

# Bearbeitung von Vibroseeis-Messungen zur Erkundung des Firns an der Kohnen Station, Antarktis

Bachelorarbeit  
von

Inna Schulz

Am Geophysikalischen Institut der Fakultät Physik

Erstgutachter: Prof. Dr. Thomas Bohlen  
Betreuende Mitarbeiter: Anja Diez  
Prof. Dr. Olaf Eisen

Bearbeitungszeit: 01. Januar 2013 – 14. August 2013



---

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig angefertigt, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde.

**Ort, Datum**

.....  
(NAME)



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Seismik in Eis</b>	<b>3</b>
2.1	Glaziologie . . . . .	3
2.1.1	Transformation von Schnee zu Eis . . . . .	4
2.2	Seismik . . . . .	5
2.2.1	Seismische Wellen . . . . .	5
2.2.2	Geschwindigkeitsmodell . . . . .	6
2.2.3	Die Tauchwelle . . . . .	6
2.3	Vibrationsseismik . . . . .	7
2.3.1	Sweep . . . . .	7
2.3.1.1	Kreuzkorrelation . . . . .	8
<b>3</b>	<b>Messgebiet</b>	<b>9</b>
3.1	Kohnen Station . . . . .	9
3.2	Messaufbau . . . . .	10
3.2.1	Mikrovibrator ELVIS III . . . . .	10
3.2.2	Dreikomponenten Geophone . . . . .	10
3.3	Messgeometrie . . . . .	11
3.3.1	Linie 20120553 . . . . .	12
3.3.2	Linie 20120554 . . . . .	13
<b>4</b>	<b>Datenbearbeitung in der Seismik</b>	<b>15</b>
4.1	Theorie der Datenbearbeitung . . . . .	15
4.1.1	Frequenzfilter . . . . .	15
4.1.2	Frequenz-Wellenzahl-Filter . . . . .	17
4.1.3	NMO Korrektur . . . . .	17
4.1.4	Stapeln . . . . .	19
4.1.5	Tiefenkonversion . . . . .	19
4.2	Datenbearbeitung mit dem Paradigm Product Manager . . . . .	20
4.2.1	Linie 20120553 . . . . .	20
4.2.2	Linie 20120554 . . . . .	23
<b>5</b>	<b>Vergleich der seismischen Profile</b>	<b>27</b>
5.1	Ergebnisse der seismischen Linien . . . . .	27
5.1.1	Linie 20120553 . . . . .	27
5.1.2	Linie 20120554 . . . . .	29
5.2	Diskussion der Ergebnisse . . . . .	31

<b>6 Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>33</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>35</b>

# 1. Einleitung

Um Aussagen über das Klima der Vergangenheit treffen zu können oder Änderungen im Meeresspiegel vorhersagen zu können, ist es wichtig die Dynamik und den inneren Aufbau von Gletschern und Eisschilden zu verstehen. Deshalb verwendet die LIMPICS Forschungsgruppe geophysikalische Methoden um physikalische Eigenschaften im Eis zu bestimmen. Mit Hilfe von seismischen Reflexionsverfahren werden Reflexionen im Eis untersucht, die durch Änderungen in den physikalischen Eigenschaften verursacht werden. Dafür werden Messungen in den Alpen und in der Antarktis durchgeführt. Die Expedition zur Kohnen Station fand 2011/12 statt und hatte das Ziel mit Hilfe der seismischen Messungen physikalische Eigenschaften des Eises, wie z.B. die Dichte, die Temperatur oder die Orientierung der anisotropen Eiskristalle zu untersuchen, um diese Ergebnisse mit denen eines nahegelegenen Eiskerns zu vergleichen. Zusätzlich sollten die Eigenschaften des Felsbettes unter dem Eis bestimmt werden.

Zur Untersuchung des Firnbereiches wurden Messungen mit dem Mikrovibrator ELVIS III durchgeführt. Mit ELVIS III wurden zwei senkrecht zueinander liegende seismische Profile, jeweils für die P- und S-Welle, gemessen. In dieser Arbeit wurden die Vertiakalkomponenten der P-Wellen-Profile ausgewertet. Mit der Auswertung der Daten, sollte herausgefunden ob interne Reflexionen in den Daten zu sehen sind und bis in welche Tiefe diese Reflexionen erkennbar sind. Insbesondere sollte damit auch herausgefunden werden bis in welche Tiefe die mit dem Mikrovibrator ELVIS III eingebrachte Energie reicht, um Reflexionen auflösen zu können. Die Energie des Mikrovibrators reicht aus um Reflexionen bis in eine Tiefe von 500 m sichtbar zu machen. Allerdings konnten nur in einem der beiden P-Wellen-Profile Reflexionen erkannt werden. Diese Reflexionen konnten im Firnpaket bis 100 m und im Eis von 100-500 m festgestellt werden. Reflexionen im Firnbereich werden durch Dichtesprünge im Firn verursacht. Im Eis, unter dem Firn, treten keine signifikanten Dichteunterschiede mehr auf, deshalb können im Eis keine Dichteänderungen Reflexionen verursachen. Mögliche Eigenschaften die Reflexionen im Eis verursachen werden in Kapitel 5 diskutiert.

Zum besseren Verständnis von seismischen Messungen im Eis werden in Kapitel 2 die Grundlagen über die Entstehung von Eis, die Grundlagen seismischer Wellen

und deren Geschwindigkeiten, sowie die Grundlagen der Vibrationsseismik erläutert. Die Messgeometrie sowie die Funktion der Messgeräte in Kapitel 3 sind ein wichtiger Faktor dafür, ob das Signal-Rausch-Verhältnis ausreichend gut verbessert werden kann. Ebenfalls können gute Ergebnisse durch die richtige Bearbeitung seismischer Daten erzielt werden. Die Theorie dazu, sowie die Auswertung der Messungen sind in Kapitel 4 beschrieben. Kapitel 5 enthält die Ergebnisse der Auswertung und die Beschreibung der möglichen Gründe für das Ergebnis.



## 2. Seismik in Eis

### 2.1 Glaziologie

Um die physikalischen Eigenschaften von Eis zu untersuchen wurden auf dem antarktischen Eisschild in der Umgebung der Station Kohlen Messungen mit dem seismischen Vibrator ELVIS III durchgeführt. Nähere Informationen zum Messgebiet und ELVIS III werden in Kapitel 3 erläutert. Für das Verständnis von der Ausbreitung seismischer Wellen im Eis ist es notwendig, Kenntnis über die Entstehung von Eis zu haben. Die Daten stammen aus dem Akkumulationsgebiet. Das Akkumulationsgebiet in Abbildung 2.1 ist das Gebiet, in welchem, durch viel Neuschnee, über ein Jahr gesehen Masse dazu gekommen ist. Im Gegensatz dazu geht im Ablationsgebiet Masse verloren. Im Messgebiet gibt es ganzjährig kein Schmelzwasser, da es in der Rekristallisationszone liegt, wodurch der Prozess der Eisbildung sehr lange dauert (Paterson, 1981).

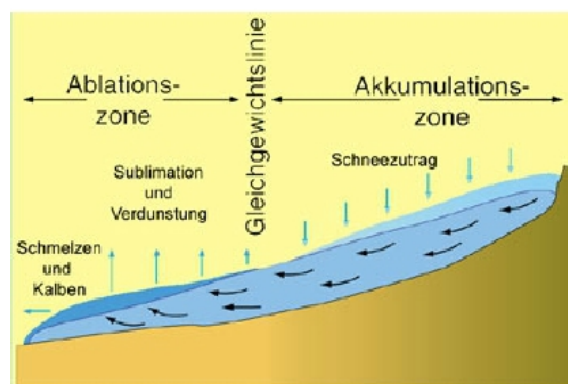


Abbildung 2.1: Zonen eines Gletschers oder Eisschildes: Die Akkumulationszone beschreibt das Gebiet, in dem durch Schneezutrag Masse dazu kommt und Eis entstehen kann. In der Ablationszone geht Masse durch Sublimation, Verdunstung, Schmelzen und Kalben verloren. An der Gleichgewichtslinie ist die Akkumulation genau so hoch wie die Ablation. [<http://www.eiskern.de/Gletscher.html> (24.04.2013,13:22)]

## 2.1.1 Transformation von Schnee zu Eis

Schnee besteht aus sehr vielen Schneekristallen, wobei die Kristallform von der Temperatur und Luftfeuchte abhängt. Unabhängig davon bilden Schneekristalle auf der Erde einen hexagonalen Kristall. In den europäischen Breitengraden, in welchen die Lufttemperaturen höher sind als in den Polargebieten, besteht der Schneekristall aus hexagonalen Eiskristallen mit dendritischen Nadeln (Dendriten). Je näher man den Polargebieten kommt, umso niedriger werden die Temperaturen und umso geringer wird die Luftfeuchte, weshalb die Schneekristalle die Nadeln verlieren und nur noch hexagonale Prismen und Plättchen bilden<sup>1</sup>.

Bei der Metamorphose von Schnee zu Eis handelt es sich um einen Sinterungsprozess. Dieser Prozess nimmt in den Polargebieten durch eine sehr niedrige Temperatur 200-2000 Jahre in Anspruch und findet in den obersten 50 – 100 m statt. Bei der Schneemetamorphose wird der Schnee durch das Eigengewicht des Neuschnees immer stärker zusammengedrückt. Die Verdichtung von Schnee zu Eis vollzieht sich in 3 Phasen, die in Abbildung 2.2 zu sehen sind.

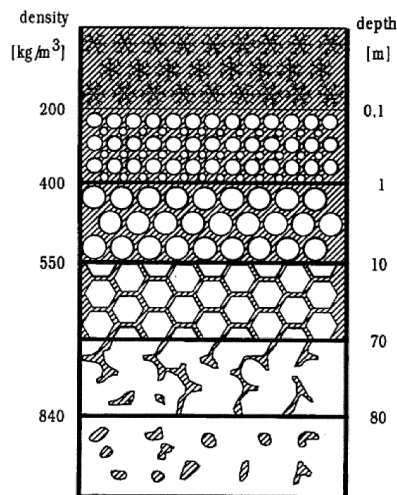


Abbildung 2.2: Schneemetamorphose: Von 0-10 m ist Phase 1 des Verdichtungsprozesses zu sehen, Phase 2 vollzieht sich in 10-80 m und ab 80 m beginnt Phase 3 (Eisen, 2012).

In Phase 1 bilden sich beim Verdichten aus den Eiskristallen des Neuschnees Eiskörner, welche über Kornbrücken miteinander verbunden sind. Dabei wird der Luftanteil im Neuschnee (90%) durch die Last der darauf liegenden Schichten auf 50% reduziert, was dem Luftanteil in Firn entspricht. Als Firn bezeichnet man Schnee, der mindestens ein Jahr alt ist. Die Eiskörner werden durch die Last der Schichten abgerundet. Beim weiteren Komprimieren des Firnschnees brechen die Kornbrücken auf und die Lufträume werden mit Eiskörnern gefüllt. Dabei nimmt die Dichte des Paketes von 200-400 kg/m<sup>3</sup> auf ca. 550 kg/m<sup>3</sup> zu. In dieser Phase hat sich der Luftanteil nochmal auf 20% reduziert. Bei einer Dichte von 550 kg/m<sup>3</sup> hat der Firn die dichteste Kugelpackung erreicht, weshalb die Kornbrücken nicht mehr aufbrechen können und Eiskörner nicht mehr verschiebbar sind, d.h., dass ein Anstieg der Dichte durch Verschiebung der Eiskörner nicht mehr möglich ist.

In Phase 2 wird eine weitere Verdichtung durch Rekristallisation der Eiskörner erreicht. Infolgedessen schließen sich weitere Lücken im Firn, d.h. die Kornform passt

<sup>1</sup>Glaziologie für Anfänger: <http://www.eiskern.de/Transformation.html> (24.04.2013, 13:00)

sich den Lufträumen an und die großen Eiskörner nutzen die kleinen zur weiteren Verformung. Die Dichte kann auf bis zu  $840 \text{ kg/m}^3$  ansteigen. An dieser Stelle ist der Firn schon so stark verdichtet, dass die Lufträume beginnen, sich zu einzelnen Blasen zu isolieren. Firn, der abgeschlossene Luftblasen enthält, wird als Eis bezeichnet (Eisen, 2012).

