, und sie erreicht ihr Maximum auf einem Kreis mit einem Radius von etwa der halben Höhe der Spule über der Meeresoberfläche.

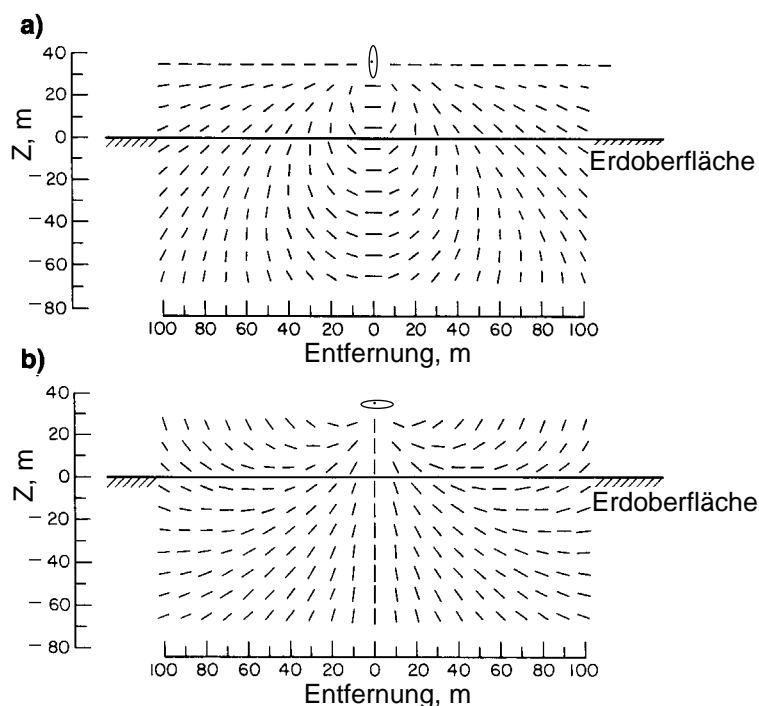


Abb. 3.19: Richtung der Magnetfeldlinien eines horizontalen (a) und vertikalen Dipols (b) (nach Fraser, 1979).

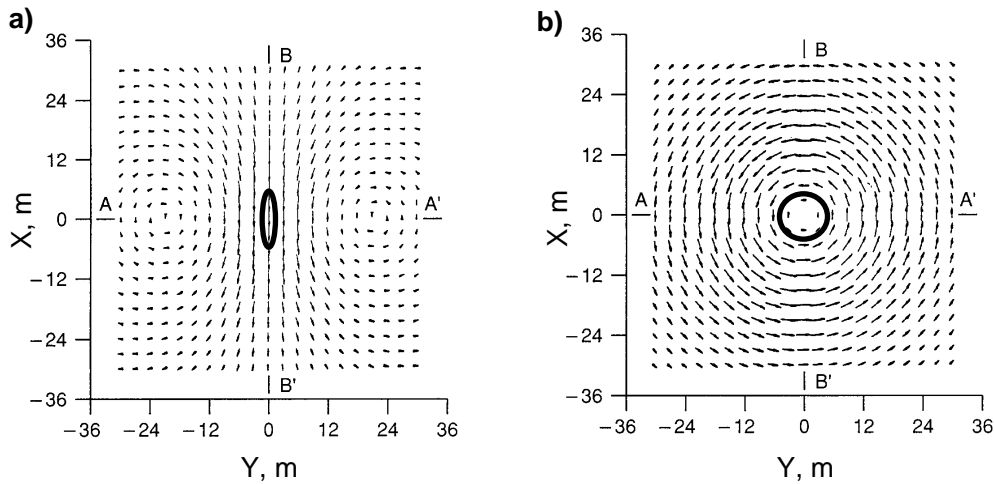


Abb. 3.20: Oberflächenströme in Wasser mit unendlicher Leitfähigkeit, die von einem horizontalen (a) bzw. vertikalen Dipol (b) in einer Höhe von 30 m über dem Wasser induziert werden (nach Liu und Becker, 1990). Die Orientierung der Spulen, die sich genau über dem Koordinatenursprung befinden, ist durch die fetten Kreise angedeutet (a: vertikal, b: horizontal).

Die Grenze der lateralen Auflösung entspricht der Größe des Bereichs, aus dem wesentliche Beiträge zum gemessenen Sekundärfeld kommen. Diesen Bereich kann man z.B. durch die Fläche eines Quadrates unter den Dipolen in Abb. 3.20 definieren, in dem von den Stromwirbeln 90% des Sekundärfeldes induziert wird.

Die berechneten relativen Beiträge zum Sekundärfeld, die von Quadratflächen mit unterschiedlichen Seitenlängen unter den Dipolen kommen, sind in Abb. 3.21 dargestellt (Liu und Becker, 1990). Die Abszisse gibt das Verhältnis der Seitenlängen der Quadrate zur Dipolhöhe über der Oberfläche

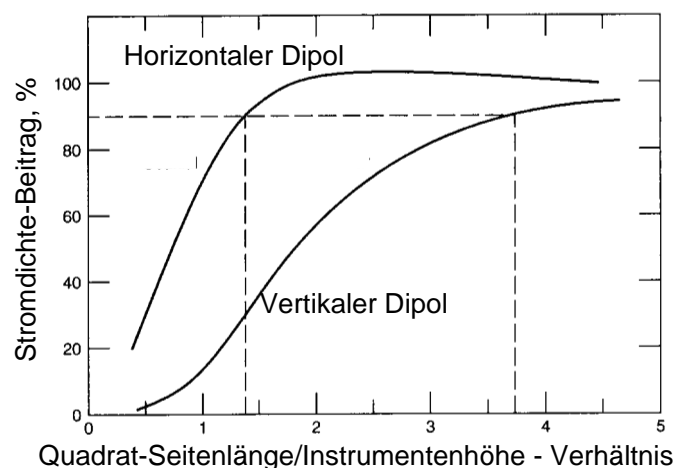


Abb. 3.21: Sekundärfeldbeiträge der induzierten Ströme aus Abb. 3.20 als Funktion der Größe eines Quadrates unter den Dipolen, für die der Beitrag berechnet wird. Die Seitenlänge des Quadrates (Abszisse) ist auf die Höhe des Dipols über der Wasseroberfläche normiert (nach Liu und Becker, 1990).

an. Für den horizontalen Dipol wächst der Beitrag mit zunehmender Quadratgröße rasch an, weil die Oberflächenströme unter dem Dipol am stärksten sind (Abb. 3.20). Der Beitrag übersteigt sogar 100% und nimmt dann ab, weil die Stöme weiter außerhalb negativ sind. 90% des Beitrages werden bereits bei einer Seitenlänge des Quadrates vom 1.35fachen der Dipolhöhe über der Wasseroberfläche erreicht. Dies bedeutet z.B., daß der Footprint-Durchmesser bei Messungen an der Oberfläche 2.5 m dicken Eises 3.4 m beträgt. Für den vertikalen Dipol nimmt der Beitrag zum Sekundärfeld wesentlich langsamer zu, und erst bei einer Seitenlänge des Quadrates vom 3.73fachen der Dipolhöhe kommen 90% des Feldes aus diesem Quadrat.

Bei 2.5 m dickem Eis beträgt der Footprint-Durchmesser somit 9.3 m, wenn das Meßgerät auf der Eisoberfläche liegt. Die laterale Auflösung von Messungen im horizontalen Dipolmodus ist also besser als von Messungen im vertikalen Dipolmodus. Aus Abb. 3.20a wird jedoch deutlich, daß die durchgeführten Überlegungen nicht ganz korrekt sind, da die Stromlinien unter dem horizontalen Dipol nicht konzentrisch sondern elliptisch verlaufen. Dies wird bei der Berechnung des Feldbeitrages aus Quadraten nicht richtig repräsentiert. Aus der elliptischen Form des Stromlinienmusters folgt deshalb, daß das laterale Auflösungsvermögen von Messungen im HDM in der Sender-Empfänger-Richtung schlechter ist als oben angedeutet. Andererseits werden diese Messungen von Dickenänderungen senkrecht zur Sender-Empfänger-Richtung weit weniger beeinflusst als im VDM.

Kovacs *et al.* (1995) benutzen außerdem noch den Vergleich von Bohrungen und EM-Messungen sowie Autokorrelationsanalysen elektromagnetisch gemessener Eisdickenprofile, um Abschätzungen über die Footprint-Größe zu erhalten. Dabei werden die oben erwähnten Ergebnisse von 1.3facher Instrumentenhöhe über der Wasseroberfläche im HDM und 3.7facher Höhe im VDM bestätigt.

Auch in dieser Arbeit wurde versucht, Abschätzungen über die Footprint-Größe zu erhalten, beispielsweise durch Dekonvolution von Preßeisrückenprofilen, die mittels Bohrungen und EM-Messungen bestimmt wurden. Die Bemühungen waren jedoch erfolglos, da einerseits Meßfehler (Abschn. 3.4.1.5) zu einer Abweichung des gemessenen vom theoretischen EM-Signal führten. Andererseits wird die komplexe dreidimensionale Struktur der Preßeisrücken, die ja das gemessene EM-Signal bestimmt, von dem zweidimensionalen und nur grob abgetasteten Bohrprofil nicht ausreichend beschreiben, so daß das Problem der Faltung von wahren Eisdickenprofil mit der Impulsfunktion des EM31 so nicht gelöst werden kann.

3.4.1.5 Meßfehler

Abgesehen von der vom Hersteller angegebenen Meßgenauigkeit von 5% bei 20 mS/m (EM31-Handbuch, Geonics 1992) und der oben angesprochenen erfahrungsgemäßen Genauigkeit von ± 2 mS/m resultieren die größten Meßfehler aus einer ungenauen Bestimmung der Meßhöhe sowie einer schlechten Horizontierung des Gerätes bei der Messung, die unter anderem zur Streuung der Daten in den σ_a - z_E -Diagrammen weiter unten (Abb. 3.24, Abschn. 3.4.4) beitragen.

Die Auswirkungen einer ungenau bestimmten Meßhöhe lassen sich anhand der Kurven für eine Eis-Leitfähigkeit von 0 mS/m in Abb. 3.10 ablesen. In diesem Fall ist eine Änderung der Meßhöhe gleichbedeutend mit einer

Änderung der Eisdicke, da beide Größen gleichermaßen den Abstand zwischen Meßgerät und Wasser verändern und die Leitfähigkeiten von Luft und Eis gleich sind. Eine ungenaue Meßhöhe wirkt sich bei kleiner Eisdicke stärker auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit aus als bei großer Eisdicke. Die Auswirkungen auf die daraus bestimmte Eisdicke sind allerdings in beiden Fällen gleich: Sie wird genau um den Wert der Ungenauigkeit der Meßhöhe falsch bestimmt.

Abweichungen der Spulenachse von der Vertikalen oder Horizontalen, also geringe Rotationen um die Längsachse des EM31, können ebenfalls zu Abweichungen in der gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit führen, da die Ausrichtung der Sendespule bzw. des Sendedipols für die Form des induzierten Strommusters und damit für die Stärke des Sekundärfeldes wichtig ist (Abschn. 3.4.1.4). Ist das Gerät außerdem entlang seiner Längsachse nicht horizontalisiert, d.h. befinden sich Sende- und Empfänger-spule nicht in derselben Höhe, können sich weitere Abweichungen ergeben. In der Regel werden bei einer Messung beide Abweichungen des Meßgerätes von der Ideallage gleichzeitig auftreten.

Die Auswirkungen der zweiten Art der Dejustierung lassen sich nur schwer abschätzen, weil dafür gänzlich neue Ausdrücke für Gl. 3.9 zur Berechnung des Sekundärfeldes über geschichtetem Untergrund (Abschn. 3.3) konstruiert werden müßten. Dagegen fällt eine Abschätzung für die Meßfehler durch Abweichungen der Spulenachsen von der Vertikalen oder Horizontalen einfacher. Die Extremwerte, d.h. die scheinbaren Leitfähigkeiten bei exakt horizontalen oder vertikalen Spulenachsen, sind z.B. die Kurven in Abb. 3.7. Abweichungen der Orientierung der Spulenachsen werden gemessene scheinbare Leitfähigkeiten zur Folge haben, die zwischen diesen beiden Kurven liegen. Dies ist auch zu erwarten, wenn man die Eindringtiefe im VDM als maximal und im HDM als minimal betrachtet. Kovacs und Morey (1991b) geben einen einfachen empirischen Zusammenhang zwischen dem Neigungswinkel der Spulenachsen ϑ gegenüber der Horizontalen und der gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit σ_a an:

$$\sigma_a = \sigma_a^{HDM} \cos(\vartheta) + \sigma_a^{VDM} \sin(\vartheta), \quad 3.13$$

wobei σ_a^{HDM} und σ_a^{VDM} die scheinbaren Leitfähigkeiten sind, die man bei exakt ausgerichteten horizontalen bzw. vertikalen Spulen messen würde. Die Ergebnisse der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchung der Abweichungen lassen sich durch diese Gleichung jedoch nicht beschreiben. Hier wurde für die Abhängigkeit der gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit von ϑ die Gleichung

$$\sigma_a = \sqrt{\left(\sigma_a^{HDM} \cos(\vartheta)\right)^2 + \left(\sigma_a^{VDM} \sin(\vartheta)\right)^2} \quad 3.14$$

gefunden. Insgesamt waren die durchgeführten Messungen jedoch zu ungenau, um diese Gleichung endgültig zu verifizieren, da es meist nicht gelang, das Gerät gleichzeitig sowohl entlang seiner Längsachse als auch um diese zu horizontalisieren.

Aus diesen Gleichungen und Erläuterungen folgt jedoch, daß die Meßfehler durch ungenaue Ausrichtung der Spulenachsen von der Eisdicke abhängig sind. Die größten Fehler treten bei kleinen Eisdicken auf, da hier die

Differenzen der scheinbaren Leitfähigkeiten für den HDM und den VDM am größten sind (Abb. 3.7). Nur bei einer Eisdicke von 1.30 m, dem Kreuzungspunkt der Kurven in Abb. 3.7, mißt man für alle Ausrichtungen die gleichen scheinbaren Leitfähigkeiten, so daß die Eisdicke bei jeder Ausrichtung exakt bestimmt werden würde.

3.4.2 Durchführung der Messungen

Der Vergleich von EM-Messungen und Bohrungen wurde grundsätzlich entlang von Eisdickenprofilen durchgeführt, die einige zehn bis wenige hundert Meter lang waren. Bei den ersten drei Feldeinsätzen (ARK 9/1, ARK 9/4, ANT 11/3) wurden entlang aller Profile jeweils drei EM-Messungen an jedem Meßpunkt durchgeführt, an dem im Anschluß die Eisdicke durch Bohren ermittelt wurde. Dies waren zwei Messungen im vertikalen (VDM) und eine im horizontalen Dipolmodus (HDM). Die VDM-Messungen wurden in Hüfthöhe (ca. 1.10 m) sowie in einer Höhe von 0.14 m durchgeführt, wobei das Gerät auf der Eis- oder - wenn vorhanden - Schneeoberfläche abgelegt wurde. Die HDM-Messung wurde in einer Höhe von 0.14 m über der Oberfläche durchgeführt, d.h. das Gerät lag ebenfalls auf der Eis/Schneeoberfläche.

Durch die Messungen in diesen drei Meßarten sollte die optimale Meßart bestimmt werden und eine Modellierung bzw. Inversion der Daten in Eisdicken sowie Eis- und Wasserleitfähigkeiten ermöglicht werden. Bei allen Messungen war das Gerät in Profilrichtung ausgerichtet, d.h. Sende- und Empfängerspule befanden sich direkt auf dem Profil. Dies ist bei der Beurteilung des lateralen Auflösungsvermögens der Messungen anhand des Vergleiches mit den Bohrungen wichtig (Abschn. 3.4.1.4). Außerdem befand sich die Sendespule immer in Richtung der positiven x -Achse, d.h. sie zeigte in Richtung größerer Profilkordinaten. Während ARK 11/1 wurden nur Messungen im HDM durchgeführt. Das Gerät wurde in ein Kajak montiert, um es vor Feuchtigkeit zu schützen und um Messungen auf Schmelztümpeln zu erleichtern. Die Instrumentenhöhe betrug dadurch 0.20 m.

Der Meßpunktabstand von EM-Messungen und Bohrungen betrug 4 oder 5 m bei sehr variabler Profillänge (50 bis 400 m).

Insgesamt wurde die scheinbare Leitfähigkeit und die Eisdicke an Bohr-
löchern an ca. 770 einzelnen Punkten ermittelt.

3.4.3 Zwei exemplarische Profilbeispiele

In Abb. 3.22 und 3.23 sind zwei repräsentative Eisdickenprofile von 208 bzw. 100 m Länge dargestellt, die während der Expeditionen ARK 9/1 unter extrem winterlichen Bedingungen (siehe Tab. 1.1) auf mehrjährigem Eis in der Framstraße (Abb. 3.22) sowie während ARK 9/4 unter typischen sommerlichen Bedingungen auf einjährigem Eis in der Laptewsee gemessen wurden (Abb. 3.23). Außerdem sind die entlang dieser Profile gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten dargestellt, die in den drei oben beschriebenen Moden bestimmt wurden. Alle EM-Messungen zeigen eine deutliche negative Korrelation mit der Eisdicke, wobei die scheinbaren Leitfähigkeiten bei zunehmender Eisdicke abnehmen. In Abb. 3.22 ist ferner zu erkennen, daß lateral hochfrequente Eisdickenänderungen wie z.B. zwischen 120 und 170 m nicht in den scheinbaren Leitfähigkeiten repräsentiert sind.

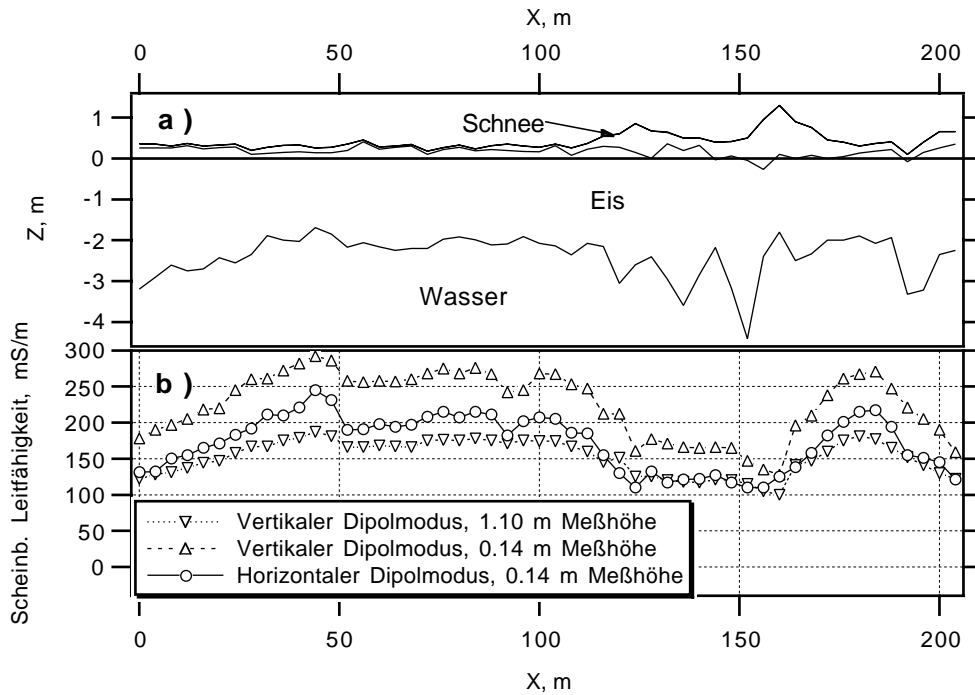


Abb. 3.22: a) 208 m langes Eisdickenprofil (Profil 075), das während ARK 9/1 durch Bohrungen ermittelt wurde. Die Nulllinie markiert den Meeresspiegel. b) Profile der scheinbaren Leitfähigkeit, die entlang des Profils in (a) in den drei im Text beschriebenen Meßarten bestimmt wurden. Der Meßpunktabstand beträgt in allen Fällen 4 m.

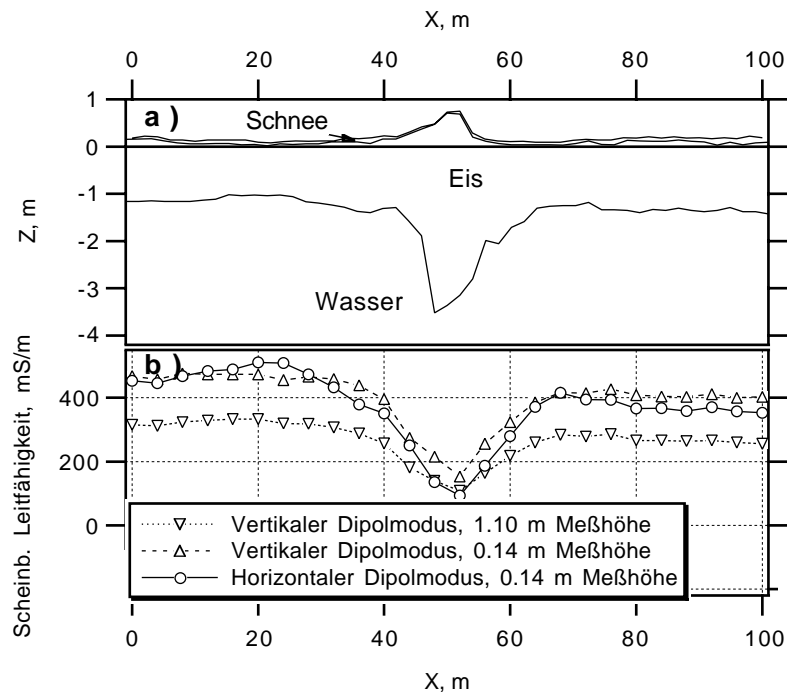


Abb. 3.23: a) 100 m langes Eisdickenprofil (Profil 251), das während ARK 9/4 durch Bohrungen ermittelt wurde. Die Nulllinie markiert den Meeresspiegel. b) Profile der scheinbaren Leitfähigkeit, die entlang des Profils in (a) in den drei im Text beschriebenen Meßarten bestimmt wurden. Der Meßpunktabstand beträgt in allen Fällen 4 m.

3.4.4 Vergleich der verschiedenen Meßarten und empirische Bestimmung einer Leitfähigkeit-Eisdicke-Beziehung

Um die Abhängigkeit der gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit von der Eisdicke, d.h. der Summe aus Eis- plus Schnee- oder Verwitterungsschichtdicke zu untersuchen, sind in Abb. 3.24 sämtliche während aller Expeditionen in den verschiedenen Meßarten bestimmten scheinbaren Leitfähigkeiten gegen die an denselben Stellen durch Bohrungen ermittelten Eisdicken aufgetragen. Diese Diagramme sollten direkt mit Abb. 3.7 vergleichbar sein, die die berechnete Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Eisdicke darstellt.

In allen Abbildungen zeigen die Datenpunkte deutlich den aus Abb. 3.7 bekannten Verlauf. Das aus Abb. 3.7 zu erwartende Maximum der scheinbaren Leitfähigkeit für den VDM ist nur in den Daten von ARK 9/4 in Abb. 3.24b+c andeutungsweise zu erkennen. Dies liegt daran, daß die Eisdicke nur an wenigen Punkten geringer als 0.8 m war. Die während ARK 9/1, ARK 9/4 und ARK 11/1 gewonnenen Daten zeigen sehr gute Übereinstimmung untereinander, insbesondere im mittleren Eisdickenbereich von 1 bis 3 m. Die größere Streuung bei sehr großen oder kleinen Eisdicken ist unter anderem eine Folge der geringen Datenmengen in diesen Eisdickenbereichen. Aber auch die ungleichen Eiseigenschaften an diesen Punkten, wie sie z.B. im Bereich von Preßeisrücken herrschen, führen zu größeren Abweichungen einzelner Messungen untereinander. Abb. 3.24 zeigt, daß an solchen Stellen i.a. keine vergleichbaren Messungen durchführbar sind, weil selbst bei vermeintlich gleichen Eisdicken, die durch Bohrungen bestimmt worden sind, die Untergrundstruktur aufgrund von wassergefüllten Lücken oder lose angehäuften Eisbruchstücken sehr unterschiedlich sein kann.

Ziel der Messungen in den verschiedenen Dipolmoden und Meßhöhen war es unter anderem, diejenige Meßart zu bestimmen, die die genauesten Messungen ermöglicht. Aus Abschn. 3.3 ist bereits bekannt, daß die vertikale Auflösung bei Messungen direkt auf der Eisoberfläche für die zu erwartenden Eisdicken sowohl im HDM und im VDM ausreichend ist. Allerdings sind Messungen im VDM bei kleinen Eisdicken nicht eindeutig. Die Größe des Footprints ist im HDM kleiner als im VDM (Abschn. 3.4.1.4).

Um ein weiteres Kriterium für die beste Meßart zu erhalten, wurden Ausgleichskurven an die einzelnen Datensätze berechnet, die in Abb. 3.24 zusätzlich dargestellt sind. Alle Datensätze lassen sich gut durch negativ-exponentielle Kurven beschreiben. Allerdings läßt sich in Abb. 3.7 die Modellkurve für den VDM aufgrund ihrer speziellen Form am besten durch ein Polynom 8. Grades beschreiben, wenn der gesamte Eisdickenbereich betrachtet werden soll. Da in beiden VDM-Datensätzen von ARK 9/4 in Abb. 3.24 das charakteristische Leitfähigkeitsmaximum enthalten ist, ließen sich diese beiden Datensätze noch besser mit einem solchen Polynom beschreiben.

In Tabelle 3.3 sind die Korrelationskoeffizienten r zwischen Daten und Ausgleichskurve notiert. Je kleiner r ist, umso stärker streuen die Daten um die Ausgleichskurven. Mit $r = 0.85$ bis 0.98 beschreiben die Ausgleichskurven die Daten sehr gut. Die unterschiedlich großen Korrelationskoeffizienten zwischen den einzelnen Expeditionen sind hauptsächlich eine Folge der verschiedenen Datenmengen. Beim Vergleich der einzelnen Meßarten fällt jedoch auf, daß r grundsätzlich für die HDM-Messungen in 0.14 m Höhe am

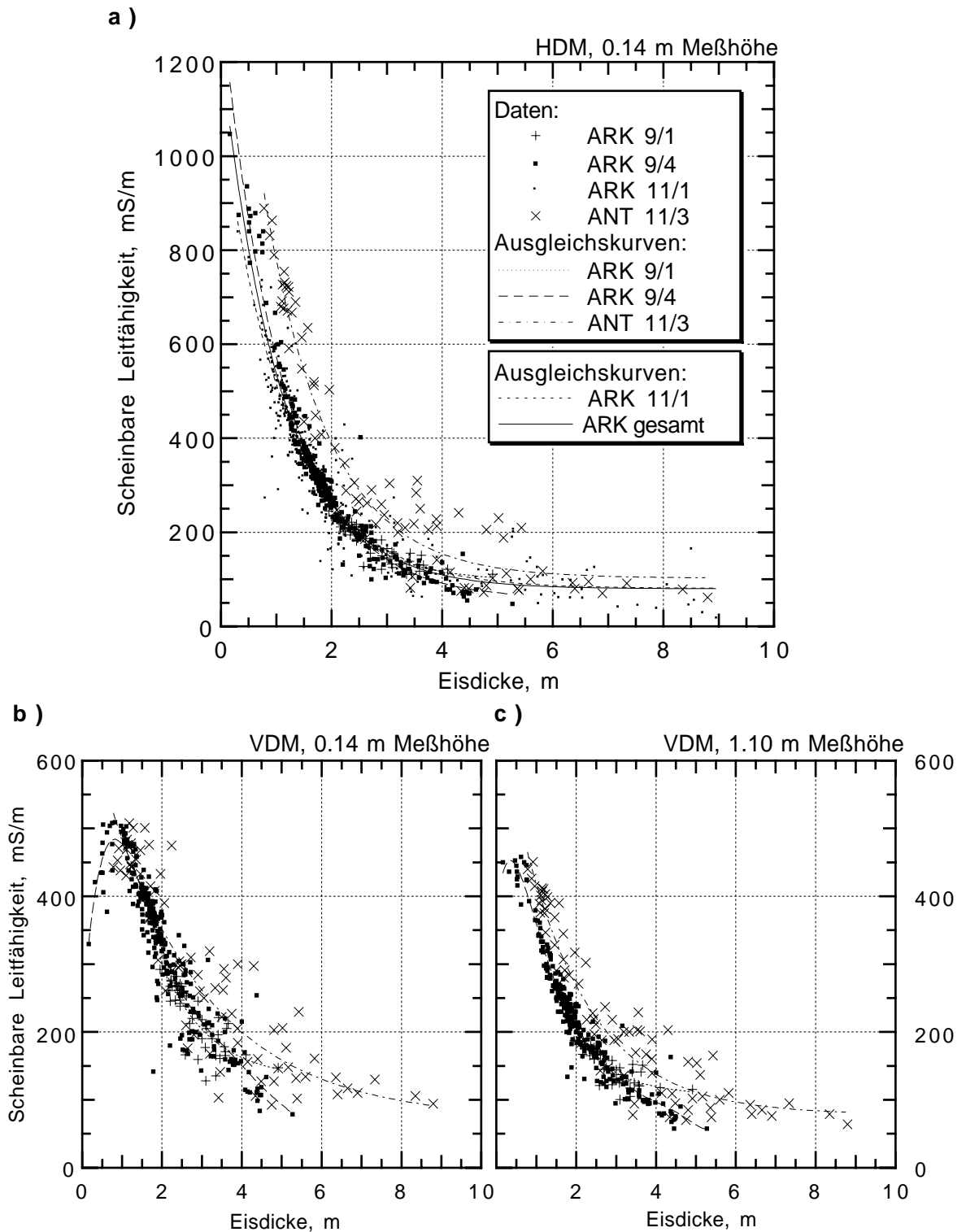


Abb. 3.24: Abhängigkeit der gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit von der an Bohrlöchern am selben Ort ermittelten Eisdicke. Es sind sämtliche im Rahmen dieser Arbeit gemessenen Daten präsentiert, getrennt nach Messungen im HDM in 0.14 m Meßhöhe (a) sowie im VDM in 0.14 m (b) und 1.10 m Meßhöhe (c). Die zusätzlich dargestellten Kurven sind exponentielle Ausgleichskurven an die Daten. Nur zur Beschreibung der Daten, die während ARK 9/4 im VDM gemessen wurden (b+c), wurden Polynome 8. Grades benutzt (siehe Text). Die Korrelationskoeffizienten zwischen Daten und Ausgleichskurven sind in Tabelle 3.3 notiert. Die Legende in (a) ist auch für (b) und (c) gültig. In Abb. 3.28 werden die Ausgleichskurven im HDM (a) mit Modellkurven verglichen.

Tabelle 3.3: Korrelationskoeffizienten zwischen den exponentiellen Ausgleichskurven und den Daten (n Einzelmessungen) in Abb. 3.24. Nur die mit * gekennzeichneten Werte beziehen sich auf Ausgleichskurven, die als Polynome 8. Grades berechnet wurden (siehe Text).

Expedition	n	Vertikaler Dipolmodus		Horizontaler Dipolmodus
		1.10 m Meßhöhe	0.14 m Meßhöhe	0.14 m Meßhöhe
ARK 9/1	52	0.850	0.846	0.914
ARK 9/4	275	0.975*	0.942*	0.982
ANT 11/3	80	0.957	0.923	0.971
ARK 11/1	365			0.942
ARK gesamt	692			0.958

größten ist. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß sich in dieser Meßart die besten Ergebnisse erzielen lassen. Deshalb ist es empfehlenswert, Messungen direkt auf dem Eis nur in dieser Meßart durchzuführen, und im folgenden werden nur noch Daten benutzt, die in dieser Meßart gewonnen wurden. Die Messungen während ARK 11/1 wurden aufgrund dieses Ergebnisses nur noch im HDM durchgeführt.

Die in Abb. 3.24a dargestellten Daten der Messungen im HDM lassen sich am besten durch die Ausgleichskurven

$$\sigma_a^{ARK9/1} = 53.6 + 1095.5 e^{(-0.995 z_E)} \quad 3.15a$$

$$\sigma_a^{ARK9/4} = 57.2 + 1270.9 e^{(-0.900 z_E)} \quad 3.15b$$

$$\sigma_a^{ANT11/3} = 102.4 + 1596.6 e^{(-0.856 z_E)} \quad 3.15c$$

$$\sigma_a^{ARK11/1} = 80.3 + 1004.1 e^{(-0.838 z_E)} \quad 3.15d$$

und

$$\sigma_a^{ARK\text{ gesamt}} = 79.5 + 1139.8 e^{(-0.913 z_E)} \quad 3.15e$$

für den gesamten Arktis-Datensatz beschreiben. Die Korrelationskoeffizienten sind in Tabelle 3.3 notiert. Um zu untersuchen, ob sich die Kurven der Daten von ARK 9/1 (Winter) und ARK 9/4 (Sommer) aufgrund der extremen, verschiedenen Eiseigenschaften, bei denen die Messungen durchgeführt wurden, signifikant unterscheiden, wurde ein Chi-Quadrat-Test durchgeführt (Davis, 1986). Danach ist die Abschätzung der relativen Varianz von Meßwerten gut, wenn χ^2 ungefähr 1 pro Freiheitsgrad ist. Für Varianzen von 9.7% für die Winterdaten (Gl. 3.15a) und 13.8% für die Sommerdaten (Gl. 3.15b) ergeben sich Werte für χ^2 von 1.03 bzw 0.99 pro Freiheitsgrad. Die Varianzbereiche um beide Kurven überlappen sich stark, sie unterscheiden sich also nicht signifikant. Messungen im Winter führen somit zu vergleichbaren Ergebnissen wie im Sommer.

Durch Umkehrung der Gleichungen 3.15a bis 3.15e lassen sich einfache empirische Transformationsgleichungen zur Berechnung von Eisdicken aus scheinbaren Leitfähigkeiten herleiten:

$$z_E^{ARK9/1} = 7.03 - \frac{\ln(\sigma_a - 53.6)}{0.995} \quad 3.16a$$

$$z_E^{ARK9/4} = 7.94 - \frac{\ln(\sigma_a - 57.2)}{0.900} \quad 3.16b$$

$$z_E^{ANT11/3} = 8.62 - \frac{\ln(\sigma_a - 102.4)}{0.856} \quad 3.16c$$

$$z_E^{ARK11/1} = 8.25 - \frac{\ln(\sigma_a - 80.3)}{0.838} \quad 3.16d$$

und

$$z_E^{ARK\text{gesamt}} = 7.71 - \frac{\ln(\sigma_a - 79.5)}{0.913} \quad 3.16e$$

für den gesamten Arktis-Datensatz.

Diese Gleichungen stellen empirische Beziehungen dar. Sie sind für Eisdickenmessungen von solchem Eis gültig, das dieselben Eigenschaften besitzt wie das Eis, für das die zugrundeliegenden Daten gewonnen wurden. Wie in Abschn. 3.2.2 gezeigt wurde, waren die Eiseigenschaften bei den Messungen während ARK 9/1 und ARK 9/4 repräsentativ für arktisches Eis zu den entsprechenden, teilweise extremen Jahreszeiten, so daß Gl. 3.16a generell für mehrjähriges arktisches Meereis bei sehr tiefen Temperaturen angewandt werden kann, während man Gl. 3.16b im Sommer benutzen kann. Aus dem χ^2 -Test ist jedoch deutlich geworden, daß sich beide Kurven nicht signifikant unterscheiden. Deshalb sollte Gl. 3.16b aufgrund der wesentlich größeren Datenmenge für alle Messungen auf arktischem Meereis anwendbar sein. Dies wird in Abb. 3.27 anhand der Daten der Expedition ARK 11/1 geprüft (siehe unten). Die großen Unterschiede der Ausgleichskurven für die Daten von ARK 9/4 und ANT 11/3 (Abb. 3.24a) deuten auf die besonderen Eiseigenschaften hin, die in der Bellingshausen- und Amundsensee angetroffen wurden. Es ist deshalb fraglich, ob man die Anwendung von Gl. 3.16c auf andere Messungen z.B. in der Antarktis übertragen kann, sowohl in bezug auf die Region als auch auf die Jahreszeit. In Abschn. 3.4.5 wird mittels eines 1D-Modells gezeigt, daß sich die erhöhten scheinbaren Leitfähigkeiten mit dem Auftreten von meerwassergefüllten Lücken erklären lassen (siehe Abschn. 3.2.2 und 3.3.4). Es ist aber weitgehend unklar, unter welchen äußeren Bedingungen derart regelmäßige Lücken, die primär nicht mit Deformation assoziiert sind, überhaupt auftreten können, und ob sie ebenfalls beim sommerlichen Eis des Weddellmeers oder der Ost-Antarktis anzutreffen sind.

Die Anwendung der Gleichungen 3.16 beschränkt sich außerdem auf Eis in dem Dickenbereich, der bei der Gewinnung der zugrundeliegenden Datensätze angetroffen wurde. Dies gilt einschränkend insbesondere für große Eisdicken, da für diesen Dickenbereich die hier präsentierten Daten aus der Umgebung von deformiertem Eis stammen. Aufgrund der komplexen Struktur von deformiertem Eis wird es kaum möglich sein, hierfür allgemeingültige Transformationsgleichungen für die Berechnung von Eisdicken zu definieren.

In Abschnitt 3.3 wurde erwähnt, daß sich eine Einschränkung des Meßbereichs auch aufgrund der Meßgenauigkeit von 2 mS/m und der Steigung der Leitfähigkeits-Dicken-Kurven ergibt. In diesem Sinne bedeuten die exponentiellen Ausgleichskurven eine weitere Einschränkung des Meßbereichs, da ihre Steigung mit zunehmender Eisdicke noch schneller

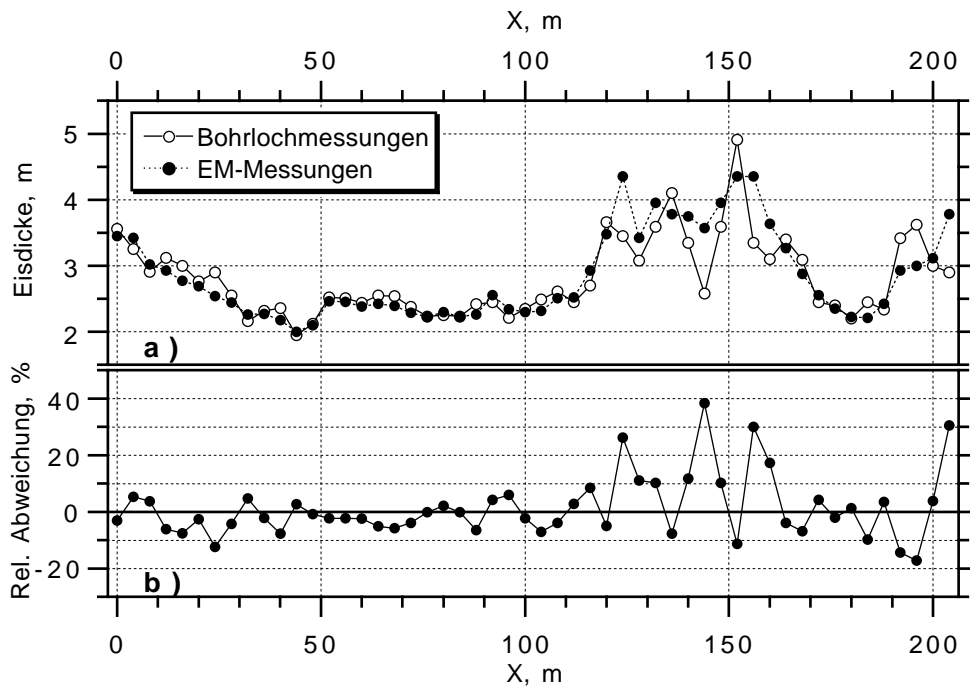


Abb. 3.25: a) Eisdickenprofil aus Abb. 3.22, das zusätzlich die nach Gl. 3.16a bestimmten Eisdicken aus den HDM-Messungen enthält. b) Relative Abweichungen (Gl. 3.17) zwischen den elektromagnetisch bestimmten und erbohrten Eisdicken in (a).

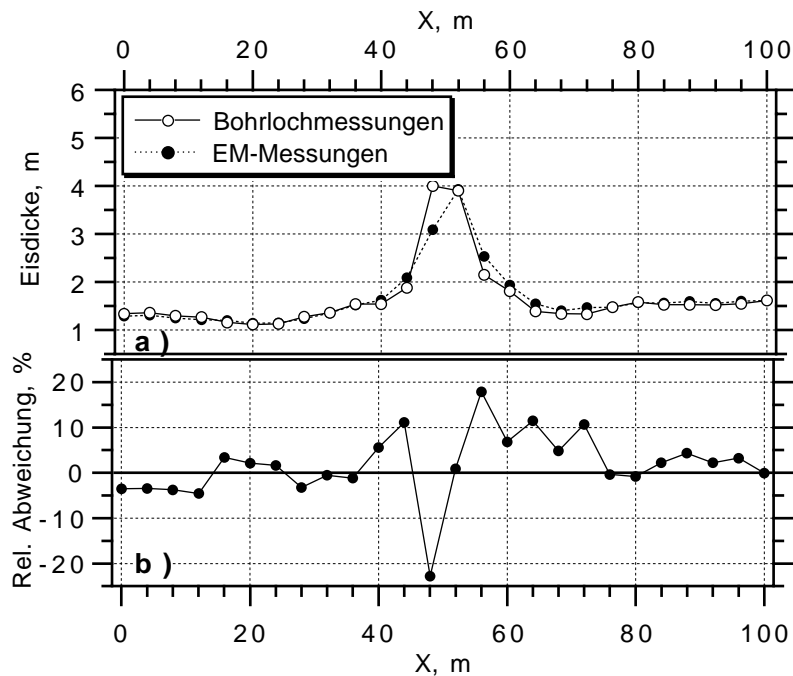


Abb. 3.26: a) Eisdickenprofil aus Abb. 3.23, das zusätzlich die nach Gl. 3.16b bestimmten Eisdicken aus den HDM-Messungen enthält. b) Relative Abweichungen (Gl. 3.17) zwischen den elektromagnetisch bestimmten und erbohrten Eisdicken in (a).

abnimmt als die Steigung der Modellkurve (siehe Abschn. 3.3.1 und Abb. 3.28).