Wenn sich die Lufträume zu einzelnen Blasen isoliert haben, beginnt die dritte Phase der Eisbildung. Eine weitere Verdichtung kann hier nur noch durch die Kompression der Luft in den einzelnen Luftblasen erreicht werden. Die Luftblasen werden durch das Gewicht des Eises immer kleiner und können sogar ganz verschwinden, wodurch das Eis seine maximale Dichte von  $917 \text{ kg/m}^3$  erreichen kann.<sup>2</sup>

## 2.2 Seismik

Bei seismischen Messungen im Eis treten im Vergleich zu Messungen auf dem Land oder Meer Besonderheiten auf. Durch den unterschiedlichen Luft- und Eiskörneranteil in den Firnschichten, weist Eis einen hohen Dichtegradienten auf, weshalb die seismischen Wellen kontinuierlich in jeder Schicht gebrochen werden. Aufgrund der ständigen Brechung der Wellen wird das Prozessieren der Daten erschwert. Ebenso wird das Prozessieren durch die Oberflächenwelle gestört, da diese die anderen Wellen überdeckt.

### 2.2.1 Seismische Wellen

Seismische Wellen breiten sich in festen, flüssigen Medien und in Luft aus. Erzeugt werden seismische Wellen z.B. durch Erdbeben, Sprengungen und Vibrationen. Dabei gibt es verschiedene Wellentypen, die hinsichtlich ihrer Ausbreitungsgeschwindigkeit und der Schwingungsrichtung unterschieden werden. Grundsätzlich unterscheidet man zwischen Raum- und Oberflächenwellen.

Zu den Raumwellen zählen die P(Primär)- und S(Sekundär)-Wellen.

**Primärwellen** schwingen in Ausbreitungsrichtung und werden auch Kompressions- oder Longitudinalwellen genannt.

**Sekundärwellen** schwingen senkrecht zur Ausbreitungsrichtung und werden deshalb Scher- oder Transversalwellen genannt.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten  $v_P$  und  $v_S$  von P- und S-Wellen in isotropen Medien lassen sich mit den drei Größen: Volumenkompressionsmodul  $\kappa$ , Schermodul  $\mu$  und Massendichte  $\rho$  beschreiben.

$$v_P = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (2.1)$$

$$v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

Zu den Oberflächenwellen zählen Love-, Rayleigh- und Scholte-Wellen. Diese schwingen, wie auch die S-Welle, senkrecht zur Ausbreitungsrichtung. Jedoch besteht der

---

<sup>2</sup>[www.eiskern.de](http://www.eiskern.de)(24.04.2013,10:30)

Unterschied zu P- oder S-Wellen darin, dass sie an der Oberfläche geführt laufen (Ausbreitung nur in zwei Dimensionen) und die geometrische Dämpfung mit Abstand zur Quelle nicht so stark ist, wie bei den Raumwellen. Raumwellen werden mit  $1/r^2$  gedämpft, Oberflächenwellen nur mit  $1/r$ .

## 2.2.2 Geschwindigkeitsmodell

Für die Datenbearbeitung in der Seismik ist es sehr wichtig ein passendes Geschwindigkeitsmodell für die Normal Moveout (NMO) Korrektur (Abschnitt 4.1.3) zu erstellen, um das bestmögliche Ergebnis beim Stapeln zu bekommen. Die Geschwindigkeiten der seismischen Wellen in Gleichung 2.1 und 2.2 sind von der Dichte im Eis abhängig. Somit ist es möglich aus bekannten Dichtedaten des Eises ein Geschwindigkeitsmodell zu erstellen. Die lineare Beziehung zwischen Dichte  $\rho$  und P-Wellen Geschwindigkeit  $v_P$  in einer bestimmten Tiefe  $z$

$$\rho(z) = 2,21 \cdot 10^{-4} v_P(z) + 0,059 \quad (v_P \text{ in m/s}) \quad (2.3)$$

wurde von (Robin, 1958), durch die Untersuchung der Dichte von Firn- und Eisproben mit Ultraschall, entwickelt. Die Beziehung von (Robin, 1958) ist zwar eine sehr gute Näherung, besitzt aber keine Allgemeingültigkeit. Auch (Kohnen, 1972) hat an der Beziehung zwischen Dichte und seismischen Geschwindigkeiten geforscht, konnte aber bei seinen Untersuchungen keine lineare Beziehung zwischen den beiden Größen feststellen. Stattdessen fand (Kohnen, 1972) bei seinen Messungen folgende Beziehung zwischen P-Wellen Geschwindigkeit und Dichte in der Tiefe  $z$  heraus,

$$\rho(z) = \frac{0,915}{1 + \left(\frac{v_E - v(z)}{2,25}\right)^{1,22}} \quad (2.4)$$

Die Geschwindigkeit  $v_E = 3860$  m/s ist die Geschwindigkeit der P-Welle in Eis. Mit der Beziehung von (Kohnen, 1972) wurde in dieser Arbeit das Geschwindigkeitsmodell zur Bearbeitung der seismischen Daten (Abschnitt 4.2) erstellt.

## 2.2.3 Die Tauchwelle

Durch den hohen Dichtegradienten im Firn, wird die Welle in den einzelnen Schichten gebrochen und breitet sich dort mit konstanter Geschwindigkeit aus. Die Brechung an Schichtgrenzen beschreibt das snelliussche Brechungsgesetz.<sup>3</sup>

$$\frac{\sin(\alpha_i)}{v_i} = \frac{\sin(\alpha_{i+1})}{v_{i+1}} = p \quad (2.5)$$

Wobei  $p$  als Strahlparameter bezeichnet wird, welcher über dem gesamten Wellenstrahl konstant ist. Daraus ist zu schließen, dass wenn sich die Geschwindigkeit von Schicht zu Schicht ändert, sich auch der Winkel  $\alpha_i$  ändern muss, da  $p$  ansonsten nicht konstant sein könnte. Bei steigender Geschwindigkeit von Schicht zu Schicht wird der Strahl somit zur Horizontalen hin abgelenkt bis bei  $\sin(\alpha_{i+1}) = \sin(90^\circ) = 1$  die Scheiteltiefe (maximale Tiefe) erreicht ist. Durch die Geschwindigkeitsänderung

<sup>3</sup>[http://www.geodz.com/deu/d/Snelliussches\\_Brechungsgesetz](http://www.geodz.com/deu/d/Snelliussches_Brechungsgesetz)(26.04.2013 11:52)

der gebrochenen Welle in jeder Schicht aufgrund des Dichtegradienten, verläuft der Strahlengang der gebrochenen Welle entlang eines Kreissegmentes. Solche Wellen werden als Tauchwellen bezeichnet (Diez, 2010).

## 2.3 Vibrationsseismik

Die Anregung einer seismischen Welle sollte für die Interpretation des zu beobachtenden Signals reproduzierbar und vorhersagbar sein. Grundsätzliche Unterschiede findet man zwischen Impuls- und Vibrationsanregung. Bei der Impulsanregung wird in kurzer Zeit sehr viel Energie in den Boden eingespeist, während bei der Vibrationsanregung eine geringere Energiemenge über einen längeren Zeitraum verteilt wird. Impulsquellen sind z.B. Erdbeben, Hammerschlag, Sprengungen und Airguns.

An der Station Kohnen wurden die seismischen Wellen mit dem ELVIS III Seismic Vibrator in Abbildung 2.3 angeregt.

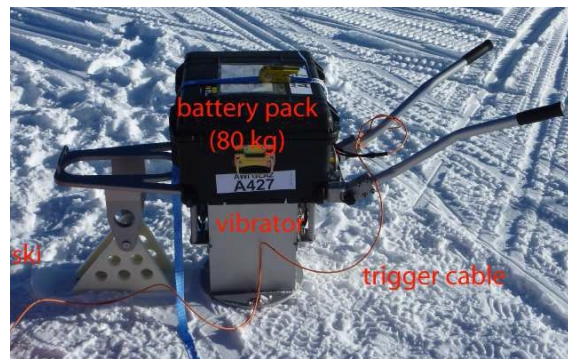


Abbildung 2.3: ELVIS III (Eisen u. a., 2012)

Durch die Vibration einer auf den Boden gepressten Platte mit verschiedenen Frequenzen wird ein Sweep erzeugt.

### 2.3.1 Sweep

Ein Sweep, wie in Abbildung 2.4 zu sehen, ist ein Signal, bei dem die Frequenz von einem Startwert  $f_0$  zu einem Endwert  $f_1$  hin in einer bestimmten Zeit geändert wird.

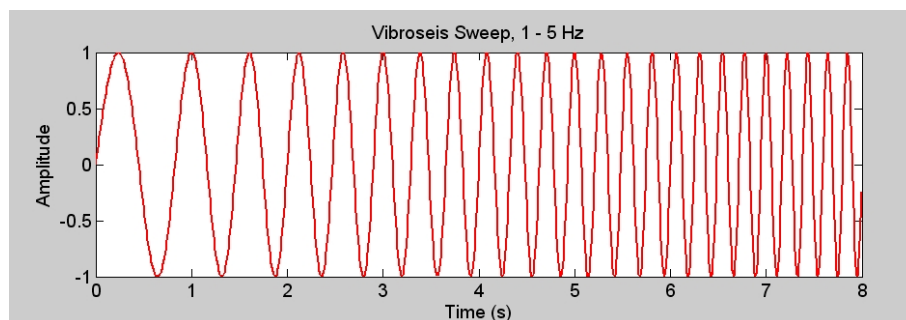


Abbildung 2.4: Sinusförmiges Sweepersignal mit einer Frequenzänderung von 1 Hz (Startwert) zu 5 Hz (Endwert) in 8 Sekunden ohne Taper (Braile, 2012).

Ein Sweep  $q(t)$  ist durch folgende Gleichung definiert

$$q(t) = a(t) \sin[2\pi\Theta(t)]. \quad (2.6)$$

Dabei ist  $a(t)$  eine Taper-Funktion, die am Anfang und Ende des Sweeps gesetzt wird, um Überschwingungen (Gibbssches Phänomen) zu reduzieren.  $\Theta(t)$  beschreibt dabei die Änderung der Frequenz über der Zeit ( $t$ ). Die Ableitung der Funktion  $\Theta(t)$  nach der Zeit gibt somit die momentane Frequenz zum Zeitpunkt  $t$  an.

$$\frac{d\Theta(t)}{dt} = f_0 + \frac{f_1 - f_0}{T}t \quad (2.7)$$

$$q(t) = a(t)\sin[2\pi(f_0 + \frac{1}{2}\frac{f_1 - f_0}{T}t)t] \quad (2.8)$$

$T$  ist dabei die Dauer des Sweeps, also die Zeit in der die Frequenzänderung stattfindet und  $t$  ist die Aufzeichnungslänge. Je breitbandiger das Signal, d.h. je größer die Differenz zwischen Start- und Endfrequenz, um so besser ist die Zeitauflösung. Allerdings stoßen manche Vibrationsgeräte bei sehr niedrigen und hohen Frequenzen an ihre Grenzen (Baeten, 1989).

### 2.3.1.1 Kreuzkorrelation

Bei der Vibrationsseismik erhält man ein Vibrogramm, in dem erst nach einer Kreuzkorrelation des Vibrationssignales (Sweep) mit dem seismischen Signal seismische Ereignisse erkannt werden können. Die Kreuzkorrelation ereignet sich dabei in 2 Schritten. Zuerst erhält man das unkorrelierte Seismogramm  $u(t)$  über eine Konvolution des Sweeps  $sw(t)$  mit der Impulsantwort der Erde  $e(t)$ , durch

$$u(t) = sw(t) * e(t). \quad (2.9)$$

Durch die Länge des Sweepsignals (10 s) erhält man ein noch längeres unkorreliertes Seismogramm. Eine Konvolution des unkorrelierten Seismogramms  $u(t)$  mit dem Sweep  $sw(t)$

$$s(t) = sw(t) * u(t) \quad (2.10)$$

entfernt diesen Effekt und man erhält das korrelierte Seismogramm  $s(t)$  (Braile, 2012).

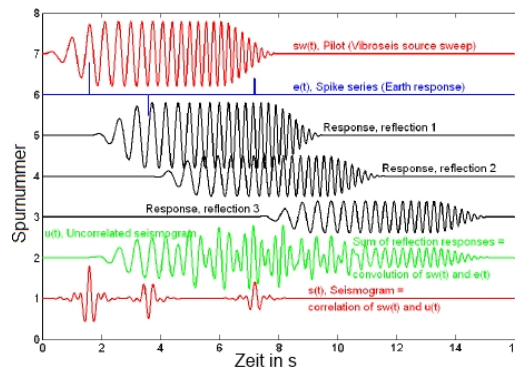


Abbildung 2.5: Korrelationsprinzip: Die Spurnr. 7 ist ein Sweep  $sw(t)$  mit einer Taperfunktion. Spurnr. 6 ist die Impulsantwort des Untergrundes  $e(t)$ . Die drei nächsten schwarzen Spuren sind Reflexionen, die beim Durchlaufen des Sweeps entstehen. Die grüne Spur  $u(t)$  ist das unkorrelierte Seismogramm, dass bei der Konvolution von  $sw(t)$  und  $e(t)$  entsteht oder durch das Summieren der drei Schwarzen Spuren. Die letzte rote Spur ist das kreuzkorrelierte Seismogramm  $u(t)$  (Braile, 2012).