In Abb. 3.25a und 3.26a werden die Transformationsgleichungen 3.16a und 3.16b auf die HDM-Messungen der Profile aus Abb. 3.22 und 3.23 angewandt. Die Abbildungen 3.25b und 3.26b zeigen die zugehörigen Abweichungen

$$\delta z = \left(z_E^{EM} - z_E^{Bohr} \right) / z_E^{Bohr} \cdot 100 \quad 3.17$$

zwischen den aus den EM-Messungen bestimmten Eisdicken z_E^{EM} und den Bohrerergebnissen z_E^{Bohr} (vgl. Gl. 3.10).

Grundsätzlich stimmen die Resultate aus EM-Messungen und Bohrungen gut überein, in den meisten Fällen sind die Abweichungen geringer als 10%, auf sehr ebenem Eis betragen sie sogar vielfach unter 5% (50-100 m in Abb. 3.25, 0-40 m und 75-100 m in Abb. 3.26). In deformierten Eisbereichen mit lateral stark variierenden Eisdicken können die Abweichungen allerdings sehr hoch sein, und wie in Abb. 3.25 bis zu 40% oder mehr betragen.

Die großen Abweichungen zwischen EM-Messungen und Bohrungen in der Umgebung von Preßeisrücken oder deformiertem Eis sind einerseits eine Folge der komplexen Struktur dieser Bereiche, da z.B. das Auftreten von meerwassergefüllten Lücken allgemein zu einer Erhöhung der scheinbaren Leitfähigkeit führt (siehe Abschn. 3.3.4). Andererseits sind die großen Abweichungen aber hauptsächlich eine Folge des Vergleichs von Bohrungen und Bestimmung der scheinbaren Leitfähigkeit, d.h. von Messungen, die die Eisdicke in einem unterschiedlich großen Meßvolumen bestimmen. Während die Dickenbohrungen Punktmessungen darstellen, die die Eisdicke in einem Bereich von wenigen Zentimetern um das Bohrloch herum liefern, wird mit den EM-Messungen die mittlere Eisdicke eines lateral ausgedehnten Bereichs unter dem Meßgerät bestimmt, dem sog. Footprint (Abschn. 3.4.1.4).

Dies läßt sich anhand des Beispiels in Abb. 3.26 gut erläutern. Bei Annäherung von links an den Preßeisrücken wird die aus den EM-Messungen berechnete Eisdicke im Vergleich zu den Bohrungen zunächst überschätzt, weil bereits ein Teil des dickeren Eises des Preßeisrückens im Meßvolumen enthalten ist, das von den Bohrungen nicht erfaßt wird. Die gemessene scheinbare Leitfähigkeit ist deshalb für die am Bohrloch ermittelte Eisdicke zu klein. Nahe des Grates des Preßeisrückens wird die Eisdicke durch die EM-Messungen unterschätzt, weil ein großer Teil des Meßvolumens vom Wasser bzw. vom dünneren Eis auf beiden Seiten des Eiskiels eingenommen wird. Dies erhöht die scheinbare Leitfähigkeit gegenüber dem Fall ebenen Eises derselben Dicke, so daß die berechneten Dickenabweichungen negativ sind. Dies gilt auch entsprechend für die rechte Seite des Preßeisrückens.

Im Gegensatz zu den großen Abweichungen, die beim Vergleich von EM-Messungen und Dickenbohrungen an einzelnen Meßpunkten im Bereich von Preßeisrücken beobachtet werden, stimmen die Mittelwerte der Eisdicken aus EM-Messungen und Bohrungen über ein Preßeisrückenprofil oder ein ganzes Eisdickenprofil relativ gut überein. Dies ist in Tabelle 3.4 für die HDM-Messungen während ARK 9/1, ARK 9/4 und - wenn ganze Profile vermessen werden konnten - während ANT 11/3 ersichtlich. Da während

ARK 11/1 keine Bohrungen in engem Abstand durchgeführt wurden, sind diese Daten nicht mit angegeben.

In der Tabelle sind die mittleren Eisdicken aus EM-Messungen \bar{z}_E^{EM}, m und Bohrungen \bar{z}_E^{Bohr}, m notiert, die sich aus der Mittelung aller Messungen entlang eines Profils ergeben. Außerdem zeigt die Tabelle die Standardabweichungen s_{EM} und s_{Bohr} der Eisdicke entlang der Profile und die relative Abweichung der Eisdickenmittelwerte $\delta\bar{z}$ nach Gl. 3.17. Es wird deutlich, daß die so berechneten Abweichungen für alle Profile, die in der Arktis gemessen wurden, deutlich unter 10% liegen. Die vergleichsweise großen Abweichungen der Messungen von ANT 11/3 haben ihre Ursache in der lückendurchsetzten Eisstruktur und dem unregelmäßigen Eisdickenprofil, bei dem echte Preßeisrücken wie z.B. in Abb. 3.23 fehlten.

Die geringen Abweichungen der Mittelwerte der Eisdicken lassen sich dadurch begründen, daß sich die positiven und negativen Abweichungen beim Überqueren eines Preßeisrückens (Abb. 3.26) gerade aufzuheben scheinen, d.h. das Integral über die elektromagnetisch bestimmten Eisdicken und die Bohrerergebnisse ist gleich. Dies kann allerdings nur bei konsolidierten Preßeisrücken gelten, die keine wassergefüllten Lücken oder kein sehr unregelmäßiges Relief aufweisen. Möglicherweise ist der Effekt außerdem bei Messungen in größerer Instrumentenhöhe geringer, bei denen grundsätzlich ein größeres Meßvolumen erfaßt wird (siehe Abschn. 3.4.1.4), obwohl auch dann die obige Erklärung für das weitgehende Verschwinden der Abweichungen noch gilt. Zur Klärung dieser Frage müßten zwei- oder dreidimensionale Modelluntersuchungen durchgeführt werden, bei denen das unregelmäßige Dickenprofil von Preßeisrücken realistisch repräsentiert ist.

Tabelle 3.4: Mittlere aus EM-Messungen (Gl. 3.16) und Bohrungen bestimmte Eisdicken \bar{z}_E und ihre Standardabweichungen s sowie die Abweichung $\delta\bar{z} = (\bar{z}_E^{EM} - \bar{z}_E^{Bohr}) / \bar{z}_E^{Bohr} \cdot 100$ für jedes einzelne Profil.

Profil Nr.	Länge, m	\bar{z}_E^{EM}, m	s_{EM}	\bar{z}_E^{Bohr}, m	s_{Bohr}	$\delta\bar{z}, \%$
ARK 9/1: Winter (Gl. 3.16a)						
R91069P1	204	2.85	0.66	2.81	0.59	1.4
ARK 9/4: Sommer (Gl. 3.16b)						
R94230P1	122	3.25	1.17	3.05	1.08	6.6
R94246P1	100	0.74	0.26	0.78	0.28	-5.1
R94251P1	100	1.66	0.63	1.65	0.71	0.6
R94253P1	100	1.79	0.42	1.80	0.60	-0.6
R94254P1	100	1.83	0.27	1.84	0.37	-0.5
R94255P1	48	1.74	0.06	1.70	0.04	2.4
R94256P1	100	1.85	0.30	1.89	0.32	-2.1
R94258P1	100	2.38	0.36	2.37	0.45	0.4
R94260P1	100	1.95	0.55	1.96	0.51	-0.5
R94261P1	122	2.56	1.30	2.37	1.07	8.0
R94264P1	100	2.97	0.66	3.12	0.60	-4.8
Gesamt	1092	2.07	0.93	2.08	0.91	-0.5
ANT 11/3: Sommer (Gl. 3.16c)						
N11029P1	68	2.80	0.35	3.58	1.05	-21.8
N11043P1	100	1.28	0.31	1.32	0.33	-3.0

Trotz der Beobachtung des weitgehenden Verschwindens der Abweichungen $\delta\bar{z}$ sind diese geringfügig mit der Standardabweichung der erbohrten Eisdicken s_{Bohr} korreliert ($r(\delta\bar{z}, s_{Bohr}) = 0.63$, $r(|\delta\bar{z}|, s_{Bohr}) = 0.53$), was darauf hindeutet, daß die Übereinstimmung zwischen EM-Messungen und Bohrungen umso schlechter ist, je rauher das Eisdickenprofil tatsächlich ist. Die aus den EM-Messungen ermittelten Eisdicken sollten aufgrund des großen Meßvolumens der EM-Messungen gegenüber den Bohrergebnissen tiefpaßgefiltert erscheinen, d.h. daß lateral engräumige Eisdickenextrema nicht in den EM-Daten enthalten sein sollten. Dies müßte sich darin ausdrücken, daß die Standardabweichungen s_{EM} der EM-Messungen geringer als die Standardabweichungen s_{Bohr} der Bohrergebnisse sind. Dies ist allerdings nicht der Fall, sondern s_{EM} ist mit s_{Bohr} stark korreliert ($r=0.97$, Tabelle 3.4). Die Ursache dafür liegt darin, daß sich Eisdickenvariationen, die sich in den Standardabweichungen widerspiegeln, natürlich nicht nur zweidimensional in der betrachteten Richtung des Bohrprofils vollziehen, sondern immer auch zu beiden Seiten des Profils, d.h. sie sind dreidimensional. Diese zur Profilrichtung senkrechten Dickenänderungen spiegeln sich aber in den Bohrergebnissen überhaupt nicht wider. Die gute Korrelation zwischen s_{EM} und s_{Bohr} zeigt deshalb nur, daß die Variabilität einer Dickenverteilung entlang eines linearen, d.h. zweidimensionalen Profils immer auch senkrecht zur Profilrichtung vorhanden ist. Die Konsequenzen für den Vergleich von EM-Messungen und Bohrungen werden weiter unten erläutert.

Bei der Vielfalt der in Abb. 3.24a gezeigten Ausgleichskurven und der in den Gleichungen 3.16 angegebenen Transformationsgleichungen stellt sich die Frage, welche dieser Beziehungen, zumindest für Messungen in der Arktis, als allgemeingültig angenommen und benutzt werden kann. Weiter oben wurde bereits vermutet, daß die anhand der Daten von ARK 9/4 hergeleitete Transformationsgleichung (Gl. 3.16b) allgemein anwendbar ist. Um dies zu klären, wurden aus den während ARK 11/1 gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten nach den verschiedenen Gleichungen 3.16b, 3.16d und 3.16e Eisdicken berechnet und dann mit Bohrlochmessungen verglichen. Das Ergebnis ist in Abb. 3.27 in Form von Histogrammen für die relativen Abweichungen zwischen EM-Messungen und Bohrungen (Gl. 3.17) dargestellt. Eine gute Leitfähigkeits-Eisdickentransformation sollte sich dadurch auszeichnen, daß die Abweichungen in einem relativ schmalen Bereich um Null herum verteilt sind, z.B. $\pm 10\%$. Folglich geht aus Abb. 3.27 hervor, daß die besten Ergebnisse bei der Berechnung von Eisdicken aus den gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten von ARK 11/1 mit Gl. 3.16e erzielt werden, d.h. mit der Transformationsgleichung, die aus dem gesamten in der Arktis gemessenen Datensatz hergeleitet wurde. Mit Gl. 3.16b, die aus den Daten von ARK 9/4 hergeleitet wurde, werden die meisten Eisdicken um ca. 15 bis 30% überschätzt, obwohl die Verteilung eine sekundäre Mode bei 0-5% aufweist. Die großen Abweichungen ergeben sich hauptsächlich aus den Unterschieden der Gln. 3.16b und e bei größeren Eisdicken. Gl. 3.16d, die ausschließlich aus Daten von ARK 11/1 bestimmt wurde, liefert eine vergleichbare Verteilung der Abweichungen wie Gl. 3.16e. Dies ist zu erwarten, da dieser Datensatz den größten Beitrag zum Gesamtdatensatz liefert (53% der Daten; Tabelle 3.3). Andererseits geht aus Abb. 3.27 aber auch hervor, daß Gl. 3.16e (gesamter Arktis-Datensatz) für die Daten von ARK 9/4 keine optimalen Ergebnisse liefern würde.

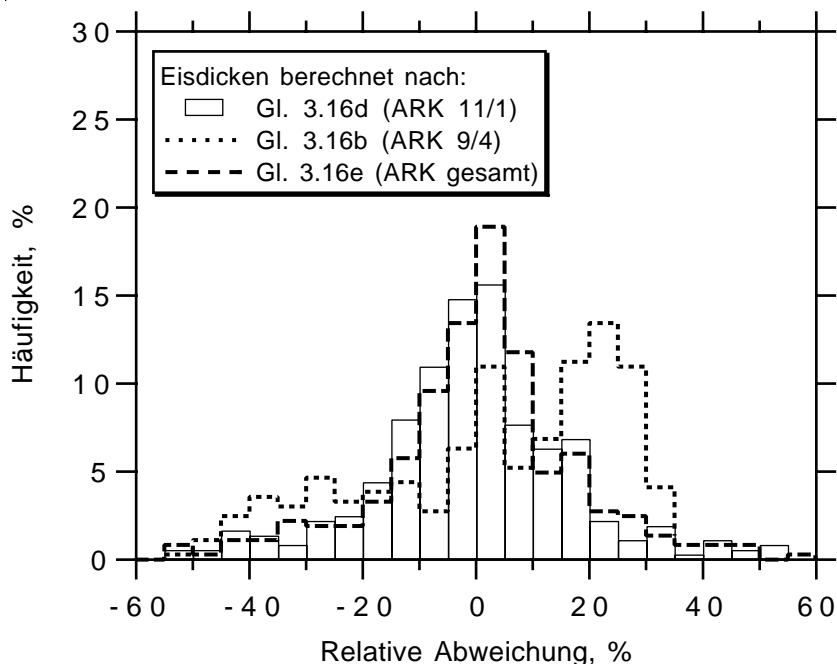


Abb. 3.27: Häufigkeitsverteilungen der relativen Abweichungen zwischen Eisdicken aus EM-Messungen und Bohrungen (Gl. 3.17) für den Datensatz von ARK 11/1, wenn verschiedene Transformationsgleichungen zur Berechnung von Eisdicken aus scheinbaren Leitfähigkeiten (Gl. 3.16b, 3.16d und 3.16e) benutzt werden.

Die Ursachen für die unterschiedlichen Ergebnisse bei der Herleitung der Transformationsgleichungen können aufgrund der Überlegungen in Abschn. 3.2.2 nicht in verschiedenen Eiseigenschaften liegen, die während ARK 9/4 und ARK 9/1 angetroffen wurden, da diese aufgrund der gleichen Jahreszeit und desselben Forschungsgebietes nahezu gleich gewesen sind. Eine unterschiedliche Leitfähigkeit des Wassers ist auch unwahrscheinlich, da diese sich hauptsächlich bei kleinen Eisdicken auswirken würde (Abb. 3.12), die wesentlichen Differenzen der Ausgleichskurven in Abb. 3.24 aber bei großen Eisdicken liegen. Einerseits ist nicht auszuschließen, daß die verschiedenen Kurven teilweise eine Folge veränderter Geräteeigenschaften sind, d.h. daß das benutzte EM31 eine Zeitdrift aufweist. Dies ist allerdings aufgrund der Ergebnisse einer durchgeführten Kalibrierung (Abschn. 5.1.4., Abb. 5.4) sehr unwahrscheinlich.

Am wahrscheinlichsten resultieren die unterschiedlichen Transformationsgleichungen einfach aus der verschiedenen Datenpunktmenge und -auswahl, die - letztere eher zufällig - den Gleichungen zugrunde liegen. Da die Werte für große Eisdicken (über 2 bis 3 m) ausschließlich über deformiertem Eis gemessen wurden, ist es sehr unwahrscheinlich, daß sich die Untergrundverhältnisse an verschiedenen Meßpunkten tatsächlich genau geglichen haben, so daß eine unterschiedliche scheinbare Leitfähigkeit auch bei vermeintlich gleicher, durch Bohren ermittelter Gesamteisdicke erklärbar ist. Die verschiedenen Kurvenverläufe besagen deshalb nochmals, daß Messungen über deformiertem Eis nicht repräsentativ sind, und zu großen Fehlern führen können. Über dünnerem Eis, d.h. unter 2-3 m, sind die Abweichungen geringer, und es wurde außerdem bereits in Abschn. 3.3.1 erwähnt, daß sich ungenaue Messungen der scheinbaren Leitfähigkeit aufgrund der großen Steigung der σ_a - z_E -Kurven in diesem Bereich nicht so stark auf die daraus invertierte Eisdicke auswirken.

Aus den anhand von Abb. 3.27 erhaltenen Ergebnissen läßt sich deshalb folgern, daß selbst durch eine Vielzahl von Kalibrierungsbohrungen in deformiertem Eis das Auftreten großer Abweichungen zwischen elektromagnetisch bestimmter und erbohrter Eisdicken nicht auszuschließen ist. Da mit den Transformationsgleichungen versucht wurde, Funktionen zur Bestimmung der Eisdicke zugleich sowohl über ebenem als auch über deformiertem Eis herzuleiten, können die damit erzielten Genauigkeiten für Eis, dessen Deformationsgrad unbekannt ist, gegebenenfalls geringer als 20 bis 30% sein. Ist allerdings sicher, daß es sich bei dem untersuchten Eis um ebenes Eis handelt, ist man gar nicht auf die Anwendung einer der Gleichungen 3.16 angewiesen, sondern kann auf die Inversion der Modellkurven aus Abschn. 3.3 zurückgreifen. Im folgenden Abschnitt werden deshalb die Daten direkt mit 1D-Modellkurven verglichen.

Leider weiß man bei einer Messung an der Oberfläche nie, wie die Verhältnisse im Untergrund tatsächlich sind. Eine mögliche Lösung dieses Problems könnte man durch ein Meßgerät mit mehreren Frequenzen bzw. Spulenabständen oder transiente EM-Messungen erreichen, da man dadurch mehr Meßwerte erhält. Diese sollten alle dieselbe Eisdicke liefern. Wären die daraus bestimmten Eisdicken unterschiedlich, wäre dies ein Hinweis auf einen gestörten Untergrund.

3.4.5 1D-Modellierung der Meßergebnisse

In Abb. 3.28 werden die für die Arktis-Messungen bestimmten Ausgleichskurven aus Abb. 3.24a (Abschn. 3.4.4) mit zwei 1D-Modellkurven verglichen. Die Modellkurven wurden für einen 2-Schichtfall von Eis über Wasser mit einer Leitfähigkeit von 2600 mS/m berechnet, die sich aus einer Vielzahl von CTD-Messungen während ARK 9/4 für das Oberflächenwasser der Laptewsee ergab (Schauer, pers. Mitt.). Für das Eis wurden Leitfähigkeiten von 3 und 23 mS/m angenommen, die sich als Mittelwerte für winterliches und sommerliches arktisches Eis aus den Eiskernanalysen ergaben (Abschn. 3.2.2).

Die Übereinstimmung der Kurven ist bis zu einer Eisdicke von ca. 3 m gut. Insbesondere die Kurve für den gesamten Datensatz zeigt nahezu keine Abweichungen zu den Modellkurven. Die Kurve für die Daten von ARK 9/1 beschreibt bei kleinen Eisdicken geringere scheinbare Leitfähigkeiten, und scheint somit von der 3 mS/m-Modellkurve besser repräsentiert zu sein. Wie in Abschn. 3.3 und 3.4.4 erläutert, liefern die Modellkurven ebenso wie die Transformationsgleichungen somit gleichermaßen gute Werte der Eisdicke ebenen Eises.

Die Abweichungen der Kurven oberhalb von ca. 3 m sind beachtlich und würden zu starken Differenzen bei den berechneten Eisdicken führen. Dies liegt daran, daß die den Ausgleichskurven zugrundeliegenden Daten bei diesen Eisdicken ausnahmslos von Messungen über deformiertem Eis stammen. Deshalb sind die gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten verglichen mit Messungen über ebenem Eis der selben Dicke zu hoch, was eine Folge der Anwesenheit von Meerwasser hoher Leitfähigkeit in Lücken im Eis oder in angrenzenden Bereichen ist. Wie oben bereits gefolgert wurde (Abschn. 3.4.4), können die Ausgleichskurven die Daten über solchem Eis zwar wesentlich besser beschreiben als die 1D-Modellkurven, aufgrund der von Punkt zu Punkt stark variierenden Untergrundeigenschaften von defor-

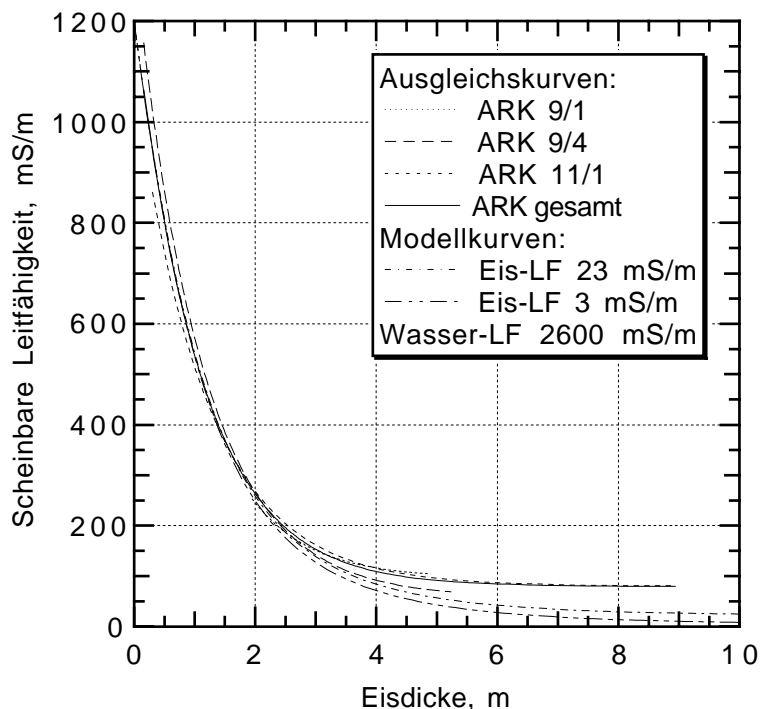


Abb. 3.28: Vergleich der exponentiellen Ausgleichskurven der verschiedenen Arktis-Datensätze (Abb. 3.24a) mit 1D-Modellkurven (2-Schichtfall) für eine Wasser-Leitfähigkeit von 2600 mS/m und Eis-Leitfähigkeiten von 3 und 23 mS/m, die sich aus Eiskernanalysen ergaben (Abschn. 3.2.2).

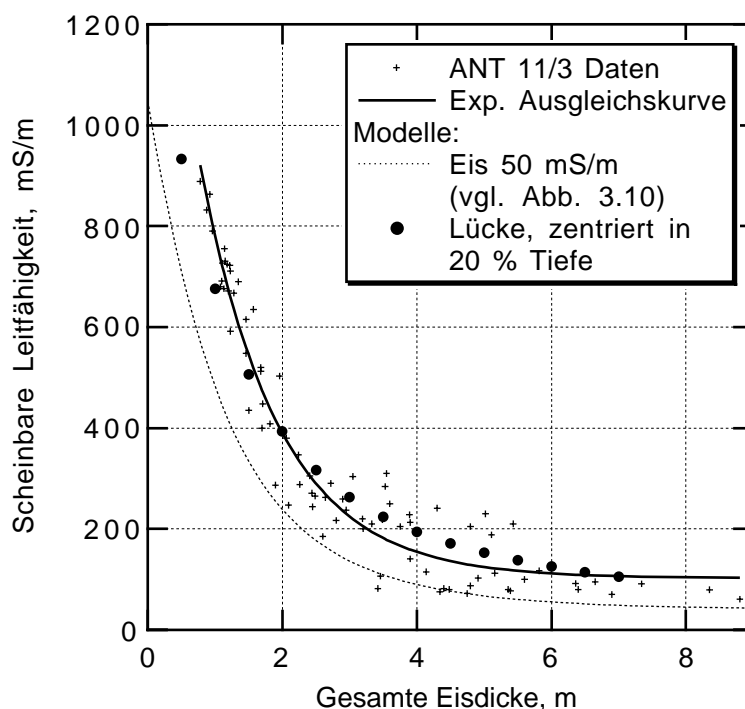


Abb. 3.29: Vergleich der exponentiellen Ausgleichskurve der HDM-Daten von ANT 11/3 (Abb. 3.24a) mit 1D-Modellkurven. Modellkurven sind für einen 2-Schichtfall (Eis, 50 mS/m, über Wasser, 2500 mS/m) und einen Vierschichtfall (Eis mit wassergefüllter Lücke) gezeigt. Letztere (große Punkte) wurde für Eis mit einer 15 cm dicken Lücke berechnet, die sich immer in einer Tiefe von 20 % der Gesamteisdicke befindet. Oberhalb der Lücke wurde eine Eis-Leitfähigkeit von 0 mS/m, unterhalb von 60 mS/m angenommen (vgl. mittl. Eiskernprofil in Abb. 3.30).

miertem Eis können aber die Abweichungen zwischen EM-Messungen und Bohrungen trotzdem sehr groß sein.

In Abb. 3.29 wurde versucht, die während ANT 11/3 gemessenen Daten zu modellieren, die im Vergleich zu den Arktis-Messungen stark erhöhte scheinbare Leitfähigkeiten aufweisen. Dies wird beim Vergleich der Ausgleichskurve der ANT 11/3-Daten mit der 1D-Modellkurve für Eis von 50 mS/m nochmals deutlich (Abb. 3.29). Die Leitfähigkeit von 50 mS/m ergab sich aus den Eiskernanalysen in Abschn. 3.2.2 für das Eis der Bellingshausen-/Amundsensee (Tab. 3.1). Die Eiskernanalysen zeigten jedoch auch, daß meereswassergefüllte Lücken in den oberen Eisbereichen häufig waren (vgl. Abb. 3.4). In Abb. 3.30 sind mittlere Profile der Salinität, des Solevolumens und der daraus bestimmten Eis-Leitfähigkeit (Abschn. 3.2.2) tiefennormiert dargestellt, wie sie sich aus der Gesamtheit aller 30 untersuchten Eiskerne ergeben. Auch bei den Profilen der Mittelwerte deutet sich eine Lücke mit hoher Salinität in einer Tiefe von etwa 20% der Gesamtdicke an. Wie in Abschn. 3.2.2 erwähnt wurde, war die Beprobung des Eisschlammes und des Wassers in den Lücken sehr schwierig, so daß Salinität und Leitfähigkeit dieser repräsentativen Lücke in Abb. 3.30 vermutlich stark unterschätzt sind. Für die Modellierung wurde deshalb eine Lücke mit einer Leitfähigkeit von 2500 mS/m, d.h. der Leitfähigkeit von Meerwasser, angenommen, ihre Dicke wurde konstant mit 15 cm angegeben. Sie ist in Abb. 3.30 im Eis-Leitfähigkeits-Diagramm als graue Fläche angedeutet. Um den auf dem Eis liegenden Schnee einzuschließen, wurde die Leitfähigkeit über der Lücke als 0 mS/m angenommen, darunter in Übereinstimmung mit Abb. 3.30 als 60 mS/m. Die dicken Punkte in Abb. 3.29 geben die scheinbare Leitfähigkeit an, wenn man die Lücke wie oben beschrieben stets in einer Tiefe von 20% der Gesamtdicke beläßt. Im wesentlichen läßt sich die gemessene Kurve mit diesem Untergrundmodell erklären. Die große Streuung der Daten zeigt jedoch, daß die Ausprägung

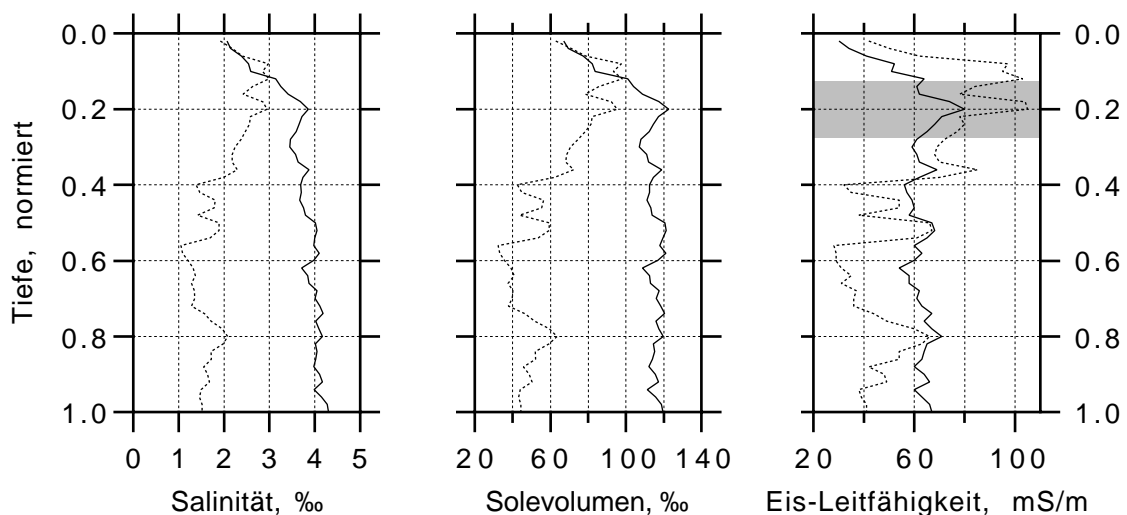


Abb. 3.30: Mittlere Profile (normierte Kerntiefe) der Salinität, des Solevolumens und der Eis-Leitfähigkeit aller 30 Eiskerne von ANT 11/3 (durchgezogene Linien) und ihrer Standardabweichungen (gepunktete Linien). Der schraffierte Bereich im Leitfähigkeitsprofil gibt die Lage einer 15 cm dicken Lücke an, für die bei der Berechnung der 4-Schicht-Modellkurve in Abb. 3.29 eine Leitfähigkeit von 2500 mS/m angenommen wurde.

einer solchen Zone erhöhter Leitfähigkeit von Punkt zu Punkt sehr unterschiedlich ist, und Verallgemeinerungen schwierig sind. Wenn die mittlere Leitfähigkeit der Lücken aufgrund des Eisschlammes niedriger als 2500 mS/m wäre, müßte ihre Dicke vergrößert werden, um die gleiche Erhöhung der scheinbaren Leitfähigkeit zu bewirken.

Die Ergebnisse dieser Modellierung verdeutlichen, wie wichtig die EM-Messungen begleitende Bohrungen und Eiskernanalysen sind. Anders wären die Daten von ANT 11/3 nicht zu erklären gewesen. Die Ergebnisse zeigen aber auch, daß es im Meereis Prozesse gibt, die zumindest kurzfristig während Phasen verstärkten sommerlichen Schmelzens zu einer drastischen Erhöhung der Leitfähigkeit führen können, wenn ein Austausch der Sole mit dem Meerwasser stattfindet. Anders als für das intakte sommerliche arktische Eis gezeigt, können diese Prozesse die Bestimmung der Eisdicke aus EM-Messungen wesentlich erschweren.

3.4.6 Messungen über Schmelztümpeln

Schmelztümpel sind typische morphologische Erscheinungen arktischen Meereises im Sommer. Sie können bis zu 10-50% der Eisoberfläche bedecken (Maykut, 1986; vgl Abb. 6.1). Es stellt sich deshalb die Frage, ob auch über Schmelztümpeln die Eisdicke (bzw. Schmelzwasser- plus Eisdicke) richtig bestimmt werden kann. Während ARK 11/1 wurden zahlreiche EM-Messungen über Schmelztümpeln durchgeführt und mit Bohrungen verglichen, die bereits in dem Gesamtdatensatz enthalten waren (Abb. 3.24a, Gl. 3.16d).

In Abb. 3.31 sind Querprofile des Freibords und des Tiefgangs durch einige Schmelztümpel dargestellt, die durch Bohrungen ermittelt wurden. Außerdem werden die aus den EM-Messungen ermittelten Tiefgänge präsentiert, die nach Gl. 3.16b und durch Subtraktion des Freibords (=0 über den Tümpeln) berechnet wurden. Während die Ergebnisse der EM-Messungen und der Bohrungen in Abb. 3.31a gut übereinstimmen, wird der wahre Tiefgang in Abb. 3.31b unterschätzt, in Abb. 3.31c überschätzt. Die Salinität des Tümpelwassers in den Beispielen der Abb. 3.31a+c war nahe Null. Das Wasser des Tümpels in Abb. 3.31b hatte jedoch eine Salinität von 17.2‰, was einer Leitfähigkeit von 1473 mS/m bei einer Temperatur von -1°C entspricht. Deshalb war die gemessene scheinbare Leitfähigkeit zu hoch, und die resultierende Eisdicke verglichen mit der wahren Eisdicke zu gering.

Die scheinbare Leitfähigkeit von sämtlichen Messungen über Schmelztümpeln ist in Abb. 3.32 gegen die an Bohrlöchern bestimmte Schmelzwasser- plus Eisdicke aufgetragen. Wie in Abb. 3.24a ist die negativ-exponentielle Beziehung zwischen den beiden Größen gut zu erkennen. Abb. 3.32 enthält außerdem eine Modellkurve für ein 2-Schichtmodell mit einer Eis-Leitfähigkeit von 23 mS/m und einer Meerwasser-Leitfähigkeit von 2600 mS/m, die sich aus den Eiskernanalysen und CTD-Messungen ergaben (vgl. Abschn. 3.2.2 und Abb. 3.28). Das Tümpelwasser wird also als Teil des Eises mit derselben Leitfähigkeit betrachtet. Die Kurve erklärt 84% der Gesamtvariation der Schmelztümpeldata. Verglichen mit den Ergebnissen der gesamten Messungen über Eis und - wenn vorhanden - Tümpeln zusammen (Abb. 3.24a, Tab. 3.3) bedeutet dies eine größere Streuung der Messungen über Schmelztümpeln als über tümpelfreiem Eis. Trotzdem können in den meisten Fällen auch über Schmelztümpeln ausreichend gute Eisdickenwerte bestimmt werden.

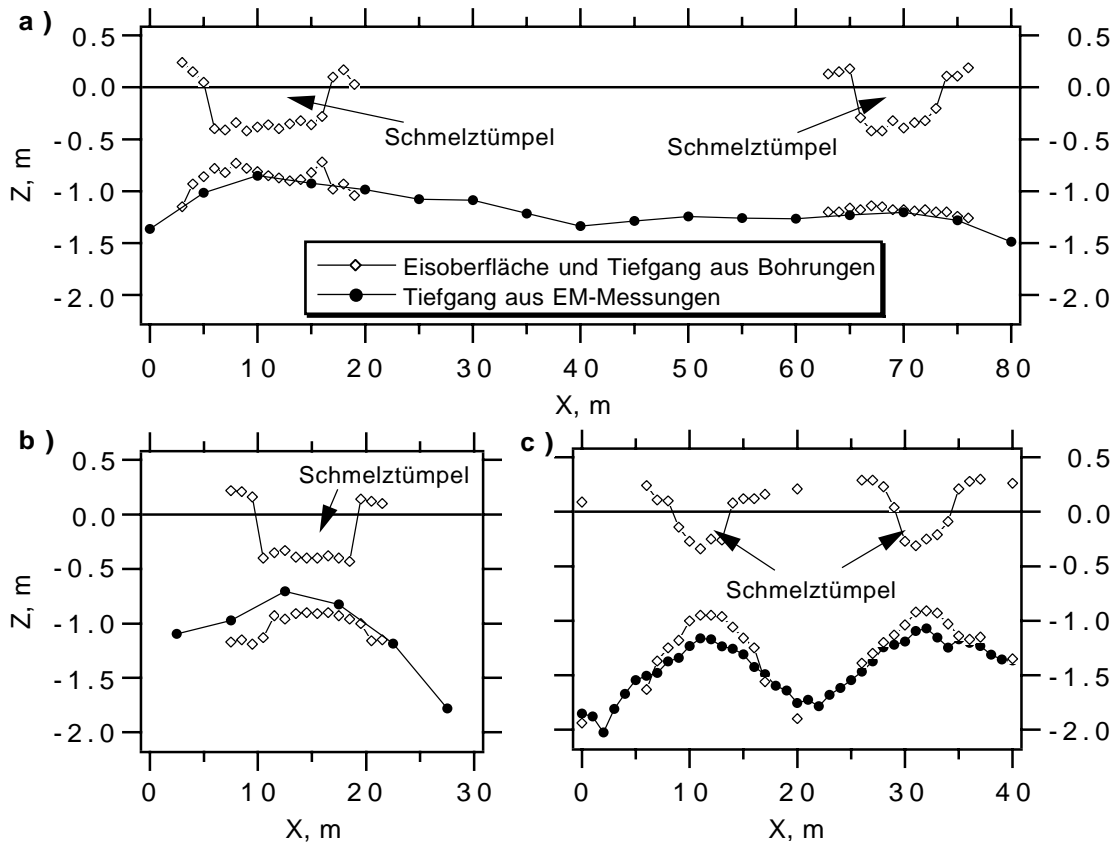


Abb. 3.31: Exemplarische Schmelztümpelprofile, die sich aus den Ergebnissen von Bohrungen und EM-Messungen ergeben. Der EM-Tiefgang wurde mithilfe von Gl. 3.16b und durch Subtraktion des erbohrten Freibords aus den gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten bestimmt.

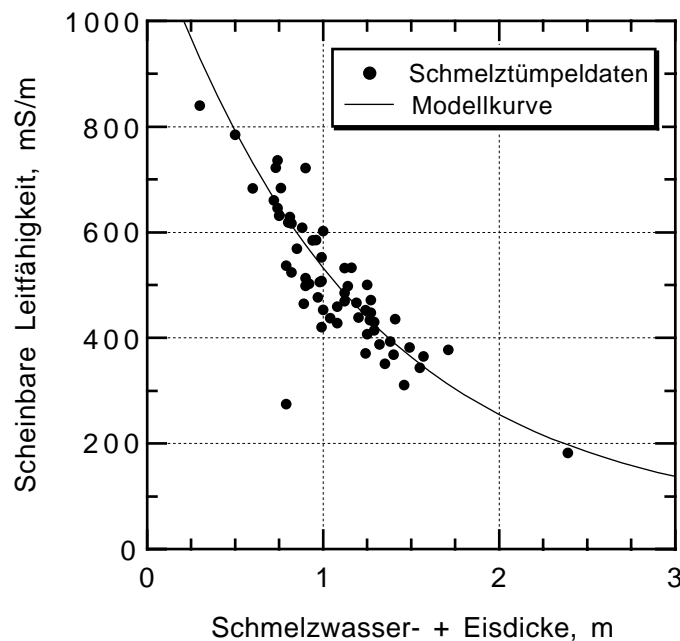


Abb. 3.32: Scheinbare Leitfähigkeit, gemessen im HDM in einer Instrumentenhöhe von 0.14 m, in Abhängigkeit von der durch Bohren bestimmten Schmelzwasser- plus Eisdicke für alle Messungen, die über Schmelztümpeln durchgeführt wurden. Die zusätzlich dargestellte 1D-Modellkurve wurde für einen 2-Schichtfall (Eis, 23 mS/m, über Meerwasser, 2600 mS/m, vgl. Abb. 3.28) berechnet.

Daß die EM-Messungen i.a. trotz der Gegenwart von Schmelztümpeln nicht gestört werden, liegt an der geringen Salinität des Schmelzwassers in den meisten Tümpeln, das hauptsächlich von schmelzendem Schnee und den obersten Eisbereichen mit ihrer geringen Salinität stammt (vgl. z.B. Eiskernprofile in Abb. 3.4). So hatten beispielsweise Wasserproben, die von Eicken *et al.* (1994) von einer großen Zahl von Schmelztümpeln genommen wurden, eine mittlere Salinität von 2.9‰, wobei die Verteilung ein breites Maximum zwischen 0.5 und 1‰ aufwies. Die Leitfähigkeit des Tümpelwassers ist dadurch sehr gering, und das Wasser erscheint für die EM-Felder ebenso transparent wie das Eis selbst, so daß genaue Messungen möglich sind.

Trotzdem zeigen die Schmelztümpelmessungen eine größere Streuung als Messungen über tümpelfreiem Eis. Dies hat im wesentlichen zwei Gründe: Einerseits ist die Salinität des Schmelzwassers nicht immer so gering wie oben gezeigt, sondern kann durch einen möglichen Austausch mit dem Meerwasser gelegentlich durchaus Salinitäten im Bereich von diesem aufweisen. So haben z.B. Eicken *et al.* (1994) in wenigen Fällen in Schmelztümpeln ebenso hohe oder geringfügig geringere Salinitäten als im Meerwasser gemessen. Andererseits wird die größere Streuung der EM-Schmelztümpelraten von der Topographie der Eisunterseite verursacht, die im Bereich von Schmelztümpeln sehr oft stark aufgewölbt ist (Abb. 3.31c), da Schmelztümpel vielfach Minimalstellen der Gesamteisdicke bilden (vgl. Eisdickenprofil Abb. 6.1). Die Eisunterseite unter Schmelztümpeln stellt somit eine Abweichung von einem ebenen Eisdickenprofil dar, und ist deshalb im Sinne der EM-Messungen mit Preßeisrücken vergleichbar. Dies kann dazu führen, daß bei kleineren Tümpeln wie in Abb. 3.31c auch in der Tümpelmitte von den EM-Messungen noch ein Teil des dickeren Eises unter den Tümpelrändern mit erfaßt wird, so daß die tatsächliche Eisdicke in der Mitte überschätzt wird.