## 3. Messgebiet

Für diese Arbeit wurden vibroseismische Daten, gemessen 2011/2012 im Rahmen des LIMPICS-Projektes vom Alfred-Wegener-Institut in unmittelbarer Nähe der Station Kohnen im Dronning Maud Land in der Antarktis, analysiert. Die Expedition hatte das Ziel, sowohl die physikalischen Eigenschaften des Eises mit Hilfe von seismischen Messungen zu bestimmen, als auch die Eigenschaften des darunter liegenden Felsbettes. Die Profilierung mit dem P- und S-Wellen Mikrovibrator ELVIS III dient dazu die Reflexionen im Firn zu untersuchen und daraus die elastischen Eigenschaften zu erhalten (Eisen, 2011).

### 3.1 Kohnen Station

Die Station Kohnen in Abbildung 3.1 liegt im Dronning(Königin) Maud Land, in der Antarktis, bei  $75^{\circ}00'S$ ,  $00^{\circ}04'O$  und befindet sich 2892 Meter über dem Meeresspiegel. <sup>1</sup>

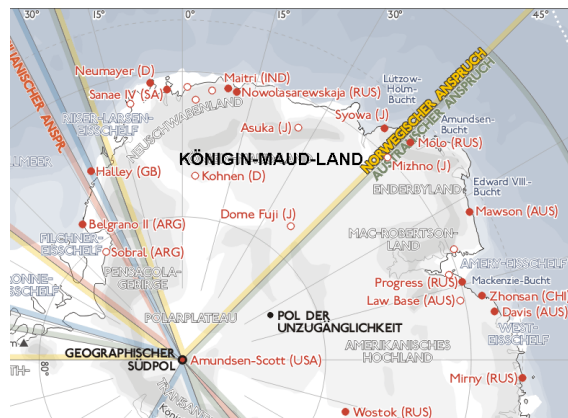


Abbildung 3.1: Kartenausschnitt der Antarktis mit einer Reihe internationaler Forschungsstationen unter anderem den deutschen Stationen Neumayer III und Kohnen im Dronning (Königin) Maud Land [[http://de.wikipedia.org/wiki/Forschungsstationen\\_in\\_der\\_Antarktis](http://de.wikipedia.org/wiki/Forschungsstationen_in_der_Antarktis)(16.07.2013 12:26)]

<sup>1</sup>Die Koordinaten sind nach dem World Geodetic System 1984 (WGS84) in Grad und Bogenminuten  $dd^{\circ} mm.mmm'$  angegeben.

Die Station ist nur im Sommer besetzt und ist von der Neumayer III Station 757 km entfernt. „Kohnen wurde 2001 vom Alfred Wegener Institut als Basis zur Eiskernbohrung im Rahmen des European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) errichtet.“<sup>2</sup> Aus unmittelbarer Umgebung der Kohnen Station stammen auch die Dichtedaten des Eiskerns EDML, welche zur Erstellung eines Geschwindigkeitsmodells verwendet werden.

## 3.2 Messaufbau

Für die Aufnahme der Linien für die P- und S-Welle wurde das elektromagnetische Vibratorsystem ELVIS III verwendet, zur Aufzeichnung dienten 24 3-Komponenten Geophone und 3 24-Kanal Geoden.

### 3.2.1 Mikrovibrator ELVIS III

ELVIS III (siehe Abbildung 2.3) kann sowohl P-Wellen als auch S-Wellen anregen. ELVIS III ist an einem Schubkarren ähnlichen Rahmen befestigt und hat mit 130 kg im Vergleich zu den Vibrationstrucks ein niedriges Gewicht. Dadurch und durch die Bauweise ist ELVIS III handlich im Umgang und kann durch die Montierung eines Skis auch im Schnee verwendet werden.

ELVIS III besteht aus 3 Einheiten:

- dem Antriebssystem: kaskadierter Motor mit einer Energieversorgung von 12V bzw. 24 V DC (Wechselspannung).
- dem Signalgenerator: damit kann der Sweep mit variabler Länge und Frequenz generiert werden.
- der Vibrationsquelle: welche durch ein Schockabsorber System geschützt ist, damit die Vibrationen zwischen Quelle und Rahmen mit Batteriepaket abgeschwächt werden.

Die Nutzfrequenz liegt für P-Wellen zwischen 15 – 400 Hz und für S-Wellen bei 15 – 320 Hz. ELVIS III ist für Messungen bis 500 m Tiefe geeignet (Druivenga u. a., 2011).

### 3.2.2 Dreikomponenten Geophone

Zur Registrierung von Bodenbewegungen werden auf dem Land Geophone, im Wasser Hydrophone verwendet. Die im Messgebiet verwendeten Dreikomponenten Geophone (GS-11d von Geospace) bestehen aus einem vertikal Geophone und zwei horizontal Geophonen in einem Gehäuse und haben eine Eigenfrequenz von jeweils 4,5 Hz. Die drei zueinander senkrecht stehenden Komponenten der seismischen Bodenbewegung können von den Dreikomponenten Geophonen registriert werden.

---

<sup>2</sup>[http://www.awi.de/de/infrastruktur/stationen/kohnen\\_station/](http://www.awi.de/de/infrastruktur/stationen/kohnen_station/)(16.07.2013 12:55)



## Funktionsweise eines Geophones

Ein Geophone funktioniert nach dem Prinzip des Faradayschen Induktionsgesetzes. Es besteht aus einer auf Federn aufgehängten beweglichen Spule, auch Tauchspule genannt, einem doppelten Zylinder und einem Permanentmagneten (Abbildung 3.2). Wird der Boden nun durch eine Welle erschüttert, so führt die Spule eine Relativbewegung zum Magnetfeld des Permanentmagneten aus, wodurch eine Spannung in der Spule induziert wird, welche proportional zur Geschwindigkeit  $v$  der von der Spule ausgeführten Bewegung ist.

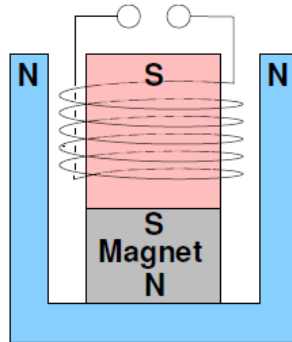


Abbildung 3.2: Tauchspule, die in einen Topfmagneten eintaucht. Der Topfmagnet besteht aus einem äußeren Hohlzylinder (blau) und einem Vollzylinder (grau). Der Hohlraum des Hohlzylinders beinhaltet den einen Pol des Magneten, der andere Pol wird durch den Vollzylinder gebildet (Forbriger, 2007).

Durch die in der oberen Abbildung dargestellte Bauweise, verlaufen die magnetischen Feldlinien gradlinig vom inneren zum äußeren Zylinder, wodurch die Spule sich nur senkrecht zu den Feldlinien bewegen kann, da die Geschwindigkeit  $v$  immer senkrecht zur magnetischen Flussdichte  $B$  steht ( $v \perp B$ ). Daraus ergibt sich:

$$U_0 = -B \cdot l \cdot v \cdot N$$

Mit  $N$ : Windungszahl

$l$ : Länge der Spule

$U_0$ : induzierte Spannung

(3.1)

Um ein unerwünschtes Nachschwingen von Geophonen zu verhindern, müssen diese gedämpft werden. Je nach Bauweise und Anwendungsgebiet werden die Geophone unterschiedlich gedämpft und haben somit unterschiedliche Eigenfrequenzen.<sup>3</sup>

## 3.3 Messgeometrie

Für die P- und S-Wellen Profilierung mit ELVIS III wurden jeweils zwei seismische Linien aufgezeichnet. Eine parallel zur Eisscheide und eine senkrecht zur Eisscheide. Für diese Arbeit wurden die Vertikalkomponenten der P-Wellen Profilierung ausgewertet, die als Linie 20120553 (parallel zur Eisscheide) und 20120554 (senkrecht zur Eisscheide) bezeichnet werden.

<sup>3</sup><http://thomasreinbacher.wasner.it/techStuff/geophone.pdf>

### 3.3.1 Linie 20120553

Das Profil der Linie 20120553 (Abbildung 3.3) befindet sich parallel zur Eisscheide und hat eine Gesamtlänge von 420 m vom ersten bis zum letzten Quellpunkt. Die 24 Dreikomponenten Geophone wurden in einem Abstand von 10 m gesteckt, somit beträgt die Ausdehnung der Geophonereihe 240 m. Die Quellpositionen hatten ebenfalls einen Abstand von 10 m und wurden immer mittig zwischen zwei Geophonen angeordnet. Außerhalb der Geophonelinie wurde dieser Quellabstand für weitere 11 Messpunkte, in beide Richtungen, beibehalten. Somit liegen zwischen dem ersten Quellpunkt und dem ersten Geophone 95 m und 325 m zwischen dem ersten Quellpunkt und dem 24sten Geophone, daher beträgt der maximale Offset 325 m.

Die Dreikomponenten Geophone wurden an die 24-Kanal Geoden so angeschlossen, dass jeweils eine Komponente an eine Geode angeschlossen war. Dies bedeutet, dass z.B. die Spuren 1, 2 und 3 im Seismogramm den Vertikalkomponenten der Geophone 1, 2 und 3 angehören, die Spuren 25, 26 und 27 den Horizontalkomponenten 1 ( $X_1$ ) der ersten drei Geophone und die Spuren 49, 50 und 51 den Horizontalkomponenten 2 ( $X_2$ ) der ersten drei Geophone. Aufgrund dessen gehören die Spuren 1 (vertikal), 25 (horizontal 1) und 49 (horizontal 2) alle zum Geophone Nr. 1. Entsprechendes gilt für die restlichen Geophone. Dabei ist ( $X_1$ ) die Horizontalkomponente in Richtung der Geophonelinie und ( $X_2$ ) die Horizontalkomponente senkrecht zur Geophonelinie. Der Pilotkanal, also der eingespeiste Sweep, wurde auf Spur 72 aufgezeichnet. Allerdings wurde dieser aufgrund der schlechten Qualität nicht für die spätere Korrelation verwendet.

An jedem Schusspunkt wurden drei 10 s Sweeps aufgezeichnet mit einer Frequenzänderung von 30 – 240 Hz, einem Abtastintervall von 0,25 ms und einer Aufzeichnungslänge von 12 s. Insgesamt gab es 44 Vibrationspunkte und somit 66 Common-Depth-Points (CDPs) mit einem Abstand von 2,5 m.

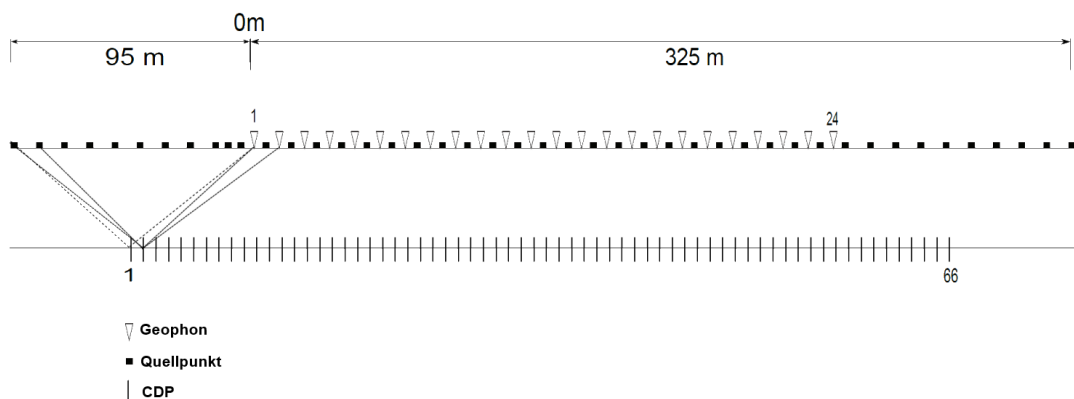


Abbildung 3.3: Messgeometrie der Linie 20120553: Die Geophone (Dreiecke) sind in einem Abstand von 10 m angeordnet, mittig dazwischen ebenfalls mit einem Abstand von 10 m liegen die Quellpunkte (Quadrate). Die CDPs (Striche) liegen im halben Abstand zwischen Quellpunkt und Geophone. Der erste CDP liegt also zwischen Quellpunkt 1 und Geophone 1 bei 47,5 m. Da die Quellpunkte mittig zwischen den Geophonen angeordnet sind haben die CDPs einen Abstand von 2,5 m. Zwischen dem Quellpunkt 34 und 36 links neben Geophone 1 wurde noch ein zusätzlicher Quellpunkt eingefügt.