Im Sommer können in der Arktis auch unter dem Eis häufig Süßwasserlinsen oder Untereis-Schmelztümpel auftreten (Wadhams und Martin, 1990; Eicken, 1994). Schmelzwasser, das durch das Eis sickert oder an den Schollenrändern abfließt, sammelt sich dabei aufgrund seiner gegenüber Meerwasser geringeren Dichte in Aufwölbungen an der Eisunterseite, die sich oft direkt unter Oberflächen-Schmelztümpeln befinden können. Die Dicke solcher Linsen beträgt typischerweise ein bis zwei Dezimeter. Da das Wasser in den Untereis-Schmelztümpeln aufgrund seiner geringen Salinität für die EM-Felder ebenfalls transparent ist, wird die Eisdicke über solchen Tümpeln grundsätzlich um den Betrag der Mächtigkeit des Tümpelwassers überschätzt. Ein Untereis-Schmelztümpel könnte somit die Ursache für die Abweichung zwischen Bohrungen und elektromagnetisch bestimmten Tiefgängen in Abb. 3.31c sein. Da das Schmelzwasser beim Kontakt mit dem kalten Meerwasser selbst im Sommer wieder gefriert (Eicken, 1994), kann es jedoch noch als Teil des Eises betrachtet werden, der sich nur vorübergehend in einer flüssigen Phase befindet. Für ingenieurstechnische Fragestellungen kann die Überschätzung der Eisdicke aufgrund der Süßwasserlinsen jedoch von Bedeutung sein. Das Problem bei Messungen über Untereis-Schmelztümpeln ist, daß ihre Existenz generell nicht vorhergesagt werden kann, so daß es schwierig ist, die Genauigkeit einer Messung zu beurteilen.

3.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde versucht, die Dicke von Meereis mittels des quasi-statischen elektromagnetischen Induktionsverfahrens mit zwei kleinen Spulen mit geringem Spulenabstand zu bestimmen. Dazu wurde der Imaginärteil des gemessenen relativen Sekundärfeldes H_s/H_p (Gl. 3.9) benutzt, der sich nach Gl. 3.1 als eine scheinbare Leitfähigkeit ausdrücken läßt. Für den Fall einer homogenen und isotropen Eisschicht über Meerwasser wird das relative Sekundärfeld eindeutig durch die Leitfähigkeiten von Eis und Wasser sowie die Dicke des Eises und die bekannte Höhe der Spulen über dem Eis bestimmt. Bei den hier durchgeführten Eisdickenmessungen wird mit nur einem Meßwert, nämlich $\text{Im}\{H_s/H_p\}$, das gesamte System beschrieben, zu dessen Beschreibung eigentlich drei (unbekannte) Variablen nötig sind. Das betrachtete Problem ist also unterbestimmt bzw. unendlich vieldeutig. Allgemein läßt sich diese Schwierigkeit jedoch durch gewisse Annahmen über die Leitfähigkeiten von Eis und Wasser lösen. In Abschn. 3.2.2 ergab sich, daß die Leitfähigkeiten von arktischem Eis sowohl im Sommer als auch im Winter im Mittel nur zwischen 0 und wenigen 10 mS/m variieren. Auch die Leitfähigkeiten des Meerwassers im zentralen arktischen Ozean werden in der Regel nicht weiter als zwischen 2300 und 2900 mS/m streuen (Abschn. 3.2.1). Aufgrund der theoretischen Überlegungen in Abschn. 3.3 sind die daraus resultierenden Variationen für das Sekundärfeld gering, und für typisches Eis mit Dicken von 2 bis 3 m können Leitfähigkeiten von 10 und 2500 mS/m für Eis und Wasser angenommen werden, ohne daß große Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Eisdicke auftreten. Dann kann eine Modellkurve wie in Abb. 3.7 als Transformationsbeziehung von gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten in Eisdicken benutzt werden.

Unter diesen Annahmen ist das benutzte Meßgerät mit seiner Meßfrequenz von 9.8 kHz und seinem Spulenabstand von 3.66 m gut zur Bestimmung von Eisdicken bis zu 4.5 m im HDM und 6 m im VDM geeignet. Im Feldeinsatz, bei dem über Eis mit veränderlichen Dicken gemessen wurde, zeigte sich, daß Messungen im HDM allgemein die besseren Ergebnisse liefern, weil die laterale Auflösung in dieser Meßart größer ist. Außerdem sind die Messungen um so genauer, je dichter sich das Gerät über dem Eis befindet, weil die Dynamik der $\sigma_a \sim z_E$ -Beziehung dann am größten ist, die sich in den großen Gradienten der Kurven in Abb. 3.7 zeigt. Deshalb wirken sich auch Meßfehler bei der Bestimmung der scheinbaren Leitfähigkeit nicht so stark auf die daraus invertierten Eisdicken aus.

Leider ist es beim Feldeinsatz schwierig, die Erfüllung der obigen Annahmen zu kontrollieren. Dies gilt einerseits für die Leitfähigkeit von Eis, die z.B. für einjähriges Eis im ersten Winter (Abb. 3.5d+e) oder aufgrund von Austauschprozessen mit dem Meerwasser während des sommerlichen Schmelzens erheblich größere Werte annehmen kann. Andererseits kann die Wasser-Leitfähigkeit insbesondere vor den Mündungen großer Flüsse wie z.B. in Sibirien stark erniedrigt sein.

Am schwersten läßt sich allerdings die Erfüllung der Bedingung homogenen Eises kontrollieren. Während das Auftreten von deformiertem Eis im Bereich von Preßeisrücken offensichtlich ist und daher ungenaue Eisdickenbestimmungen von vornherein zu erwarten sind, gibt es - vielleicht noch häufiger - Deformationserscheinungen, die von der Oberfläche aus nur schwer zu erkennen sind. Diese werden meist durch die Überschiebung größerer und möglicherweise dickerer Eisschollen oder Schollenbruchstücke

erzeugt und weisen später meerwassergefüllte Lücken innerhalb des Eises auf, die die gemessene scheinbare Leitfähigkeit erhöhen und damit zu einer Unterschätzung der Eisdicke führen. Dies gilt auch für Lücken im Eis, die durch besondere Schmelzvorgänge hervorgehen (ANT 11/3-Eiskerne, siehe Abschn. 3.2.2 und 3.4.5). Darüberhinaus reduzieren die Lücken die Sensitivität für Änderungen der Eisdicke, so daß oberhalb gewisser Dicken nicht einmal mehr relative Änderungen der Gesamteisdicke feststellbar sind. Für solches Eis, das nicht mehr als streng homogen anzusehen ist, gelten die empirischen Transformationsgleichungen 3.16, insbesondere Gl. 3.16e, die für den gesamten Arktis-Datensatz berechnet wurde. Während diese Transformationen in den meisten Fällen gute Ergebnisse liefern, lassen sich jedoch gelegentliche große Abweichungen von der tatsächliche Eisdicke nicht ausschließen. Aus Abb. 3.27 ergab sich z.B., daß die mittlere Abweichung zwischen Bohrungen und EM-Messungen für einen Großteil eines Datensatz noch 20-30% betragen kann.

Beim Vergleich von Bohrungen und EM-Messungen ist jedoch stets zu beachten, daß die Ergebnisse dieser Messungen nur für ebenes Eis wirklich vergleichbar sind, da mit den Bohrungen die Eisdicke sehr punktuell innerhalb einer Fläche von ca 10 cm Durchmesser bestimmt wird, während die EM-Messungen immer einen Mittelwert für einen größeren Bereich von mehreren Metern Durchmesser liefern (Abschn. 3.4.1.4). So sollte man sich immer darüber im klaren sein, über welche Eisdicke man eigentlich spricht. Schließlich können auch Bohrungen aufgrund des allgemein endlichen Bohrlochabstandes nur ein eingeschränktes Bild einer Eisdickenverteilung liefern. Im Bereich deformierten Eises wird es somit kein Verfahren geben, daß eine vollständige Beschreibung der tatsächlichen, in drei Dimensionen variablen Verhältnisse im Eis liefert, obwohl dies zumindest für die Oberfläche mit Hilfe von Sonar- und Laseraltimetermessungen möglich wäre.

Es wäre jedoch schon ein wichtiger Schritt, die Homogenität des Eises besser abschätzen zu können. Dies würde es ermöglichen, die Verlässlichkeit bzw. Güte eines aus den EM-Messungen bestimmten Eisdickenwertes besser zu beurteilen. Die Homogenität des Eises könnte z.B. durch ein Mehrfrequenz-EM-Gerät oder Messungen mit verschiedenen Spulenabständen oder in verschiedenen Meßhöhen realisiert werden, da dann zur Bestimmung der drei oben genannten unbekanntem Variablen des Systems mehr Meßwerte zur Verfügung stünden. Wenn verschiedene Messungen in unterschiedlichen Eisdickeninterpretationen resultierten, wäre dies zumindest ein Hinweis auf eine Störung der Homogenität des Eises.

4. VERGLEICH DER SEISMISCHEN UND ELEKTROMAGNETISCHEN MESSUNGEN

In diesem Kapitel sollen zusammenfassend verschiedene Aspekte der elektromagnetischen und seismischen Messungen aus den Kapiteln 2 und 3 miteinander verglichen werden mit dem Ziel, die allgemeine und operationelle Anwendbarkeit der Verfahren zu bewerten. Die Ergebnisse dieser Überlegungen sind in Tabelle 4.1 zusammengefaßt.

Tabelle 4.1: Zusammenfassender Vergleich des elektromagnetischen und seismischen Verfahrens aus den Kapiteln 2 und 3 zur Bestimmung der Meereisdicke.

	ELEKTROMAGNETIK	SEISMIK
Relevanter physikalischer Parameter	Elektrische Leitfähigkeit	Seismische Geschwindigkeit
Jahreszeitliche/temperaturabhängige Variabilität	Gering	Groß
Beste Jahreszeit	Ganzjährig, am besten jedoch im Winter	Winter
Genauigkeit bei ebenem Eis	Abweichungen von Bohrlochmessungen geringer als $\pm 10\%$ der Gesamteisdicke	Sehr variabel, allgemeine Unterschätzung der Gesamteisdicke (hier durchschnittlich um 20%)
Laterale Auflösung	Einige Meter	Höchstens 20 bis 30 m
Nachweisbarkeit von Eisrauhigkeit im Meterbereich	Gut	Schlecht
Meßfortschritt: Zeitbedarf zur Vermessung eines 200 m langen Profils	Ca. 20 bis 40 Minuten bei Meßpunktabstand von 5 m und digitaler Datenerfassung	Mind. 60 bis 90 Minuten bei Geophonabstand von 10 m und 20 bis 24 Kanälen für einen Schuß, 10 bis 15 Minuten für jeden weiteren Schuß, 30 bis 60 Minuten zum Abbau der Auslage
Gerätebedarf	Meßgerät 4.0x0.3x0.3 m groß, 11 kg, auf Schlitten (z.B. Kajak) montierbar	Seism. Registrierapparatur, 200 m Abgriffkabel, Geophone, 10 kg Vorschlaghammer
Personenbedarf	1	Mind. 2
Auswertung	Einfach, z.B. Gl. 3.16	Aufwendig, siehe Abschn. 2.2

Die für die beiden Verfahren relevanten physikalischen Eigenschaften von Eis und Wasser sind die elektrische Leitfähigkeit und die seismischen Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen. Während die Eigenschaften des Wassers sehr homogen sind und weitgehend als konstant angesehen werden können, unterliegen die Eiseigenschaften stärkeren jahreszeitlichen und damit temperaturbedingten Schwankungen. Besonders deutlich werden diese Schwan-

4. Seismik/Elektromagnetik-Vergleich

kungen beim Solevolumen, das im Winter mit 10 bis 20‰ sehr gering ist und bei sommerlichen Temperaturen Werte von 100 bis 200‰ annehmen kann (Abb. 2.19, 3.4). Während die elektrische Leitfähigkeit vom Solevolumen jedoch vergleichsweise unabhängig ist, da bei Zunahme der Sole gleichzeitig deren Salinität abnimmt (Abschn. 3.2.2), nehmen die seismischen Geschwindigkeiten mit zunehmender Porosität stark ab (Abschn. 2.5.1). Gleichzeitig werden die seismischen Wellen stärker gedämpft. Seismische Messungen lassen sich deshalb im Winter erfolgreicher durchführen als im Sommer.

Die Angaben zur Meßgenauigkeit wurden aus den Ergebnissen der Kapitel 2 und 3 übernommen. Erwähnenswert ist, daß elektromagnetisch bestimmte Eisdicken in Abhängigkeit von der Eistopographie sowohl größer als auch kleiner als die tatsächliche Eisdicke sein können (vgl. Abb. 3.25, 3.26). Die seismisch bestimmten Eisdicken sind dagegen generell kleiner als die wahre Eisdicke (Abb. 2.25).

Die Anwesenheit von Preßeisrücken konnte mit den seismischen Messungen nicht nachgewiesen werden. Auch hierin liegt ein wesentlicher Unterschied zwischen den seismischen und elektromagnetischen Messungen. Denn selbst wenn die Eisblockstruktur der Preßeisrücken nicht konsolidiert ist und somit keine mechanische Wellenenergie weiterleiten kann, so stellen die losen Eisblöcke dennoch eine Leitfähigkeitsanomalie im Meerwasser dar, die zu einer Änderung der induzierten Felder gegenüber dem ebenen Fall führt.

Aufgrund ihrer geringen lateralen Auflösung eignen sich die seismischen Messungen nicht zur Charakterisierung der Rauigkeit einer Eisscholle. Obwohl die maximale Dicke von Preßeisrücken auch elektromagnetisch nicht gut bestimmt werden kann, kann aber zumindest ihre Verteilung entlang eines Profils ermittelt werden.

Ein direkter Vergleich von elektromagnetisch und seismisch bestimmten Eisdicken entlang von Profil 075 während ARK 9/1 (Abb. 2.10, 2.23 und 3.22, 3.25), der das Gesagte veranschaulicht und zusammenfaßt, ist beispielhaft in Abb. 4.1 dargestellt.

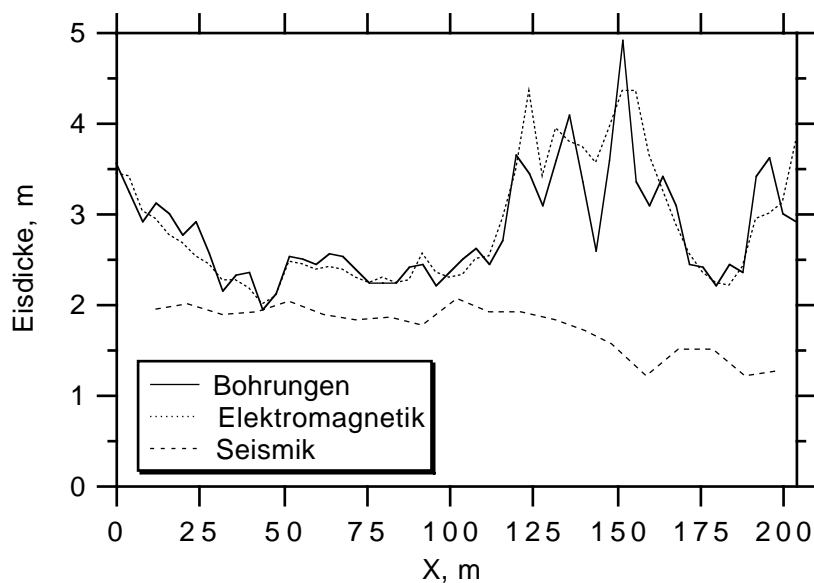


Abb. 4.1: Vergleich elektromagnetisch und seismisch bestimmter Eisdicken mit Messungen an Bohrlöchern während ARK 9/1 entlang von Profil 075 (Abb. 2.23, 3.25).

Zur Beurteilung der Anwendbarkeit der Verfahren müssen der Meßfortschritt, der Geräte- und Personenbedarf sowie der Aufwand für die Auswertung bewertet werden (Tabelle 4.1). Da für die EM-Messungen im Gegensatz zur Seismik keine direkte Ankopplung an die Eisoberfläche notwendig ist, ist die Elektromagnetik der Seismik in allen diesen Punkten überlegen. Die Auswertung reduziert sich auf die Anwendung einer einfachen logarithmischen Gleichung (z.B. Gl. 3.16). Zwar ließe sich auch die Auswertung der seismischen Messungen mit Inversions- und Optimierungsverfahren automatisieren, die Bearbeitung bleibt trotzdem aufwendig. Zudem läßt sich das theoretische 2-Schichtmodell zur Beschreibung dispersiver Plattenbiegewellen nicht uneingeschränkt auf Meereis übertragen.

Zusammenfassend scheidet das untersuchte seismische Verfahren aufgrund geringerer Meßgenauigkeit und wesentlich aufwendiger Durchführung der Messungen als operationelles Verfahren aus. Im Gegensatz dazu eignet sich das EM-Verfahren sehr gut zur schnellen und genauen Bestimmung der Dicke von zumindest ebenem Eis. Bei Profilen mit Preßeisrücken ergibt sich ein guter Eisdicken-Mittelwert. Aufgrund seiner einfachen Einsetzbarkeit wird das EM-Verfahren bereits von Hubschraubern und Flugzeugen eingesetzt (Kapitel 3). Im folgenden Kapitel werden deshalb EM-Messungen vom fahrenden Schiff aus vorgestellt, da dieser Meßmodus aufgrund der Nähe des Meßgerätes zum Eis ein Bindeglied zwischen Messungen direkt auf dem Eis und solchen mit Flugsonden darstellt und die Vorteile beider Meßarten vereint.

Informationen über elastische Eigenschaften von Meereis lassen sich dagegen nur mittels seismischer Verfahren gewinnen. Die hier untersuchte Ausbreitung dispersiver Oberflächenwellen ist möglicherweise das einzige Verfahren, mit dem die großskaligen elastischen Eigenschaften einer Eisscholle oder zumindest eines größeren Bereiches davon bestimmt werden können. Diese Eigenschaften bestimmen maßgeblich die Wechselwirkungen einzelner Schollen untereinander sowie die Wechselwirkungen mit langwelligen Wellen im Wasser.

5. KONTINUIERLICHE ELEKTROMAGNETISCHE EISDICKENMESSUNGEN VOM FAHRENDEN SCHIFF

5.1 Grundlagen

In den vorangegangenen Kapiteln 3 und 4 wurde gezeigt, daß mit der elektromagnetischen Induktionsmethode die Dicke von Meereis für viele Anwendungsbereiche genügend genau bestimmt werden kann. Dies gilt insbesondere dann, wenn der Abstand zwischen Meßgerät und Eisoberfläche möglichst gering ist. Um dies zu ermöglichen, ist normalerweise der direkte Zugang zum Eis erforderlich, was notwendigerweise viel Zeit in Anspruch nimmt und die Länge der Eisdickenprofile stark einschränkt. Für regionale Untersuchungen ist ein Meßmodus wünschenswert, der zügige Eisdickenbestimmungen entlang ausgedehnter Profile ermöglicht.

Die Arbeiten von Kovacs and Holladay (1990), Liu und Becker (1990), Liu *et al.* (1990), Multala *et al.* (1995) haben gezeigt, daß aeroelektromagnetische Messungen (von Flugzeugen oder Hubschraubern aus), bei denen die Sonden in Höhen von 20 bis 30 m über dem Eis eingesetzt werden, dem Ziel operationeller Eisdickenmessungen sehr nahe kommen. Aus den Modellergebnissen in Abschn. 3.3 und den Überlegungen in 3.4.1.4 ist jedoch ersichtlich, daß sowohl das laterale als auch das vertikale Auflösungsvermögen mit zunehmender Instrumentenhöhe abnimmt, wengleich letzteres durch ein Gerät mit einem besseren Signal-Rausch-Verhältnis, also besserem Auflösungsvermögen des relativen Sekundärfeldes H_s/H_p kompensiert werden kann. Das Auflösungsvermögen der genannten Flugsonden liegt im Bereich von $1 \cdot 10^{-6} H_s/H_p$.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden kontinuierliche Eisdickenprofile vermessen, indem das zur Verfügung stehende Gerät (Abschn. 3.4.1) während der Eisfahrt am nach vorne ausgeschwenkten Bugkran der POLARSTERN aufgehängt wurde (Abb. 5.1). Gleichzeitig wurde die Entfernung des Gerätes zur Eis- bzw. Wasseroberfläche mit einem an der EM-Sonde befestigten Laseraltimeter bestimmt. Das eingesetzte Meßsystem ist damit direkt mit den oben erwähnten Flugsonden vergleichbar. Aufgrund der geringen Instrumentenhöhe von wenigen Metern über dem Eis stellt es ein Zwischenglied zwischen den Messungen direkt auf dem Eis und solchen mit Flugsonden dar.

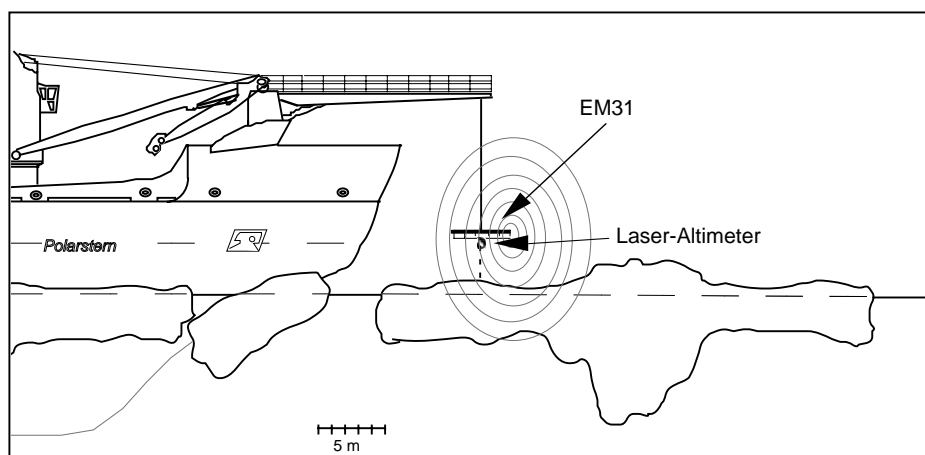


Abb. 5.1: Maßstabgetreue Skizze der Meßanordnung am Bug der POLARSTERN zur Vermessung kontinuierlicher Eisdickenprofile.

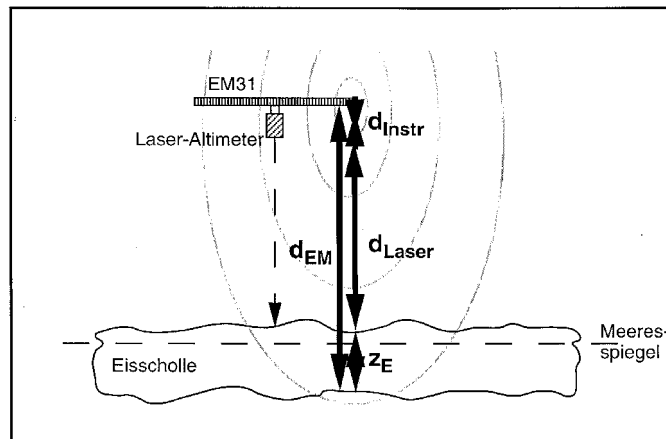


Abb. 5.2: Prinzipskizze zur Verdeutlichung der Berechnung der Eisdicke $z_E = d_{EM} - d_{Laser} - d_{Instr}$ (Gl. 5.1) aus der mit dem EM31 bestimmten Entfernung d_{EM} zur Wasseroberfläche und der vom Laseraltimeter gemessenen Entfernung d_{Laser} zur Eisoberfläche sowie der konstanten Entfernung d_{Instr} zwischen EM31 und Laser.

5.1.1 Meßprinzip

Wenn die Eisdicke elektromagnetisch bestimmt wird, indem das Meßgerät wie in Kapitel 3 auf der Eisoberfläche liegt, so ist der abgeleitete Dickenwert gleichbedeutend mit dem Abstand des Meßgerätes zur Wasseroberfläche, die gleichzeitig die Eis-Unterseite bzw. die Eis-Wasser-Grenze bildet. Das Gerät mißt also eigentlich den Abstand zur Wasseroberfläche.

Aus den Modelluntersuchungen in Abschn. 3.3.3 geht hervor, daß man bei der Berechnung von Eisdicken, die geringer als 3 bis 5 m sind, nur geringe Fehler macht, wenn statt einer Eis-Leitfähigkeit von z.B. 10 mS/m eine Leitfähigkeit von 0 mS/m angenommen wird. Dies bedeutet, daß es in erster Näherung unerheblich ist, ob sich zwischen dem Meßgerät und der Wasseroberfläche Eis oder Luft befindet. Somit kann bei jeder elektromagnetischen Messung in beliebiger Instrumentenhöhe der erhaltene Dickenwert als der Abstand des Meßgerätes von der Wasseroberfläche angesehen werden. Diesen Dickenwert erhält man z.B. aus der Invertierung der Modellkurve für Eis mit einer Leitfähigkeit von 0 mS/m in Abb. 3.10 oder durch Anwendung einer Gleichung, die aus einer Kalibrierungsmessung wie in Abschn. 5.1.4 hervorgeht. Wenn gleichzeitig z.B. mit Hilfe eines Laser-Altimeters der Abstand zwischen Instrument und Eisoberfläche gemessen wird, ergibt sich aus der Differenz von elektromagnetisch bestimmtem Abstand zum Wasser d_{EM} und der mit dem Laser gemessenen Entfernung zur Eisoberfläche d_{Laser} die Eisdicke z_E (Abb. 5.2). Dabei ist zusätzlich der Abstand d_{Instr} zwischen Laser und EM-Sonde zu subtrahieren:

$$z_E = d_{EM} - d_{Laser} - d_{Instr} \quad 5.1$$

Über Wasser sind d_{EM} und $(d_{Laser}+d_{Instr})$ gleich, die berechnete Eisdicke ist also Null.

Bei der Eisfahrt führt das Schiff mitunter starke Roll- und Stampfbewegungen aus, so daß der Abstand der Instrumente vom Meeresspiegel, welcher in diesem Fall ein Referenzniveau darstellt, nicht konstant ist. Auf die Bestimmung der Eisdicke wirkt sich dies jedoch nicht aus, da die Höhenschwankungen mit gleichem Betrag und Vorzeichen in d_{EM} und d_{Laser} eingehen, und sich somit nach Gl. 5.1 aufheben. Nur die Änderung der Spulenorientierung, die ebenfalls durch die Schiffsbewegungen und die damit verbundenen geringen Schwingungen des Meßsystems (Abschn. 5.1.2) verursacht werden, können zu geringen Meßfehlern führen (vgl. Abschn. 3.4.1.5).

Unabhängig von den EM-Messungen liefern die Lasermessungen zusätzlich Informationen über die Rauigkeit der Eisoberfläche, wenn die Schiffsbewegungen aus den Daten eliminiert werden (siehe Abschn. 5.1.5.1). Dies ermöglicht den Vergleich von Preßeisrückenhöhen mit Eiskieltiefgängen, die man prinzipiell aus den Eisdicken berechnen kann.

5.1.2 Durchführung der Messungen

Für die Abstandsmessung zwischen EM31 und der Eis- bzw. Wasseroberfläche wurde ein Pulsar PS100E der Firma IBEO, Hamburg, eingesetzt. Dieser Laser arbeitet bei einer Wellenlänge von 905 nm und hat eine Strahldivergenz von 0.24°. Bei einer Meßhöhe von 4 m führt dies zu einem Meßfleckradius von 0.8 cm. Die vom Hersteller angegebene Genauigkeit der Abstandsmessung beträgt ± 3 cm für Einzelmessungen.

Das Laseraltimeter wurde in einen Elektroinstallationskasten aus Kunststoff montiert, in dessen Frontseite sich eine Plexiglasscheibe befand, durch die der Laserstrahl ungestört austreten konnte. In dem Kasten befanden sich zusätzlich ein Ventilator und eine geregelte Heizung, die ein Beschlagen der Plexiglasscheibe verhindern sollten.

Das EM31 wurde in einem ca 4.5 m x 0.7 m x 0.5 m großen Holzgestell montiert, das das Gerät vollständig umgab und somit einerseits die Spulen stabilisierte, andererseits das Gerät gegen mögliche äußere mechanische Beanspruchung schützte. An allen vier Ecken des Gestells waren ca 0.5 m lange horizontale Metallausleger befestigt, die das Gestell gegen Verkippungen stabilisierten und an denen es mit Hilfe von Drahtseilen am Haken des Bugkrans aufgehängt wurde (Abb. 5.1). Der Kasten mit dem Laseraltimeter wurde so unter dem Holzgestell montiert, daß das Laseraltimeter senkrecht nach unten ausgerichtet war. Der Abstand zwischen der Nulllinie des Lasers und der Verbindungslinie zwischen den Spulen des EM31 betrug $d_{Instr} = 0.36$ m (siehe Gl. 5.1).

Das Gesamtgewicht einschließlich EM31 und Laseraltimeter betrug ca. 50 kg. Das Gestell und damit die Verbindungsachse zwischen den Spulen war senkrecht zur Fahrtrichtung orientiert. Dabei betrug der kürzeste Abstand des Meßsystems zum Schiffsrumpf ca. 8 m.

Mittels zweier langer Reepschnüre, die zwischen den Auslegern des Gestells und der Reling des Schiffes in Höhe des Schanzkleides auf dem Vorschiff auf Back- und Steuerbordseite leicht gespannt waren, wurde das Gestell gegen Schwingungen in Fahrtrichtung stabilisiert. Selbst bei schwerer Eisfahrt mit starken Schiffsbewegungen konnte somit erreicht werden, daß nur geringe

Schwingungen mit einer Amplitude von maximal 1 bis 2 m quer zur Fahrtrichtung auftraten.

Die elektromagnetischen Messungen wurden im vertikalen Dipolmodus bei einer Instrumentenhöhe von ca. 4 m über dem Meeresspiegel durchgeführt. Aus den Modelluntersuchungen in Abschn. 3.3.1 ergab sich, daß in diesem Meßmodus Eis bis zu einer Dicke von 2 m sehr genau vermessen werden kann, wenn eine Auflösung von 0.1 m Dickenänderungen angestrebt wird. Im horizontalen Dipolmodus beträgt diese Eisdicke dagegen nur ca. 0.5 m. Aus Abschn. 3.4.1.4 ergibt sich, daß die Footprint-Größe bei dünnem Eis mindestens ca. 15 m beträgt.

Die Messungen wurden von einem PC aus gesteuert, der sich in der Fahrstandskabine des Bugkrans befand. Mit diesem PC wurden auch die Daten erfaßt. Die Imaginär- und Realteile von H_s/H_p , die an den Analogausgängen des EM31 anliegen (siehe Gl. 3.11 und Abschn. 5.1.3), wurden dazu mit Hilfe einer 12-Bit AD-Wandlerkarte in einem Meßbereich von ± 5 V digitalisiert. Dabei betrug die resultierende Auflösung 2.4 mV, was einer Auflösung von 4.8 mS/m der scheinbaren Leitfähigkeit entspricht (siehe Gl. 3.11). Da diese Auflösung für die zu erwartenden scheinbaren Leitfähigkeiten von weniger als 100 mS/m zu gering wäre (vgl. Abb. 3.7), wurde das Out-of-Phase Signal, d.h. der Imaginärteil von H_s/H_p , direkt in der Konsole des EM31 25-fach vorverstärkt. Die tatsächliche Auflösung betrug somit 0.2 mS/m.

Der Laser wurde mit Hilfe einer zum Gerät gehörigen RS-422 Schnittstelle gesteuert.

Vom PC wurden jeweils ein Datenkabel direkt über den Kran zum Laser und zum EM31 geführt. Die Kabellänge betrug dabei 15 bis 17 m. Aufgrund dieser großen Entfernung zwischen dem Fahrstand und den Meßgeräten konnte die Stromversorgung nicht vom Fahrstand aus erfolgen, weil der Spannungsverlust in den Leitungen insbesondere für den Laser, der eine Spannung von 6 V bei einem Strom von 1.3 A benötigte, zu groß war. Deshalb wurde an der Kranspitze eine Zargeskiste installiert, in der sich Netzgeräte für die Stromversorgung des Lasers und des EM31 befanden, das nun nicht mehr mit den internen Batterien betrieben werden mußte. Die Länge der Stromversorgungskabel betrug dann nur noch 5 bis 6 m.

Das Steuerprogramm bot die Wahl verschiedener Meßfrequenzen und die Eingabe von Marken, die es bei der Datenbearbeitung erlaubten, bestimmte Stellen in den Daten wiederzufinden, zu denen während der Messung Kommentare notiert wurden. Die Meßwerte wurden kontinuierlich am Monitor des PCs angezeigt, wodurch eine ständige Kontrolle der Messung möglich war.

Leider konnten Navigationsdaten wie Schiffsposition und -geschwindigkeit nicht zeitgleich mit den Eisdickendaten registriert werden. Sie wurden stattdessen nachträglich mit einer zeitlichen Auflösung von 15 oder 30 s der POLARSTERN-Datenbank POLDAT entnommen. Dazu sind die Schiffs- und PC-Zeit mit einer Abweichung von weniger als 5 Sekunden manuell synchronisiert worden.

Grundsätzlich wurden die Messungen mit einer Meßfrequenz von 20 oder 50 Hz durchgeführt, die je nach Fahrtgeschwindigkeit gewählt werden konnte. Bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 5 kn ergibt sich z.B. mit einer Meßfrequenz von 20 Hz ein Meßpunktabstand von 0.13 m.

5.1.3 Datenbeispiel

Abb. 5.3 zeigt sämtliche gemessenen Rohdaten eines kurzen Abschnittes von 300 s Länge aus einem Profil, das während ANT 11/3 in der Bellingshausensee gemessen wurde. Die Meßfrequenz betrug 20 Hz. Das Schiff fuhr durch ein Gebiet mit einer Eiskonzentration von ca. 60%, wobei die einzelnen Eisschollen, die einen Durchmesser von etwa 80 bis 300 m hatten, zumeist durch Flächen offenen Wassers voneinander getrennt waren. Abb. 5.3a und b zeigen die beiden Größen, die der Laser liefert: Eine Echo-Amplitude, wobei 1 maximales Echo und 0 kein Echo bedeutet, und die Distanz d_{Laser} zwischen Meßgerät und der Oberfläche des Untergrundes, also Eis oder Wasser (Abb. 5.2). Generell empfängt der Laser über Wasserflächen aufgrund ihrer geringen Reflektanz nur ein sehr schwaches oder gar kein Signal, während über Eis oder Schnee fast immer ein maximales Echo zu erwarten ist. Als unterer Grenzwert wird vom Hersteller ein Echo-Wert von 0.25 angegeben, unterhalb dessen keine verlässlichen Entfernungswerte geliefert werden. In Abb. 5.3b werden die Laserdaten zur besseren Übersichtlichkeit deshalb nur als Punkte innerhalb enger Entfernungsgrenzen (2.5 bis 4.5 m) dargestellt, weil dann die Ausreißer nicht zu sehen sind. Da die Meßwerte mit geringer Echoamplitude zumeist weit außerhalb des dargestellten Entfernungsbereichs liegen, ist in der Abbildung die Datenpunktdichte über Wasserflächen wesentlich geringer als über Eisflächen. Aus den Messungen über Wasser ist ersichtlich, daß das Meßsystem etwa 3.8 m über der Wasseroberfläche hing.

Abb. 5.3c zeigt die beiden am EM31 gemessenen Spannungen als Maß für die Imaginär- und Realteile des relativen Sekundärfeldes. Die rechte Ordinate gibt die scheinbare Leitfähigkeit an, die aus der Spannung des Imaginärteils unter Berücksichtigung der Verstärkung berechnet wurde (Gl. 3.11). Imaginär- und Realteil korrelieren stark miteinander und zeigen deutlich die Anwesenheit von Eis oder Wasser als Folge des unterschiedlichen Abstandes des Meerwassers von der Meßanordnung an. Über Eisschollen nimmt die scheinbare Leitfähigkeit gegenüber den Werten über Wasser deutlich ab. Die Ausgangsspannung des Imaginärteils ist häufig durch Ausreißer gestört.

In Abb. 5.3d sind die Schiffsgeschwindigkeiten dargestellt, die aus dem POLARSTERN-Informationssystem für die Zeit des Profilausschnittes entnommen wurden. Während der Messung fuhr das Schiff mit einer Geschwindigkeit von 3.9 bis 4.5 m/s. Die Länge des gezeigten Ausschnittes beträgt somit ca. 1400 m.

Die mit den Eisverhältnissen unter dem Meßsystem stark korrelierende Ausgangsspannung, die dem Realteil von H_s/H_p , entspricht, legt den Schluß nahe, daß man auch die Phase

$$\phi = \arctan(\text{Im}\{H_s/H_p\}/\text{Re}\{H_s/H_p\}) \quad 5.2$$

des Sekundärfeldes zur Bestimmung der Eisdicke hinzuziehen könnte. Im Sinne von Abschn. 3.5 würde die Phase einen zweiten, unabhängigen Meßwert liefern, mit dem man das Gesamtsystem Eis-Wasser besser beschreiben könnte. Leider ist es jedoch nicht gelungen, die Ausgangsspannung als Phase zu quantifizieren. Zwar wird vom Gerätehersteller angegeben, daß 1000 mV einem Realteil von H_s/H_p , von 1.2% entsprechen (EM31-Handbuch, Geonics 1992), dieser Zusammenhang konnte anhand

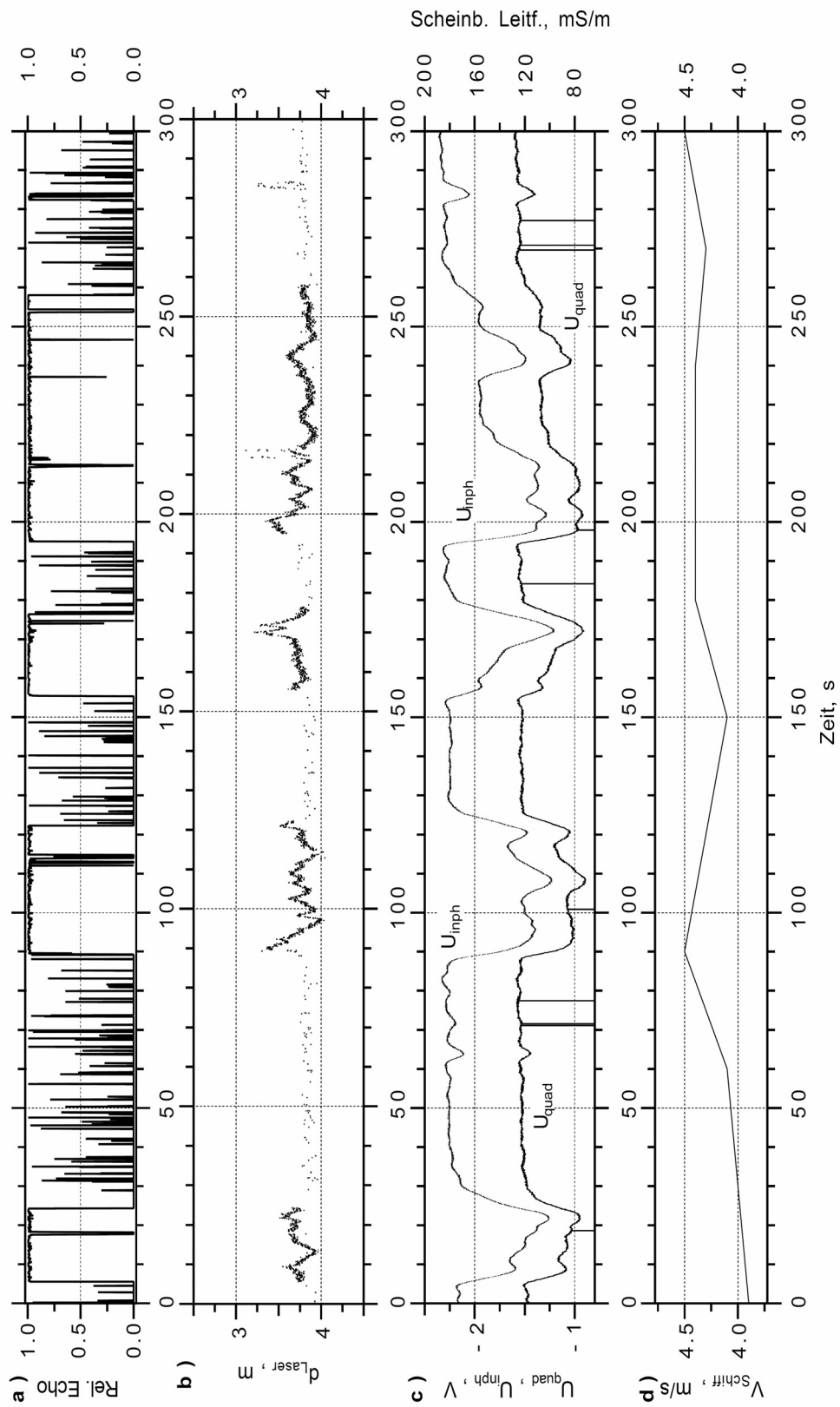


Abb. 5.3: 300 s langer Profilausschnitt einer Messung vom Schiffsbug. Dargestellt sind die vom Laser bestimmte relative Echo-Amplitude des Laserstrahls (a) und die Entfernung des Lasers von der Eis- oder Wasseroberfläche (b) sowie die am EM31 gemessenen Ausgangsspannungen U_{quad} und U_{inph} (c) und die von POLDAT übernommenen Geschwindigkeitsinformationen (d, siehe Text).

der Messungen aber nicht bestätigt werden. Dieses Problem ergibt sich vermutlich aus einer Verschiebung des Phasen-Nullniveaus am Gerät selbst, das bei den Messungen direkt auf dem Eis nie eingestellt werden konnte, da die gemessenen Phasen aufgrund der großen Leitfähigkeit des Untergrundes weit außerhalb des Meßbereichs liegen.