### 3.3.2 Linie 20120554

Das Profil der Linie 20120554 befindet sich senkrecht zur Eisscheide, also orthogonal zum Profil der anderen Linie. Es hat eine Gesamtlänge von 115 m, an der die 24 Dreikomponenten Geophone im Abstand von 5 m angeordnet sind. Die Geophonereihe beginnt, wie in Abbildung 3.4 zu sehen, mit dem 24sten Geophone, danach folgt Geophon 1, 23, 2 usw., das letzte Geophon hat die Nummer 12. Die Quellpunkte wurden in einem Abstand von 1 m zwischen dem 21sten und dem 9ten Geophone platziert, d.h., es gibt keine Messpunkte außerhalb der Geophonereihe. Somit ist die Ausdehnung der Quellpositionen 55 m. Der maximale Offset ergibt sich aus dem Abstand vom ersten Quellpunkt zum letzten Geophone (85 m).

Die Dreikomponenten Geophone wurden, wie schon in Abschnitt 3.3.1 beschrieben, an die 24-Kanal Geoden angeschlossen. Ebenso kann aus Abschnitt 3.3.1 die Spur des Pilotkanals entnommen werden, sowie die Anordnung der Komponenten zur Geophonelinie.

In diesem Profil wurde an jedem Quellpunkt nur ein 10 s Sweep aufgezeichnet mit einer Frequenzänderung von 30 – 240 Hz, einem Abtastintervall von 0,25 ms und einer Aufzeichnungslänge von 13 s. Bei insgesamt 56 Quellpositionen ergeben sich somit 171 CDPs mit einem Abstand von 0,5 m zueinander.

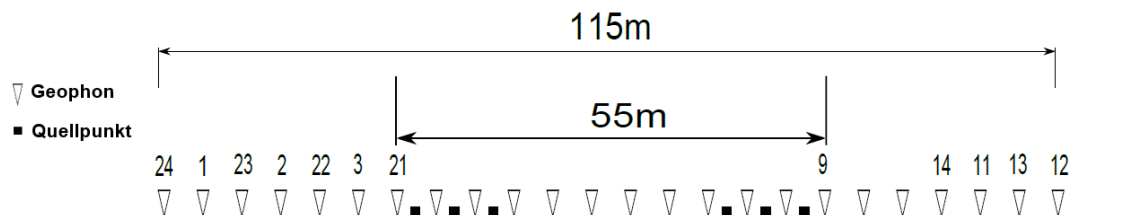


Abbildung 3.4: Messgeometrie der Linie 20120554: Die Geophone (Dreiecke) sind in einem Abstand von 5 m angeordnet. Die Quellpositionen (Quadrate) liegen zwischen Geophone 21 und 9 in einem Abstand von 1 m. Durch den kleinen Abstand ist es nicht möglich alle Quellpositionen im Bild zu platzieren. Ebenso konnten die CDPs durch den geringen Abstand von 0,5 m nicht im Bild konstruiert werden. Der erste CDP liegt bei 30 m.



# 4. Datenbearbeitung in der Seismik

In diesem Kapitel geht es im ersten Teil um die Theorie der Bearbeitung seismischer Daten und im zweiten Teil um die spezielle Bearbeitung der Vertikalkomponenten der P-Wellen-Profile aus den Vibroseis-Messungen, mit den Schritten, die im ersten Teil beschrieben werden. Nicht jeder Schritt, welcher ausprobiert wurde, kam am Ende zur Anwendung.

## 4.1 Theorie der Datenbearbeitung

### 4.1.1 Frequenzfilter

Seismische Wellen haben ein bestimmtes Frequenzband, das sehr oft von der Frequenz der Störsignale (Rauschen) überlagert ist. Mit Hilfe von Frequenzfiltern können diese Störsignale unterdrückt bzw. herausgefiltert werden. Um das Nutzsignal vom Störsignal zu trennen, wird das Signal  $x(t)$  vom Zeitbereich (Zeit  $t$ ) mittels der Fouriertransformation in den Frequenzbereich  $f$  umgewandelt (Buttkus, 1991),

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-i2\pi ft) dt. \quad (4.1)$$

In der Filtertheorie besagt der Faltungssatz, dass der Faltung im Zeitbereich eine Multiplikation der Spektren im Frequenzbereich entspricht. Daraus resultiert, dass das Ausgangssignal  $Y(f)$  ein Produkt von Eingangssignal  $X(f)$  und Filter  $H(f)$  ist (Buttkus, 1991), mit

$$Y(f) = H(f)X(f). \quad (4.2)$$

Möchte man die unerwünschten Frequenzen unterdrücken, setzt man den Filter auf null ( $H(f) = 0$ ). Um Frequenzen zu erhalten, wird der Filter auf eins gesetzt ( $H(f) = 1$ ). Beim Filtern ist es wichtig, dass die unerwünschten Frequenzen nicht

einfach abgeschnitten werden, sondern eine trapezförmige Filterfunktion definiert wird, sodass der Filter von einem Anfangswert 0 langsam auf den Wert  $H(f) = 1$  ansteigt. Die trapezförmige Filterfunktion ist deshalb wichtig, da dadurch vom Filtern induziertes Rauschen vermieden werden kann. Induziertes Rauschen können z.B. Überschwinger sein, die an den Punkten, an denen die Frequenzen abgeschnitten werden entstehen und als Gibbs-Phänomen bekannt sind. Das Überspringen kann minimiert werden, indem man die Frequenzen, an denen abgeschnitten wird, so setzt, dass der Übergang weich ist. Ein weicher Übergang bedeutet, dass die Flanken des trapezförmigen Filters flach und nicht steil sind.

### Hoch-/Tiefpassfilter

Bei einem Hochpassfilter bleiben Frequenzen oberhalb einer Grenzfrequenz  $f_{\text{grenz}}$  erhalten, während die Frequenzen unterhalb dieser Grenzfrequenz unterdrückt werden. Die Filterfunktion für einen Hochpassfilter ist dann gegeben durch,

$$H(f) = \begin{cases} 1 & \text{für } f_{\text{grenz}} \geq |f| \\ 0 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (4.3)$$

Ein Tiefpass verhält sich genau entgegengesetzt zum Hochpass. Frequenzen oberhalb der Grenzfrequenz werden unterdrückt, während die Frequenzen unterhalb der Grenzfrequenz erhalten bleiben. Die Filterfunktion für einen Tiefpassfilter ist dann gegeben durch,

$$H(f) = \begin{cases} 1 & \text{für } f_{\text{grenz}} \leq |f| \\ 0 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (4.4)$$

### Bandpassfilter

Der Bandpassfilter ist der meistverwendete Filter in der Bearbeitung seismischer Daten. Er besteht aus einem Hochpass- und einem Tiefpassfilter und erhält die Informationen innerhalb des definierten Frequenzbandes zwischen  $f_{\text{min}}$  und  $f_{\text{max}}$ . Die Filterfunktion ist dann gegeben durch

$$H(f) = \begin{cases} 1 & \text{für } f_{\text{min}} \leq |f| \leq f_{\text{max}} \\ 0 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (4.5)$$

### Notchfilter

Ein Notchfilter wird auch Kerbfilter genannt und ist das Gegenstück zum Bandpass Filter. Während ein Bandpass Filter ein Frequenzband erhält, unterdrückt der Notchfilter dieses Frequenzband. Normalerweise wird ein Notchfilter dazu verwendet ein Signal mit einer bestimmten Frequenz zu unterdrücken, möchte man ein Frequenzband sperren, sollte man eigentlich einen Bandsperrefilter verwenden. Die Filterfunktion für einen Notchfilter ist gegeben durch

$$H(f) = \begin{cases} 0 & \text{für } f_{\text{min}} \leq |f| \leq f_{\text{max}} \\ 1 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (4.6)$$

## 4.1.2 Frequenz-Wellenzahl-Filter

Der Frequenz-Wellenzahl-Filter wird verwendet um kohärente Störsignale, wie die Oberflächenwelle aus dem Zeit-Offset-Bereich, im Frequenz-Wellenzahl-Bereich zu entfernen bzw. herauszufiltern. Im Frequenz-Wellenzahl-Bereich sind kohärente Störsignale deutlich von Reflexionen unterscheidbar durch deren unterschiedliche Neigungen (Dip) und Phasengeschwindigkeiten (Abbildung 4.1). Die Umwandlung in den Frequenz-Wellenzahl-Bereich geschieht mittels der Fouriertransformation. Die Wellenzahl  $k$  ist der Kehrwert der Wellenlänge  $k = 2\pi/\lambda$ . Die Phasengeschwindigkeit ist gegeben durch  $v = f\lambda = 2\pi f/k$ . Die Oberflächenwelle erscheint durch ihre dispersive Wellenform im Frequenz-Wellenzahl-Bereich als eine Art Fächer, wodurch es möglich sein sollte diese mit einem FK-Filter zu entfernen.

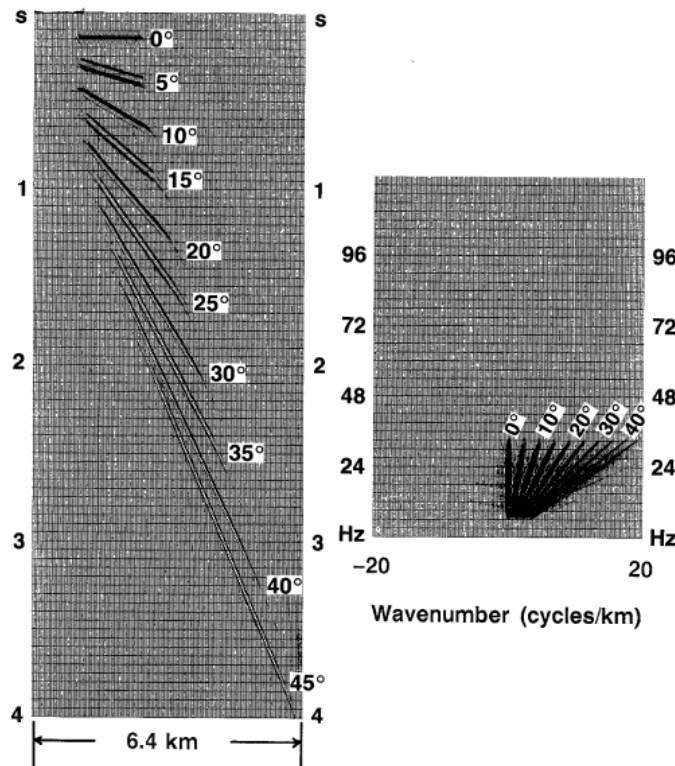


Abbildung 4.1: Das linke Bild zeigt verschiedene Signale im Zeit-Offset-Bereich. Im Rechten Bild sind dieselben Signale im Frequenz-Wellenzahl-Bereich zu sehen (Yilmaz, 1987).

## 4.1.3 NMO Korrektur

Um die einzelnen Spuren zu stapeln, müssen die Daten, bei denen die Spuren nach den Schüssen sortiert sind, nach einem gemeinsamen Mittelpunkt in der Tiefe zwischen den Quellpunkten und den Geophonen sortiert (Common Depth Point, CDP) und eine Normal Moveout (NMO) Korrektur durchgeführt werden. Wird am Quellpunkt eine seismische Welle angeregt, propagiert diese durch den Untergrund, wird reflektiert und die Laufzeit wird an den Geophonen gemessen. Diese Zweiweglaufzeit  $t(x)$  ist eine Funktion des Offsets  $x$  (Abstand zwischen Quellpunkt und Geophon) und beschreibt eine Hyperbel

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{v^2}, \quad (4.7)$$

mit der Geschwindigkeit  $v$ , mit der die Welle im Medium propagiert. Die Lotzeit  $t(0)$  entspricht der Laufzeit einer Welle von der Quelle zum Reflektor und zurück zum Geophone, wobei der Abstand zwischen Quelle und Geophone null ist. Quellpunkt und Geophone liegen demnach am selben Punkt. Die Differenz zwischen der Laufzeit in Abhängigkeit des Offsets  $t(x)$  und der Lotzeit  $t(0)$  wird als dynamische Korrektur (NMO)  $\Delta t_{\text{NMO}}(x)$  bezeichnet (Militzer u. Weber, 1987). Ist nun die Geschwindigkeitsstruktur des Untergrundes bekannt, kann die dynamische Korrektur folgendermaßen berechnet werden

$$\Delta t_{\text{NMO}}(x) = t(x) - t(0) \quad (4.8)$$

$$= t(0) \sqrt{1 + \left( \frac{x}{v_{\text{NMO}} t(0)} \right)^2} - 1. \quad (4.9)$$

„Das Ziel der dynamischen Korrektur ist die Reduzierung der Laufzeiten  $t(x)$  auf die Lotzeit  $t(0)$  (Abbildung 4.2)“ (Militzer u. Weber, 1987).

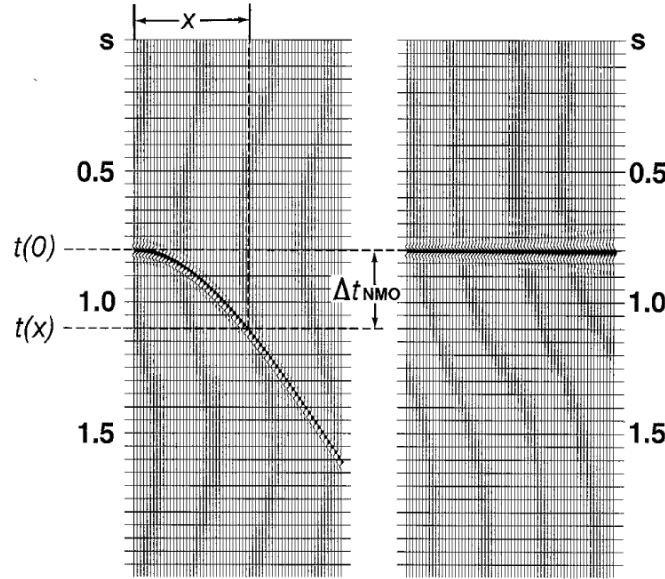


Abbildung 4.2: NMO Korrektur  $\Delta t_{\text{NMO}}$  der Reflexionshyperbel auf die Lotzeit  $t(0)$  (Yilmaz, 1987).

Für die dynamische Korrektur wird normalerweise statt der Geschwindigkeit  $v_{\text{NMO}}$  aus Gleichung 4.9 die Effektivgeschwindigkeit  $v_{\text{RMS}}$  (RMS, Root-Mean-Square) verwendet. Damit die Effektivgeschwindigkeit eine ausreichend genaue Approximation für die NMO-Geschwindigkeit ist, wird eine horizontale Schichtung des Untergrundes vorausgesetzt, sowie, dass der Offset im Vergleich zur Tiefe gering ist. Die Effektivgeschwindigkeit  $v_{\text{RMS}}$  für jede Schicht  $N$ , kann berechnet werden aus der Geschwindigkeit  $v$  für die einzelnen Schichten  $i$  und deren Lotzeiten  $\Delta t_i(0)$  mit  $t(0) = \sum_{i=1}^N \Delta t_i(0)$

$$v_{\text{RMS}}^2 = \frac{1}{t(0)} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i(0). \quad (4.10)$$

Wird die Effektivgeschwindigkeit  $v_{\text{RMS}}$  für die dynamische Korrektur zu klein gewählt, ist die Reflexionshyperbel überkorrigiert und verläuft nach oben. Bei zu groß



gewählter Effektivgeschwindigkeit verläuft die Reflexionshyperbel nach unten und ist unterkorrigiert (Abbildung 4.3).

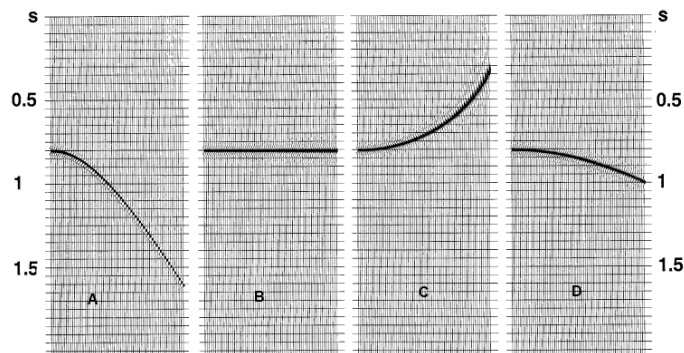


Abbildung 4.3: A zeigt die unkorrigierte Reflexionshyperbel, B stellt die mit der korrekten Effektivgeschwindigkeit korrigierte Reflexionshyperbel dar. In C ist die Reflexionshyperbel überkorrigiert,  $v_{\text{RMS}}$  war also zu klein. In D ist die Reflexionshyperbel unterkorrigiert,  $v_{\text{RMS}}$  war also zu groß (Yilmaz, 1987).

#### 4.1.4 Stapeln

Nach der dynamischen Korrektur werden die Daten gestapelt. Beim Stapeln werden alle Spuren eines CDPs aufsummiert, d.h., dass die Amplituden der einzelnen Spuren addiert werden und dann durch die Anzahl der Spuren dividiert werden. Dadurch erhält man eine Summenspur. Der Stapelprozess verstärkt die kohärenten Nutzsignale, während die inkohärenten und kohärenten Störsignale abgeschwächt werden, wodurch das Verhältnis von Nutz- zu Störsignal bei  $n$ -fachem Überdeckungsgrad um  $\sqrt{n}$  verbessert wird (Militzer u. Weber, 1987). Zusätzlich wird durch das aufsummieren der Spuren zu einer Summenspur das Datenvolumen verkleinert.

#### 4.1.5 Tiefenkonversion

Am Ende der Bearbeitung seismischer Daten wird noch ein Tiefenabbild erstellt. Dazu werden die Zweiweglaufzeiten aus der Stapelsektion mit den Effektivgeschwindigkeiten  $v_{\text{RMS}}$  aus der NMO Korrektur in Tiefen umgerechnet. Dadurch kann die Tiefe des Reflexionssignals bestimmt werden und somit die Tiefe, in der sich die Materialeigenschaften des Untergrundes ändern.

## 4.2 Datenbearbeitung mit dem Paradigm Product Manager

Echos ist ein Software Programm zur Bearbeitung und Analyse seismischer 2D- und 3D-Daten, eingebunden in das Softwarepaket Paradigm Product Manager. Mit Echos werden Jobs erstellt, die sich aus Modulen zusammensetzen, in denen die einzelnen Datenbearbeitungsschritte enthalten sind. Die beiden in Abschnitt 3.3 beschriebenen Datensätze wurden mit Echos ausgewertet.

### 4.2.1 Linie 20120553

Als erster Bearbeitungsschritt werden mit dem Modul SEG2 die Rohdaten eingelesen. Beim Einlesen der Daten müssen Echos auch Informationen wie die Spurlänge (12 s), die Abtastrate (0,25 ms) und die maximale Anzahl an Spuren in einem Ensemble (72) übergeben werden. Nach dem Einlesen der Rohdaten wird die Geometrie gesetzt. Die Geometrie wird mit den drei Modulen LINE, PATTERN und SOURCE gesetzt. Das Modul LINE wird bei der Geometriesetzung zweimal benutzt. Zum einen werden die kartesischen Koordinaten für die Stationen definiert, denen die Kanäle zugeordnet sind, und zum anderen werden auch die kartesischen Koordinaten für die CDPs definiert. Auch die Lage über dem Meeresspiegel wird in LINE angegeben. Die Stationen werden als Hilfsmittel definiert, um die Kanäle einfacher den Geophonen zuweisen zu können. In Wirklichkeit gibt es keine Stationen. Mit Pattern werden die Kanäle für die drei Komponenten vertikal, horizontal 1 und horizontal 2 den Stationen, an denen sich die Geophone befinden, zugewiesen. Dabei gibt es die Möglichkeit, die Zuweisung nur für das erste und letzte Geophone vorzunehmen oder für alle Geophone. Mit dem letzten Modul SOURCE wird definiert welche Quellpunkte zu welchen Stationen gehören. Da an einem Quellpunkt 3 Sweeps gefahren wurden, gehören die drei Sweeps eines Quellpunktes zu einer Station. Durch die Informationen in der Geometriesetzung, können die einzelnen Spuren den drei Komponenten zugeordnet werden.

Anschließend korreliert man jede Spur mit dem Sweep. Allerdings war die Qualität des im Feld aufgezeichneten Sweep aufgrund einer schlechten Verbindung mit dem Geophonekabel so schlecht, dass er nicht für die Korrelation verwendet werden konnte. Deshalb wurde für die Korrelation ein synthetischer Sweep erstellt. Der synthetische Sweep beginnt, wie der im Feld aufgezeichnete, mit einer Frequenz von 30 Hz und endet mit 240 Hz, die Dauer des Sweeps beträgt 10 Sekunden und der Taper hat eine Länge von 0,5 Sekunden. Nachdem alle Spuren mit dem synthetischen Sweep korreliert sind, werden die Spuren jedes Schusses in die drei Komponenten getrennt und in einzelne Dateien gespeichert. Die Korrelation mit dem Sweep wirkt wie ein Bandpass Filter, daher sind nach der Korrelation nur noch Frequenzen zwischen 30-240 Hz vorhanden. Ab hier wird nur noch die Vertikalkomponente (Abbildung 4.4) weiter bearbeitet.

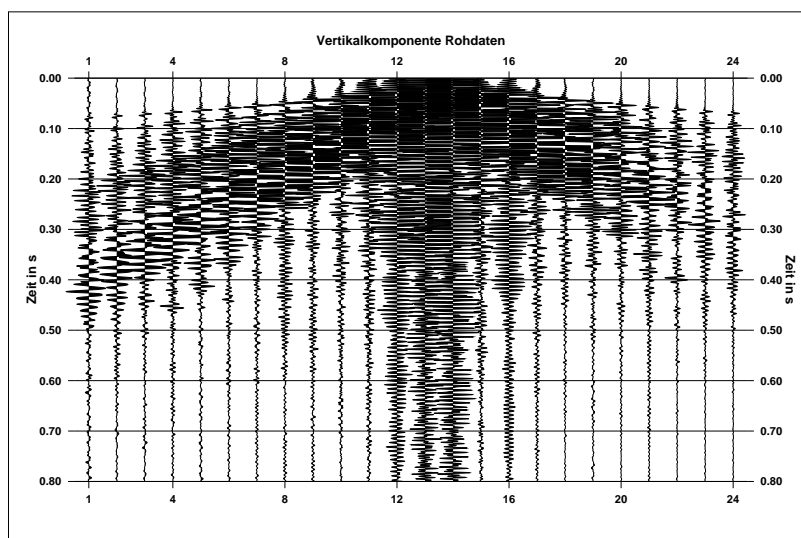


Abbildung 4.4: Das Bild zeigt die Vertikalkomponente von Schuss 63 mit den 24 Spuren auf der x-Achse, nach Setzung der Geometrie und Korrelation mit dem Sweep.

Nach Zerlegung in die einzelnen Komponenten, wurde das Frequenzspektrum der einzelnen Schüsse der Vertikalkomponente angesehen, um herauszufinden welche Grenzen für den trapezförmigen Bandpassfilter am besten geeignet sind. In den Spektren der Schüsse waren deutliche Peaks zwischen 50-80 Hz und zwischen 160-200 Hz zu sehen, daher wurden diese auch als Grenzfrequenzen für den Bandpassfilter verwendet. Das Ziel des Filterns mit einem Bandpassfilter ist es, alle Frequenzen die unterhalb und oberhalb des Frequenzbandes liegen zu unterdrücken (Abbildung 4.5) und dadurch die Oberflächenwelle möglichst ganz zu entfernen. Dabei wurden flache Rampen gewählt, um nicht unnötiges Rauschen zu induzieren.