5.1.4 Kalibrierung

Ziel der Auswertung der in Abb. 5.3 gezeigten Daten soll die Ermittlung der Eisdicken entlang des Profils sein. Entscheidend dabei ist die Transformation der scheinbaren Leitfähigkeiten, die nach Gl. 3.11 aus der Größe der Ausgangsspannung des EM31 berechnet werden, in Werte der Abstände d_{EM} zwischen Meßanordnung und Wasseroberfläche. Die andere, nach Gl. 5.1 benötigte Größe d_{Laser} liefert das Laseraltimeter, während sich d_{Instr} durch eine einmalige Messung mit einem Zollstock bestimmen läßt. Wie bei der Beschreibung des Meßprinzips angedeutet, könnte man die Umkehrfunktion der Modellkurve für Eis mit einer Leitfähigkeit von 0 mS/m als Transformationsgleichung benutzen. Um die Gültigkeit dieser Gleichung zu prüfen und mögliche Korrekturen anzubringen, wurde eine Kalibrierungsmessung durchgeführt.

Dazu wurde die Meßanordnung über offenem Wasser vom nach vorn ausgeschwenkten Bugkran mehrmals aus einer Höhe von ca. 9 m bis kurz über die Wasseroberfläche abgesenkt und wieder gehoben, während das Schiff stationär lag. Die dabei registrierten scheinbaren Leitfähigkeiten sind in Abb. 5.4 gegen die vom Laser bestimmte Höhe über der Wasseroberfläche aufgetragen. Trotz der geringen Anzahl verlässlicher Echos, die vom Laser über dem Wasser empfangen wurden, ist deutlich der negativ-exponentielle Zusammenhang zwischen scheinbarer Leitfähigkeit und Entfernung vom Wasser zu erkennen, wie er aus Abb. 3.7 bekannt ist. Diese beiden Abbildungen sind direkt miteinander vergleichbar, wenn man sich das Eis durch Luft ersetzt denkt.

Abb. 5.4 erhält außerdem zwei Modellkurven, die für einen Zweischichtfall von Luft mit einer Leitfähigkeit von 0 mS/m über Wasser mit einer Leitfähigkeit von 2600 mS/m berechnet wurden, wobei die Entfernung d_{Instr} zwischen Laser und EM für die eine Kurve 0.36 m, für die andere 0.22 m betrug. Die Wasser-Leitfähigkeit wurde aus der Salinität berechnet, die von den Salinometern der POLARSTERN während der Stationszeit gemessen wurden. Einer veränderlichen Höhe des Meßsystems über dem Wasser entspricht eine veränderliche Dicke der Luftschicht im Modell.

Beide Modellkurven geben den Verlauf der Daten gut wieder, allerdings sind die berechneten Leitfähigkeiten für die Kurve, die mit $d_{Instr} = 0.36$ m, also dem tatsächlichen Abstand zwischen Laser und EM31, berechnet wurden, stets etwas zu gering. Die Modellkurve für $d_{Instr} = 0.22$ m erklärt die Daten dagegen sehr gut. Der Versatz zwischen den Daten und der 0.36 m-Modellkurve ist möglicherweise auf die Gegenwart des Schiffes und der wenigen Eisenteile der Aufhängung zurückzuführen.

Eine exponentielle Ausgleichskurve, die 96% der Varianz der Daten erklärt, ist ebenfalls in Abb. 5.4 dargestellt. Ihre Umkehrung liefert die gesuchte Transformationsgleichung zur Berechnung der Entfernung d_{Wasser} des Meßsystems von der Wasseroberfläche:

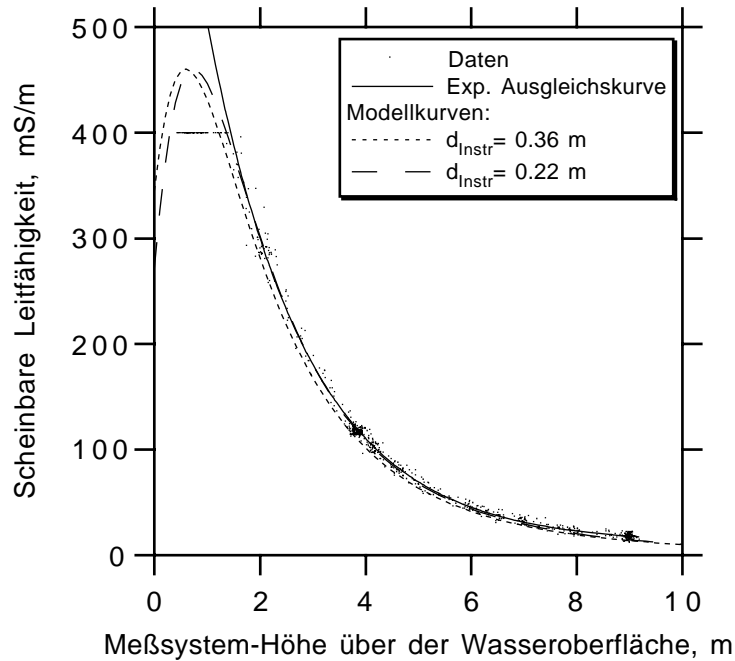


Abb. 5.4: Scheinbare Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Höhe des Meßsystems (EM31 und Laser) über der Wasseroberfläche, die mit dem Laser bestimmt wurde (siehe Text). Das Meßsystem war am nach vorn ausgeschwenkten Bugkran aufgehängt. Die Modellkurven wurden für einen 2-Schichtfall von Luft variabler Dicke über Meerwasser mit einer Leitfähigkeit von 2600 mS/m für zwei verschiedene Abstände zwischen EM31 und Laser (0.22 und 0.36 m) berechnet.

$$d_{Wasser} = 12.6 - \frac{\ln(\sigma_a - 11.1)}{0.534} \quad 5.3$$

Es sei nochmals betont, daß diese Gleichung aus einer Messung über Wasser hergeleitet wurde, und deshalb über Eis nur unter der Annahme einer Eis-Leitfähigkeit von 0 mS/m exakt gilt. Die Eisdicke ergibt sich dann durch

$$z_E = d_{Wasser} - d_{Laser} \quad 5.4$$

Durch Anwendung von Gl. 5.3 braucht man nicht mehr Gl. 5.1 anzuwenden, da d_{EM} und d_{Instr} aus dieser Gleichung implizit bereits in Gl. 5.3 enthalten sind.

Aus dem direkten Vergleich von Bohrungen mit Messungen der scheinbaren Leitfähigkeit in Abschn. 3.4.4 ist bekannt, daß die Leitfähigkeit des Eises während ANT 11/3 nicht vernachlässigbar ist, sondern stark erhöhte Werte annimmt (Abb. 3.24). Dies wird auf die besonderen physikalischen Eigenschaften des angetroffenen Eises zurückgeführt, die sich insbesondere im Auftreten von oberflächennahen, meerwassergefüllten Lücken zeigten (Abb. 3.30). In Abschn. 3.4.5 wurde deshalb ein Leitfähigkeitsmodell entworfen, das diese Lücken berücksichtigt und die EM-Messungen gut erklärt. Dasselbe Modell wurde auch für die Bugmessungen während ANT 11/3 zugrundegelegt. Mit einer Instrumentenhöhe von $h_0 = 4$ m ergibt sich dann unter Berücksichtigung eines Abstandes von 0.22 m zwischen

EM31 und Laser die in Abb. 5.5 gezeigte Leitfähigkeits-Dicken-Beziehung. Sie unterscheidet sich deutlich von der Kurve für den 2-Schichtfall (gestrichelte Linie, vgl. Abb. 5.4). Die Umkehrung der exponentiellen Ausgleichskurve an die Modellpunkte ergibt

$$d_{\text{Wasser}} = 14.3 - \frac{\ln(\sigma_a - 22.1)}{0.438} \quad 5.5$$

Diese Funktion wurde im folgenden zur Interpretation sämtlicher Bugmessungen während ANT 11/3 benutzt. Sie liefert bei gleicher gemessener scheinbarer Leitfähigkeit eine größere Eisdicke als Gl. 5.3.

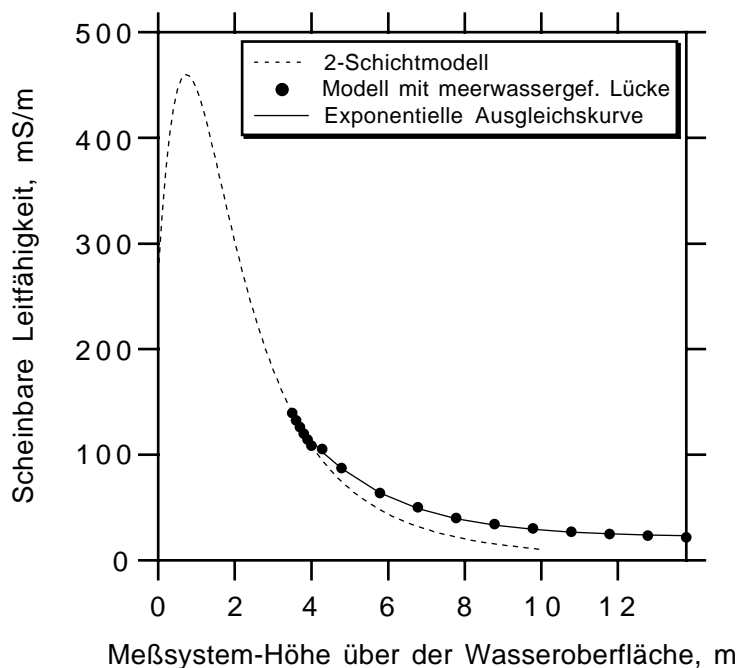


Abb. 5.5: Modellkurven der Abhängigkeit der scheinbaren Leitfähigkeit von der Höhe des Meßsystems (EM31 und Laser) über der Wasseroberfläche. Die 2-Schicht-Modellkurve wurde für Luft variabler Dicke über Meerwasser mit einer Leitfähigkeit von 2600 mS/m sowie einen Abstand von 0.22 m zwischen EM31 und Laser berechnet (vgl. Abb. 5.4). Das Modell mit der meerwassergefüllten Lücke entspricht dem Modell aus Abb. 3.29 bzw. 3.30, die Werte wurden jedoch für eine Meßsystem-Höhe von 4 m berechnet.

In Abb. 5.6 sind die Daten einer ähnlichen Hub- und Senk-Messung, wie sie oben beschrieben wurde, dargestellt. Allerdings war bei dieser Messung der Bugkran zur Backbordseite des Schiffes ausgeschwenkt, und das Meßsystem befand sich über Eis mit einer mittleren Dicke von $z_E = 1.29$ m, in das POLARSTERN mit dem Bug voran festgelegt wurde. Wieder zeigen die Daten den erwarteten negativ-exponentiellen Verlauf. Bei kleinen Meßsystem-Höhen beschreibt die exponentielle Ausgleichskurve der Messung über Wasser aus Abb. 5.4 auch diese Daten sehr gut, wenn zu den gemessenen Laser-Höhen d_{Laser} die Eisdicke z_E hinzuaddiert wird (vgl. Abb. 5.2). Bei größeren Meßsystem-Höhen sind die gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten jedoch zu groß.

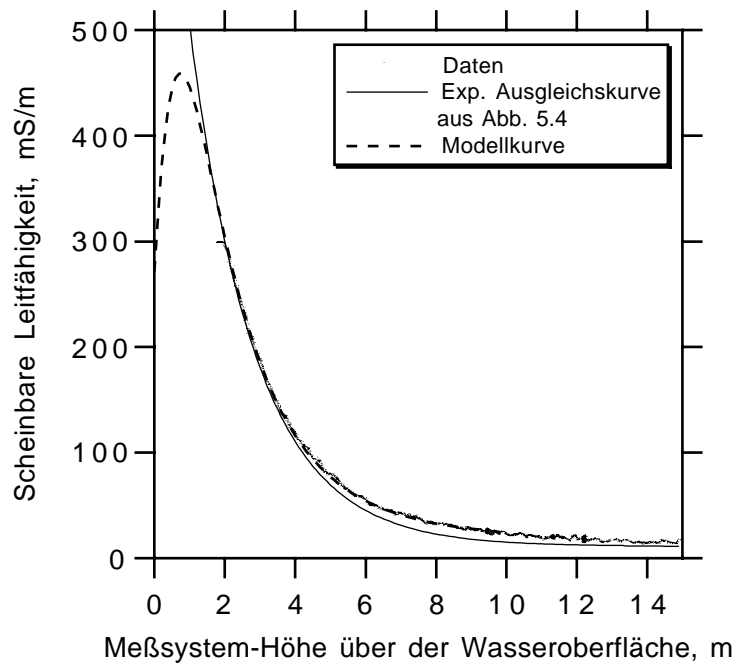


Abb. 5.6: Scheinbare Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Höhe des Meßsystems (EM31 und Laser) über der Wasseroberfläche bzw. Eisunterseite, gemessen über Eis mit einer Dicke von 1.29 m. Das Meßsystem war am zur Backbordseite hin ausgeschwenkten Bugkran aufgehängt. Zur Bestimmung der Höhe über der Wasseroberfläche wurde die Eisdicke zu der mit dem Laser bestimmten Höhe über der Eisoberfläche addiert. Die Modellkurve wurde für einen 2-Schichtfall mit einer Schicht variabler Dicke und einer Leitfähigkeit von 20 mS/m über Meerwasser mit einer Leitfähigkeit von 2600 mS/m berechnet. Als Abstand zwischen EM31 und Laser wurde 0.22 m angenommen.

Diese Abweichung ist vermutlich ebenfalls auf die Anwesenheit von Metall in der Nähe des Meßsystems zurückzuführen. Im Vergleich zu den Messungen mit nach vorn ausgeschwenktem Bugkran (Abb. 5.4) war der Abstand zwischen EM31 und Bordwand bei dieser Messung geringer, der Einfluß des Schiffes also vermutlich größer. Außerdem wurden die Geräte bei dieser Messung nicht nur durch Betätigen der Winde, sondern auch durch Heben des Bugkrans selbst angehoben. Dabei verringert sich der Abstand zwischen dem Meßsystem und dem Metallkörper des Krans. Die ebenfalls in Abb. 5.6 gezeigte Modellkurve unterstützt die Annahme der Anwesenheit eines guten Leiters als Ursache der im Vergleich zu der Messung in Abb. 5.4 erhöhten scheinbaren Leitfähigkeiten. Die Kurve wurde wie in Abb. 5.4 für einen 2-Schichtfall und eine Instrumentenhöhe von 0.22 m berechnet. Allerdings wurde hier für die obere Schicht statt Luft eine Leitfähigkeit von 20 mS/m angenommen. Die Kurve gibt die Daten sehr gut wieder. Die Berücksichtigung einer erhöhten Leitfähigkeit des Eises allein, also die Berechnung eines Dreischichtfalls Luft-Eis-Wasser, kann dagegen selbst bei Annahme sehr hoher Eis-Leitfähigkeiten von 100 mS/m die Abweichungen nicht erklären (Kurve nicht gezeigt).

Zur Überprüfung der Ergebnisse der Kalibrierung wurde versucht, vom Bugkran aus bestimmte Eisdicken mit Bohrungen entlang desselben kurzen Profils zu vergleichen (Abb. 5.7). Dazu wurde das EM31-Laser-Meßsystem bei stehendem Schiff mit dem Bugkran im Kreis um den Schiffsbug herumgeschwenkt, wie es Abb. 5.7a verdeutlicht. Entlang des mit dem Meß-

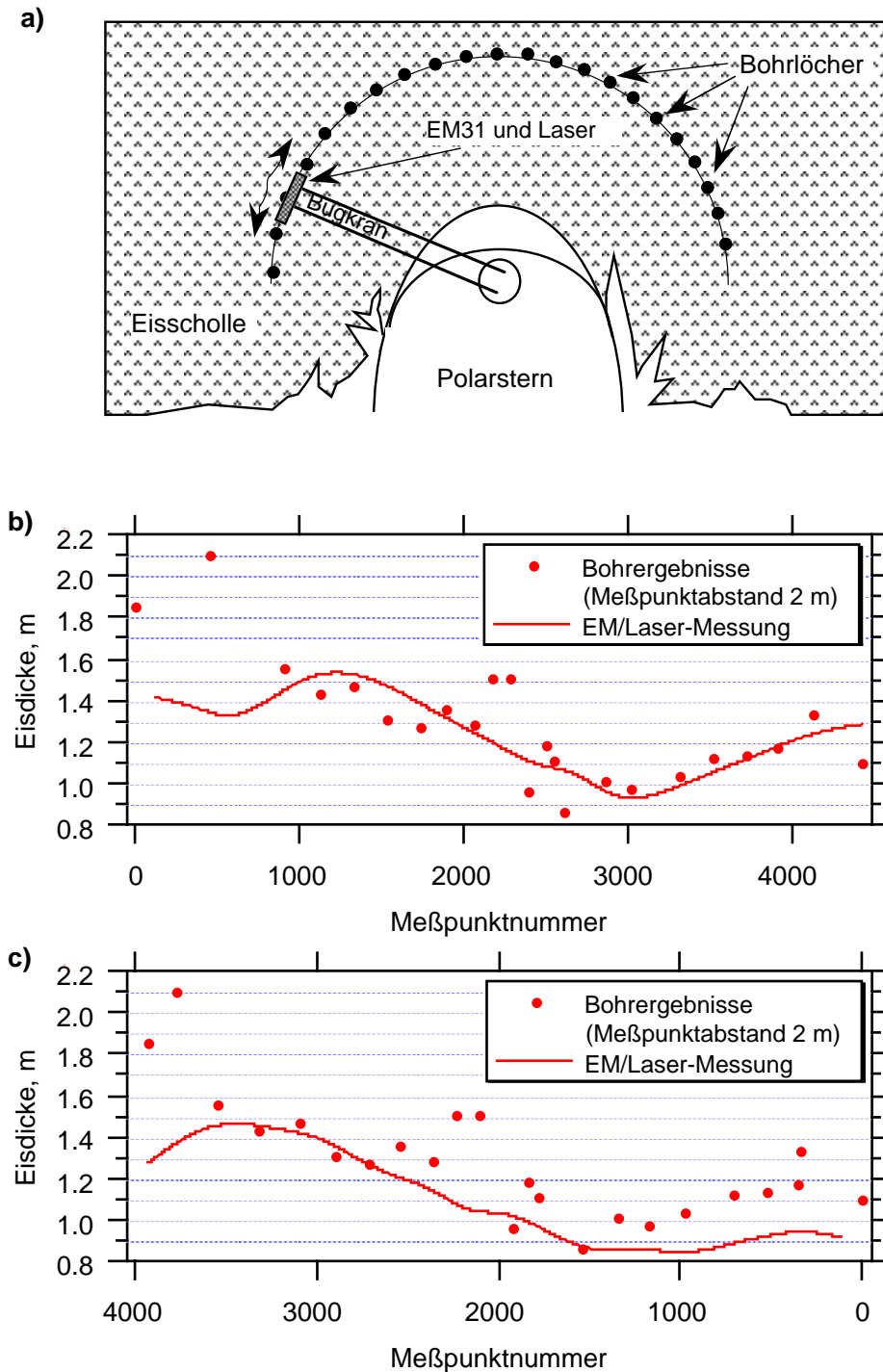


Abb. 5.7: **a)** Prinzipskizze (Aufsicht) zur Durchführung der Schwenkmessung (siehe Text). **b)** Vergleich von erbohrten und mit dem Bugmeßsystem bestimmten Eisdicken der ersten Meßreihe. **c)** Vergleich von erbohrten und mit dem Bugmeßsystem bestimmten Eisdicken der zweiten Meßreihe entlang annähernd desselben Profils wie in (a).

system vermessenen Profils wurde anschließend die Eisdicke an Bohr-
löchern in einem Abstand von ca. 2 m ermittelt, was durch die Punkte in Abb
5.7a angedeutet ist. Wenn sich das Meßsystem über einem Bohrloch
befand, wurde die Position durch die Eingabe einer Marke in den Daten notiert. Da

sich das Schiff während des gesamten Versuchs jedoch leicht bewegte, konnten mit den Bohrungen und der Schwenkmessung nicht exakt koinzidente Profile vermessen werden, sondern es ergaben sich laterale Abweichungen von ca. 2 bis 3 m. Außerdem war es aus zeitlichen Gründen nicht möglich, das Bohrprofil nochmals direkt mit dem auf das Eis gelegten EM31 im horizontalen Dipolmodus zu vermessen, um z.B. die generelle Genauigkeit des Verfahrens entlang dieses Profils zu überprüfen.

Abb. 5.7b zeigt den Vergleich der durch Bohrungen ermittelten Eisdicken mit denen aus der Laser-/EM-Messung für eine Höhe des Meßsystems von ca. 0.5 m über der Eisoberfläche. In Abb. 5.7c sind dieselben Größen für eine Messung bei einer Meßsystem-Höhe von ca. 1.5 m über demselben Profil dargestellt. Die unterschiedliche Datenpunktmenge und der variable Abstand zwischen den Bohrlöchern in den Abbildungen ist eine Folge der unterschiedlichen und variablen Schwenkgeschwindigkeit des Bugkrans. Die Abweichungen der EM-Messungen von den Bohrerergebnissen betragen im Mittel 10 bis 20%. Insbesondere im Bereich des deformierten Eises im linken und mittleren Teil der Abbildungen sind die Abweichungen jedoch wesentlich größer. Der unterschiedliche Verlauf der elektromagnetisch ermittelten Eisdicken in b) und c) ergibt sich aus der oben angesprochenen leicht veränderten Position des Schiffes und damit der Meßanordnung. Da sich die Dicken in Profilrichtung deutlich ändern und diese Variabilität sich auch senkrecht zur Profilrichtung fortsetzen wird, sind die größeren Abweichungen in Abb. 5.7c leicht erklärbar und sollten nicht als schlechte Messung aufgefaßt werden.

Die in den Abb. 5.4 bis 5.7 gezeigten Ergebnisse der Kalibrierungsmessungen zeigen, daß auch mit der Buganordnung eines kombinierten Meßsystems aus EM31 und Laseraltimeter genaue Messungen der Eisdicke möglich sind, die sich auch durch Modellberechnungen wiedergeben lassen. Der Einfluß des Schiffes und von Metallteilen der Aufhängung auf die gemessene scheinbare Leitfähigkeit ist bei nach vorn ausgeschwenktem Bugkran vernachlässigbar bzw. korrigierbar, was durch die Annahme von $d_{Instr} = 0.22$ m geschieht. Als Transformationsgleichung von gemessenen scheinbaren Leitfähigkeiten in Abstände zwischen Wasseroberfläche und Meßsystem läßt sich allgemein Gl. 5.3 anwenden, für die Messungen während ANT 11/3 wurde jedoch die modifizierte Gl. 5.5 benutzt. Dabei gelten selbstverständlich die gleichen Einschränkungen wie in Kapitel 3, die sich insbesondere auf Messungen über deformiertem Eis bezogen. Über solchen deformierten Bereichen ist die Genauigkeit der Messungen stark reduziert.

5.1.5 Bearbeitung der Profildaten

Wie aus den Rohdaten in Abb. 5.3 ersichtlich ist, müssen die Daten erst bereinigt und bearbeitet werden, bevor eine Darstellung der Eisdicken entlang eines gesamten Profils möglich ist. Ein Flußdiagramm der verschiedenen Bearbeitungsschritte, die notwendig sind, um Eisdicke, Freibordhöhen und Tiefgänge aus den Eingangsgrößen σ_a , d_{Laser} und Laser-Echo sowie den Positionsdaten abzuleiten, ist in Abb. 5.8 dargestellt.

Aus den EM-Daten müssen zunächst die Ausreißer beseitigt werden. Dies wurde mit einem Tukey-Spike-Filter (Otnes und Enochson, 1978) realisiert. Die Laser-Daten dienen u.a. dazu, die Profilstrecke in Eis- und Wasser-

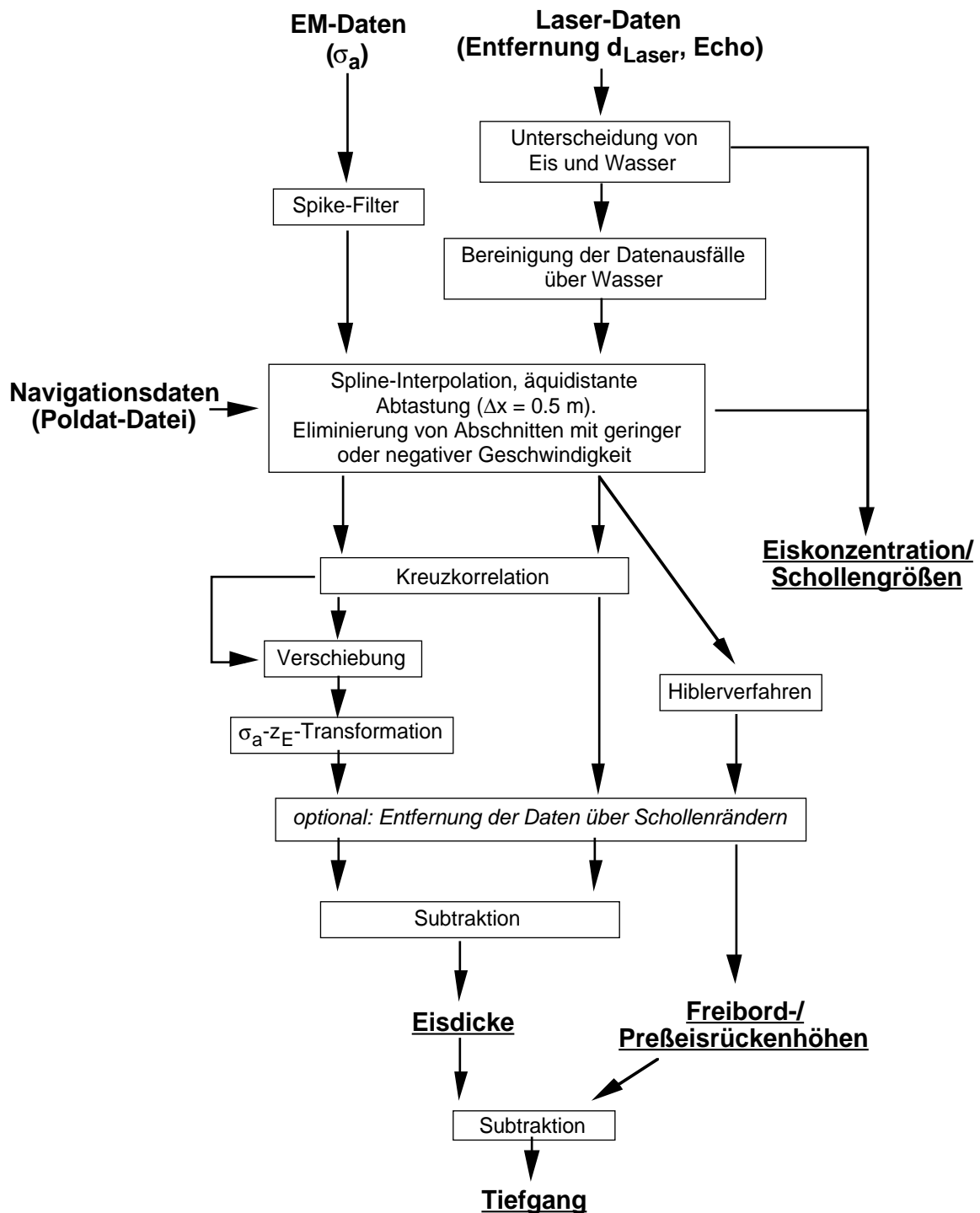


Abb. 5.8: Flußdiagramm zur Veranschaulichung der verschiedenen Bearbeitungsschritte der Bugmessungen. Aus den Eingangsgrößen EM-, Laser- und Poldat-Daten werden die Ausgangsgrößen Eiskonzentration und Schollengrößen, Eisdicke, Freibord-/Preßeisrückenhöhen sowie Tiefgang erarbeitet.

abschnitte zu unterteilen. Die Datenausfälle über offenem Wasser müssen bereinigt werden. Diese beiden Schritte werden in Abb. 5.9 veranschaulicht. Abb. 5.9a und b zeigen die gemessenen Größen (d_{Laser} und Echo-Amplitude). In Abb. 5.9c und d sind die Ergebnisse der Datenbearbeitung dargestellt: die Unterscheidung zwischen Eis und Wasser und das nun kontinuierliche, bereinigte Laserprofil.

Zur Unterscheidung zwischen Eis und Wasser diente die Echo-Amplitude des Lasers, die über Wasser zumeist deutlich unter dem relativen Grenzwert von 0.25 liegt (siehe oben). Da wenige Messungen aber auch über Wasser verwertbare Ergebnisse liefern können (siehe z.B. 135 bis 185 s in Abb. 5.9a), wurde das Echo in einem schmalen Datenfenster um den zu interpretierenden Meßwert herum betrachtet. Nur wenn in diesem Fenster alle Meß-

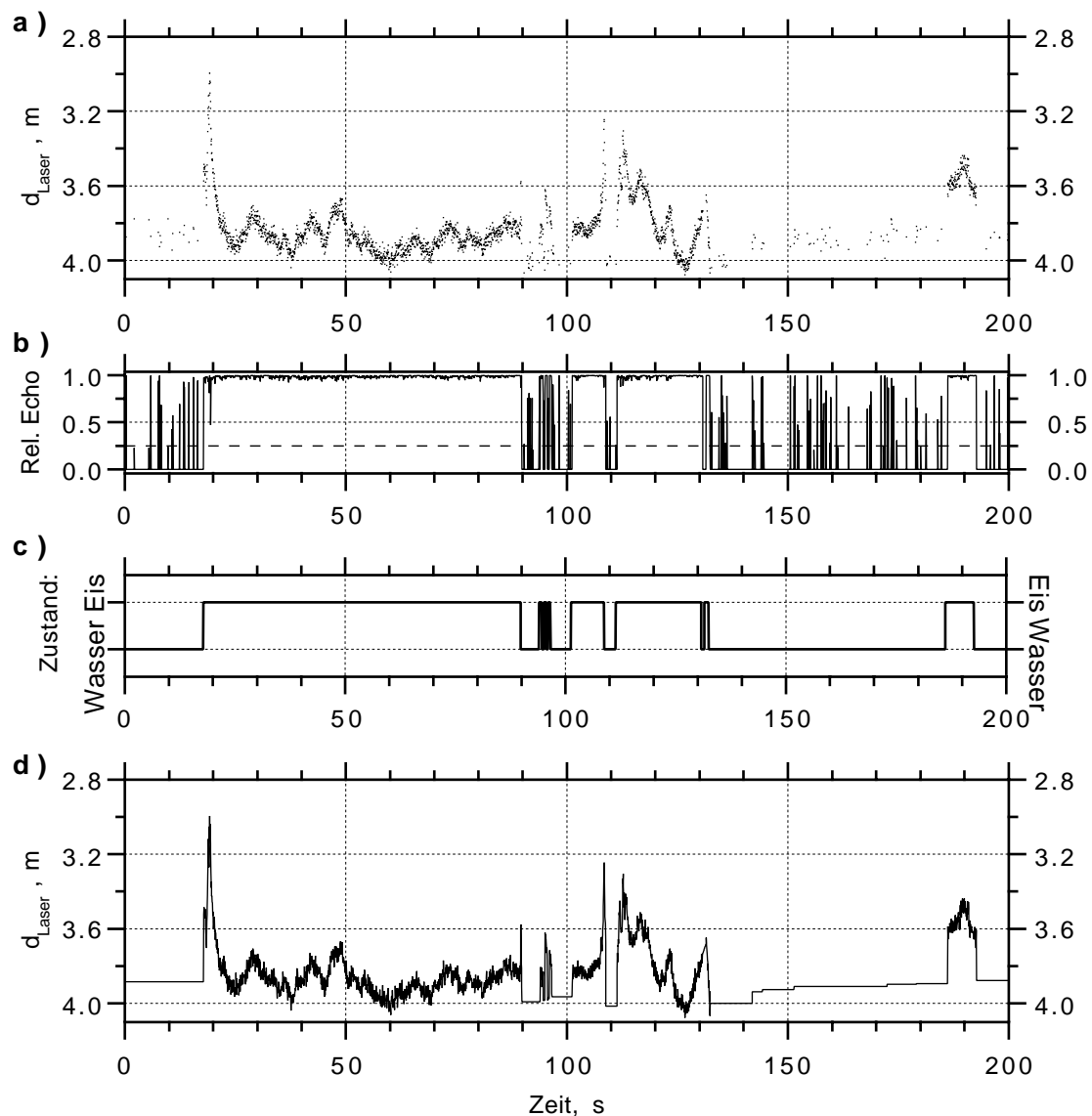


Abb. 5.9: Datenbeispiel zur Veranschaulichung der Bearbeitung der Laserdaten: aus den Eingangsgrößen d_{Laser} (a) und der relativen Amplitude des Laserstrahl-Echos (b) wird die räumliche Verteilung von Eis und Wasser entlang des Profils abgeleitet (c). Die Ausreißer und unzuverlässigen Werte der Entfernungsmessung in (a) werden bereinigt (d, siehe Text).

werte ein ausreichend starkes Echo von mehr als 0.25 besaßen, wurde dieser Punkt so interpretiert, als läge er über Eis. Gab es in dem Fenster Meßwerte unterhalb des Echo-Schwellwertes von 0.25, so wurde der Punkt als über Wasser gemessen interpretiert. Nur an Schollenrändern wurde das Kriterium verletzt, um auch den äußersten Rand der Scholle, der ja direkt an Meßwerte über Wasser grenzt, noch als Eis zuzuordnen.

Das beschriebene Kriterium konnte effektiv die wenigen verlässlichen Meßwerte, die man über Wasser und über kleinen Eisbruchstücken erhält, von Messungen über Eis trennen (Abb. 5.9c), was zur Interpretation der EM-Daten wichtig ist, wie sich weiter unten zeigen wird. Außerdem ist es somit möglich, aus den Lasermessungen Aussagen über die Eiskonzentration und die Verteilung von Schollengrößen entlang der Fahrtroute zu machen.

Die Datenausfälle bei Messungen über Wasser wurden durch den Median aller Meßwerte über Wasser mit einem Echo von mehr als 0.25 in einem breiten Datenfenster um den zu bereinigenden Punkt herum ersetzt (Abb. 5.9d, z.B. 135 bis 185 s). Dies ermöglichte eine genaue Rekonstruktion der Entfernung des Lasers von der Wasseroberfläche, deren Fehler in der Größenordnung der Streuung der verlässlichen Laserdaten über Wasser liegt. Er beträgt ca. ± 0.05 m. Damit ist es anhand der Lasermessungen sogar möglich, das Freibord der vermessenen Eisschollen zu bestimmen. Dies ist z.B. bei Laseraltimetermessungen mit Hubschraubern aufgrund der größeren Meßhöhe von ca. 30 m nicht möglich, weil über Wasser meistens gar keine ausreichend starken Reflexionen erhalten werden.

Im Anschluß an die Bereinigung der Laserdaten wurden EM- und Laserdaten mittels der POLARSTERN-Positionsinformationen durch eine Spline-Interpolation äquidistant abgetastet. Dabei wurde allgemein ein Laser- und EM-Meßpunkt Abstand von 0.5 m gewählt. Dieser Meßpunkt Abstand ist zwar für die EM-Messungen aufgrund des Footprints und den damit zu erwartenden langsamen Signalschwankungen im Bereich von einigen Metern sehr klein. Er ermöglicht aber andererseits eine sehr genaue Rekonstruktion der Eisoberfläche aus den Laserdaten, deren laterale Auflösung noch viel besser ist.

Anhand der Geschwindigkeitsinformationen wurden außerdem sämtliche Daten eliminiert, die bei sehr langsamer Fahrt oder Rückwärtsfahrt registriert wurden. Die somit äquidistant vorliegenden Daten erlaubten damit auch verlässliche Spektralanalysen, deren Ergebnisse in Abschn. 5.2.2 dargestellt sind.

Das EM31 besitzt eine Zeitkonstante, die vom Hersteller mit einer Sekunde angegeben wird (EM31 Handbuch, Geonics). Diese Zeitkonstante bedeutet, daß das Gerät ca. eine Sekunde benötigt, um nach einer Änderung der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund einen richtigen Meßwert anzuzeigen. Die Zeitkonstante ist das Ergebnis einer geräteinternen zeitlichen Mittelung der Messungen, die einer Tiefpaßfilterung der zu messenden Signale gleichkommt. Damit soll eine Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses erreicht werden, um z.B. die gemessenen Kurven glatter erscheinen zu lassen. Im Falle der hier durchgeführten kontinuierlichen Messungen führt diese Zeitkonstante zu einer erheblichen Reduzierung des lateralen Auflösungsvermögens, die weiter unten noch angesprochen werden wird. Da die Zeitkonstante bei allen kontinuierlichen Messungen mit bewegten Sensoren Probleme bereitet, wird z.B. bei aerelektromagnetischen Messungen versucht, sie so gering wie möglich zu halten. So besitzt beispielsweise die Flugsonde der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) eine Zeitkonstante von unter 0.1 s (Sengpiel, pers. Mitt.).

Tabelle 5.1: Ergebnisse der Kreuzkorrelationsanalysen (Gl. 5.6) zwischen Laser- und EM-Rohdaten bzw. zwischen den daraus abgeleiteten Werten für Freibord und Tiefgang sämtlicher während ANT 11/3 vermessener Profile (Tabelle 5.2). Die Verzögerungen zwischen Laser- und EM-Rohdaten sind in Abb. 5.11 gegen die Schiffsgeschwindigkeit aufgetragen.

Profil	Abschnitt	Mittl. Schiffs-Geschwindigkeit, m/s	Kreuzkorrelation (Laser,EM)		Kreuzkorrelation (Freibord,Tiefgang)	
			Verzögerung, m	Minimum	Maximum	
044	A	2.25	-5.0	-0.46	0.36	
	B	2.38	-5.5	-0.47	0.25	
	C	2.39	-5.0	-0.37	0.45	
	D	2.23	-3.5	-0.47	0.52	
	E	2.23	0.0	-0.43	0.50	
	F	2.23	-6.5	-0.40	0.33	
	G	2.23	-3.0	-0.44	0.29	
	H	2.23	-3.5	-0.45	0.40	
049	A	3.09	-6.5	-0.42	0.42	
	B	3.22	-6.5	-0.44	0.48	
	C	2.71	-7.5	-0.41	0.37	
	D	3.35	-7.5	-0.25	0.44	
	E	4.02	-5.5	-0.34	0.42	
	F	3.08	-8.5	-0.37	0.41	
054	A	1.31	-7.0	-0.29	0.12	
	B	1.89	-10.0	-0.30	0.17	
	C	1.38	-6.5	-0.32	0.14	
055	A	2.94	-8.0	-0.34	0.28	
	B	2.39	-7.0	-0.37	0.32	
	C	1.60	-6.5	-0.38	0.14	

Die Zeitkonstante der Sonde des Finnischen Geologischen Dienstes, die auch schon zu Eisdickenmessungen über der Ostsee eingesetzt wurde (Multala *et al.*, 1995), beträgt 0.3 s (Multala, pers. Mitt.). Bei einer typischen Fluggeschwindigkeit von 50 m/s treten zeitkonstantenbedingte Effekte somit noch stärker hervor als beim EM31, das bei Schiffsgeschwindigkeiten von unter 5 m/s betrieben wurde.

Für die Berechnung der Eisdicke ist die Berücksichtigung der Zeitkonstanten auch deshalb von Bedeutung, weil sie zu einer Phasenverschiebung zwischen EM- und Lasermessungen führt. Die Verzögerung des EM-Signals gegenüber dem Lasersignal wurde mit einer Kreuzkorrelationsanalyse untersucht. Die normierte Kreuzkorrelationsfunktion KKF als Funktion der Verschiebung bzw. Verzögerung τ zwischen zwei Signalen $y_j(t)$ der Länge $T=N \Delta t$ mit Mittelwerten \bar{y}_j und Standardabweichungen $s_j, j=1,2$, ist als

$$KKF(\tau) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^N (y_1(t_i) - \bar{y}_1)(y_2(t_i + \tau) - \bar{y}_2) / s_1 s_2 \quad 5.6$$

definiert (Davis, 1986). Sie kann Werte zwischen +1 und -1 annehmen. Bei antikorrelierten Signalen wie den EM- und Laserdaten gibt die Position des Minimums der Korrelation den Versatz zwischen den beiden Datensätzen an.

Im folgenden bedeutet eine negative Minimumsposition eine Verzögerung des EM-Signals gegenüber dem Lasersignal, d.h. daß das Lasersignal dem EM-Signal vorausseilt.

In Tabelle 5.1 sind die Ergebnisse der Korrelationsanalysen für sämtliche bearbeiteten Profile dargestellt. Weitere Informationen zu den Profilen sind in Tabelle 5.2 zu finden. Zur Veranschaulichung der Analyse zeigt Abb. 5.10 die Werte der Korrelation für Verzögerungen von -200 bis +200 m. Aus der Tabelle und der Abbildung geht hervor, daß die Korrelationen zwischen beiden Signalen generell unter -0.5 liegen, also sehr niedrig sind. Von großer Bedeutung für die Auswertung ist jedoch, daß sämtliche Profile die größte Antikorrelation für negative Verzögerungen aufweisen, was auf die Zeitkonstante der EM-Messungen zurückzuführen ist.

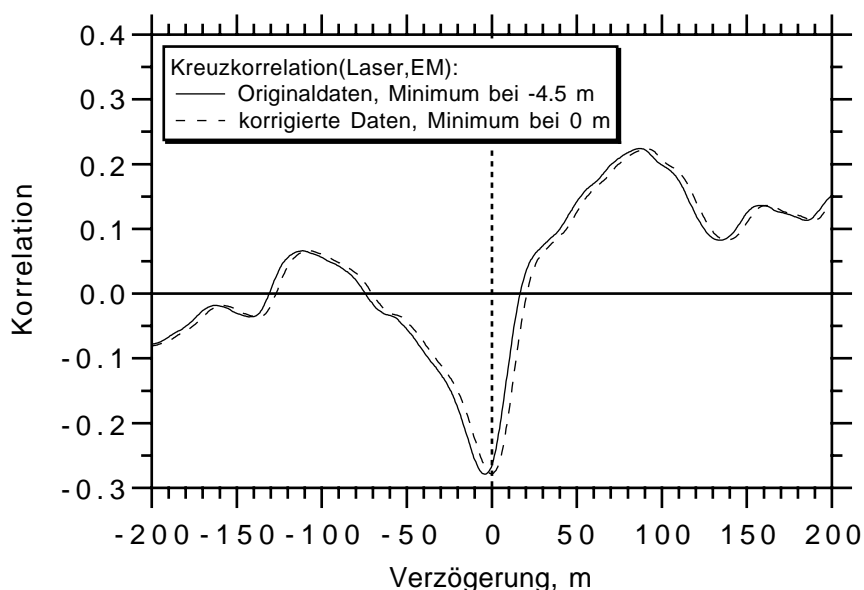


Abb. 5.10: Ergebnisse der Kreuzkorrelation von Laser- und EM-Daten vor und nach der Verzögerungskorrektur der EM-Daten. Dargestellt ist die normierte Kreuzkorrelationsfunktion (Gl. 5.6).

Es wäre zu erwarten, daß die Verzögerung des EM-Signals umso größer ist, je höher die Schiffsgeschwindigkeit ist. Aus Abb. 5.11, in der die Verzögerungen aus Tabelle 5.1 gegen die mittlere Schiffsgeschwindigkeit entlang des Profils aufgetragen ist, ist dies jedoch nicht zu erkennen. Eine Regressionsanalyse ergibt nur einen Korrelationsfaktor von -0.1 zwischen Verzögerung und Geschwindigkeit, die Korrelation ist also nicht signifikant. Dies ist vermutlich auf die Länge der Profilabschnitte und die damit verbundene starke Mittelung zurückzuführen, die die Korrelationsanalyse und die Mittelwertbildung der Geschwindigkeit bedeuten.

Vor der Subtraktion der Laser- von den EM-Daten werden letztere um den mit der Korrelationsanalyse ermittelten Betrag verschoben, so daß sich anschließend das Minimum der Korrelation bei einer Verzögerung von 0 m befindet. Die Korrelationsfunktion der so korrigierten Daten des Beispielprofils ist ebenfalls in Abb. 5.10 dargestellt.

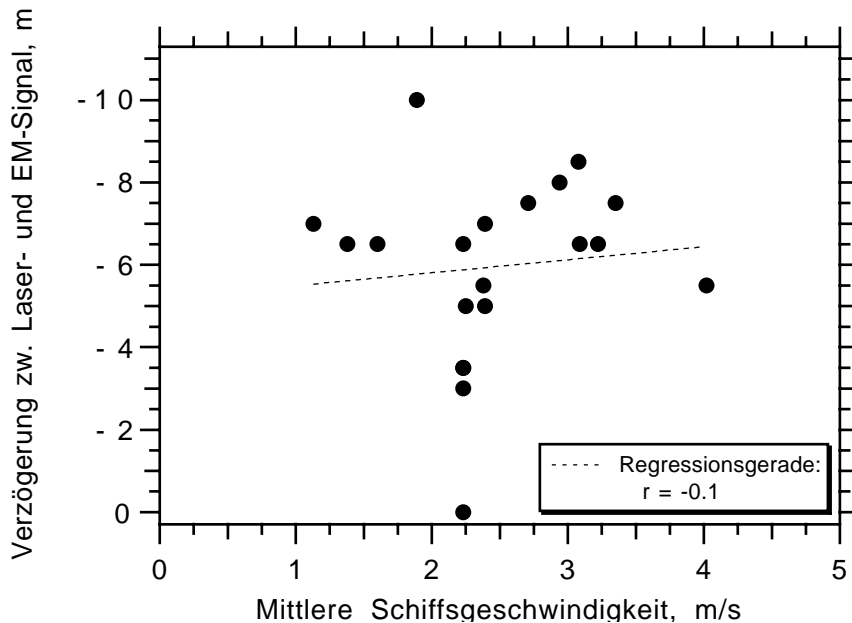


Abb. 5.11: Abhängigkeit der mittels Kreuzkorrelationsanalyse der Profile aus Tabelle 5.2 ermittelten Verzögerung der EM- gegenüber der Laser-Daten (Abb. 5.10) von der mittleren Schiffsgeschwindigkeit (vgl. Tabelle 5.1).

Abb. 5.12 zeigt schließlich das Ergebnis der Datenbearbeitung, das sich aus dem Profilausschnitt aus Abb. 5.3 ergibt. In Abb. 5.12a sind die elektromagnetisch ermittelten und die mit dem Laser bestimmten Entfernungen zur Wasser- bzw. Eisoberfläche dargestellt. Die Verzögerung des EM-Signals, die in dem Beispiel 4.5 m betrug, wurde entfernt. Das EM-Signal stellt den Tiefgang der Eisschollen dar, der Laser die Eisoberseite. Über Wasser, dessen An- oder Abwesenheit unter dem Meßsystem in Abb. 5.12b zu erkennen ist, sind diese beiden Entfernungen sinngemäß gleich. Abb. 5.12c zeigt als Endresultat die aus beiden Kurven in Abb. 5.12a ermittelte Eisdicke entlang des Profils, die sich aus der Differenz der beiden Entfernungen ergibt (Gl. 5.4). Entlang des betrachteten Profilausschnittes betrug die Eisdicke der Schollen somit 0.5 bis 2.0 m. Alle Variablen sind gegen die tatsächlich vom Schiff zurückgelegte Entfernung aufgetragen.

5.1.5.1 Rekonstruktion der Eisoberfläche aus den Lasermessungen

Über die Bestimmung der Eisdicke aus den EM- und Laserdaten hinaus ist es mit den Laserdaten möglich, die Topographie der Eisoberfläche abzuleiten. Dazu müssen die in den Messungen enthaltenen Schiffsbewegungen, die durch das Rollen und Stampfen des Schiffes verursacht werden, sowie die Höhe des Meßgerätes über dem Wasserspiegel aus den Daten entfernt werden.

Hier wurde eine Kombination aus Hoch- und Tiefpaßfiltern in einem Verfahren nach Hibler (1972) angewandt, um die Datenreduktion zu erreichen. Dieses Verfahren wurde ursprünglich zur Eliminierung der Flugbewegungen aus Daten von Helikoptermessungen entwickelt, die zur Bestimmung von Preßeisrückenstatistiken durchgeführt wurden.

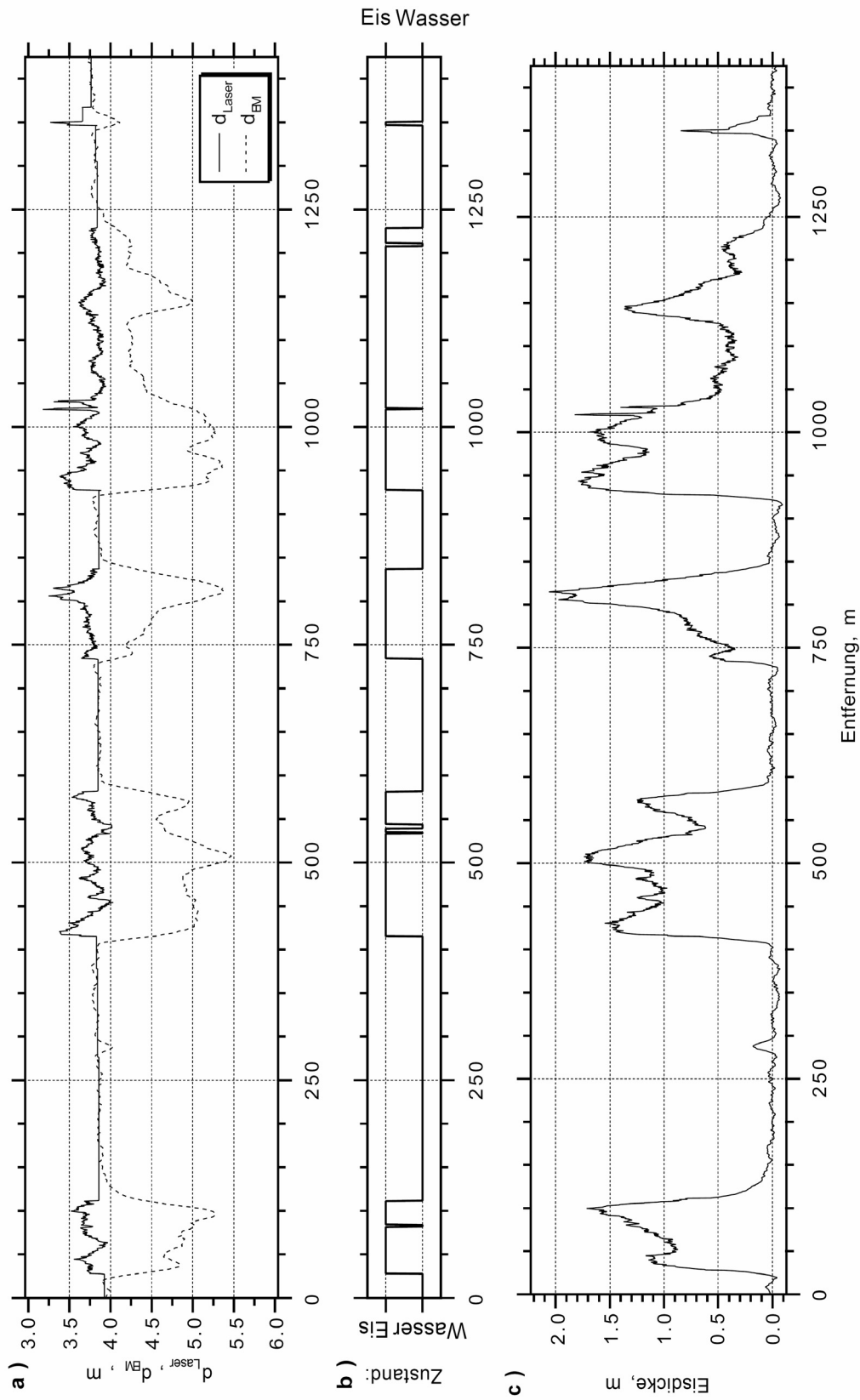


Abb. 5.12: Ergebnis der Bearbeitung der Rohdaten des ca. 1400 m langen Profilausschnittes aus Abb. 5.3: Entfernungen zwischen Meßsystem und Eisober- (d_{Laser}) bzw. Eisunterseite (d_{EM}) (a), Verteilung von Eis und Wasser entlang des Profils (b) und die aus der Differenz der Kurven in (a) erhaltene Eisdicke (c).

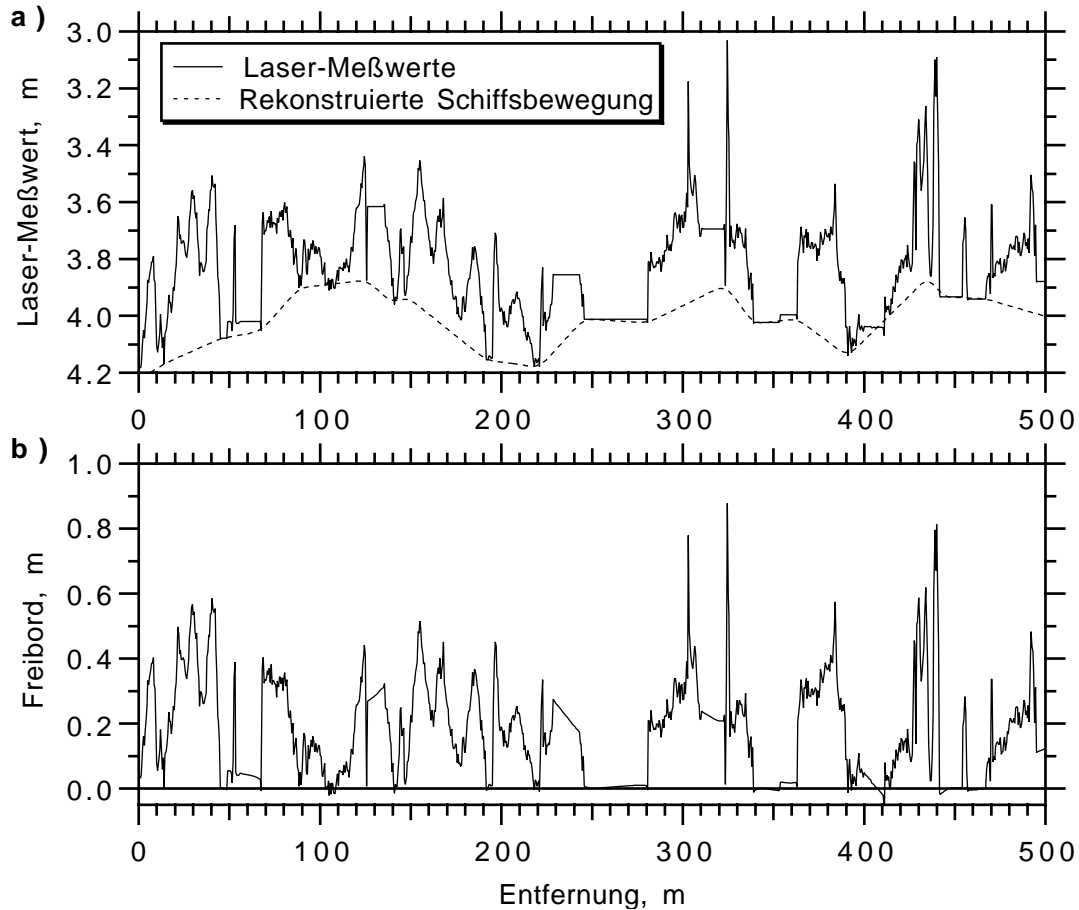


Abb. 5.13: 500 m langer Profilausschnitt zur Veranschaulichung des Hiblerverfahrens (Hibler, 1972). In den vom Laser gemessenen Entfernungen zur Eis- bzw. Wasseroberfläche werden die (vertikalen) Schiffsbewegungen rekonstruiert (a). Diese werden von den Lasermeßwerten subtrahiert, so daß sich das Eis-Freibord bzw. die Preßeisrückenhöhen ergeben (b).

Zunächst werden die Laserdaten hochpaßgefiltert, um die niederfrequenten Schiffsbewegungen aus den Daten zu entfernen. In der hochpaßgefilterten Datenreihe werden danach Maximalpunkte in kurzen Abständen von 10 bis 30 m gesucht, die Messungen über Wasser oder über Punkten mit minimalen Freibordhöhen entsprechen. Aus diesen Maximalpunkten und den an diesen Punkten gemessenen Laserhöhen wird dann ein Polygon konstruiert, das den ungefähren Verlauf der Wasseroberfläche bzw. die Schiffsbewegungen wiedergibt (Abb. 5.13a). Dieses Polygon wird tiefpaßgefiltert, um einen glatten Verlauf zu erhalten. Subtraktion der Laserdaten von dem Polygon liefert dann die Höhe der Eisoberfläche über dem Wasserspiegel (Abb. 5.13b).

Das Verfahren führt allerdings dazu, daß die Freibordhöhen von größeren Schollen grundsätzlich unterschätzt werden, da die Stützstellen zur Konstruktion des Polygons direkt auf der Eisoberfläche liegen, so daß die Subtraktion der Laserdaten eine Höhe von 0 m ergibt. Für die Bestimmung von Preßeisrückenhöhen, für die dieses Verfahren ursprünglich entwickelt wurde, ist diese Unterschätzung unerheblich, da Preßeisrückenhöhen allgemein auf die Höhe des ebenen Eises zu beiden Seiten bezogen werden und nicht auf den Wasserspiegel. Mittlere Freibordhöhen werden dadurch

jedoch unterschätzt. Der Effekt ist umso größer, je höher das Freibord ebenen Eises tatsächlich ist, was gerade bei dicker Schneeauflage zu erheblichen Fehlern führen kann.

Im speziellen Fall der Bugmessungen tritt außerdem das Problem auf, daß die Frequenzen der Schiffsbewegungen stark dem Bereich der niedrigen Frequenzen der Eisoberflächenänderungen ähneln, da ein erheblicher Teil der Schiffsbewegungen beim Eisbrechen gerade durch diese Eisstrukturen verursacht wird. Dies macht die Trennung schiffsbedingter Signalschwankungen von natürlich bedingten wesentlich schwieriger als z.B. bei Hubschraubermessungen, bei denen die Flugbewegungen wesentlich niederfrequenter als die Schiffsbewegungen sind.

5.1.6 Meßverfahrensbedingte Probleme und Meßfehler

Abgesehen von den Meßfehlern, die aufgrund der zumeist unbekanntem Eiseigenschaften und der unbekanntem Eisgeometrie unter Wasser auftreten können und die ausführlich in Kapitel 3 beschrieben wurden, treten im Falle der Bugmessungen zusätzliche Fehler bzw. Probleme bei der Interpretation der gemessenen Eisdicken auf. Diese ergeben sich aus der Fahrtbewegung des Schiffes zusammen mit der oben angesprochenen Zeitkonstanten des EM31. Daraus resultiert eine zeitliche Verzögerung und Abschwächung der Änderung der tatsächlichen Untergrundverhältnisse in den EM-Daten.

Dies wird besonders an Schollenrändern deutlich, an denen das EM-Signal nur langsam die Anwesenheit von Eis anzeigt, während der Laser den Beginn der Eisscholle sofort und abrupt signalisiert. Gleiches gilt natürlich bei jeder Eisdickenänderung auch innerhalb einer Scholle. Räumlich hochfrequente Änderungen der Eisdicke können somit ganz in den EM-Daten fehlen.

Der Effekt der Geräteträgheit wird überlagert von den Problemen, die sich aus dem Vergleich von Laser- und EM-Messungen ergeben und auf den unterschiedlichen Abtastbereich der Verfahren zurückzuführen sind (Abschn. 5.1.2). Während der Laser die Entfernung zu einem kleinen Meßfleck auf der Oberfläche von ca. 1 cm Durchmesser bestimmt, liefert die EM-Messung den mittleren Abstand der Eisunterseite aus einem Bereich von ca. 15 m (Abschn. 3.4.1.4 und 5.1.2). Dadurch ergeben sich die aus Kapitel 3 bekannten Interpretationsprobleme über Preßeisrücken, aber insbesondere auch an Schollenrändern, wo sie besonders offensichtlich sind.

Die Probleme an den Schollenrändern treten bei den Messungen direkt auf dem Eis nicht auf, weil man den Verlauf eines Eisdickenprofils immer in ausreichendem Abstand vom Schollenrand wählen kann. Bei Bugmessungen wie während ANT 11/3, bei denen nur sehr kleine Schollen mit mittleren Durchmessern von 13 bis 59 m angetroffen wurden (Tabelle 5.2), treten sie jedoch deutlich hervor.

Abb. 5.14 skizziert die vier am häufigsten vorkommenden Verhältnisse an Schollenrändern, die in den Daten zu deutlichen Fehlinterpretationen der Eisdicke führen können. Dabei wird die Fahrtrichtung des Schiffes durch den gestrichelten Pfeil von unten nach oben angezeigt, und die konzentrischen Kreise symbolisieren den Footprint des EM31, dessen beide Spulen durch die beiden kleinen, fetten Kreise angedeutet sind. Der Laser befindet sich genau zwischen den Spulen. Sein Meßfleck wird durch den dicken Punkt markiert.

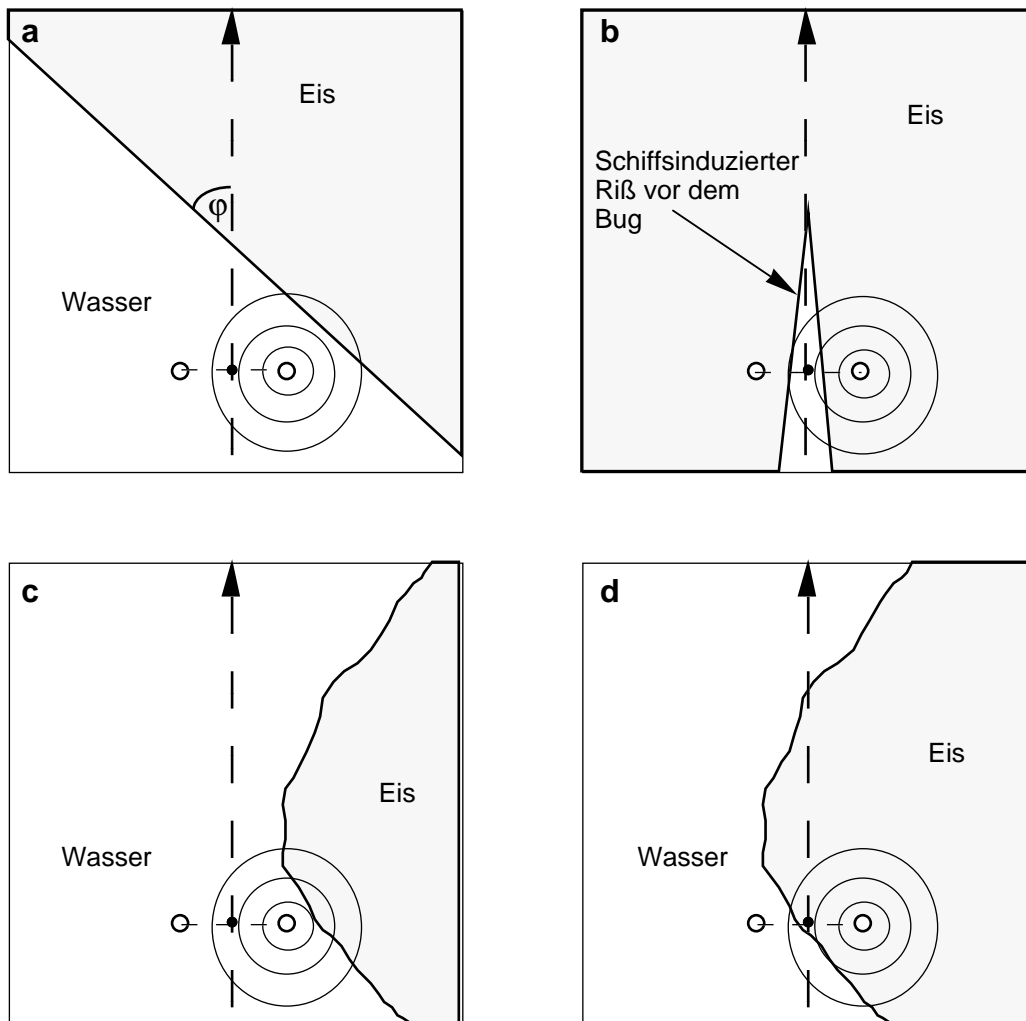


Abb. 5.14: Schematische Darstellung verschiedener Eis-Wasser-Konstellationen unter der Bugmeßanordnung, die zu Problemen bei der Interpretation der Daten führen können. Die gestrichelte Linie markiert die Fahrtrichtung des Schiffes. Der Footprint des Lasers wird durch den fetten Punkt dargestellt, während der Footprint des EM31 (kleine fette Kreise symbolisieren die Spulen) durch die konzentrischen Kreise angedeutet wird.

Das EM-Signal wird die Anwesenheit von Eis durch eine beliebige, nicht realistisch interpretierbare Erniedrigung der scheinbaren Leitfähigkeit anzeigen, sobald sich im Sinne der Abbildung das Eis im Bereich des Footprints befindet, während der Laser das Eis erst erfaßt, wenn es sich wirklich unter dem Zentrum des Meßsystems befindet. Abb. 5.15 gibt zu den Fällen in Abb. 5.14 Datenbeispiele. Wie in Abb. 5.12 sind jeweils die mit dem Laser gemessenen Abstände des Meßsystems zur Eisoberseite und die elektromagnetisch bestimmten Abstände zur Eisunterseite dargestellt.

Abb. 5.14a zeigt den häufigsten und allgemeinsten Fall, nämlich die Annäherung an eine Eisscholle. In der gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit wird der Schollenrand unscharf wiedergegeben. Die Leitfähigkeit steigt nur allmählich auf Werte an, die der tatsächlichen Eisdicke entsprechen, während der Laser abrupt das Freibord der Scholle mißt, sobald der Schollenrand mit dem Zentrum des Meßsystems überquert worden ist. Dieser Effekt ist umso stärker, je kleiner der Winkel φ ist, unter dem der Schollenrand

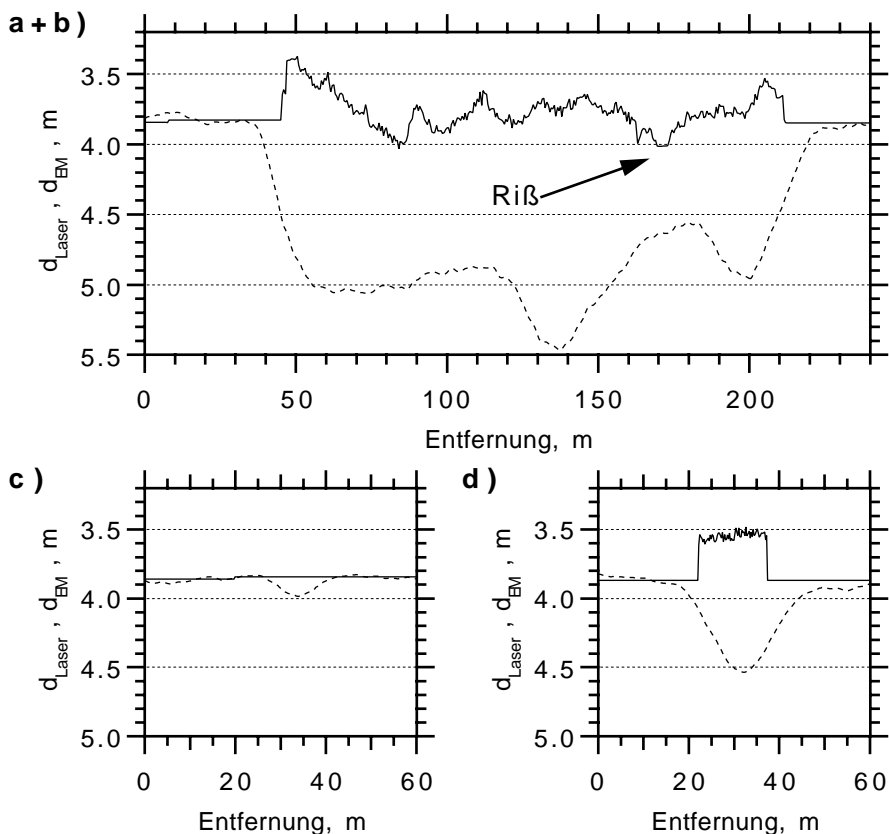


Abb. 5.15: Datenbeispiele zur Verdeutlichung der Effekte verschiedener Eis-Wasser-Konstellationen unter der Bugmeßanordnung aus Abb. 5.14.

überquert wird. Gleiches gilt beim Verlassen der Scholle. Diese Effekte beim Überqueren der Schollenränder sind in den Daten der Abb. 5.15a bei 40 bzw. 190 m gut zu erkennen. Bereits bevor bzw. noch nachdem der Laser die Eisoberfläche abtastet, ist die scheinbare Leitfähigkeit gegenüber einer Messung über Wasser reduziert, und damit ist der dargestellte elektromagnetisch bestimmte Abstand zur Wasseroberfläche zu groß. Aus der Abbildung ist außerdem ersichtlich, daß das EM-Signal zeitlich verzögert aufzutreten scheint, da die Distanz zwischen dem Einsetzen des Einflusses des Eises auf die EM-Messung und dem Überqueren des Schollenrandes bei Annäherung an das Eis bei 40 m kleiner ist als beim Verlassen des Eises bei 190 m. Im ersten Fall beträgt die Distanz, die letztlich auch als Maß für das laterale Auflösungsvermögen betrachtet werden muß, ungefähr 5 m, beim Verlassen der Scholle jedoch etwa 10 m. Es läßt sich aus den Daten nicht ermitteln, ob dies auf die oben angesprochene Instrumententrägheit zurückzuführen ist oder auf einen unterschiedlichen Winkel φ , unter dem der Schollenrand überquert wurde.

Abb. 5.14b zeigt den häufig auftretenden Fall, daß sich durch das Eisbrechen des Schiffes ein langer Riß bildet, der sich vom Steven bis unter das Meßsystem zieht. Das Wasser in dem Riß erhöht die scheinbare Leitfähigkeit des Untergrundes und führt somit zu einer Reduzierung der interpretierten Eisdicke. Wenn der Riß allerdings sehr schmal ist, wird sich das EM-Signal kaum ändern, während der Laser den vollen Kontrast zwischen Eis und Wasser anzeigt. Dieser Fall ist in Abb. 5.15b bei ca. 150 m zu erkennen.

Auch bei schmalen Rissen unter beliebigen Winkeln zur Fahrtrichtung, die z.B. auch zwischen zwei Schollen angetroffen werden können, kann dieses Problem auftreten.

In den Abb. 5.14c+d wird das randliche Passieren eines Schollenrandes dargestellt. Im Fall der Abb. 5.15c zeigt das EM-Signal irgend eine nicht realistisch interpretierbare Eisdicke an, während der Laser nur die Anwesenheit von Wasser registriert. Die Eisdicke von maximal 0.15 m, die man in Abb. 5.15c bei 60 m erhält, weicht dann beliebig weit von der tatsächlichen Eisdicke der vermessenen Eisscholle ab. Gleiches gilt für den in Abb. 5.14d und 5.15d dargestellten Fall. Hier zeigt zwar der Laser das Überqueren einer Eisoberfläche an, aber durch die Nähe des Wassers am Schollenrand ist die gemessene scheinbare Leitfähigkeit zu hoch und damit die bestimmte Eisdicke zu gering. In Abb. 5.15d ist dieses daran zu erahnen, daß der Tiefgang der Scholle ungefähr gleich groß ist wie die Höhe der Oberfläche über dem Wasser, was selbst bei einer dicken Schneeauflage sehr unwahrscheinlich ist.

Die betrachteten vier Fälle können bei einer Messung natürlich auch in beliebiger Mischform auftreten. Alle denkbaren Konstellationen sind jedoch Extrem- oder Sonderfälle des in Abb. 5.14a gezeigten allgemeinen Problems an Schollenrändern. Sie lassen sich auch auf das Überqueren z.B. von Preßeisrücken übertragen. Die Ursache für diese Probleme liegt in der eindimensionalen Abtastung der Oberfläche durch den Laser. Mit Hilfe einer Video- bzw. Line-Scan-Kamera (Mai, 1995) oder am besten durch ein auch quer zur Fahrtrichtung messendes sogenanntes 2D-Laseraltimeter könnte man die Vieldeutigkeiten der gezeigten Fälle reduzieren. Dazu müßten 3D-Modelluntersuchungen durchgeführt werden, die es ermöglichen, das gemessene EM-Signal realistisch zu invertieren.

Bei bekanntem senkrechten Überqueren des Schollenrandes und bekannter Eisdicke könnten die Messungen dazu dienen, durch eine Dekonvolution der Daten mit dem tatsächlichen Eisdickenprofil am Schollenrand die Übertragungsfunktion des EM31 für Leitfähigkeitsänderungen zu ermitteln. Dadurch erhielte man einen weiteren Hinweis auf die Größe des Footprints. Versuche, dies durchzuführen scheiterten jedoch an der unbekanntem Struktur der Eisunterseite und quer zur Fahrtrichtung im Bereich des Schollenrandes. Abschätzungen des Footprints beschränken sich deshalb auf die im Zusammenhang mit Abb. 5.15a gemachten Aussagen, bzw. auf die Angaben in Abschn. 5.1.2 und 5.2.

Für die Beurteilung der Auswirkungen der Schollenrandeffekte ist es notwendig, den Begriff der "mittleren Eisdicke" in einem Gebiet genau zu definieren, nämlich dahingehend, ob Bereiche offenen Wassers mit der Eisdicke Null mit einbezogen werden oder nicht. Soll das Wasser mit berücksichtigt werden, so ist die mittlere Eisdicke sowohl von der mittleren Dicke des Eises als auch von der Eiskonzentration abhängig. Je geringer die Eiskonzentration ist, umso geringer wird die mittlere Eisdicke in dem Gebiet bei konstanter Dicke des Eises. Im Idealfall mitteln sich die Schollenrandeffekte des Types aus Abb. 5.14a dann heraus. Wie bei den Ergebnissen der Preßeisrückenprofile in Tabelle 3.4 wird nämlich dann die zu gering bestimmte Eisdicke über dem Schollenrand durch die zu groß bestimmte Dicke über dem Wasser neben der Scholle kompensiert. Allerdings wird die Eisdickenverteilung gegenüber der tatsächlichen Verteilung zu geringeren Eisdicken hin verschmiert. Alle anderen Fälle aus

Abb. 5.14 führen jedoch je nach Häufigkeit ihres Auftretens zu Abweichungen von der tatsächlichen mittleren Eisdicke.

Soll nur die mittlere Eisdicke des eisbedeckten Gebietes allein ermittelt werden, können die dargestellten Probleme an Schollenrändern relativ einfach gelöst werden, indem ein genügend breites Datenfenster vom Schollenrand zur Mitte der Scholle hin aus der Dateninterpretation ausgeschlossen wird. Eine solche Dickenverteilung würde einer Verteilung entsprechen, die man durch Bohren erhielte.

Da die Verteilung von Eis und Wasser nach dem in Abb. 5.9 dargestellten Bearbeitungsschritt der Bereinigung der Laserdaten bekannt ist, lassen sich die Schollenränder leicht finden und eliminieren. Dies wird in Abb. 5.16 und 5.17 veranschaulicht. In Abb. 5.16 sind die Häufigkeitsverteilungen von Eisdicken dargestellt, die entlang zweier 9.7 und 2.0 km langer Profile bestimmt wurden. Die Daten in Abb. 5.16a stammen aus dem Profil, dem auch das Beispiel aus Abb. 5.12 entnommen wurde. Die mittlere Schollengröße betrug 28.1 m, in Abb. 5.16b 58.7 m. Jede Abbildung enthält Häufigkeitsverteilungen für verschieden breite Streifen, die an den Schollenrändern unberücksichtigt blieben.

Die Form der Verteilungen für die gesamten Datensätze wird bei kleinen Eisdicken hauptsächlich durch die Anzahl von Meßpunkten über Wasser geprägt. Dies wird besonders in Abb. 5.16a deutlich, wo das scharfe Maximum bei 0 m Eisdicke den Messungen über Wasser entspricht. Der Anteil an Meßpunkten, die über Wasser lagen, betrug 35.4%, die Eiskonzentration war also 64.6%. In Abb. 5.16b tritt dieses Maximum gar nicht hervor. Dies liegt daran, daß die Eiskonzentration auf diesem Profil mit 98.2% viel höher war als in Abb. 5.16a. Die mittlere Länge der Abschnitte mit Messungen über Wasser betrug nur 1 m. Aufgrund dieser kurzen Wasserabschnitte treten gerade hier die im Zusammenhang mit Abb. 5.14b erwähnten Probleme beim Überqueren schmaler Risse oder Rinnen auf, die in diesem Fall zu einer Überschätzung der mittleren Eisdicke bei Einbeziehung des Wassers führen.

Dies wird besonders deutlich, wenn man die Verteilung der Eisdicken für den gesamten Datensatz mit der Verteilung vergleicht, die nur für die Messungen über Eis bestimmt wurde, also der Kurve mit 0 m unberücksichtigtem Schollenrand. Aus der Differenz beider Kurven geht hervor, daß die Messungen über Wasser größtenteils als Eisdicken von 0.7 bis 0.8 m interpretiert wurden. Die gemessene scheinbare Leitfähigkeit steigt über Wasser also meistens nie bis auf den entsprechenden Wert für 0 m Eisdicke an, sondern verbleibt bei einem niedrigeren Wert, der einer Eisdicke von 0.7 bis 0.8 m entspricht.

Bei weiterer Reduzierung der Daten an den Schollenrändern ändern sich die Verteilungen hauptsächlich in den niedrigen Eisdickenbereichen, während die Verläufe bei großen Eisdicken nahezu identisch bleiben. Dies gilt besonders für Abb. 5.16b. Darin kommt genau der oben besprochene Effekt an Schollenrändern zum Ausdruck, nämlich daß die Eisdicken an den Schollenrändern aufgrund der Instrumententrägheit und des großen Footprints der EM-Messungen niedriger als in den übrigen Bereichen sind. Ab einer bestimmten Breite des nicht berücksichtigten Bereichs an den Rändern ändern die Verteilungen ihre Form kaum noch, so daß die Schollenrandeffekte als aus den Daten eliminiert gelten können.

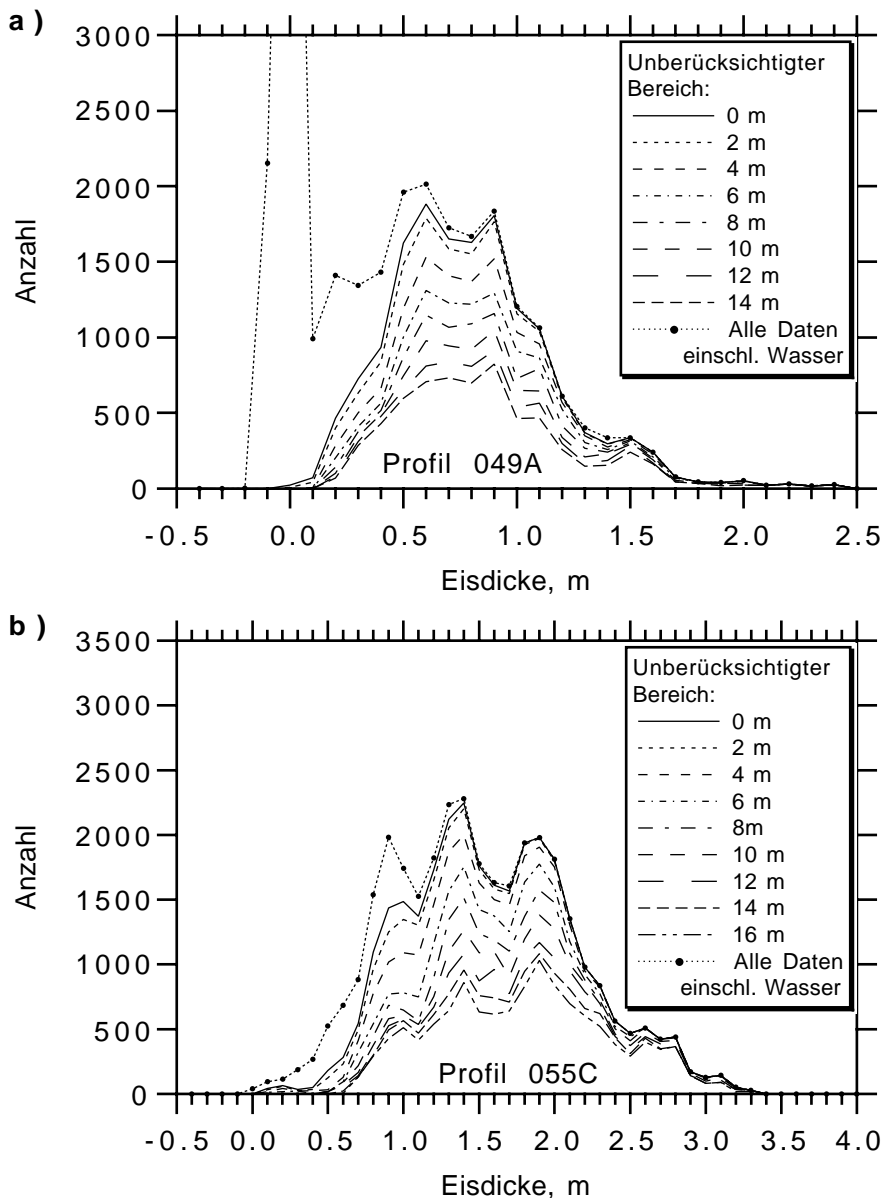


Abb. 5.16: Eisdicken-Häufigkeitsverteilungen der Profile 049A (a) und 055C (b; vgl. Tabelle 5.2) in Abhängigkeit der Breite von Bereichen an Schollenrändern, deren Daten nicht in die Verteilungen eingehen.

Um zu ermitteln, wie breit ein solcher Streifen am Schollenrand sein muß, wurden die Mittelwerte der Eisdicken, die aus dem jeweils verbleibenden Datensatz berechnet wurden, in Abb. 5.17 als Funktion der Breite des berücksichtigten Schollenrandes dargestellt. Man sieht, daß der Mittelwert mit zunehmender Breite für die Daten aus Abb. 5.16a langsam zunimmt, um bei ca. 10 m einem annähernd konstanten Wert zuzustreben. Für die Daten aus Abb. 5.16b stellt sich kein konstanter Mittelwert ein, was vermutlich an der kurzen Profillänge liegt. Allerdings verringert sich die Steigung der Kurve bei etwa 4 m wesentlich.