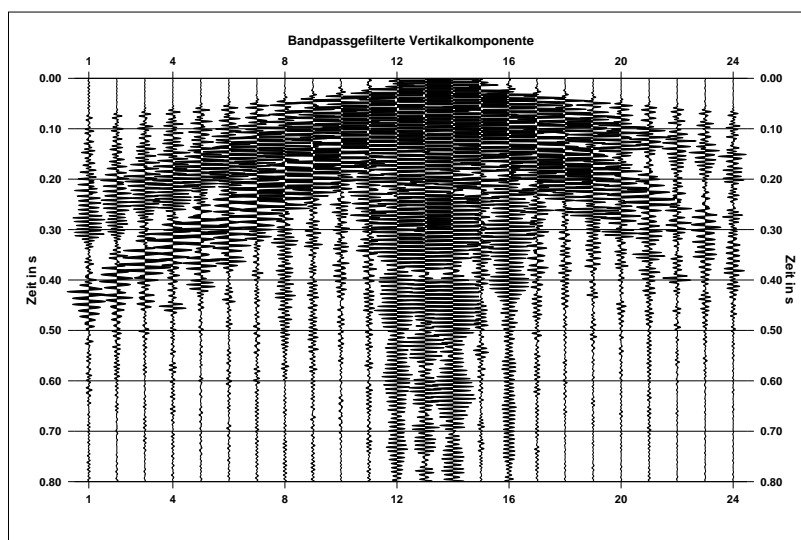


Abbildung 4.5: Das Bild zeigt die Vertikalkomponente von Schuss 63 mit den 24 Spuren auf der x-Achse, nach der Anwendung des Bandpass Filters

In Abbildung 4.5 sieht man im Vergleich zur Abbildung 4.4 deutlich, dass die Oberflächenwelle abgeschwächt wurde. Auch in den Frequenzspektren der beiden Abbildungen ist zu sehen, dass die großen Frequenzen verschwunden sind (Abbildung 4.6). Beim Filtern sollte man vorsichtig sein, da sonst die Gefahr besteht, dass auch Nutzsignale (Reflexionen) herausgefiltert werden.

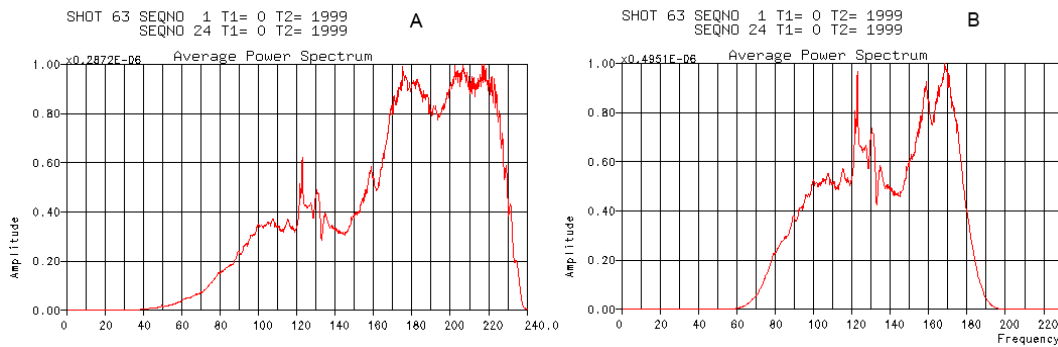


Abbildung 4.6: Bild A zeigt das Frequenzspektrum vor Anwendung des Bandpassfilters mit allen Frequenzen zwischen 30-240 Hz. Bild B ist das Frequenzspektrum nach Anwendung des Bandpassfilters.

Nach der Bandpassfilterung wurde versucht mit einem FK-Filter die Oberflächenwelle vollständig zu entfernen. Jedoch induzierte der FK-Filter soviel Rauschen, welches die Reflexionen überlagerte, dass der Filter nicht angewendet wurde. Anschließend wurden die Daten nach CDP sortiert um die Geschwindigkeitsanalyse durchführen zu können.

Für die dynamische Korrektur und das Stapeln sollte ein Geschwindigkeitsmodell erstellt werden. Dazu wurde versucht Effektivgeschwindigkeiten im Interaktivfenster des Echos Moduls VELDEF zu picken. Im Modul VELDEF werden die gepickten Geschwindigkeiten direkt in eine Geschwindigkeitsfunktion gespeichert, die bei der NMO-Korrektur und Tiefenkonversion aufgerufen werden kann. Das Picken gestaltete sich als schwierig, da die Reflexionshyperbeln, an denen die Geschwindigkeit bestimmt werden kann, sehr flach und kaum zu erkennen waren. Die gepickten Effektivgeschwindigkeiten und Laufzeiten werden dann entsprechend der Gleichung 4.10 von Echos in Intervallgeschwindigkeiten und Tiefen umgerechnet. Die gepickten Effektivgeschwindigkeiten waren allerdings zu klein, sodass im Bild nach dem Stapeln zu sehen war, dass die Reflexionen nach oben verlaufen, wie es der Fall ist, bei einer Überkorrektur der Reflexionshyperbeln.

Daher wurden aus den Dichtedaten des Eisbohrkerns EDML Intervallgeschwindigkeiten nach der Formeln von (Kohnen, 1972) berechnet. Die berechneten Intervallgeschwindigkeiten und Laufzeiten konnten dann im Modul VFNDEF von Echos eingegeben werden. Aus den im Modul eingegebenen Werten konnte Echos dann die Lotzeiten, Effektivgeschwindigkeiten und Tiefen berechnen und in eine Geschwindigkeitsfunktion speichern, die dann später wieder aufgerufen werden konnte.

Mit dem entstandenen Geschwindigkeitsmodell aus den Dichtedaten konnte nun das Stapeln und die Tiefenkonversion durchgeführt werden. Das Stapeln hat wie erwartet das Verhältnis von Nutz- zu Störsignal verbessert. Durch diesen positiven Effekt wurden die Reflexionen sichtbar und konnten über die gesamte Profillänge verfolgt werden.

## 4.2.2 Linie 20120554

Für die Linie 20120554 wurden auch zuerst die Rohdaten eingelesen, mit der Aufzeichnungslänge von 13 s, der Abtastrate mit 0,25 ms und der maximalen Anzahl von 72 Spuren in einem Ensemble. Anschließend wurde mit denselben Modulen, wie in Abschnitt 4.2.1 beschrieben, die Geometrie gesetzt. Allerdings besteht ein Unterschied zwischen der Geometrie der Linie 20120554 und der Linie 20120553. Der Unterschied liegt darin, dass der Geophoneabstand 5 m beträgt, die CDPs einen Abstand von 0,5 m haben, jeden Meter ein Quellpunkt vorhanden ist und die Geophone nicht in der richtigen Reihenfolge (von 1 nach 24) gesteckt wurden (Abschnitt 3.3.2). Dies bedeutet, dass zusätzlich zur Definition der kartesischen Koordinaten für die Stationen und CDPs und der Kanaluordnung zu den Stationen, die Geophone umsortiert werden mussten, sodass die Spuren nach Offset sortiert vorliegen. Die Umsortierung geschieht mit dem Module HDRMATH, das mehrmals verwendet wird. Zum Sortieren werden 3 Hilfsdateien erstellt, die die Spuren in richtiger Reihenfolge enthalten. Die Daten in den Hilfsdateien werden am Ende wieder in eine Datei zusammengesetzt. Nachdem die Geophone richtig sortiert vorlagen, konnten die Spuren mit dem Sweep, diesmal der im Feld aufgezeichnete, korreliert und den drei Komponenten zugeordnet werden. Auch für diese Linie wurde ab hier nur noch die Vertikalomponente (Abbildung 4.7) weiter bearbeitet.

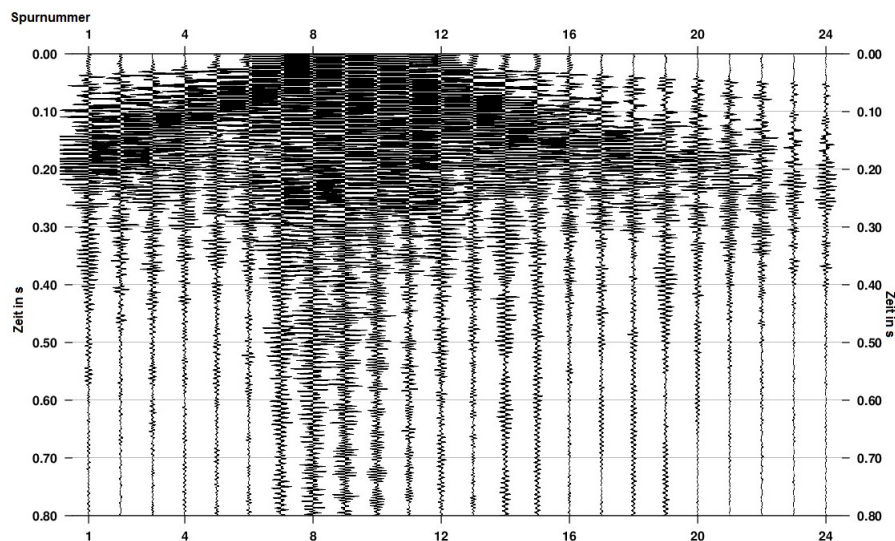


Abbildung 4.7: Das Bild zeigt die Vertikalomponente der Rohdaten von Schuss 11 mit 24 Spuren aufgetragen über der Zeit.

Für die Wahl des Bandpassfilters wurde das Frequenzspektrum der Rohdaten angeschaut, dieses zeigte, dass ein Bandpassfilter mit den Grenzen 80 – 110 Hz und 180 – 210 Hz am besten geeignet wäre, um die Oberflächenwelle abzuschwächen. Nach der Anwendung des Bandpassfilters war in den einzelnen Schussbildern zu sehen, dass die Schüsse 5, 6 und 46 starkes Rauschen enthielten. In diesen Schüssen wurden mit dem Modul EDIT alle Spuren auf 0 gesetzt. Im Frequenzspektrum der Bandpass gefilterten Datei war auch zu sehen, dass ein starkes Störsignal bei 150,5 Hz in allen Schüssen enthalten war. Dieses wurde mit einem Notchfilter entfernt. Durch das Filtern konnte die Oberflächenwelle in Abbildung 4.8 leicht abgeschwächt werden. Es wurden verschiedene Bandpassfilter ausprobiert, die alle die Oberflächenwelle nur leicht oder gar nicht abschwächen konnten.

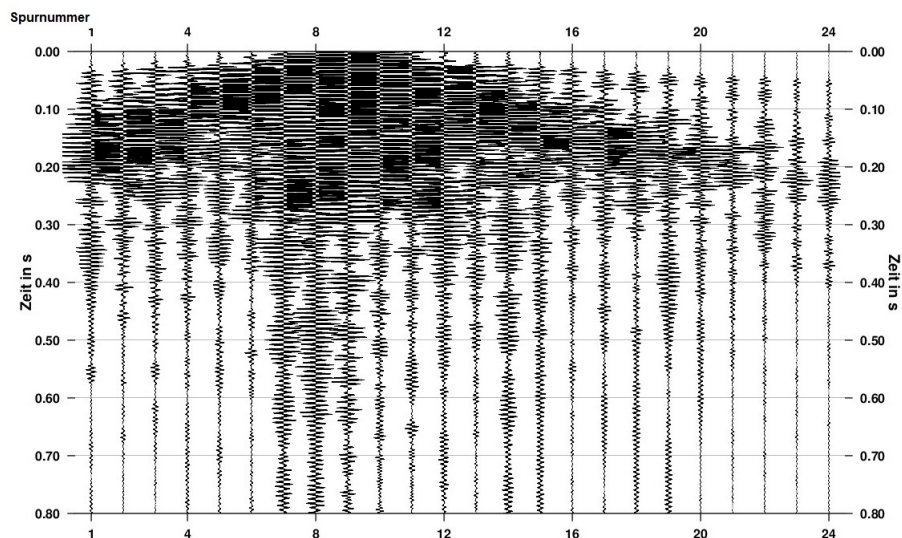


Abbildung 4.8: Das Bild zeigt die Vertikalkomponente nach dem Filtern von Schuss 11 mit 24 Spuren aufgetragen über der Zeit.

Wie schon in der Linie 20120553 induzierte ein FK-Filter mehr Rauschen als er Nutzen hatte und wurde deshalb auch hier nicht verwendet. Nach dem Filterprozess wurden die Daten nach CDPs sortiert, um Geschwindigkeitsanalyse, NMO Korrektur, Stapelung und Tiefenkonversion durchführen zu können.

Das Geschwindigkeitsmodell wurde auch hier aus den Intervallgeschwindigkeiten, die aus den Dichtedaten des Eisbohrkerns berechnet wurden, erstellt und in das Echosmodul VFNDEF eingegeben. Mit dem Geschwindigkeitsmodell wurden die Daten NMO korrigiert und gestapelt. Nach der Stapelung konnten im Frequenzspektrum zwei Störsignale mit 175,2 und 127,5 Hz festgestellt werden, die mit einem Notchfilter entfernt wurden. Nach dem Stapeln war es nicht möglich Reflexionen zu erkennen, es konnten nur Vermutungen angestellt werden, wo Reflexionen sein könnten.