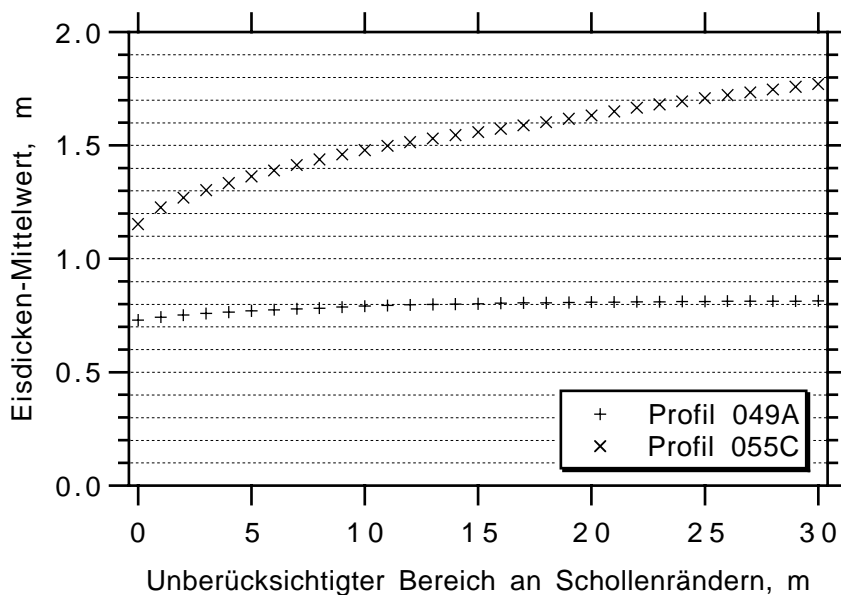


Abb. 5.17: Eisdicken-Mittelwerte der Profile aus Abb. 5.16 in Abhängigkeit der Breite von Bereichen an Schollenrändern, deren Daten bei der Mittelwertsberechnung unberücksichtigt blieben.

Der hier genannte Wert von ca. 10 m für die Daten aus Abb. 5.16a stimmt gut mit den im Zusammenhang mit Abb. 5.15 genannten Distanzen überein, ab denen keine Schollenrandeffekte mehr zu erkennen sind, und geben wiederum ein Maß für die Größe der Abtastbereichs der Messungen an. Bei der folgenden Dickenauswertung der Daten, deren Ergebnisse in Tabelle 5.2 aufgestellt sind, wurde deshalb immer ein Streifen von 10 m an den Schollenrändern unberücksichtigt gelassen.

Die Elimination der Datenpunkte stellt ein wirksames Mittel zur Beseitigung der Schollenrandeffekte dar. Der Verlust an Meßdaten kann jedoch gerade bei kleinen Eisschollen mit ohnehin wenigen Daten erheblich sein. Dies war bei den Beispielen in Abb. 5.16 der Fall, wie man aus der Reduzierung der Häufigkeiten auch der größeren Eisdicken sehen kann. Außerdem kann die Dateneliminierung den in Abb. 5.14d dargestellten Effekt nicht verhindern, wenn z.B. die Strecke, die das Meßsystem über einer Scholle nahe ihrem Rand zurücklegt, sehr groß ist. Hier wird die Eisdicke grundsätzlich unterschätzt.

Die gesamte Auswertung der Bugmessungen wird bei Anwesenheit von Schmelztümpeln wesentlich erschwert, wie sich bei Messungen während ARK 11/1 zeigte, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll. Dies liegt hauptsächlich daran, daß die Lasermessungen nicht ausreichen, um Schollenränder zu identifizieren, da sich Tümpel in den Laserdaten nicht von offenen Meerwasserstellen unterscheiden. Somit läßt sich die oben demonstrierte Beseitigung der Schollenrandeffekte nicht durchführen, wodurch die Daten nicht vollständig interpretierbar sind. Dies hat zur Folge, daß die bestimmten Eisdicken im Vergleich mit den tatsächlichen Eisdicken generell zu niedrig sind. Erschwert wird die Auswertung außerdem dadurch, daß das Schiff während der Expedition zumeist mit sehr hohen Geschwindigkeiten von 3 bis 5 m/s durch das Eis fuhr. Effekte, die auf die Geräteträgheit zurückzuführen sind, sind deshalb sehr groß.

5.2 Einige Ergebnisse der Messungen in der Bellingshausen- und Amundsensee

5.2.1 Eisdicken

Im folgenden sollen Ergebnisse der Bugmessungen während ANT 11/3 in der zentralen Bellingshausen- und östlichen Amundsensee (Abb. 5.18) vorgestellt werden. Über die sommerliche Eisdickenverteilung in diesen Gebieten südlich von 70°S ist bislang sehr wenig bekannt. Messungen an 11 Eiskernen von Jeffries *et al.* (1994) ergaben variable Dicken von 1 bis 4 m. Die im folgenden präsentierten Eisdickendaten stellen somit die ersten großräumigen Messungen in diesem Gebiet des Südpazifiks überhaupt dar. Aus diesem Grunde gibt es keinen fundierten Datensatz, mit dem man die Bugmessungen vergleichen könnte. Als Validierung der Bugmessungen können hier deshalb nur die wenigen Bohrungen (Abb. 5.18) und die visuellen Eisbeobachtungen von der Schiffsbrücke (Haas und Viehoff, 1994) dienen, die entlang der entsprechenden Profile durchgeführt wurden.

Insgesamt 120 Eisdickenbohrungen wurden soweit wie möglich an für die entsprechenden Eisschollen vermeintlich repräsentativen Stellen abgeteuft. Dazu wurden generell scheinbar undeformierte, ebene Schollenbereiche gewählt. Wie Abb. 5.18 zeigt, ergaben die Bohrungen in der zentralen Bellingshausensee mittlere Eisdicken zwischen 1.2 und 1.3 m, mit geringen Standardabweichungen von 0.2 bis 0.3 m. Im Bereich der östlichen Amundsensee wurden dagegen mittlere Eisdicken von 3 bis 7 m mit erheblichen Standardabweichungen von bis zu 1.6 m angetroffen. Die meisten Messungen wurden entlang von Profilen von mehreren zehner Metern Länge mit einem Meßpunktabstand von 4 bis 5 m durchgeführt. Bei den mit einem "(H)" hinter den Dickenangaben gekennzeichneten Messungen in Abb. 5.18 handelt es sich dagegen um stichprobenartige Bohrungen,

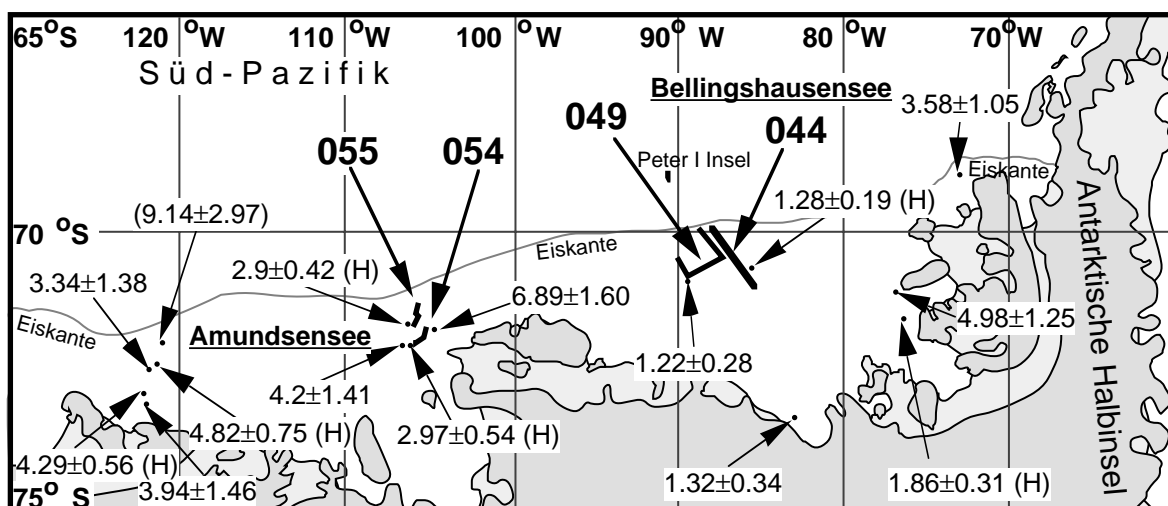


Abb. 5.18: Karte des Expeditionsgebietes während ANT 11/3 (Jan.-März 1994) in der Bellingshausen- und Amundsensee. Dargestellt sind die Erstreckung der vom Schiffsbug aus vermessenen Eisdickenprofile (Profile 044, 049, 054 und 055) mit einer Gesamtlänge von 323 km (Tabelle 5.2) sowie Eisdicken-Mittelwerte und -Standardabweichungen, die an Bohrlöchern entlang von kurzen Profilen oder während Einzelmessungen auf verschiedenen Schollen mithilfe eines Helikopters (mit "(H)" gekennzeichnet) ermittelt wurden.

die mit Hilfe eines Hubschraubers auf verschiedenen Schollen in einem Radius von ca 20 km um das Schiff herum durchgeführt wurden. Dadurch wurde ein besserer Eindruck von der regionalen Variabilität der Eisdicken erhalten.

Die Eisbeobachtungen von der Schiffsbrücke aus (Haas und Viehoff, 1994) ergaben Eiskonzentrationen von 50 bis 100% in der zentralen Bellingshausensee, bei typischen Schollendurchmessern von wenigen 10 bis einigen 100 m. Die geschätzten mittleren Eisdicken scheinbar ebenen Eises betragen 0.5 bis 2 m, wobei die Anzahl der Beobachtungen mit Eisdicken zwischen 0.8 und 1.2 m am größten war.

In der östlichen Amundsensee hatte POLARSTERN aufgrund der Eisbedingungen erhebliche Probleme voranzukommen, so daß ein weiteres südwärtiges Vordringen in Richtung Pine Island Bay schließlich aufgegeben werden mußte. In diesem Gebiet wurden deutlich größere Eisdicken von 0.8 bis 3 m, maximal bis 4 m beobachtet, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß aufgrund der großen Eisdicke und der hohen Eiskonzentration von 95 bis 100% korrekte Abschätzungen sehr schwierig waren. Die Schollengrößen betragen wie in der zentralen Bellingshausensee wenige 10 bis einige 100 m.

Mit dem Schiff wurden jeweils zwei Profile in der zentralen Bellingshausensee (Profile 044 und 049) und in der östlichen Amundsensee vermessen (Profil 054 und 055, Abb. 5.18). Während der Registrierung von Profil 054 bewegte sich das Schiff fast ausschließlich im Rammtrieb südwärts, bis die Fahrt schließlich eingestellt werden mußte. Profil 055 wurde dann beim anschließenden Rückzug zum offenen Wasser weiter nördlich vermessen. Die Profile mit einer Gesamtlänge von 232 km wurden in ca. 15 bis 25 km lange Abschnitte unterteilt, für die Eisdicken-Mittelwerte und -Standardabweichungen sowie die Hauptmode der Eisdickenverteilung in Tabelle 5.2 notiert sind. Zur Berechnung der Werte wurden nur Daten der inneren Schollenbereiche benutzt, um eine Erniedrigung durch Randeffekte zu verhindern (Abschn. 5.1.6). Die erhaltenen Mittelwerte entsprechen also denen, die man durch eine große Zahl an Bohrungen erhielte, da auch dann die Dicke von 0 m nicht in den Daten enthalten wäre.

Die Abstände zwischen Meßsystem und Wasseroberfläche wurden entsprechend der Umkehrung von Gl. 5.5, der das 1D-Modell mit einer meerwassergefüllten Lücke zugrundeliegt (Abschn. 3.4.5, 5.1.4.), aus den EM-Daten berechnet.

Zur Abschätzung der Unterschiede bei Anwendung von Gl. 5.3, die ja durch ein einfaches Zweischichtmodell zu erklären war, sind in Tabelle 5.2 außerdem Eisdicken eingetragen, die man mit dieser Gleichung erhalten würde. Erwartungsgemäß führt Gl. 5.3 zu erheblich niedrigeren Eisdicken als die Anwendung von Gl. 5.5. Die Unterschiede betragen ca. 0.3 m bei Eisdicken um 1 m, und bis zu 1 m bei Eisdicken über 2.5 m. Daß die mit Gl. 5.5 berechneten Eisdicken den aus Bohrungen und Eisbeobachtungen bekannten Eisdicken wesentlich besser entsprechen, rechtfertigt nachträglich die Einführung dieser Gleichung, die im folgenden allen Berechnungen zugrundeliegt.

Wie erwähnt, stimmen die elektromagnetisch ermittelten Eisdicken mit den visuell und durch Bohrungen bestimmten Eisdicken weitgehend gut überein. Die angetroffenen mittleren Eisdicken in der zentralen Bellingshausensee

Tabelle 5.2: Ergebnisse der Auswertung sämtlicher während ANT 11/3 vom Schiffsbug aus vermessener Eisdickenprofile. Eiskonzentration C_{Eis} und mittlere Durchmesser von vermessenen Eisschollen $\bar{\varnothing}_{Eis}$ bzw. von überquerem offenen Wasser $\bar{\varnothing}_{Wasser}$ wurden aus den Laserdaten ermittelt. Mittlere Eisdicken \bar{z}_E wurden sowohl mithilfe von Gl. 5.5 (1D-Modell mit meerwassergefüllter Lücke) als auch zum Vergleich nach Gl. 5.3 (Kalibrierungsmessung über offenem Wasser) berechnet.

Profil	Abschnitt	Profilbeginn		Profillänge, km	C_{Eis} , %	$\bar{\varnothing}_{Eis}$, m	$\bar{\varnothing}_{Wasser}$, m	\bar{z}_E (Gl. 5.5), m		\bar{z}_E (Gl. 5.3), m	
		Breite, S	Länge, W					s	Mode		
044	A	71°02'	85°54'	16.1	73.8	23.2	8.3	1.12	±0.53	0.9	0.77
	B	70°53'	86°12'	17.4	81.9	28.4	6.3	1.19	±0.64	0.8	0.81
	C	70°45'	86°31'	17.0	47.4	21.4	23.8	1.28	±0.56	0.9	0.87
	D	70°35'	86°50'	16.0	33.7	15.6	30.7	1.23	±0.61	0.9	0.83
	E	70°26'	87°11'	15.9	42.3	16.9	23.0	1.16	±0.55	0.9	0.79
	F	70°18'	87°26'	15.9	70.9	30.1	12.3	1.43	±0.84	0.8	0.96
	G	70°11'	87°46'	15.9	65.3	27.7	14.8	1.59	±0.84	0.9	1.08
	H	70°07'	87°52'	15.9	69.7	28.3	12.3	1.45	±0.66	1.0	0.99
049	A	70°18'	87°35'	23.4	64.6	28.1	15.4	1.37	±0.66	0.9	0.99
	B	70°31'	87°07'	23.4	70.7	37.1	15.3	1.29	±0.60	0.9	0.93
	C	70°36'	87°44'	20.6	75.1	44.2	14.6	1.34	±0.67	0.9	0.93
	D	70°43'	88°17'	24.8	77.9	57.3	16.3	1.37	±0.83	0.9	0.95
	E	70°48'	88°41'	26.2	56.5	50.7	39.0	1.28	±0.59	1.0	0.91
	F	70°41'	89°45'	5.7	88.6	40.2	5.2	1.76	±1.07	1.2	1.17
054	A	71°50'	105°13'	12.4	92.2	39.8	3.4	3.05	±1.04	2.7	2.07
	B	71°56'	105°16'	17.8	77.9	21.7	6.2	3.11	±1.03	2.7	2.13
	C	72°04'	105°28'	7.6	84.2	19.8	3.7	3.27	±1.06	3.1	2.23
055	A	71°51'	105°52'	16.4	55.7	13.4	10.6	2.40	±1.11	1.6	1.72
	B	71°47'	105°47'	13.3	70.4	14.2	6.0	2.23	±0.89	1.6	1.59
	C	71°40'	105°37'	1.3	98.2	58.7	1.1	2.07	±0.65	1.5	1.43

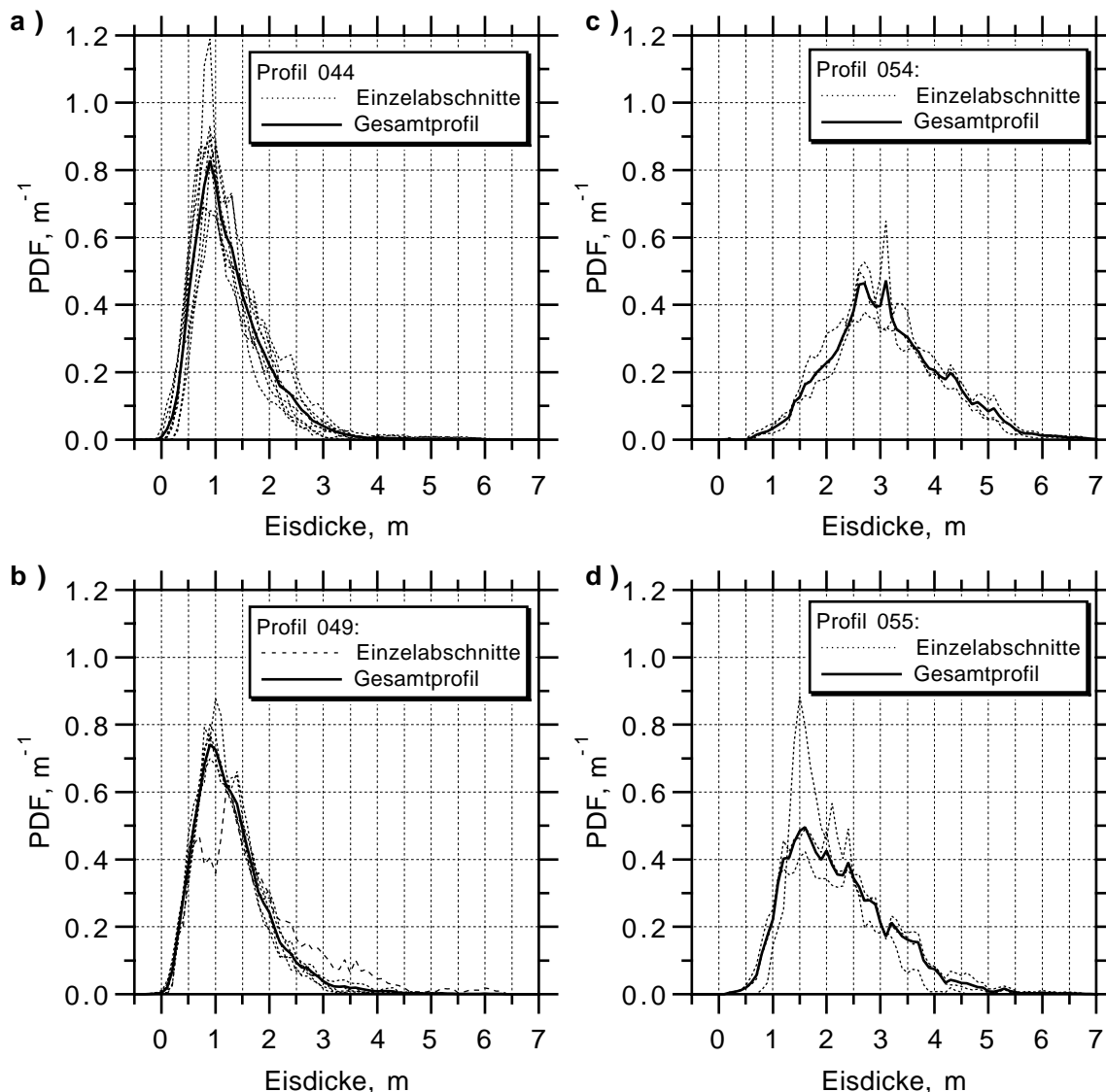


Abb. 5.19: PDFs der Eisdickenverteilungen der einzelnen Profile bzw. Profilabschnitte aus Tabelle 5.2. In die PDFs gingen nur Daten aus den inneren Bereichen von Eisschollen ein, d.h. offenes Wasser und Schollenränder blieben unberücksichtigt.

betragen demnach 1.1 bis 1.5 m. In der östlichen Amundsensee ist die Eisdicke mit 2 bis 3.2 m wesentlich größer.

Abb. 5.19 zeigt die Verteilungen der Eisdicke für sämtliche Profilabschnitte, sowie jeweils eine Verteilung für ein Gesamtprofil. Dargestellt sind Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (PDFs) (vergl. Gl. 1.2).

Auch die Moden der PDFs, die ungefähr die Dicke undeformierten Eises angeben, zeigen deutlich, daß das Eis in der östlichen Amundsensee wesentlich dicker ist. Sie sind ebenfalls in Tabelle 5.2 notiert. Die Moden betragen 0.8 bis 1.2 m in der zentralen Bellingshausen- und 1.5 bis 3.1 m in der östlichen Amundsensee. An den Verteilungen fällt außerdem die große Ähnlichkeit der Messungen in den einzelnen Abschnitten auf. Ferner weisen die Kurven zu großen Eisdicken hin, die den Anteil deformierten Eises repräsentieren, einen negativ-exponentiellen Verlauf auf, der von zahlreichen anderen Eisdicken-, Tiefgangs- und Freibordhöhenverteilungen her bekannt ist (Hibler *et al.*, 1972, Wadhams, 1980).

Abb. 5.20 stellt zusammenfassend einen Vergleich der Summen der Dickenverteilungen in den beiden Meßgebieten dar. Es sind sowohl PDFs ohne Wasser und Schollenränder als auch für den gesamten Datensatz dargestellt. Wiederum wird deutlich, daß das Eis in der zentralen Bellingshausensee mit einem Mittelwert von 1.33 m und einer Mode von 0.9 m deutlich dünner ist als in der östlichen Amundsensee, wo sich ein Mittelwert von 2.87 m bei Moden von 1.5 und 2.6 m ergibt. Die PDFs für die gesamten Datensätze zeigen außerdem den wesentlich höheren Anteil von Wasser entlang des Profils in der zentralen Bellingshausensee an, wo ein schmales Maximum bei einer Dicke von 0 m auftritt (Abb. 5.20a). Dies ist auch in Tabelle 5.2 bei den Eiskonzentrationen sichtbar und entspricht den Beobachtungen von der Schiffsbrücke.

Verglichen mit diesen Beobachtungen sind die gemessenen Eiskonzentrationen sowie die Schollengrößen bei beiden Meßgebieten jedoch zu niedrig. Dies liegt einerseits an der Fahrtroute des Schiffes, die sich soweit möglich an dem Verlauf von Rissen und Wasserrinnen im Eis orientiert. Glücklicherweise war dies allerdings bei den hier gezeigten Profilen aufgrund der Eisverhältnisse nur schwer möglich, so daß der Profilverlauf über weite Strecken doch einer annähernden Geraden entspricht. Andererseits sind die niedrigen gemessenen Eiskonzentrationen und insbesondere geringen Schollengrößen aber auch eine Folge des Zerbrechens der Schollen durch das Schiff, da es nachträglich nicht mehr möglich ist zu rekonstruieren, ob zwei Schollen, die nur von einem schmalen Riß getrennt sind, ehemals zusammengehörten.

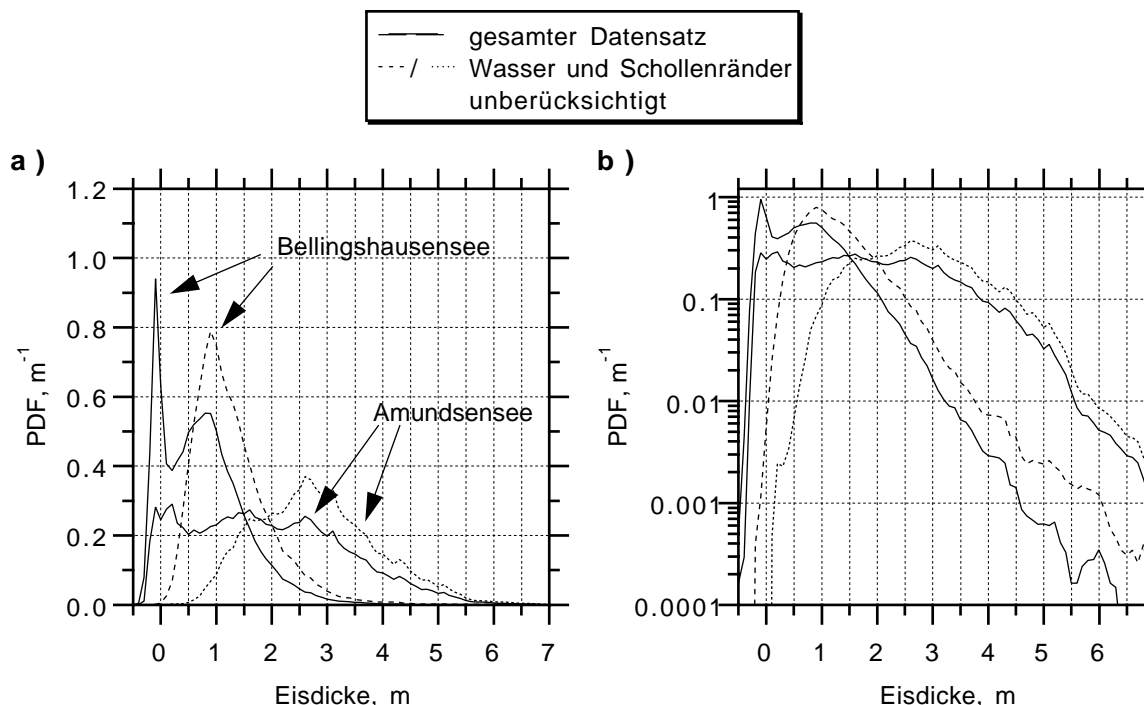


Abb. 5.20: Zusammenfassender Vergleich der Eisdicken-PDFs der Gesamtheit der Profile aus der Bellingshausen- und Amundsensee aus Abb. 5.19. Dargestellt sind sowohl PDFs für sämtliche Messungen einschließlich Wasser und Schollenrändern als auch die PDFs, die sich bei Nicht-Berücksichtigung dieser Bereiche ergeben.

Der lineare Verlauf der Kurven in der logarithmischen Darstellung in Abb. 5.20b zeigt nochmals den bereits oben angesprochenen negativ-exponentiellen Verlauf der Verteilungen bei großen Eisdicken.

5.2.2 Frequenz- und Autokorrelationsanalysen

Abb. 5.21 zeigt Frequenzspektren von den mit dem Laser und dem EM31 ermittelten Entfernungen zur Wasseroberfläche sowie von den daraus abgeleiteten Eisdicken und Freibordhöhen für einen Datensatz einschließlich offenen Wassers. Die Daten stammen von Profil 055A, jedoch sind die generellen Eigenschaften der Spektren auch für sämtliche anderen Profile typisch und geben deutlich die meßverfahrensbedingten Eigenschaften der einzelnen Meßparameter wieder. Generell fallen die Amplituden mit zunehmender Wellenzahl stark ab, so daß die größten Amplituden bei den größten Wellenlängen auftreten.

In den EM-Daten haben die sehr niederfrequenten Dickenschwankungen von Wellenzahlen kleiner als ca. 0.05 m^{-1} , die Wellenlängen von mehr als 20 m entsprechen, gegenüber den Laserdaten wesentlich größere Amplituden. Dies bedeutet, daß das EM-Signal wesentlich niederfrequenter ist, was aus den Beispielen in den Abb. 5.12, 5.15 und den Überlegungen zum lateralen Auflösungsvermögen (Abschn. 3.4.1.4, 5.1.2) zu erwarten ist. Aus denselben Gründen sind hochfrequente Signalschwankungen gegenüber den Laserdaten stark unterrepräsentiert.

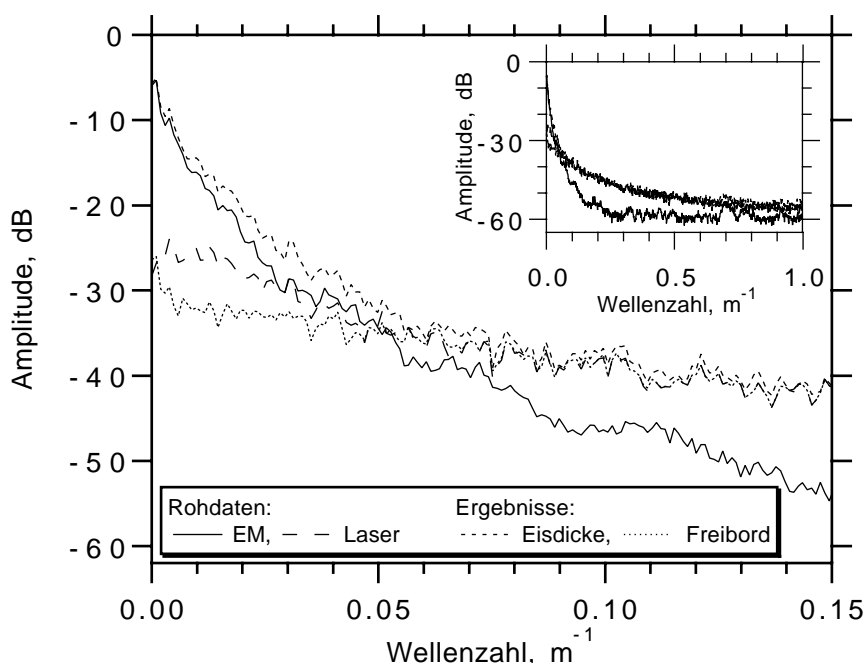


Abb. 5.21: Exemplarische Amplitudenspektren von EM- und Laserdaten und den daraus abgeleiteten Eisdicken und Freibordhöhen von Profil 055A.

Die Bestimmung der Freibordhöhen aus den Laserdaten nach dem Hilder-Verfahren (Abschn. 5.1.5.1) beinhaltet hauptsächlich, die niederfrequenten Schiffsbewegungen aus den Laserdaten zu eliminieren. Der Erfolg dieses Bearbeitungsschrittes wird beim Vergleich der Spektren von Laserdaten und Freibordhöhen deutlich, da die Amplituden der Freibordhöhen mit sehr niedrigen Wellenzahlen unterhalb 0.05 m^{-1} wesentlich geringer als die Amplituden der Laserdaten sind (Abb. 5.21). Bei größeren Wellenzahlen ist das Spektrum dagegen nahezu identisch.

Die Eisdicke wurde nach Gl. 5.4 durch Subtraktion der Laser- von den EM-Daten berechnet. Aus diesem Grunde sind sowohl die starken niederfrequenten als auch die schwächeren hochfrequenten Signale in den Dicken-daten enthalten. Im Spektrum zeigt sich dies darin, daß die Amplituden niedrigster Wellenzahlen denen der EM-Daten gleichen, um sich zu großen Wellenzahlen hin an den Spektrenverlauf der Laserdaten anzuschmiegen (Abb. 5.21).

Aus den Frequenzspektren geht zwar deutlich der eher niederfrequente Charakter der EM-Daten bzw. Eisdicken im Vergleich zur Rauigkeit der Eisoberseite hervor, jedoch ist es schwierig, daraus Aussagen über charakteristische Wellenlängen in den Daten zu machen und die verschiedenen Datensätze zu vergleichen. Solche charakteristischen Größen lassen sich besser mit Hilfe von Autokorrelationsanalysen bestimmen (z.B. Rothrock, 1986, Eicken und Lange, 1989, Lange und Eicken, 1991). Die normierte Autokorrelationsfunktion AKF eines Signals $y(t)$ der Länge $T = N \Delta t$ mit Mittelwert \bar{y} und Standardabweichung s ist als

$$AKF(\tau) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^N (y(t_i) - \bar{y})(y(t_i + \tau) - \bar{y}) / s^2 \quad 5.7$$

definiert (Davis, 1986; vgl. Gl. 5.6). Sie ist eine Funktion der Verschiebung τ des zu analysierenden Datensatz gegen sich selbst. Je hochfrequenter bzw. je rauher ein Signal ist, umso schneller fällt die AKF von ihrem Maximum von 1, das bei einer Verschiebung von 0 angenommen wird, zu niedrigen Werten ab. Die erste Nullstelle der AKF markiert die minimale Entfernung, die zwischen zwei Punkten zu wählen ist, um statistisch unabhängige Messungen zu erhalten. Je rauher z.B. die Eisoberfläche ist, um so geringer ist diese Entfernung zwischen zwei Meßpunkten.

Tabelle 5.3 listet die Ergebnisse der Autokorrelationsanalysen von Laser- und EM-Rohdaten (Entfernungen) sowie von Eisdicken und Freibordhöhen sämtlicher vermessener Profile (Tabelle 5.2) einschließlich der vermessenen Wasserrinnen auf. Es ist jeweils die Verschiebung angegeben, bei der die AKF auf einen Wert von $1/e$ abgefallen ist, sowie die Verschiebung, bei der die AKF ihre erste Nullstelle annimmt. Die Werte von Profil 049E wurden eingeklammert, da hier der Einfluß der großen mittleren Rinnendurchmesser (vgl. Tabelle 5.2) zu einer wesentlichen Erhöhung aller Werte führt, weil Rinnen bei den hier betrachteten Skalen eine sehr glatte Oberfläche darstellen. Abb. 5.22 zeigt beispielhaft den Verlauf der AKFs der Daten von Profil 055A (vgl. Abb. 5.21).

Die Verschiebungen, bei denen die AKF auf $1/e$ abgefallen sind, sind konsistent immer für die EM-Daten am größten (17.5 bis 239.5 m) und für die Freibordhöhen am geringsten (2.5 bis 16.5 m). Eisdicken und Laserdaten befinden sich dazwischen. Dies macht besonders deutlich, daß die EM-Daten einen sehr glatten Verlauf zeigen, während die Laserdaten eine große

Tabelle 5.3: Ergebnisse der Autokorrelationsanalysen von EM- und Laser-Rohdaten sowie den daraus abgeleiteten Eisdicken und Freibordhöhen für alle einzelnen Profile aus Tabelle 5.2. Die Werte von Profil 049E wurden aufgrund der besonderen Eisbedingungen eingeklammert (siehe Text).

Profil	Abschnitt	1/e-Verschiebung der AKF, m				Erste Nullstelle der AKF, m			
		EM	Eisdicke	Laser	Freibord	EM	Eisdicke	Laser	Freibord
044	A	61.5	51.5	8.0	6.0	1094	772	108	543
	B	30.5	24.5	7.5	5.5	651	657	20	18
	C	52.0	40.0	11.0	8.0	1709	1333	124	682
	D	51.0	46.5	9.5	7.0	1111	1107	87	560
	E	48.0	44.0	6.0	6.0	672	856	662	550
	F	47.5	45.0	11.0	6.0	374	367	120	115
	G	37.5	30.5	10.0	5.5	323	317	154	189
	H	59.0	49.0	8.5	6.5	593	472	86	633
049	A	46.0	37.0	10.0	9.0	1241	794	43	769
	B	38.0	29.5	12.5	10.0	736	563	42	295
	C	54.0	42.5	11.0	8.5	298	206	183	179
	D	61.5	43.0	16.5	9.5	831	156	857	192
	E	(831.0)	(310.0)	(164.0)	(15.5)	(1862)	(1877)	(1639)	(1382)
	F	39.0	28.5	8.5	7.5	203	162	40	77
054	A	30.0	25.5	8.5	5.0	487	127	33	70
	B	47.5	39.0	9.5	7.0	457	442	31	108
	C	25.0	24.0	8.5	5.0	52	56	60	35
055	A	80.0	61.0	9.0	4.5	636	658	34	478
	B	239.5	53.5	8.5	4.0	1472	1410	51	466
	C	17.5	13.5	5.0	2.5	33	31	16	6

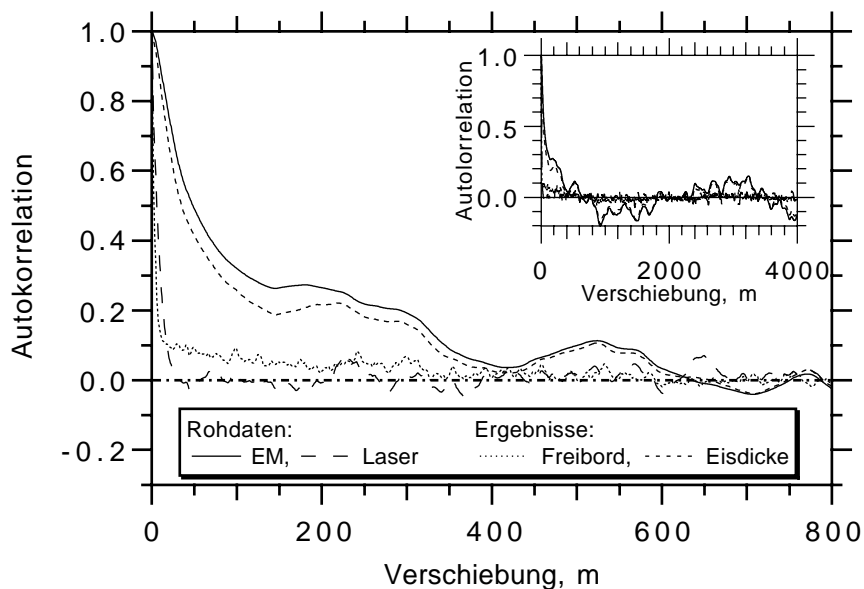


Abb. 5.22: Autokorrelationsfunktionen (Gl. 5.7) der EM- und Laserdaten sowie der daraus abgeleiteten Eisdicken und Freibordhöhen von Profil 055A (vgl. Abb. 5.21).

Rauhigkeit aufweisen. Die AKFs der Eisdicke werden sehr stark vom Verlauf der EM-Daten geprägt. Daß die Verschiebungen der AKFs der Freibordhöhen die generell kleinsten Werte aufweisen, zeigt sehr deutlich, daß die größeren Wellenlängen erfolgreich aus den Laserdaten eliminiert werden konnten.

Die Positionen der ersten Nullstelle der AKFs sind sehr variabel und nicht konsistent zwischen den einzelnen Datensätzen. Wie man an der AKF der Freibordhöhen in Abb. 5.22 erkennen kann, kann es sehr lange dauern, bis die Kurve die Abszisse schneidet, obwohl sie anfangs stark abfällt. Die Positionen der ersten Nulldurchgänge sind deshalb schwer zu interpretieren. Leider ist es nicht einfach möglich, aus den in Tabelle 5.3 dargestellten Ergebnissen Aussagen über das Eis zu machen, da die Eigenschaften des EM/Laser-Meßsystems nicht vollkommen bekannt sind. Die $1/e$ -Positionen der Eisdicken und Freibordhöhen können beispielsweise einerseits bedeuten, daß die Eisoberseite wesentlich rauher ist als die Eisunterseite. Andererseits können sie aber auch so interpretiert werden, daß aufgrund des stark mittelnden Meßprinzips der EM-Messungen hochfrequente Schwankungen der Eisunterseite gar nicht erfaßt werden. Der glattere Verlauf der Eisdicke bzw. Eisunterseite wäre dann nur ein künstlicher, methodenbedingter Effekt. Die Frage nach den charakteristischen räumlichen Dimensionen der EM-Messungen wird in Abschn. 5.2.3 noch weiter untersucht.

Key und McLaren (1988) fanden bei der Analyse von Eistiefgängen in der Beaufortsee, die mit Hilfe von U-Boot-Sonarmessungen bestimmt wurden, eine Zunahme großer Wellenlängen mit zunehmender Eisdicke. Diese Beobachtung bestätigt Ergebnisse von Hibler und LeSchack (1972), die eine ähnliche Analyse an mit einem Laseraltimeter bestimmten Freibordhöhen in der zentralen Arktis durchführten. Aus den hier vorgestellten Autokorrelationsanalysen ist kein solcher regionaler Trend ersichtlich, der aufgrund der wesentlich größeren Eisdicken in der Amundsensee zu erwarten wäre. Es läßt sich darüber spekulieren, ob dies an anderen Mechanismen der Eisdeformation bzw. Eisverdickung in dieser Region liegt, die sich z.B. in einem häufigeren Auftreten von flächigen Eisüberschiebungen als der Bildung klassischer Preßeisrücken ausdrücken. Dies könnte zu einer großen kleinskaligen Rauhigkeit auch sehr dicken Eises führen.

5.2.3 Tiefgangs-Freibord-Beziehungen

Von U-Boot-Sonarmessungen und flugzeuggestützten Laseraltimetermessungen entlang nahezu koinzidenter Profile im Arktischen Becken ist bekannt, daß die PDF von Freibordhöhen in die PDF von Tiefgängen konvertiert werden kann, wenn basierend auf den mittleren Freibordhöhen und Tiefgängen eine einfache Koordinatentransformation vorgenommen wird (Comiso *et al.*, 1991, Wadhams *et al.*, 1992). Diese Transformation beinhaltet eine Division der Werte der Ordinate der Freibordverteilung und eine Multiplikation der Abszissenwerte dieser Verteilung mit dem Verhältnis R aus mittlerem Tiefgang und mittlerem Freibord:

$$R = z_{\text{Tiefgang}} / z_{\text{Freibord}} \quad 5.8$$

Die Messungen am Schiffsbug eignen sich in hervorragender Weise, diese Beobachtung an dem vermessenen Eis im Südpazifik auf die Antarktis zu

übertragen, weil man wie bei einer Bohrung gleichzeitig den Tiefgang und das Freibord am selben Punkt bestimmen kann. Leider hat diese Arbeit aber gezeigt, daß gerade bei dickem Eis von Preßeisrücken erhebliche Schwierigkeiten auftreten, die Tiefe eines Eiskiells elektromagnetisch exakt zu bestimmen. Deshalb kann andererseits an der oben zitierten Beobachtung das Bugmeßsystem getestet werden, wenn man voraussetzt, daß die Beobachtung auch für das Eis im südlichen Pazifik zutrifft. Dann müssen die gemessenen Tiefgangs- und Freibordverteilungen ebenfalls in einem bestimmten Verhältnis zueinander stehen.

Um den Tiefgang zu bestimmen, wurden die nach Abschn. 5.1.5.1 bestimmten Freibordhöhen von der Eisdicke subtrahiert:

$$z_{\text{Tiefgang}} = z_E - z_{\text{Freibord}} \quad 5.9$$

Tabelle 5.4 listet für sämtliche Profile aus Tabelle 5.2 die mittleren Tiefgänge und Freibordhöhen auf. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß, wie in Abschn. 5.1.5.1 erläutert, aufgrund des angewandten Hiblierverfahrens die ermittelten Freibordhöhen grundsätzlich zu gering sind und damit die Tiefgänge zu groß, was zu einer generellen Überschätzung von R (Gl. 5.8) führen müßte. Trotzdem ist R zumindest in der Bellingshausensee (Profile 044 und 049) noch kleiner als der für sommerliches Eis der zentralen Arktis bestimmte, nahezu konstante Wert $R = 7.9$ (Wadhams *et al.*, 1992). Die sehr hohen Werte für R in der Amundsensee (Profile 054 und 055, Tabelle 5.2) sind dagegen auf die zu gering berechneten Freibordhöhen zurückzuführen, die gerade hier aufgrund einer dicken Schneeauflage in Wirklichkeit viele Dezimeter betragen konnten (Haas und Viehoff, 1994).

Tabelle 5.4: Preßeisrückenstatistik der Profile aus Tabelle 5.2: Mittlere Tiefgänge $\bar{z}_{\text{Tiefgang}}$ und Freibordhöhen $\bar{z}_{\text{Freibord}}$ und der Quotient $R = \bar{z}_{\text{Tiefgang}} / \bar{z}_{\text{Freibord}}$. Für jedes Profil sind außerdem mittlere Preßeisrückenhöhen μ_h und -abstände μ_s , die Preßeisrückendichten D sowie die Rückenintensitäten $R_1 = 1000 \mu_h / \mu_s$ für einen Schwellwert von 0.8 m aufgelistet (siehe Text Abschn. 5.2.4).

Profil	Abschnitt	$\bar{z}_{\text{Tiefgang}}$, m	$\bar{z}_{\text{Freibord}}$, m	R	μ_h , m	μ_s , m	D , km ⁻¹	R_1
044	A	0.98	0.16	6.13	1.07	317	3.2	3
	B	1.07	0.16	6.69	1.04	257	3.9	4
	C	1.18	0.15	7.87	1.01	210	4.8	5
	D	1.05	0.14	7.50	1.06	352	2.9	3
	E	1.04	0.16	6.50	1.03	249	4.1	4
	F	1.23	0.15	8.20	1.04	151	6.7	7
	G	1.47	0.17	8.65	1.05	137	7.4	8
	H	1.29	0.19	6.79	1.04	203	5.0	5
049	A	1.17	0.21	5.57	1.04	189	5.4	6
	B	1.11	0.19	5.84	1.04	240	4.2	4
	C	1.18	0.20	5.90	1.08	132	7.6	8
	D	1.15	0.20	5.75	1.13	165	6.1	7
	E	0.25	0.23	1.09	1.08	224	4.5	5
	F	1.41	0.28	5.04	1.10	72	14.0	15
054	A	2.72	0.30	9.07	1.18	42	23.8	28
	B	2.86	0.35	8.17	1.24	42	23.7	30
	C	3.13	0.32	9.78	1.17	38	26.0	31
055	A	2.40	0.19	12.63	1.16	65	15.5	18
	B	2.14	0.20	10.70	1.15	46	21.7	25
	C	1.93	0.18	10.72	1.12	47	21.9	24

Für alle Profile aus Tabelle 5.2 ergibt die Untersuchung der Tiefgangs- und Freibordverteilungen einheitlich, daß sich, basierend auf der oben geschilderten Transformation, keine gute Übereinstimmung zwischen den Verteilungen erreichen läßt. Generell weisen die Freibordhöhenverteilungen nach der Transformation mit R zu hohe Werte bei großen und zu kleine Werte bei geringen Freibordhöhen auf (vgl. Abb. 5.25). Hierin zeigt sich wieder die bereits oben geschilderte Schwäche der EM-Methode bei der Bestimmung der Tiefe von großen Eiskielen, so daß große Tiefen in den EM- bzw. Tiefgangsdaten unterrepräsentiert sind. Es erscheint eher unwahrscheinlich, daß dies der Realität im Meßgebiet tatsächlich entspricht.

Im Zuge der Analyse der Tiefgangs- und Freiborddaten ergab sich jedoch, daß die allgemein schlechte Korrelation zwischen Tiefgang und Freibordhöhe, deren Werte in Tabelle 5.1 verzeichnet sind, geringfügig verbessert werden kann, wenn man die Freiborddaten tiefpaßfiltert. So weist die Korrelation zwischen Tiefgang und Freibord für das folgende Beispiel von Profil 049C z.B. ein Maximum für Freiborddaten auf, die mit einem Tiefpaßfilter mit einer minimalen Durchlaß-Wellenlänge von 55 m gefaltet wurden (Abb. 5.23). Diese Grenzwellenlänge, für die die Korrelation maximal wird, sei im folgenden als optimale Wellenlänge bezeichnet. Abb. 5.24 zeigt einen kurzen Ausschnitt aus dem Profil. Es sind sowohl die ungefilterten als auch die mit dem Tiefpaßfilter mit der optimalen Wellenlänge von 55 m gefilterten Daten dargestellt. Vergleicht man nun die Verteilungen von Tiefgang und Freibord nach der Filterung mit der optimalen Wellenlänge, so ergeben sich sehr gute Übereinstimmungen beider Verteilungen (Abb. 5.25).

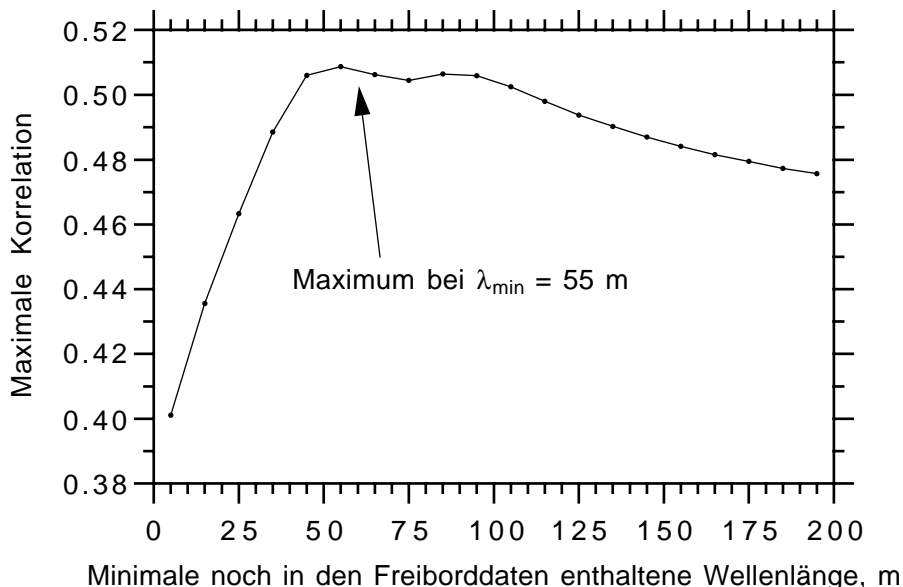


Abb. 5.23: Abhängigkeit des Korrelationskoeffizienten zwischen Tiefgangs- und Freiborddaten von der Grenzwellenlänge λ_{min} eines Tiefpaßfilters, der auf die Freiborddaten von Profil 049C angewandt wird. Für $\lambda_{min} = 55$ m ist die Korrelation mit 0.51 maximal.

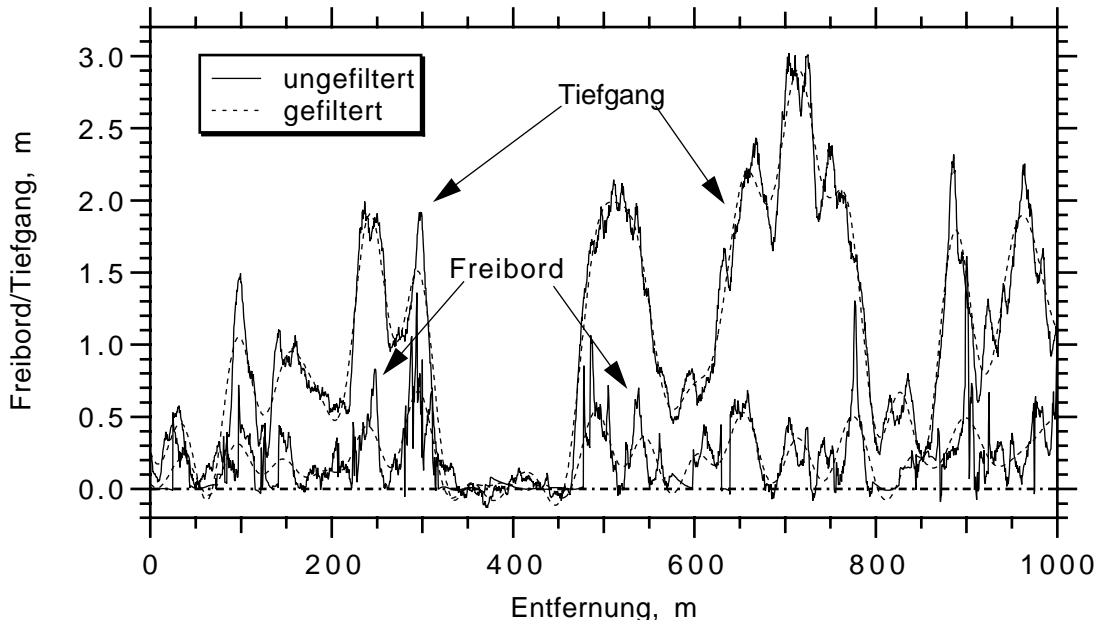


Abb. 5.24: 1000 m langer Ausschnitt aus Profil 049C. Dargestellt sind die ungefilterten als auch die mit einem Tiefpaßfilter mit einer minimalen Grenzwellenlänge von 55 m gefalteten Verläufe der Tiefgänge und Freibordhöhen.

Die Ursache dafür liegt offensichtlich darin, daß durch die Tiefpaßfilterung die extremalen Freibordhöhen der Preßeisrückensegel abgeschnitten werden, und somit nicht mehr in der Verteilung erscheinen. Dies ist auch in Abb. 5.24 klar zu erkennen. Erwähnenswert ist, daß sich die Verteilungen der Tiefgänge mit oder ohne Anwendung des Tiefpaßfilters kaum unterscheiden, so daß die PDF der tiefpaßgefilterten Tiefgänge die der ungefilterten gut wiedergibt (Abb. 5.25). In den Tiefgangsdaten fehlen also von vornherein hohe Frequenzen, wie ja bereits aus Abschn. 5.2.2 hervorging.

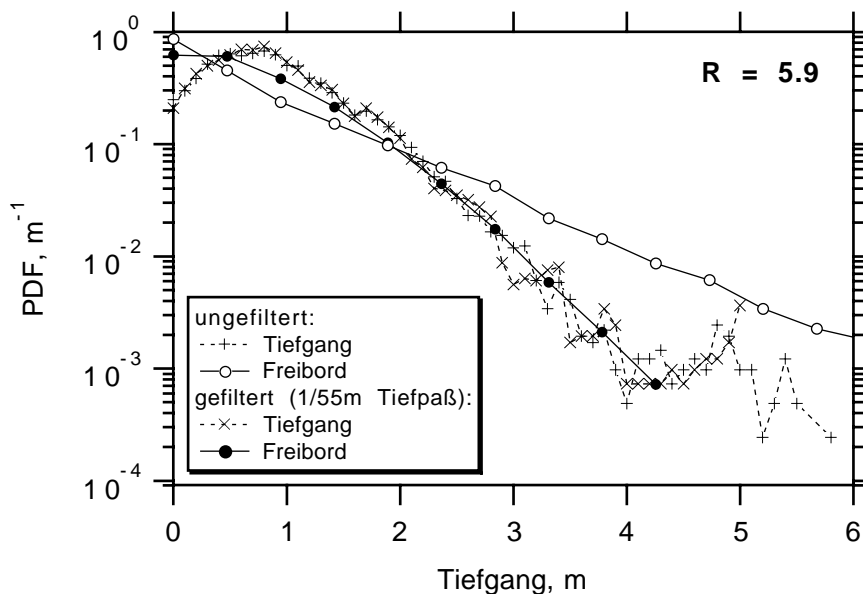


Abb. 5.25: Vergleich der PDFs der Tiefgangs- und der mit dem Faktor R transformierten (siehe Text) Freibordhöhenverteilungen von Profil 049C für ungefilterte als auch tiefpaßgefilterte Daten. Die minimale Wellenlänge des Tiefpaßfilters betrug 55 m.

Das beschriebene Verhalten der Tiefgangs- und Freiborddaten konnte bei allen Profilen festgestellt werden. Die optimalen Wellenlängen lagen dabei stets im Bereich von 40 bis 70 m. Dies legt den Schluß nahe, daß die optimale Wellenlänge ein Maß für die hochfrequentesten, signifikant in den EM-Daten vorkommenden lateralen Dimensionen sein könnte. Außerdem liegen diese Wellenlängen im Bereich der Werte, für die die AKF auf $1/e$ abfällt (Tabelle 5.3).

AKFs der Freiborddaten von Profil 049C, die mit verschiedenen unteren Grenzwellenlängen tiefpaßgefiltert wurden, sind abschließend in Abb. 5.26 dargestellt. Abb. 5.26a zeigt, wie die AKF der Freiborddaten mit abnehmendem Anteil kurzer Wellenlängen breiter wird und somit einen weniger rauhen Verlauf der Daten nach der Filterung anzeigt. Für die Grenzwellenlänge von 55 m aus den Abb. 5.23, 5.24 und 5.25 ähneln sich die AKFs von Eisdicke und Freibord bei kleinen Verschiebungen stark (Abb. 5.26a). In Abb. 5.26b ist dargestellt, wie sich die Verschiebung, für die die AKF der Freiborddaten auf

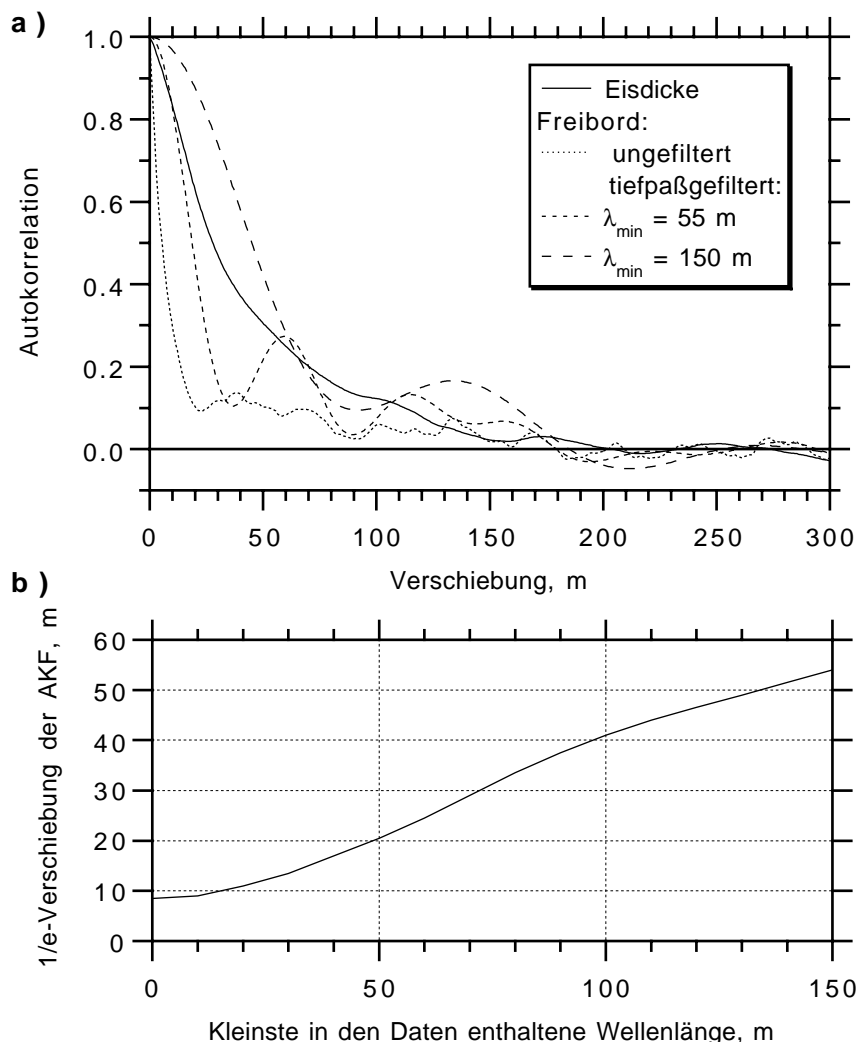


Abb. 5.26: Verlauf der Autokorrelationsfunktion (AKF) der Freiborddaten in Abhängigkeit vom Frequenzgehalt. **a)** AKFs der ungefilterten Eisdicken und Freibordhöhen sowie der Freibordhöhen für verschiedene Tiefpaß-Grenzwellenlängen von 55 und 150 m. **b)** Zunahme der Verschiebung, bei der die AKF der Freiborddaten auf $1/e$ abgefallen ist, mit steigender minimaler Wellenlänge.

$1/e$ abgefallen ist, mit zunehmender Grenzwellenlänge des Tiefpaßfilters vergrößert, wie der Verlauf der Freiborddaten also glatter wird. Die Verschiebung von 42.5 m, die sich aus der Analyse der Eisdicken von Profil 049C ergab (Tabelle 5.3), wird von den Freiborddaten erst bei einer Tiefpaß-Grenzwellenlänge von ca. 100 m angenommen. Dieser große Wert läßt Zweifel an der direkten Vergleichbarkeit der $1/e$ -Verschiebungen der verschiedenen Datensätze aufkommen.

Eine vergleichbare Autokorrelationsanalyse führten Kovacs *et al.* (1995) durch, um die Footprintgröße ihrer Flugsonde zu analysieren. Ähnlich wie in Abb. 5.26 tiefpaßfilterten sie dazu ein durch Bohrungen vermessenes Eisdickenprofil derart, daß die erste Nullstelle der AKF der Bohrdaten mit der der AKF von EM-/Laserdaten übereinstimmt, die entlang desselben Profils vermessen wurden. Die so ermittelte Tiefpaß-Grenzfrequenz stimmt gut mit der für die Flugsonde aus anderen Überlegungen abgeschätzten Footprintgröße überein. Der Unterschied zu der in Abb. 5.26 gezeigten Analyse liegt insbesondere in der unterschiedlichen lateralen Auflösung der Laserdaten (hier 0.5 m) und der Bohrungen von Kovacs *et al.* (1995), die mindestens einen Abstand von 5 m hatten. Somit stellen die Bohrungen schon eine Glättung der tatsächlichen, wesentlich größeren kleinskaligen Rauigkeit dar, die mit dem Laser erfaßt wird. Andererseits zeigen die unterschiedlichen Ergebnisse aus Abb. 5.26 und von Kovacs *et al.* aber auch, daß die kleinskalige Rauigkeit der Eisoberseite mit der elektromagnetisch meßbaren Rauigkeit der Eisdicke bzw. der Eisunterseite nur schwer vergleichbar ist.

5.2.4 Preßeisrückenstatistik

Die Lasermessungen ermöglichen unabhängig von den Eisdickenmessungen eine eigenständige Erfassung der Oberflächenrauigkeit, die zumindest bei repräsentativer Fahrtroute des Schiffes mit Messungen vergleichbar sein sollten, die sonst von Helikoptern oder Flugzeugen aus durchgeführt werden. Lytle und Ackley (1991) führten im Weddellmeer ebenfalls vom fahrenden Schiff Messungen der Eisrauigkeit mit Hilfe eines Ultraschallsensors durch. Die größerskalige Rauigkeit der Oberfläche, die hauptsächlich durch die Segel von Preßeisrücken gegeben ist, läßt sich u.a. anhand mittlerer Preßeisrückenhöhen μ_h und -abstände μ_s sowie einer Preßeisrückendichte D (Anzahl der Preßeisrücken pro Kilometer) quantifizieren (Hibler *et al.*, 1972, Wadhams, 1980, Dierking, 1995).

Die Preßeisrücken werden mit Hilfe des sog. Rayleighkriteriums in den Freiborddaten aus Abschn. 5.1.5.1 identifiziert. Zunächst wird ein Schwellwert für eine minimale Preßeisrückenhöhe definiert, um Preßeisrücken von niedrigeren Eisunebenheiten wie z.B. Schneewehen zu trennen, die nicht auf Deformationsprozesse zurückzuführen sind. Das Rayleighkriterium definiert einen Preßeisrücken dann so, daß das lokale Maximum der Preßeisrückenhöhe, das größer als der Schwellwert sein muß (hier 0.8 m), mindestens doppelt so groß ist wie die benachbarten Minima zu beiden Seiten des Rückens. Das Kriterium sorgt dafür, daß Vielfachrücken mit mehreren lokalen Maxima als ein einziger Rücken interpretiert werden.

Abb. 5.27 gibt ein Beispiel für die so identifizierten Preßeisrücken entlang des 500 m langen Profilausschnittes aus Abb. 5.13. Die Lokation eines Preßeisrückens wird in der Abbildung jeweils durch einen Punkt, die laterale Erstreckung durch die Länge der Balken angegeben.

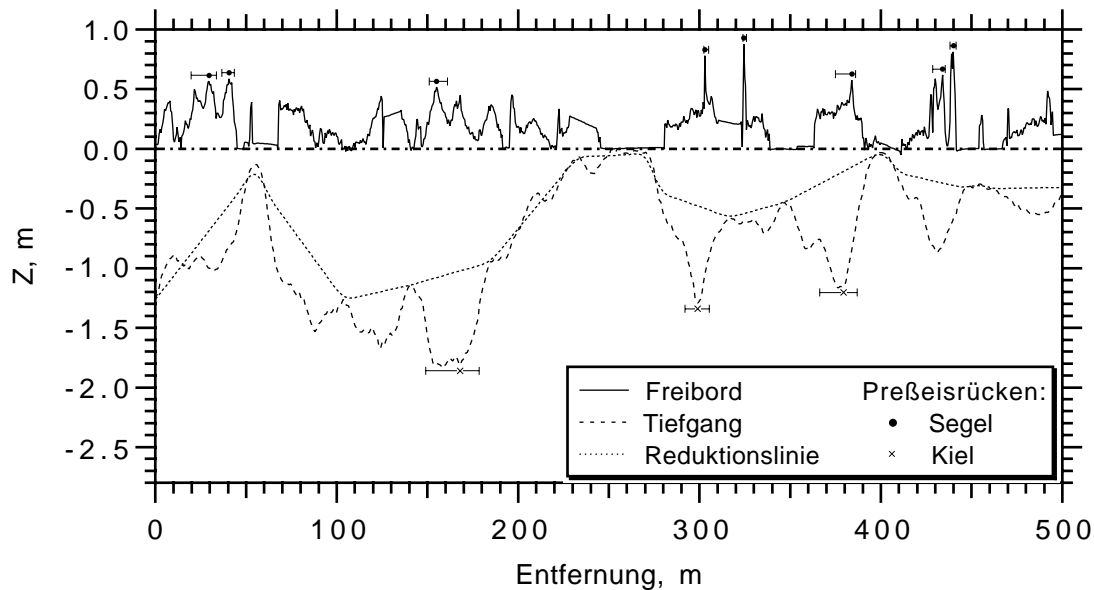


Abb. 5.27: 500 m langer Profilausschnitt aus Abb. 5.13. Es sind einzelne Preßeisrückensegel und -kiele markiert, die dem Rayleighkriterium entsprechen (siehe Text). Die Reduktionslinie entspricht dem Verlauf der mit dem Hibleverfahren rekonstruierten ebenen Eisunterseite.

Tabelle 5.4 (Abschn. 5.2.3) enthält die Statistiken der Preßeisrückenanalysen sämtlicher Profile aus Tabelle 5.2. Zusätzlich zu den oben genannten Parametern ist die Rückenintensität

$$R_I = 1000 \mu_h / \mu_s \quad 5.10$$

angegeben. Die Tabelle zeigt deutlich, daß die mittleren Preßeisrückenhöhen in der zentralen Bellingshausensee (Profile 044 und 049) geringer (Mittelwert 1.06 ± 0.03 m) als in der östlichen Amundsensee sind (Profile 054 und 055, 1.17 ± 0.04 m). Gleichzeitig haben die Rücken größere mittlere Abstände (207 ± 75 m bzw. 47 ± 10 m), so daß auch die Rückenintensität in der Bellingshausensee deutlich niedriger als in der Amundsensee ist (6 ± 3 bzw. 26 ± 5).

Abb. 5.28 gibt ein Beispiel für die PDFs der Profil 049A und 055A, die die Unterschiede zwischen beiden Gebieten nochmals veranschaulichen.

In Abb. 5.29 sind zum Vergleich vorläufige Ergebnisse sämtlicher Hubschraubermessungen während ANT 11/3 dargestellt, die ebenfalls für einen Schwellwert von 0.8 m berechnet wurden (Viehoff, unveröf. l.). Da die Flugnumerierung dem Expeditionsverlauf folgt, liegen die ersten Flüge in der östlichen Bellingshausensee und die letzten in der zentralen Amundsensee. Die Gebietsgrenzen sind im oberen Teil der Abbildung verzeichnet. Der Vergleich der Daten in Abb. 5.29 mit den Werten aus Tabelle 5.4, deren Mittelwerte ebenfalls in der Abbildung dargestellt sind, ergibt eine gute Übereinstimmung. Insbesondere ergeben sich die bei den Bugmessungen gefundenen größeren Rückenhöhen und geringeren -abstände in der Amundsensee auch aus den Hubschraubermessungen.

Verglichen mit den Ergebnissen anderer Autoren aus anderen Gebieten der Antarktis ähneln die gefundenen Rückenhöhen und -abstände in der Bellingshausensee den Werten für winterliches einjähriges Eis im Weddell-

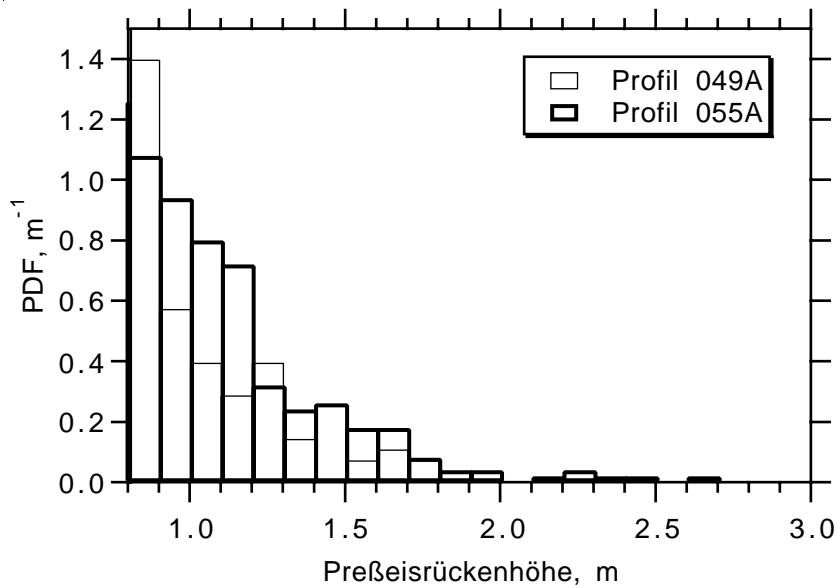


Abb. 5.28: Exemplarische PDFs der Preßeisrückenhöhenverteilungen der Profile 049A und 055A, die deutlich das Auftreten höherer Preßeisrücken in der Amundsensee (Profile 054 und 055) anzeigen.

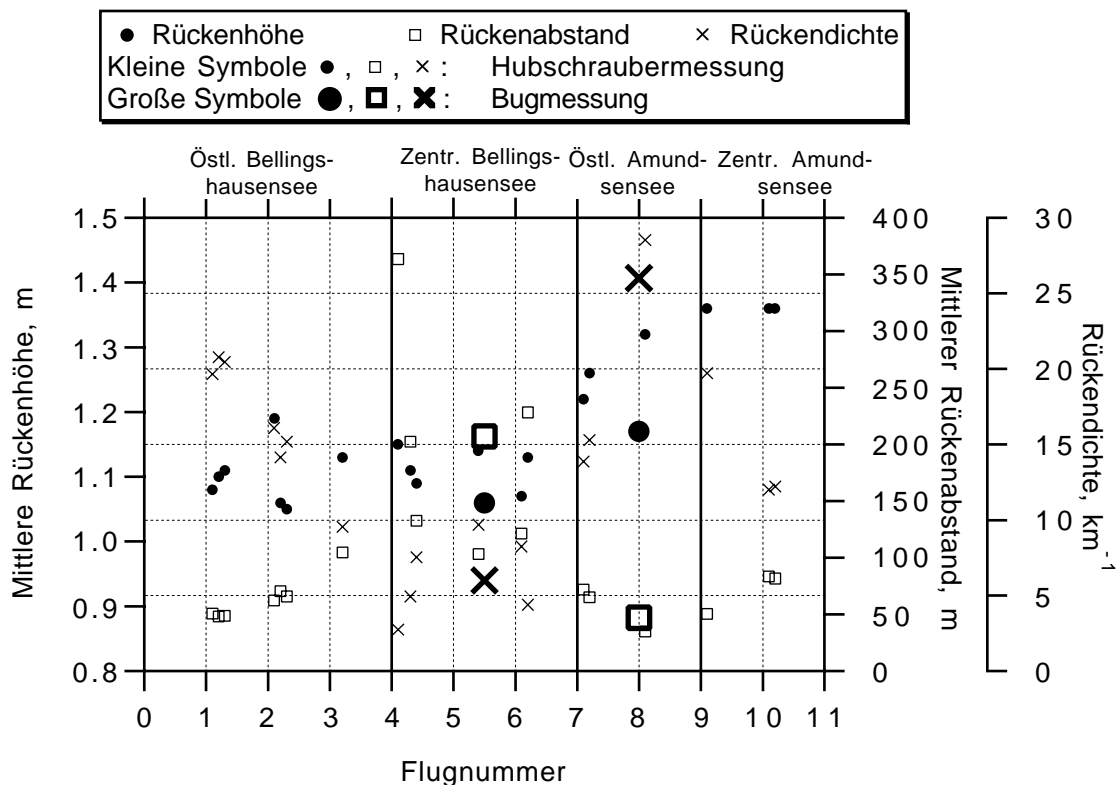


Abb. 5.29: Mittlere Preßeisrückenhöhen, -abstände und -dichten (Schwellwert 0.8 m) für sämtliche während ANT 11/3 durchgeführten Hubschrauber-Laseraltimeterflüge (kleine Symbole; Viehoff, unveröf. publ.). Die Werte in der zentralen Bellingshausensee und östlichen Amundsensee stimmen gut mit den vom Schiffsbug aus bestimmten Werten aus Tabelle 5.4 überein (große Symbole).

meer (Lytle und Ackley, 1991; Dierking, 1995) und im Rossmeer (Weeks *et al.*, 1989). Die Verhältnisse in der Amundsensee entsprechen dagegen eher den Beobachtungen, die z.B. von Dierking (1995) in küstennahen Gebieten gemacht wurden, in denen sich teilweise ausgeprägte Scherzonen befanden. Trotz der größeren Eisdicke in der Amundsensee sind die gefundenen mittleren Preßeisrückenhöhen jedoch geringer als in diesen Scherzonen.

Die dargestellten Ergebnisse zeigen einerseits, daß sich die Schiffsmessungen trotz der in Abschn. 5.1.5.1 erwähnten Probleme hervorragend zur Bestimmung der Preßeisrückenstatistik eines bestimmten Meeresgebietes eignen, wenn ein repräsentativer Verlauf der Fahrtroute gewährleistet ist. Andererseits zeigt die gefundene höhere Preßeisrückenintensität in der Amundsensee, daß die ebenfalls dort gefundenen größeren Eisdicken (Abb. 5.20, Tab. 5.2) hauptsächlich auf eine stärkere Deformation des Eises in diesem Gebiet als auf ein größeres thermodynamisches Wachstum zurückzuführen ist. Dies wird auch anhand des Vergleichs mit Ergebnissen aus dem Weddellmeer nochmals deutlich. Der gefundene Zusammenhang demonstriert somit die besondere Bedeutung, die dynamischen Prozessen in diesem Gebiet der Antarktis zukommt, da sie maßgeblich zur beobachteten Eisdickenverteilung beitragen.

Genau wie die Freiborddaten wurden die Tiefgangsdaten auf das Vorkommen von Preßeisrücken, in diesem Fall also Eiskielen, untersucht. Um die Tiefen des ebenen Eises aus den Daten zu entfernen, wurde ebenfalls das Hiblervverfahren angewandt (Abschn. 5.1.5.1; Abb. 5.13). Der Schwellwert zur Erkennung von Eiskielen und die maximal zulässige Breite der Kiele wurden mit R , dem Quotienten aus mittlerem Tiefgang und Freibord (Gl. 5.8), multipliziert. Ein Beispiel für derart identifizierte Eiskiele ist ebenfalls in Abb. 5.27 gegeben.

Insgesamt ergab sich keine gute Übereinstimmung zwischen den Positionen von Eissegeln und Eiskielen. Vielfach wurden nur ganze Schollen mit kleinen Durchmesser als Eiskiele identifiziert, da nur hier das Rayleighkriterium aufgrund des geringen Tiefgangs der begrenzenden offenen Wasserflächen erfüllt werden konnte (vgl. Eiskiel bei 380 m in Abb. 5.27).

Aufgrund dieser schlechten Ergebnisse, die die Resultate aus den Abschnitten 5.2.2 und 5.2.3 bestätigen, wurden keine Eiskielanalysen durchgeführt. Die Frage, ob echte Eiskiele in den Tiefgangs- bzw. EM-Daten aufgrund der starken Tiefpaßwirkung der EM-Messungen generell fehlen oder ob dies bei den betrachteten Daten nur auf die besonderen Eisbedingungen in dieser Region zurückzuführen ist, kann abschließend mangels Messungen in anderen Gebieten nicht sicher beantwortet werden

5.3 Zusammenfassung und Diskussion

Die in diesem Kapitel beschriebenen theoretischen Überlegungen und Kalibrierungsmessungen haben gezeigt, daß mit einem Bugmeßsystem bestehend aus EM31 und einem Laseraltimeter vom eisbrechenden Schiff aus genaue Eisdickenmessungen mit großem Meßfortschritt durchführbar sind. Die theoretische vertikale Auflösung von Eisdickenänderungen beträgt bis zu einer Eisdicke von 2 m 0.1 m (Abschn. 3.3.1), bei einer gleichzeitigen Footprintgröße von ca. 15 bis 23 m (Abschn. 3.4.1.4).

Damit ist das hier beschriebene Meßsystem den vorhandenen Flugsonden

zumindest in der lateralen Auflösung weit überlegen. Die vertikale Auflösung ließe sich mit einem EM-Gerät mit geringfügig größerem Spulenabstand und besserem Signal/Rausch-Verhältnis noch wesentlich verbessern (Abschn. 3.3.2, 3.4.1.4). Die Überlegenheit gegenüber den Flugsonden ist dabei hauptsächlich eine Folge des geringen Abstands zwischen dem Meßsystem und dem Eis bzw. Wasser, da der exponentielle Verlauf der Eisdicken/Leitfähigkeits-Beziehung (Abb. 3.7) und der gefundene Zusammenhang zwischen Footprintgröße und Instrumentenhöhe (Kovacs *et al.*, 1995; Abschn. 3.4.1.4) umso günstiger sind, je näher sich das Meßsystem an der Eisoberfläche befindet.

Wie Flugsonden kann das Meßsystem über die Eisdickenwerte hinaus Informationen über die Oberflächenrauigkeit sowie Schollen- und Rinnen-größen und -konzentrationen entlang der Fahrtroute liefern.

Dies darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, daß die Meßgenauigkeit insbesondere im Bereich deformierten Eises z.B. bei Preßeisrücken stark reduziert sein kann. Die Ursachen dafür sind in dem lateral mittelnden Meßprinzip sowie in der Tatsache begründet, daß gerade bei dickem Eis auch das vertikale Auflösungsvermögen deutlich abnimmt. Tiefgangs- und Eisdickenverteilungen besitzen deshalb gerade im Bereich großer Abzissenwerte Abweichungen von den tatsächlichen Verhältnissen. Dies gilt vermutlich auch für die in Abb. 5.19 gezeigten Verteilungen für das Meßgebiet im Südpazifik, insbesondere für das dickere Eis in der östlichen Amundsensee.

Beim Vergleich charakteristischer Wellenlängen in den EM-Daten fiel auf, daß diese mit 40 bis 70 m wesentlich größer sind als es aufgrund der Footprintgröße von wenigen Metern und der Zeitkonstanten von 1 s zu erwarten gewesen wäre. Die Ursache dafür ist vermutlich in den besonderen Eigenschaften des untersuchten Eises zu suchen, die sich ja insbesondere durch das Auftreten einer meerwassergefüllten Lücke auszeichneten. Wie in Abschn. 3.3.4 gezeigt wurde, führt das Vorhandensein einer solchen Lücke dazu, daß Dickenänderungen unterhalb dieser Lücke elektromagnetisch nur noch sehr gedämpft bzw. oberhalb gewisser Eisdicken gar nicht mehr zu bemerken sind (Abb. 3.15). Somit wird die gemessene scheinbare Leitfähigkeit einen konstanten Betrag behalten, obwohl das Eis lateral hochfrequente Dickenänderungen aufweist, die bei ungestörtem Eis deutlich registrierbar sein müßten.

Die in diesem Kapitel durchgeführten Untersuchungen reichen deshalb nicht aus, um die Frage nach charakteristischen Wellenlängen bzw. der Genauigkeit der Messungen über Preßeisrücken abschließend allgemein zu beurteilen. Messungen über ungestörtem arktischem Eis können vermutlich zu wesentlich besseren Resultaten führen. Allerdings ergab auch eine Analyse des einzigen längeren Profils, das während ARK 11/1 vermessen wurde und eine Länge von ca. 50 km hatte, keine wesentlich besseren Ergebnisse. Auch hier besaß die $1/e$ -Verschiebung der AKF der EM-Daten Werte zwischen 50 und 70 m, während die Verschiebungen der Laserdaten nur 10 bis 12 m betragen.

Neben den obigen Einschränkungen, die auf das Meßverfahren zurückzuführen sind, werden die Schiffsmessungen außerdem durch das Schiff selbst stark beeinträchtigt. Die Vermessung linearer Profile ist mit dem Schiff aufgrund der Eisbedingungen selten möglich, da sich die Fahrtroute immer an offenem Wasser orientiert. Die Vermessung großer dicker Schollen ist unmöglich. Aber selbst bei dünnem Eis, durch das das Schiff leicht hindurchfahren kann, lassen sich Einflüsse des Schiffes nicht ganz

ausschalten. Diese wirken sich insbesondere in der Ausbildung von Rissen im Eis und Überschiebungen von Schollenbruchstücken aus, wodurch große Ungenauigkeiten bei der Eisdicken- und Schollengrößenstatistik entstehen können. Zur Vermeidung dieser Probleme wäre eine Anordnung am besten, die eine Aufhängung des Meßsystems weiter vom Schiff weg und möglicherweise schräg voraus ermöglichte.

Schwer zu interpretierende Daten werden außerdem bei Rammfahrten erfaßt, auch wenn mit Hilfe der Geschwindigkeitsinformationen Rückwärts- und Langsamfahrt erkannt werden können.

Aufgrund der relativ großen Zeitkonstanten des EM31 von 1 s ist eine sehr langsame Schiffsgeschwindigkeit bei der Durchführung der Messungen nötig.

Die speziell auf das Schiff zurückzuführenden Schwierigkeiten bei der Messung lassen sich vermeiden, wenn das Meßsystem von einer anderen Plattform aus, z.B. von einem Hovercraft betrieben wird, die das Arbeiten bei geringen Meßsystemhöhen erlaubt (Kapitel 6). Generell haben die EM-Messungen dabei den Vorteil ohne wesentlichen Mehraufwand durchführbar zu sein. Ihre Ergebnisse können sozusagen als Nebenprodukt beliebiger Fahrten über das Eis anfallen.

Schmelztümpel beeinträchtigen die Messungen insofern, als sie in den Daten nicht von offenem Wasser über schmalen Rinnen unterschieden werden können. Die Beseitigung von Daten über Schollenrändern zur Vermeidung von Schollenrandeffekten, die generell zu einer Unterschätzung der tatsächlichen mittleren Eisdicken führen (Abschn. 5.1.6), ist dann nicht mehr möglich. Messungen über sommerlichem arktischem Eis erfordern deshalb bereits während der Meßfahrt (manuelle) Notizen und die Eingabe von Marken in die Daten zur späteren Rekonstruktion einzelner Schollen.

6. SCHLUßFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

In dieser Arbeit wurden ein seismisches und ein elektromagnetisches Verfahren auf ihre Eignung zur Bestimmung der Dicke von Meereis untersucht.

Mit Hilfe von Dispersionsanalysen seismischer Plattenbiegewellen wurde die Eisdicke um durchschnittlich 20% unterschätzt. Die laterale Auflösung dieses Verfahrens betrug höchstens 20 m. Die Messungen ließen sich am besten bei tiefen Temperaturen im Winter durchführen. Aus der Untersuchung seismischer Geschwindigkeiten können elastische Eigenschaften des Eises abgeleitet werden. Solche Eigenschaften sind Mittelwerte für größere laterale Bereiche und das gesamte Vertikalprofil einer Eisscholle, die ganz von den Wellen erfaßt wird. Deshalb ist die Auswertung von Oberflächen- und insbesondere Plattenbiegewellen möglicherweise das einzige Verfahren, das Informationen über größerskalige elastische Eiseigenschaften liefern kann. Diese sind für die Wechselwirkungen einzelner Schollen untereinander und solche mit langperiodischen Wellen im Wasser bedeutsam und finden Eingang in Meereismodelle finden. Die Durchführung seismischer Messungen ist jedoch vergleichsweise aufwendig.

Für operationelle Einsätze ist dagegen das untersuchte elektromagnetische Induktionsverfahren sehr gut geeignet, da es einen großen Meßfortschritt erlaubt. Die Dicke ebenen Eises mit Dicken bis zu 5 bis 6 m kann mit Abweichungen von weniger als 10% von der wahren Eisdicke genau bestimmt werden. Gleichzeitig beträgt die laterale Auflösung bzw. die Footprint-Größe nur einige Meter und ist so mit der Auflösung von Unterwasser-Sonarmessungen vergleichbar.