Um eine mögliche Verbesserung der gestapelten Daten zu erhalten, wurde versucht immer 5 CDPs zusammenzufassen. In der Geometrie der anderen Linie war zwischen Quellpunkt und Geophone ein Abstand von 5 Meter und es wurde am selben Quellpunkt dreimal geschossen. In Linie 20120554 beträgt der Geophoneabstand 5 m und dazwischen wird jeder Meter geschossen. Um eine Ähnlichkeit zur anderen Linie herzustellen zu können, wurden 5 CDPs mit dem Modul COLLECT zusammengefasst. Nach der Zusammenfassung der CDPs sind die Spuren nicht mehr in der richtigen Offset Reihenfolge und müssen deshalb nach Offset sortiert werden. Da aber beim Stapeln CDPs zusammengefasst werden, wird das Modul SORT zweimal angewendet, zum sortieren nach Offset und anschließend wieder nach CDP. Bei der Zusammenfassung der CDPs behalten die Spuren ihren Offset, nur wird den Spuren bei der erneuten Sortierung nach CDP eine andere CDP-Nummer zugewiesen. Die Erhaltung des richtigen Offsets ist insofern wichtig, dass die Lotzeit vom Offset abhängt und bei einer falschen Paarung von Offset und Lotzeit auch die dynamische Korrektur falsch wäre (Abschnitt 4.1.3). Die zusammengefassten CDPs werden anschließend mit dem selben Geschwindigkeitsmodell NMO korrigiert, gestapelt und ein Tiefenbild erstellt. Jedoch war nach der Zusammenfassung der CDPs keine Verbesserung zum Stapelbild vor der Zusammenfassung der CDPs zu sehen.

Die letzte Vermutung war, dass aufgrund des Sweepsignals aus dem Feld keine Reflexionen sichtbar gewesen sind. Somit wurden alle Bearbeitungsschritte nochmals mit

einem synthetischen Sweepsignal durchgeführt. Doch auch der synthetische Sweep brachte nicht die erhoffte Verbesserung. In Linie 20120554 war es demnach nicht möglich Reflexionen sichtbar zu machen.





# 5. Vergleich der seismischen Profile

In diesem Kapitel geht es um die Präsentation und Diskussion der Ergebnisse aus der Auswertung der zwei seismischen Linien 20120553 und 20120554. Es werden mögliche Gründe dafür aufgezeigt, weshalb in der Linie 20120553 Reflexionen zu sehen sind, während man in der anderen Linie nur Rauschen sieht.

## 5.1 Ergebnisse der seismischen Linien

### 5.1.1 Linie 20120553

Die Bearbeitung der Linie 20120553 konnte ohne größere Schwierigkeiten durchgeführt werden. Durch den Bandpassfilter konnte die Oberflächenwelle stark abgeschwächt werden. Durch weitere Datenbearbeitungsschritte aus Abschnitt 4.2.1 konnten insgesamt 14 Reflexionen sichtbar gemacht werden, die über die gesamte Profillänge zu sehen sind und sich über verschiedene Tiefen verteilen. In Abbildung 5.1 sind die Reflexionen nach dem Stapeln im Zeitbereich zu sehen.

In Abbildung 5.1 ist auffällig, dass die Reflexionen nicht regelmäßig verteilt sind. Das Signal bis 0,04 s sind die Überreste der Oberflächen- und Tauchwellen. Die ersten 3 Reflexionen wurden im Firnbereich ausgelöst, der sich bis ca. 100 m Tiefe erstreckt. Die restlichen Reflexionen werden im Eis verursacht. Welche Eigenschaften die Reflexionen verursachen, wird in Abschnitt 5.2 erläutert.

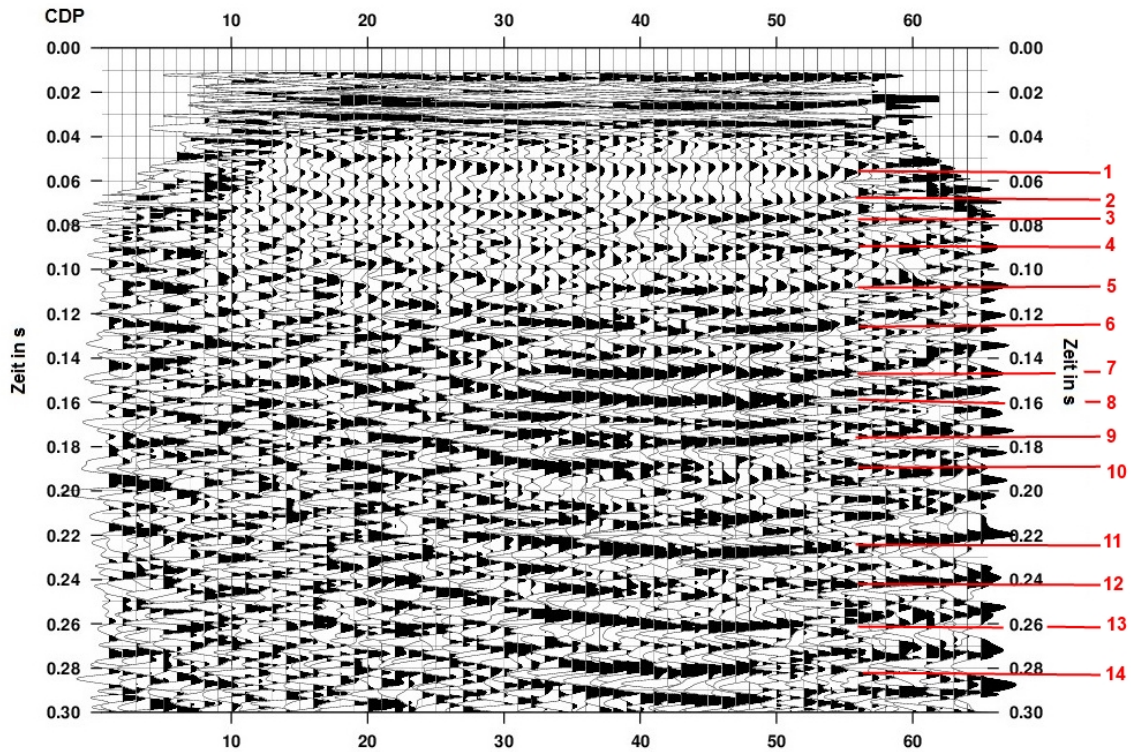


Abbildung 5.1: Abbildung der 14 Reflexionen nach dem Stapeln. Die CDPs mit einem Abstand von 2,5 m sind über der Zeit aufgetragen mit einem AGC Filter von 300 ms.

Die Abbildung 5.2 und 5.3 zeigen die 14 Reflexionen im Tiefenbereich. Dabei sind die Reflexionen auf zwei Abbildungen aufgeteilt, da sie so besser erkennbar sind. Deshalb zeigt Abbildungen 5.2 die Reflexionen des Firnbereiches.

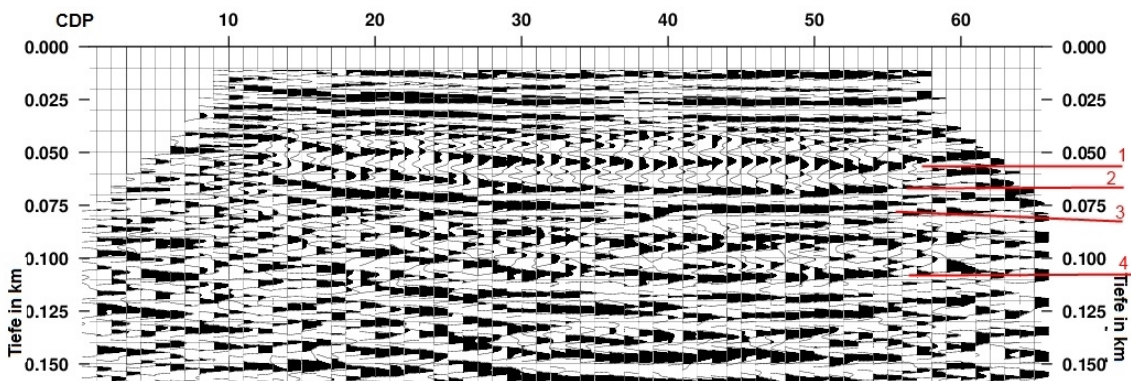


Abbildung 5.2: Abbildung der Reflexionen im Firn nach der Tiefenkonversion. CDPs im Abstand von 2,5 m aufgetragen über der Tiefe mit einem AGC Filter von 250 ms. Die Tiefenachse ist bei 0.155 km abgeschnitten, da hier nur die ersten 4 Reflexionen gezeigt werden sollen.

Die Reflexionen im Eis sind in Abbildung 5.3 zu sehen. Da die Amplituden ab einer Tiefe von 150 m sehr klein sind, wurden diese mit einem AGC Filter von 100 ms verstärkt. So wurden Reflexionen sichtbar, die sich in einer Tiefe größer 150 m befinden.

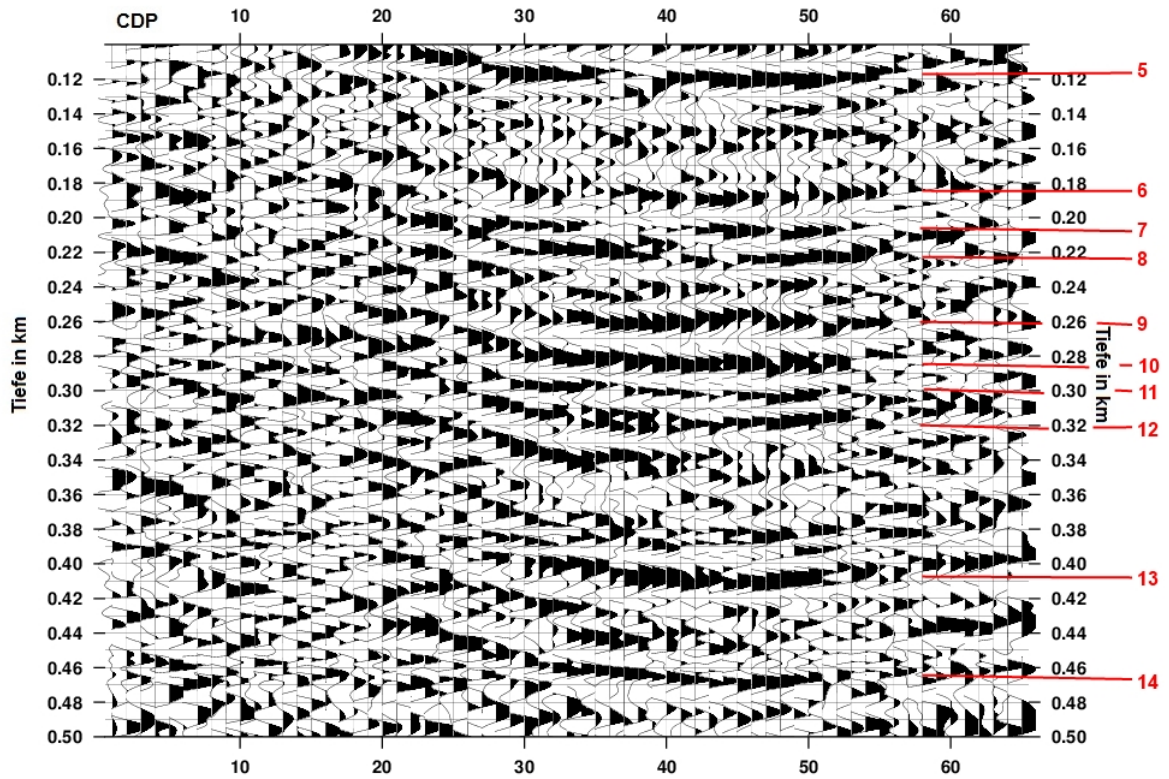


Abbildung 5.3: Abbildung der Reflexionen im Eis. CDPs im Abstand von 2,5 m aufgetragen über der Tiefe.

### 5.1.2 Linie 20120554

Die Daten der Linie 20120554 waren schwieriger zu bearbeiten, als die der Linie 20120553. Zum einen konnte durch das Filtern die Oberflächenwelle nur leicht oder gar nicht abgeschwächt werden und zum anderen konnte aufgrund der Geometrie das Verhältnis von Nutz- zu Störsignal beim Stapeln nicht ausreichend verbessert werden. Somit waren keine Reflexionen zu erkennen. In Abbildung 5.4 ist die Stapelung vor der Zusammenfassung der CDPs zu sehen. Durch eine Zusammenfassung der CDPs wurde in Linie 20120554 versucht das Signal-Rausch-Verhältnis zu verbessern (Abbildung 5.5). Jedoch sind trotz Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses nach der Zusammenfassung keine Reflexionen zu erkennen.