Probleme treten im Bereich deformierten Eises auf, wo die Messungen stärker von Bohrergebnissen abweichen. Bei Auftreten meerwassergefüllter Lücken in der Blockstruktur eines Preßeisrückens oder über lokalen Maximalpunkten der Eisdicke wird die wahre Mächtigkeit grundsätzlich unterschätzt. Der Vergleich mit Bohrungen ist jedoch stets problematisch, da diese Punktmessungen mit einer lateralen Auflösung darstellen, die dem Bohrlochabstand entspricht. Die EM-Messungen liefern hingegen ein Ergebnis, das der dreidimensional variablen Eisdicke im Bereich des Footprints entspricht. Deshalb können Einzelmessungen durchaus größere Abweichungen zwischen EM-Messungen und Bohrungen zeigen. Die Eisdicken-Mittelwerte entlang eines Profils können jedoch elektromagnetisch sehr gut bestimmt werden.

Ein wesentlicher Vorteil des Verfahrens ist, daß sich die bei extremen sommerlichen und winterlichen Bedingungen stark unterscheidenden Eiseigenschaften nur wenig auf die elektrische Leitfähigkeit des Eises und damit auf das gemessene EM-Signal auswirken.

Im Anschluß an die allgemeine Untersuchung der EM-Messungen wurde das Verfahren in einem kontinuierlichen Meßmodus vom Schiffsbug aus betrieben. Die laterale und vertikale Auflösung der Messungen verringert sich dabei. Sie ist grundsätzlich um so geringer, je weiter die Spulen von der Eisunterseite oder der Wasseroberfläche entfernt sind. Die Auflösung eines solchen Bugmeßsystems ist allerdings immer noch wesentlich besser als die von Flugsonden.

Die Bugmessungen werden von der Gegenwart des Schiffes bzw. durch seine navigatorischen Beschränkungen mehr oder weniger stark darin behindert, repräsentative Ergebnisse entlang einer geraden Profillinie in ungestörtem

Eis zu liefern. Die Messungen haben aber prinzipiell die Einsetzbarkeit und Beschränkungen des Verfahrens von einer bewegten Plattform aus gezeigt, welche in erster Linie die gute Eignung zur Unterscheidung verschiedener Eisregime einerseits sind, andererseits die geringe laterale Auflösung der Rauigkeit der Eisunterseite.

Es ist deshalb denkbar, EM-Messungen beispielsweise auch von einem Hovercraft aus durchzuführen, das die Probleme des Schiffsbetriebs vermeiden könnte. Der Einsatz eines solchen Hovercrafts wird beispielsweise für Forschungszwecke in der Framstraße angedacht. Während solcher Einsätze könnten EM-Messungen ohne Mehraufwand neben anderen Forschungsarbeiten durchgeführt werden und einen wesentlichen Beitrag zur Abschätzung des Eis-Massenhaushalts in dieser Region liefern, die das Hauptexportgebiet für Eis aus dem arktischen Becken darstellt.

Aber auch vom Schiffsbug aus sind routinemäßige Messungen über dünnerem Eis denkbar, durch das das Schiff ungehindert hindurchfahren kann. Beispielsweise wird daran gedacht, die Versorgung der deutschen Überwinterungsstation "Neumayer" in der Antarktis immer entlang derselben Fahrtroute vorzunehmen, um unterwegs zeitlich regelmäßige ozeanographische Untersuchungen durchzuführen (Fahrbach, pers. Mitt.). Gleichzeitig könnten mit dem Bugmeßsystem ohne Mehraufwand Beobachtungen der zeitlichen und räumlichen Veränderlichkeit der Eisdicke entlang dieser Schnitte durchgeführt werden. Dabei könnte man das Meßsystem noch weiter vom Schiff entfernt aufhängen.

Es bleibt die Frage, welche der in der Einleitung erwähnten Probleme, die die Kenntnis bzw. Ermittlung von Eisdickenverteilungen erfordern, mit EM-Messungen gelöst werden können.

Es wurde gezeigt, daß das Verfahren verlässliche Mittelwerte der Eisdicke liefern kann, die zwar den tatsächlichen Mittelwert möglicherweise unterschätzen, darin aber konsistent sind. Deshalb ist es wahrscheinlich, daß mit Hilfe von EM-Messungen zeitliche Eisdickenveränderungen nachgewiesen werden können, die sich beispielsweise aufgrund von Klimaveränderungen ergeben haben. Dazu würden sich routinemäßige Profilschnitte eignen, wie sie oben für die Framstraße oder das Weddellmeer vorgeschlagen wurden. Allerdings ist es schwierig, die Genauigkeit des elektromagnetisch bestimmten Mittelwertes zu beurteilen. Eine vollständige Bewertung fällt auch deshalb schwierig, weil gar nicht sicher ist, wie stark sich Klimaveränderungen wirklich auf die Eisdickenverteilung auswirken. Hierfür müssen erst Versuche mit Meereismodellen durchgeführt werden, um die Anforderungen an Messungen klimatisch bedingter Eisdickenänderungen zu formulieren. Idealerweise sollte ein solches Modell ähnlich wie das von Harder und Lemke (1994) auch zwischen ebenem und deformiertem Eis unterscheiden können, da ja das EMI-Verfahren auf diesen Eisarten unterschiedlich gute Ergebnisse liefert. Wenn sich Klimaveränderungen hauptsächlich in der Dicke ebenen, thermodynamisch gewachsenen Eises zeigen würden, könnten EM-Messungen einen wertvollen Beitrag zur Beobachtung solcher Veränderungen liefern.

Die Unterschätzung der Dicke von Preßeisrücken kann die Einsetzbarkeit des EMI-Verfahrens bei ingenieurstechnischen Fragestellungen reduzieren. Maximale Preßeisrückendicken können mit dem Verfahren nicht ermittelt werden. Allerdings können mit einem Laseraltimeter die Segelhöhen von Preßeisrücken bestimmt und daraus die Eiskieltiefen abgeschätzt werden, da aus vielen Messungen für verschiedene Gebiete empirische Verhältnisse von

Kieltiefen zu Segelhöhen bekannt sind (z.B. Hibler *et al.*, 1974; Kovacs, 1983). Die EM-Messungen können bei solchen Messungen Abschätzungen über die laterale Ausdehnung und Verteilung deformierten Eises geben.

Die Stärken des EMI-Verfahrens sollen abschließend anhand exemplarischer Beispiele eines Eisdickenprofils und einer Eisdickenverteilung zusammengefaßt werden. Die dargestellten Messungen wurden auf einzelnen Eisschollen durchgeführt, wobei sich das EM31 in einem Kajak befand, das als amphibischer Meßschlitten diente.

Abb. 6.1 zeigt das Dickenprofil einer einjährigen arktischen Eisscholle, die während ARK 11/1 vermessen wurde. Die Höhe der Eisoberfläche wurde durch Nivellieren bestimmt. Der Tiefgang ergab sich durch Subtraktion des Freibords aus dem Nivellement von der elektromagnetisch bestimmten Eisdicke. Bohrungen und EM-Messungen stimmen gut überein. Der hohe Meßfortschritt der EM-Messungen erlaubt gegenüber den Bohrungen einen wesentlich geringeren Meßpunktabstand, der hier 5 m beträgt. Die EM-Messungen geben ein deutliches Abbild der Rauigkeit der Eisunterseite. Auch wenn die absolute Tiefe der Eiskiele unterschätzt wird, kann doch ihre räumliche Verteilung und Ausdehnung ermittelt werden. Darüberhinaus erlauben die EM-Messungen, auch dann die Existenz deformierten Eises anzuzeigen, wenn dieses aufgrund alleiniger Beurteilung der Oberfläche nicht möglich wäre. Die Anwendung des Rayleighkriteriums zur Erkennung von Eissegeln oder -kielen würde beispielsweise die drei Eiskiele bei 50, 120 und 150 m klar identifizieren. An der Oberfläche findet man jedoch keine entsprechenden Eissegel. Diese Ausführungen zeigen die besondere Eignung dieser hochauflösenden Messungen zur Beschreibung der Morphologie von Eisschollen, die Aufschluß über die Bildungs- und Deformationsgeschichte des Eises geben können.

Abb. 6.1 zeigt außerdem die Anwendbarkeit des Verfahrens im Sommer, wenn ein großer Teil der Eisoberfläche mit Schmelztümpeln bedeckt ist, die sich überall dort befinden, wo die Eisoberfläche unterhalb der Null-Linie liegt.

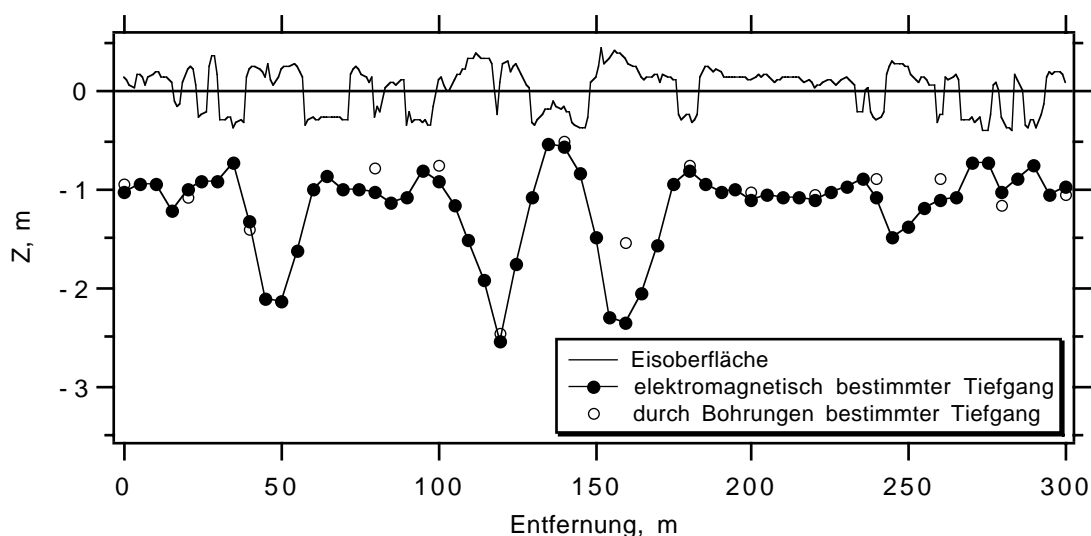


Abb. 6.1: Dickenprofil einer einjährigen arktischen Eisscholle, vermessen während ARK 11/1 in der Laptevsee. Das Oberflächenprofil wurde durch Nivellieren ermittelt. An Orten mit negativer Oberflächenhöhe befinden sich Schmelztümpel.

Abb. 6.2 zeigt die während ARK 11/1 ermittelte Eisdickenverteilung in der Laptewsee. Zum Vergleich sind die Daten sämtlicher Bohrungen und EM-Messungen dargestellt. Die elektromagnetisch bestimmte Verteilung (Abb. 6.2a) gibt die aus den Bohrungen ermittelte (Abb. 6.2b) sehr gut wieder. Dies gilt insbesondere für die Hauptmode bei 1.2 m Eisdicke. Gleichzeitig ist der EM-Datensatz wesentlich größer und damit aussagekräftiger. Die wesentlichen Differenzen treten bei großen Eisdicken auf, die in den EM-Daten unterrepräsentiert sind. Diese großen Eisdicken wurden über deformiertem Eis gemessen.

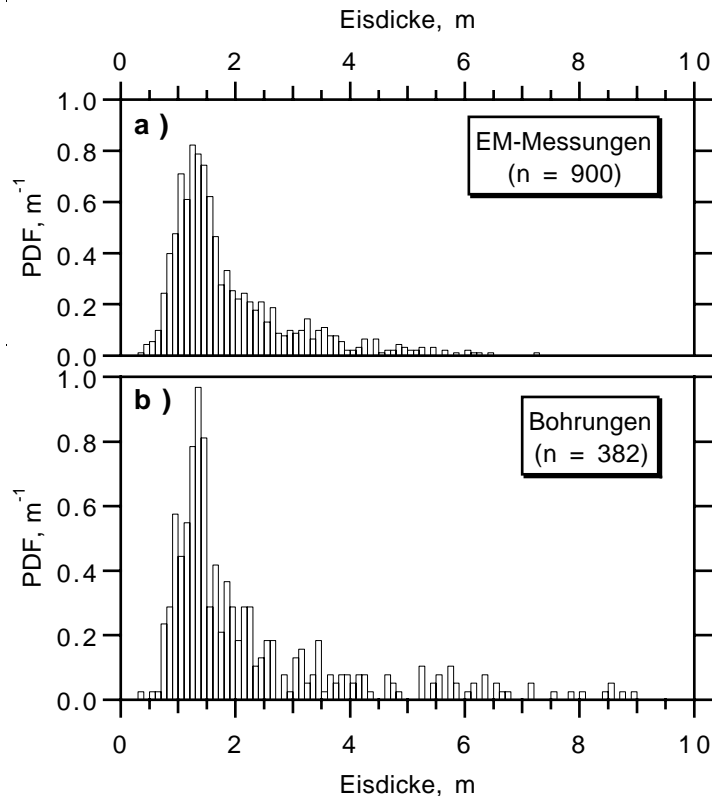


Abb. 6.2: Eisdickenverteilung in der Laptewsee, ermittelt mittels EM-Messungen (a) und Bohrungen (b) während ARK 11/1.

Beide Abbildung verdeutlichen das große Potential der EM-Messungen zur umfassenden Beschreibung verschiedener Eisregime. Damit kommt ihnen auch eine wesentliche Bedeutung bei der Kalibrierung und Erweiterung von Fernerkundungsverfahren zu, wie z.B. bei der Ableitung von Eisdicken aus Satellitendaten, die primär nur eine Abschätzung der Oberflächenrauigkeiten erlauben.

Die EM-Messungen ermöglichen selbst dann eine regionale Erfassung der Eisdickenverteilung, wenn sie nur entlang von Profilen von wenigen hundert Metern Länge durchgeführt werden, diese aber sehr zahlreich sind. Solche Voraussetzung bieten Expeditionen von Forschungsschiffen wie POLARSTERN, wenn sie in eisbedeckte Gebiete führen und viel Zeit für Meereisarbeiten zur Verfügung stellen. Zur Vermessung eines 300 bis 400 m langen Profils einschließlich Oberflächennivellierung wie in Abb. 6.1 benötigt eine Person 3 bis 4 Stunden.

Die quantitativen Aussagen in dieser Arbeit beziehen sich größtenteils auf Messungen mit einem EM31, das für die meisten Fragestellungen gut geeignet ist. Dennoch wäre es insbesondere für Messungen, bei denen sich das Gerät in größerer Höhe über dem Eis befindet, wünschenswert, einen größeren Meßbereich nutzen zu können, der eine bessere vertikale Auflösung von Dickenänderungen auch bei großen Eisdicken ermöglicht. Dadurch würde auch die Tiefpaßwirkung des Verfahrens reduziert werden. Die Überlegungen in Abschn. 3.3 haben gezeigt, daß dies am ehesten mit einem Gerät mit größerem Spulenabstand zu erreichen ist, wobei sich jedoch die laterale Auflösung verringert.

Die EM-Messungen sind generell unendlich vieldeutig. Dies wird nur dadurch umgangen, daß ein 2-Schicht-Untergrundmodell mit Schichten konstanter Leitfähigkeit angenommen wird, so daß die Eisdicke als einzige zu bestimmende Unbekannte übrigbleibt. Diese Vieldeutigkeit könnte durch Verwendung eines Meßgerätes mit mehreren Frequenzen reduziert werden. Aufgrund der komplexen dreidimensionalen Blockstruktur von Preßeisrücken ist eine vollständige Inversion dieser Strukturen jedoch auch aus Mehrfrequenz-EM-Daten illusorisch. Die Verwendung mehrerer Frequenzen könnte deshalb nur dazu dienen, die Richtigkeit der oben genannten Annahmen über den Untergrund zu überprüfen, da bei Erfüllung der Annahmen die Signale aller Frequenzen dieselbe Eisdicke liefern sollten. Ein Mehrfrequenzgerät hätte deshalb nur den Vorteil, die Qualität einer Einzelmessung besser einschätzen zu können.

Ein besseres Meßgerät sollte sich aber insbesondere durch eine geringere Zeitkonstante auszeichnen, die die gerätebedingte Tiefpaßwirkung reduziert. Das Signal/Rausch-Verhältnis könnte verbessert werden, indem die Spulen in einem stabileren Gerät starrer zueinander angeordnet werden.

7. LITERATURVERZEICHNIS

- Ackley, S.F. und C.W. Sullivan, 1994: Physical controls on the development and characteristics of Antarctic sea ice biological communities - a review and synthesis. *Deep-Sea Research I*, **41**(10), 1583-1604.
- Anderson, W. L., 1979: Computer Program. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, **44**, 1287-1305.
- Archie, G.E., 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall., Petr. Eng.*, **1464**, 54-62.
- Assur, A., 1960: Composition of sea ice and its tensile strength. CRREL-Report **44**, AD 276604.
- Brown, J.H., 1963: Elasticity and strength of sea ice. In *Ice and Snow: Properties, Processes, and Applications.*: Kingerey, W.D. (Hrsg.), MIT Press, Cambridge, Mass., 79-106.
- Buckley, R.G., M.P. Staines und W.H. Robinson, 1986: In situ measurements of the resistivity of Antarctic sea ice. *Cold Regions Sci. and Techn.*, **12**, 285-290.
- Carmac, E.C., 1990: Large-scale physical oceanography of polar oceans. In *Polar Oceanography, Part A: Physical science*: Smith, W.O. Jr., (Hrsg.), Academic Press Inc., San Diego, 171-222.
- Claerbout, J.F., 1985: Fundamentals of geophysical data processing. Blackwell Scientific Publications.
- Coachman, L.K. and K. Aagaard, 1974: Physical oceanography of Arctic and subarctic seas. In *Marine Geology and Oceanography of the Arctic seas*: Herman, Y. (Hrsg.), Springer Verlag, Berlin, 1-72.
- Comiso, J.C., P. Wadhams, W.B. Krabill, R.N. Swift, J.P. Crawford und W.B. Tucker III, 1991: Top/bottom multisensor remote sensing of Arctic sea ice. *J. Geoph. Res.*, **96**(C2), 2693-2709.
- Cox, G.F.N. und W.F. Weeks, 1983: Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples. *J. Glaciol.*, **29**, 306-316.
- Davis, J.C., 1986: Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, Inc.
- Dierking, W., 1995: Laser profiling of the ice surface topography during the Winter Weddell Gyre Study 1992. *J. Geoph. Res.*, **100**(C3), 4807-4820.
- Dresen, L., 1985: Flözwellenseismik für die untertägige Steinkohlenerkundung. In *Angewandte Geowissenschaften, Bd. II* : Bender, F. (Hrsg.), Enke Verlag, Stuttgart.

7. Literaturverzeichnis

- Drinkwater, M.R. und C. Haas, 1994: Snow, sea-ice, and radar observations during ANT 10/4: Summary data report. Ber. aus dem Fachb. Physik, AWI, Report **53**.
- Eckstaller, A., 1988: Seismologische Untersuchungen mit Daten der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis, 1982-84. Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwigs-Maximilians-Universität, München.
- Eicken, H. und M.A. Lange, 1989: Sea ice thickness data: The many vs. the few. Geoph. Res. Let., **16**(6), 495-498.
- Eicken, H. und J. Meincke, (Hrsg.), 1993: The Expedition ARKTIS-IX/1 of RV "Polarstern" in 1993. Ber. Polarforsch., **134**.
- Eicken, H., 1994: Structure of under-ice melt ponds in the central Arctic and their effect on the sea ice cover. Limnol. Oceanogr., **39**, 682-694.
- Eicken, H., V. Alexandrov, R. Gradinger, G. Ilyin, B. Ivanov, A. Luchetta, T. Martin, K. Olsson, E. Reimnitz, R. Pac, P. Poniz und J. Weissenberger, 1994: Distribution, structure and hydrography of surface melt puddles. In *The expedition ARCTIC '93, leg ARK-IX/4 of RV "Polarstern" in 1993*. Fütterer, D.K. (Hrsg.), Ber. Polarforsch., **149**, 73-76.
- Eicken, H., M. Lensu, M. Leppäranta, W.B. Tucker III, A.J. Gow und O. Salmela, 1995: Thickness, structure and properties of level summer multi-year ice in the Eurasian Sector of the Arctic Ocean. J. Geoph. Res., **100**(C11), 22,697-22,710.
- Evers, K.U. und P. Jochmann, 1995: German-Russian-Expedition Arctic'95 with RV "Polarstern": Trafficability data. Hamburgische Schiffbau-Versuchsanstalt HSVA, Interner Report.
- Ewing, M., A.P. Crary und A.M. Thorne, Jr., 1934: Propagation of elastic waves in ice, I. Physics, **5**, 165-168.
- Ewing, M. und A.P. Crary, 1934: Propagation of elastic waves in ice, II. Physics, **5**, 181-184.
- Fischer, H. und P. Lemke, 1994: On the required accuracy of atmospheric forcing fields for driving dynamic-thermodynamic sea ice models. In *The polar oceans and their role in shaping the global environment*. Johannessen, O.M., R.D. Muench und J.E. Overland, (Hrsg.), Geoph. Monogr. **85**, Amer. Geoph. Union, Washington, 373-381.
- Fraser, D.C., 1979: Magnetite mapping with a multicoil airborne electromagnetic system. Geophysics, **44**(8), 1367-1394.
- Fritsen, C.H., V.I. Lytle, S.F. Ackley und C.W. Sullivan, 1994: Autumn bloom of Antarctic pack-ice algae. Science, **266**, 782-784.
- Fütterer, D.K., (Hrsg.), 1994: The expedition ARCTIC '93, leg ARK-IX/4 of RV "Polarstern" in 1993. Ber. Polarforsch., **149**.

- Gloersen, P., W.J. Campbell, D.J. Cavalieri, J.C. Comiso, C.L. Parkinson, H.J. Zwally, 1992: Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. NASA SP-511, National Aeronautics and Space Administration, Washington, 290 pp.
- Grant, F.S. und G.F. West, 1965: Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill.
- Haas, C., T. Viehoff, H. Eicken, 1992: Sea-ice conditions during the Winter-Weddell-Gyre-Study 1992 ANT X/4 with RV "Polarstern": Shipboard observations and AVHRR satellite imagery. Ber. aus dem Fachb. Physik, AWI, Report **34**.
- Haas, C. und T. Viehoff, 1994: Sea ice conditions in the Bellingshausen/Amundsen Sea: Shipboard observations and satellite imagery during ANT XI/3. Ber. aus dem Fachb. Physik, AWI, Report **51**.
- Harder, M. und P. Lemke, 1994: Modelling the extent of sea ice ridging in the Weddell Sea. In *The polar oceans and their role in shaping the global environment*. Johannessen, O.M., R.D. Muench und J.E. Overland, (Hrsg.), Geoph. Monogr. **85**, Amer. Geoph. Union, Washington, 187-197.
- Hellmann, H., 1990: Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge. Ber. Polarforsch., **69**.
- Hibler, W.D. III, 1972: Removal of aircraft altitude variation from laser profiles of the Arctic ice pack. J. Geoph. Res., **77**(36), 7190-7195.
- Hibler, W.D. III, und L.A. LeSchack, 1972: Power spectrum analysis of under-sea and surface profiles. J. Glaciol., **11**, 345-356.
- Hibler, W.D. III, W.F. Weeks und S.J. Mock, 1972: Statistical aspects of sea ice ridge distributions. J. Geoph. Res., **77**(30), 5954-5970.
- Hibler, W.D. III, S.J. Mock und W.B. Tucker III, 1974: Classification and variation of sea ice ridging in the western Arctic Basin. J. Geoph. Res., **79**(18), 2735-2743.
- Hoekstra, P., 1980: Theoretical and experimental results of measurements with horizontal magnetic dipoles over sea water to measure ice thickness and water salinity. Geo-Physi-Con, Ltd., Calgary, Alberta, unveröfftl.
- Hunkins, K., 1960: Seismic studies of sea ice. J. Geoph. Res., **65** (10), 3459-3472.
- Jackson, P.D., D. Taylor Smith und P.N. Stanford, 1978: Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. Geophysics, **43** (6), 1250-1268.

7. Literaturverzeichnis

- Jeffries, M.O., R.A. Shaw, K. Morris, A.L. Veazey und H.R. Krouse, 1994: Crystal structure, stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$), and development of sea ice in the Ross, Amundsen, and Bellingshausen seas, Antarctica. *J. Geoph. Res.*, **99** (C1), 985-995.
- Ketchum, R.D., 1971: Airborne laser profiling of the Arctic pack ice. *Remote Sensing Environ.*, **2**, 41-52.
- Key, J.R. und A.S. McLaren, 1988: Spectral analysis of Canada Basin under-ice draft distribution as recorded by the USS Queenfish, August 1970. *Geoph. Res. Let.*, **15**(10), 1117-1120.
- Kohnen, H., 1972: Seismic and ultrasonic measurements on the sea ice of Eclipse Sound near Pond Inlet, N.W.T. in northern Baffin Island. *Polarforschung*, **44**, 66-74.
- Kohnen, H., 1976: On the DC-resistivity of sea-ice. *Zeitschr. f. Gletscherkunde*, **11**(2), 143-154.
- Kovacs, A., 1983: Characteristics of multi-year pressure ridges. 7. POAC Conf. Proceedings, Helsinki, Finland, **3**, 173-182.
- Kovacs, A., N.C. Valleau und J.C. Holladay, 1987: Airborne electromagnetic sounding of sea-ice thickness and subice bathymetry. *Cold Regions Sci. and Techn.*, **14**, 289-311.
- Kovacs, A. und J.S. Holladay, 1990: Sea-ice thickness measurements using a small airborne electromagnetic sounding system. *Geophysics*, **55**, 1327-1337.
- Kovacs, A. und R.M. Morey, 1991a: Sounding sea-ice thickness using a portable electromagnetic induction instrument. *Geophysics*, **56**, 1992-1998.
- Kovacs, A. und R.M. Morey, 1991b: Evaluation of a portable electromagnetic induction instrument for measuring sea ice thickness. *CRREL Report* **91-12**.
- Kovacs, A., Holladay, J. S. und Bergeron, C. J., Jr., 1995: The footprint/altitude ratio for helicopter electromagnetic sounding of sea-ice thickness: Comparison of theoretical and field estimates. *Geophysics*, **60**(2), 374-380.
- Lamb, H., 1917: On waves in an elastic plate. *Proc. Roy. Soc. London*, **A93**, 114-128.
- Lange, M.A. und H. Eicken, 1991: The sea ice thickness distribution in the northwestern Weddell Sea. *J. Geoph. Res.*, **96**(C3), 4821-4837.
- Langleben, M.P. und E.R. Pounder, 1963: Elastic parameters of sea ice. In *Ice and Snow: Properties, Processes, and Applications*.: Kingerey, W.D. (Hrsg.), MIT Press, Cambridge, Mass., 69-78.

- Lemke, P., (Hrsg.), 1994: The Expedition ANTARKTIS-X/4 of RV "Polarstern" in 1992. Ber. Polarforsch., **140**.
- Leppäranta, M. und T. Manninen, 1988: The brine and gas content of sea ice with attention to low salinities and high temperatures. Finnish Institute of Marine Research, Internal Report 2.
- Liu, G. und Becker, A., 1990: Two-dimensional mapping of sea-ice keels with airborne electromagnetics. *Geophysics*, **55**(2), 239-248.
- Liu, G., A. Kovacs und A. Becker, 1991: Inversion of airborne electromagnetic survey data for sea-ice keel shape. *Geophysics*, **56**, 1986-1991.
- Lytle, V.I. und S.F. Ackley, 1991: Sea ice ridging in the eastern Weddell Sea. *J. Geoph. Res.*, **96**(C10), 18,411-18,416.
- Mai, S., 1995: Beziehungen zwischen geometrischer und aerodynamischer Oberflächenrauigkeit arktischer Meereisflächen. Diplomarbeit, Univ. Bremen.
- Maykut, G.A., 1986: The surface heat and mass balance. In *The geophysics of sea ice*. Untersteiner, N. (Hrsg.), NATO ASI series, Series B, Physics, **146**, 395-463.
- Maykut, G.A. und N. Untersteiner, 1971: Some results from a time-dependent, thermodynamic model of sea ice. *J. Geoph. Res.*, **76**, 1550-1575.
- McLaren, A.S., 1988: Analysis of the under-ice topography in the Arctic Basin as recorded by the USS Nautilus during August 1958. *Arctic*, **41**(2), 117-126.
- McNeill, J.D., 1980: Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics technical note TN-6.
- Mellor, M., 1983: Mechanical behavior of sea ice. CRREL Monograph, **83-1**, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N.H.
- Miller, H., 1982: Physikalische Eigenschaften von Eis. In *Landolt-Börnstein, Neue Serie, Gruppe V: Geophysik und Weltraumforschung, Band 1, Physikalische Eigenschaften von Gesteinen, Teilband b*: G. Angenheister (Hrsg.), Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 482-507.
- Miller, H. und H. Grobe, (Hrsg.), 1995: The Expedition ANTARKTIS-XI/3 of RV "Polarstern" in 1994. Ber. Polarforsch., **188**.
- Mitchell, J.F.B., S. Manabe, V. Meleshko und T. Tokioka, 1990: Equilibrium climate change and its implications for the future. In *Climate change - the IPCC scientific assessment*: Houghton, J.T., G.J. Jenkins und J.J. Ephraums, (Hrsg.), Cambridge Univ. Press, 131-172.
- Morey, R.M., A. Kovacs und G.F.N. Cox, 1984: Electromagnetic properties of sea ice. CRREL Report **84-2**.

7. Literaturverzeichnis

- Moritz, R.E., 1991: Sampling the temporal variability of sea ice draft distribution. Eos supplement, Fall AGU Meeting, 237-238 (abstract).
- Multala, J., H. Hautaniemi, M. Oksama, M. Leppäranta, J. Haapala, A. Herlevi, K. Riska und M. Lensu, 1995: Airborne electromagnetic surveying of baltic sea ice. Rep. ser. in Geoph., Univ. of Helsinki, Dept. of Geophysics, **31**.
- Mundry, E., 1984: On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case. Geoph. Prosp., **32**, 336-346.
- Nixdorf, U., 1992: Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden. Ber. Polarforsch., **108**.
- Officer, C.B., 1974: Introduction to theoretical geophysics. Springer Verlag.
- Oliver, J., A.P. Crary und R. Cotell, 1954: Elastic waves in Arctic pack ice. Trans. Am. Geophys. Union, **35**, 282-292.
- Osborne, M.F.M. und 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.
- Otnes, R.K. und C. Enochson, 1978: Applied time series analysis, Volume 1: Basic techniques. John Wiley and Sons, New York.
- Pounder, E.R., 1965: The physics of ice. Pergamon Press.
- Press, F. und M. Ewing, 1951: Propagation of elastic waves in a floating ice sheet. Trans. Am. Geophys. Union, **32**, 673-678.
- Robinson, E.R., 1983: Flexural-gravity waves on floating stratified ice. J. Glaciol., **29** (101), 133-141.
- Roethlisberger, H., 1972: Seismic exploration in cold regions. CRREL Monograph, **72-2**, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N.H.
- Rothrock, D.A., 1986: Ice thickness distribution - measurement and theory. In *The geophysics of sea ice*. Untersteiner, N. (Hrsg.), NATO ASI series, Series B, Physics, **146**, 551-575.
- Sato, Y., 1951: Study on surface waves, II: Velocity of surface waves propagated upon elastic plates. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., **33**, 33-48.
- Seidl, D. und Müller, S., 1977: Seismische Oberflächenwellen. J. Geophys., **42**, 283-328.
- Sinha, A.K., 1976: A field study for sea ice thickness determination by electromagnetic means. Geol. Surv. of Canada, GSC Paper **76-1C**, 225-228.

- Stogryn, A. und G.J. Desargant, 1985: The dielectric properties of brine in sea ice at microwave frequencies: IEEE Trans. on Antennas and Propagation, **AP-33**, 523-532.
- Thorndike, A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut und R. Colony, 1975: The thickness distribution of sea ice. J. Geoph. Res., **80**(33), 4501-4513.
- Thorndike, A.S., C. Parkinson und D.A. Rothrock, (Hrsg.), 1992: Report of the sea ice thickness workshop, 19-21 November 1991, New Carrollton, Maryland. Polar Science Center, Appl. Phys. Lab., Univ. Washington, Seattle.
- Thyssen, F., H. Kohnen, M.V. Cowan und G.W. Timco, 1974: DC resistivity measurements on the sea ice near Pond Inlet, N.W.T (Baffin Island). Polarforschung, **44**, 117-126.
- Timco, G.W., 1979: An analysis of the in-situ resistivity of sea ice in terms of its microstructure. J. Glac., **22**, 461-471.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore und A.K. Fung, 1982: Microwave remote sensing. Active and passive. Vols. I-III. Addison-Wesley Publ. Comp., Reading, Massachusetts.
- UNESCO, 1978: Eighth report of the Joint Panel of oceanographic tables and standards, Woods Hole, May 1977. Unesco Techn. Pap. in Mar. Sci., **38**, 30.
- UNESCO, 1983: Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. Unesco Techn. Pap. in Mar. Sci., **44**.
- Verma, S.K. und Sharma, S.P., 1995: Focused resolution of thin conducting layers by various dipole EM systems. Geophysics, **60**(2), 381-389.
- Viehoff, T., H. Eicken, R. Ramseier und P. Wadhams, 1993: Sea-ice conditions during ARK IX/1a,b with RV "Polarstern": Shipboard observations and satellite imagery. Ber. aus dem Fachb. Physik, AWI, Report **43**.
- Vinje, T.E., 1989: An upward looking sonar ice draft series. In: Axelsson, K.B.E. und L.A. Fransson: 10. POAC Conf. Proceedings, Lulea Univ. Techn., **1**, 178-187.
- Wadhams, P., 1980: A comparison of sonar and laser profiles along corresponding tracks in the Arctic Ocean. In *Sea Ice Processes and Models*, Pritchard, R.S. (Hrsg.), Univ. of Washington Press, Seattle.
- Wadhams, P. und R.J. Horne, 1980: An analysis of ice profiles obtained by submarine sonar in the Beaufort Sea. J. Glaciol., **25**(93), 401-424.
- Wadhams, P. und S. Martin, 1990: Processes determining the bottom topography of multiyear Arctic sea ice. In *Sea ice properties and processes*: Weeks, W.F. und S.F. Ackley, (Hrsg.), CRREL Monogr. **90-1**, 136-141.

7. Literaturverzeichnis

- Wadhams, P., W.B. Tucker III, W.B. Krabill, R.N. Swift, J.C. Comiso und N.R. Davis, 1992: Relationship between sea ice freeboard and draft in the Arctic Basin, and implications for ice thickness monitoring. *J. Geoph. Res.*, **97**(C12), 20,325-20,334.
- Wadhams, P., 1994: Sea ice thickness changes and their relation to climate. In *The polar oceans and their role in shaping the global environment*: Johannessen, O.M., R.D. Muench und J.E. Overland, (Hrsg.), *Geoph. Monogr.* **85**, Amer. Geoph. Union, Washington, 337-362.
- Ward, S.H., und G.W. Hohmann, 1988: Electromagnetic theory for geophysical applications. In *Electromagnetic methods in applied geophysics-theory, volume 1*. Nabighian, M.N. (Hrsg.), SEG Monograph, Vol. 3, 131-313.
- Weeks, W.F. und S.F. Ackley, 1986: The growth, structure, and properties of sea ice. In *The geophysics of sea ice*. N. Untersteiner (Hrsg.), NATO ASI series, Series B, Physics, **146**, 9-164.
- Weeks, W.F., S.F. Ackley und J. Govoni, 1989: Sea ice ridging in the Ross Sea, Antarctica, as compared with sites in the Arctic. *J. Geoph. Res.*, **94**(C4), 4984-4988.

DANKSAGUNG

Für die zahlreichen Anstöße zu dieser Arbeit und die fruchtbaren Diskussionen fühle ich mich Hajo Eicken zu größtem Dank verpflichtet. Ohne seine fachliche Kompetenz, sein riesiges Engagement und seinen Ideenreichtum wäre meine Arbeit undenkbar gewesen. Seine EM-Messungen und Bohrungen während ARK 9/4 bildeten das Fundament für alle weiteren Messungen.

Bei Sebastian Gerland möchte ich mich vielmals für die vorbereitenden grundlegenden Überlegungen und Messungen vor und während ARK 9/1 bedanken. Ich weiß es sehr zu schätzen, daß er mir alle Informationen, Daten und damit das weite Feld der elektromagnetischen Eisdickenmessungen bedingungslos überließ.

Herrn Professor Heinz Miller danke ich für das Vertrauen in meine Arbeit und die damit verbundenen Freiheiten. Als Fahrtleiter der Expedition ANT 11/3 hatte er maßgeblichen Anteil am Erfolg der EM-Bugmessungen

Monika Breitzke, Wolfgang Dierking und Uwe Nixdorf danke ich für die große, zumindest ideelle Unterstützung bei Durchführung und Auswertung der seismischen Messungen.

Hartmut Martens und Wolfgang Cohrs haben erheblichen Anteil an der technischen Realisierung und dem Erfolg der Messungen, insbesondere am Schiffsbug.

Abschließend gilt mein Dank allen, die mich im Institut sowie auf Expeditionen unterstützt, begleitet und oft genug ermuntert haben, ganz besonders den Kollegen aus der Glaziologie sowie Matthias Reisemann, David Thomas und Fernando E. Valero!

ANHANG
Physikalische Größen, Einheiten und Symbole

x, y, z	Kartesische Koordinaten
f (Hz) $\omega = 2\pi f$ (Hz)	Frequenz/Meßfrequenz Kreisfrequenz
z_E (m) $z_{Tiefgang}, z_{Freibord}$ (m) R z_L (m)	Eisdicke Tiefgang, Freibordhöhe Verhältnis aus mittl. Tiefgang und Freibord Dicke einer meerwassergefüllten Lücke
z_{Segel}, z_{Kiel} (m) z_0 (m) μ_h, μ_s (m) R_I D (km ⁻¹)	(Preßeisrücken-)Segel-Höhe, Eiskiel-Tiefe Schwellwert bei Eiskielerkennung Mittlere(r) Preßeisrückenhöhe, -abstand (= μ_h/μ_s) Preßeisrückenintensität Preßeisrückendichte
$p(z_E)$, PDF (m ⁻¹)	(Eisdicken-)Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion
KKF, AKF	Kreuz-, Autokorrelationsfunktion
Elektromagnetik	
EM, EMI	Elektromagnetik/elektromagnetisch, elektromagnetische Induktion
VDM, HDM	Vertikaler, horizontaler Dipolmodus
E, H (V/m, A/m) H_p, H_s (V/m, A/m)	Elektrisches, magnetisches Feld Primäres, sekundäres Magnetfeld
$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m $\epsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12}$ F/m	Magnetische Permeabilität im Vakuum Dielektrizitätskonstante
r (m) h_0 (m) δ_{skin} (m) U_a, U_{inph} U_{quad} (V bzw. mV)	Spulenabstand (= 3.66 m beim EM31) Instrumentenhöhe über der Eis- bzw. Wasseroberfläche Skin-Tiefe Ausgangsspannung (In-phase- und Quadratur-Anteile)
σ_a (S bzw. mS/m)	Scheinbare el. Leitfähigkeit
σ_E (S bzw. mS/m) σ_S (S bzw. mS/m) σ_W (S bzw. mS/m)	El. Leitfähigkeit einer Meereisprobe El. Leitfähigkeit von Sole El. Leitfähigkeit des Meerwassers
Φ (dim.los bzw. %,‰)	Porosität
T, T_f (°C) S (‰) S_S (‰)	Temperatur, Gefriertemperatur Salinität (einer Meereisprobe) Sole-Salinität
V (m ³) V_S, V_E (m ³) r, r_E (Mg/m ³)	Volumen (einer Meereisprobe) Solevolumen, (reines) Eisvolumen Dichte einer Meereisprobe, Dichte reinen Eises

Bugmessungen

d_{EM}, d_{Laser} (m)	Abstand zwischen Wasseroberfläche und EM31, Laser
d_{Instr} (m)	Abstand zwischen EM31 und Laser
d_{Wasser} (m)	Abstand zwischen Meßsystem (EM31 und Laser) und Wasseroberfläche

Seismik

3K	3-Komponenten (x, y, z)
P-Welle	Kompressionswelle
SH-Welle	Horizontal polarisierte Scherwelle
SV-Welle	Vertikal polarisierte Scherwelle
V_{ph}, V_g (m/s)	Phasen- und Gruppengeschwindigkeit
V_p, V_s (m/s)	Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit
V_{LP} (m/s)	Geschwindigkeit der longitudinalen Plattenwelle
V_{SH} (m/s)	Geschwindigkeit der horizontal polarisierten Scherwelle
V_w (m/s)	Kompressionswellengeschwindigkeit in Wasser
$g = 9.8 \text{ m/s}^2$	Erdbeschleunigung
f_k (Hz)	Kritische Frequenz für das Auftreten von Love-Wellen
f_m (Hz)	Bandpaß-Mittenfrequenz
t (ms, s bzw. h)	Zeit
$S(t)$	Seismisches Signal
$H(t)$	Hilbert-Transformierte eines seismischen Signals
$E(t)$	Einhüllende eines seismischen Signals
$G(f)$	Gauß-Filter
λ (m)	Wellenlänge
$k = 2\pi/\lambda$ (m^{-1})	Wellenzahl
h (m)	Wassertiefe
ρ (Mg/m^3)	Dichte des Eises
ρ_I (Mg/m^3)	Dichte des Wassers
E (GPa)	Elastizitätsmodul
μ (Gpa)	Schermodul
ν	Poisson-Zahl