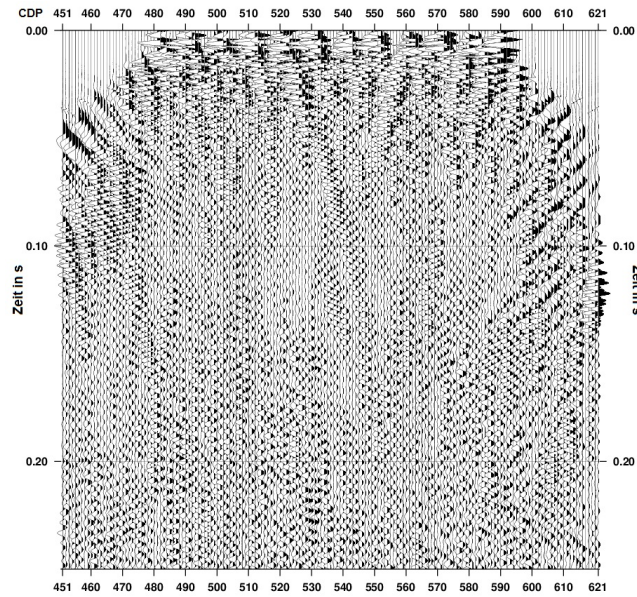


Abbildung 5.4: Bearbeitete Daten der Linie 20120554 nach dem Stapeln, vergrößerte Zeitachse bis 0,25 s mit einem AGC Filter von 250 ms. Der CDP Abstand beträgt 0,5 m.

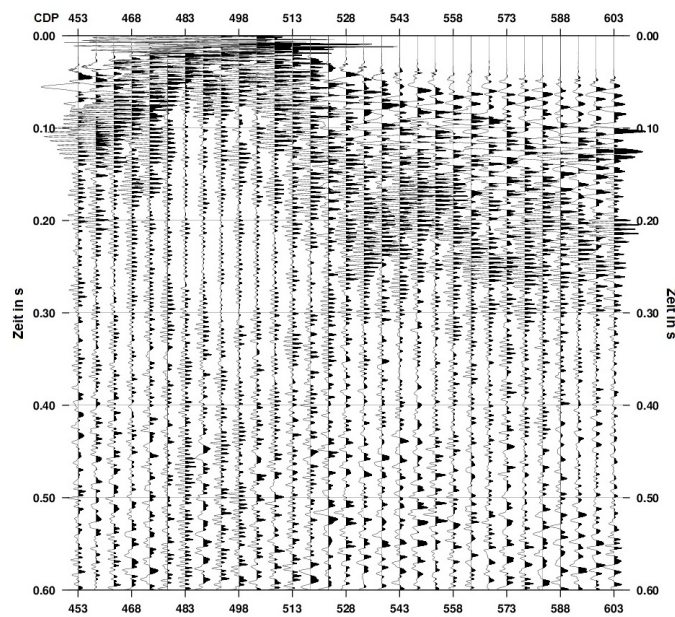


Abbildung 5.5: Stapelung nach der Zusammenfassung von CDPs mit einem AGC Filter von 250 ms. Der CDP Abstand beträgt 0,5 m.

Nachdem die Datenbearbeitungsschritte mit einem synthetischen Sweep durchgeführt wurden, konnten trotzdem keine Reflexionen erkannt werden (Abbildung 5.6). Mögliche Gründe für die deutlich schlechteren Ergebnisse von Linie 20120554 im Vergleich zu Linie 20120553 werden im nächsten Abschnitt aufgezeigt.

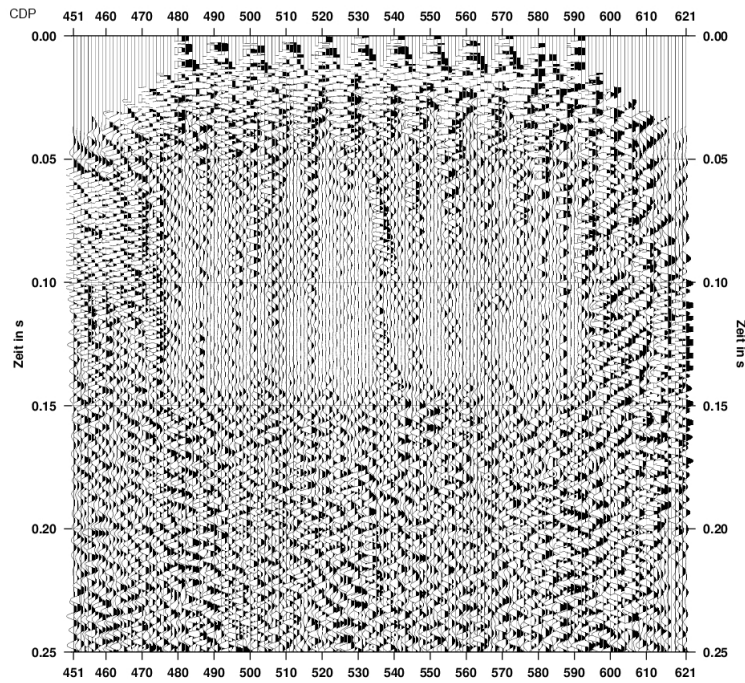


Abbildung 5.6: Stapelung der Daten nach vorheriger Bearbeitung mit einem synthetischen Sweep. Der CDP Abstand beträgt 0,5 m. AGC Filter 500 ms

## 5.2 Diskussion der Ergebnisse

Mögliche Gründe dafür, dass im P-Wellen-Profil der Linie 20120553 Reflexionen sichtbar sind und im Profil der Linie 20120554 nicht, liegen in der unterschiedlichen Messgeometrie der beiden Linien. In der Tabelle 5.1 sind diese Geometrieunterschiede aufgelistet.

	20120553	20120554
Geophoneabstand	10 m	5 m
Schuss	10 m	1m
Schusswdh. am selben Quellpunkt	3	1
Überdeckungsgrad	72	11 [56]
CDPs	66 (a 2,5 m)	171 (a 0,5 m)
Gesamtlänge CDPs	162,5 m	85 m [75 m]
Messpunkte außerhalb	22	0
maximaler Offset Geophon-Schuss	325 m	85 m
Gesamtlänge erster zum letzten Schuss	420 m	55 m
Lage zur Eisscheide	parallel	senkrecht

Tabelle 5.1: Geometrieunterschiede der Linien 20120553 und 20120554. In eckigen Klammern die Daten nach Zusammenfassung von fünf CDPs.

Die Daten zur Linie 20120553 wurden aus der Messung parallel zur Eisscheide gewonnen. Die Daten setzten sich aus 44 Schusspunkten zusammen, wobei sich 22 Schusspunkte außerhalb der Geophonelinie befanden (Tabelle 5.1). Dies bedeutet, dass Messpunkte mit großen Offsets in den Daten enthalten sind. An jedem Schusspunkt wurde 3 mal geschossen, diese 3 Spuren wurden aufsummiert, wodurch inkohärentes Rauschen schon vor dem Stapeln abgeschwächt wird. Durch die 22 Messpunkte außerhalb der Geophonelinie, ergeben sich in den CDPs Variationen im Offset, was zu

einem maximalen Überdeckungsgrad von 72 führt (Tabelle 5.1). Durch den hohen Überdeckungsgrad wird inkohärentes und kohärentes Rauschen abgeschwächt. Somit sind die 3 Schüsse pro Messpunkt, die großen Offsets, sowie der Überdeckungsgrad von 72 dafür verantwortlich, dass das Signal-Rausch-Verhältnis soweit verbessert werden konnte, dass im Firn und im Eis Reflexionen aufgelöst werden konnten.

Der Übergang von Firn zu Eis befindet sich bei ca. 100 m (Abbildung 5.2), da dort eine Dichte von  $840 \text{ kg/m}^3$  vorherrscht (Abschnitt 2.1.1). In dem Bereich, in dem Firn langsam zu Eis verdichtet wird, kann es Dichtevariationen aufgrund von saisonalen Unterschieden in den Ablagerungen oder harte Schichten durch Wind verdichteten Schnee geben. Diese Dichtevariationen im Firnbereich können Reflexionen auslösen. Die Reflexionen im Eis reichen bis 500 m Tiefe, dort können die Reflexionen nicht durch Dichtesprünge verursacht worden sein, da die Dichte von Eis in 100-500 m Tiefe nur zwischen  $840\text{-}890 \text{ kg/m}^3$  variiert. Somit gibt es keine signifikanten Dichtesprünge. Ein möglicher Grund für Reflexionen im Eis können Änderungen in der Ausrichtung der anisotropen Eiskristalle mit der Tiefe sein, da sich durch diese Orientierungsänderungen auch die seismischen Geschwindigkeiten ändern.

Die Messung der Linie 20120554 wurde senkrecht zur Eisscheide durchgeführt. Die Daten setzten sich aus 56 Schusspunkten zusammen. Allerdings können bei Linie 20120554 im Vergleich zur Linie 20120553 keinerlei Reflexionen erkannt werden. Die Gründe dafür liegen vermutlich in der unterschiedlichen Geometrie (Tabelle 5.1). In Linie 20120554 wurde im Vergleich zu 20120553 nur einmal pro Messpunkt geschossen, deshalb gibt es keine Möglichkeit durch Aufsummieren mehrerer Schüsse inkohärentes Rauschen vor dem Stapeln abzuschwächen, wie das in Linie 20120553 getan werden konnte. Ein weiterer möglicher Punkt, weshalb keine Reflexionen in Linie 20120554 sichtbar sind, sind die fehlenden Schusspunkte außerhalb der Geophonlinie, durch die man Variationen in den Offsets erhält. Aufgrund der Schussgeometrie (Schussabstand  $1 \text{ m}$ ) ergibt sich eine zur Linie 20120553 vergleichsweise kleine Überdeckung der 171 CDPs mit einem maximalen Offset von  $85 \text{ m}$  (Tabelle 5.1). Der maximale Überdeckungsgrad der Linie 20120554 beträgt 11, wobei jeder 5te CDP aufgrund der Geophon-Schuss Geometrie einen Überdeckungsgrad von 12 hat, da jeder 5te Schuss wieder denselben CDP trifft aber nur 56 Schüsse ausgeführt wurden. Aufgrund des kleinen Überdeckungsgrades von 11, ist die Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses sehr viel schlechter als in in Linie 20120553, die einen Überdeckungsgrad der CDPs von maximal 72 hat. Mit der Zusammenfassung von fünf CDPs erhöhte sich der Überdeckungsgrad der CDPs von 11 auf 56, jedoch reicht dies nicht um Reflexionen sichtbar zu machen. Der Einfluss der fehlenden großen Offsets ist sogar so groß, dass auch durch die Bearbeitung der Daten mit einem synthetischen Sweep, anstelle des im Feld aufgezeichneten, keine Verbesserung erzielt werden konnte.

Um erfolgreich Reflexionen im Firnbereich und den ersten Eisschichten auflösen zu können, ist schon bei den Messungen im Feld wichtig, dass Schüsse mit großen Offsets geschossen werden. Denn mit genügend Schusspunkten außerhalb der Geophonlinie (großen Offsets) kann der Überdeckungsgrad der CDPs erhöht werden. Eventuell sollte auch mehrmals am selben Punkt geschossen werden, so kann durch Summieren der mehreren Schüsse inkohärentes Rauschen schon vorm Stapeln abgeschwächt werden. Ebenso sollte darauf geachtet werden, dass ein gutes Sweepersignal im Feld aufgezeichnet wird oder ein synthetischer Sweep zur späteren Korrelation verwendet wird.

## 6. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurden seismische Daten von der Kohlen Station, gemessen mit dem Mikrovibrator ELVIS III, bearbeitet und ausgewertet. Dabei sollte untersucht werden ob und bis in welche Tiefe Reflexionen aus dem Firn- und Eisbereich sichtbar sind.

Die zwei Datensätze, die in dieser Arbeit ausgewertet wurden, stammen von zwei P-Wellen-Profilen, von denen eines senkrecht zur Eisscheide und eines parallel zur Eisscheide gemessen wurde. Die zwei seismischen Linien werden als Linie 20120553 (parallel) und 20120554 (senkrecht) bezeichnet. Die Messgeometrie für jede der beiden Linien war unterschiedlich. Die Hauptunterschiede lagen im Überdeckungsgrad der CDPs, im CDP Abstand und darin ob Variationen im Offset vorhanden waren oder nicht. Die Hauptunterschiede sind in Tabelle 5.1 zu sehen.

Die beiden Linien wurden mit Programm Echos ausgewertet. Dabei wurde zunächst die Geometrie der beiden Linien gesetzt, danach wurden beide Linien mit unterschiedlichen Filtern bearbeitet, um die Oberflächenwelle zu entfernen. In Linie 20120553 gelang dies sehr gut, während der Bandpassfilter in Linie kaum Einfluss auf die Oberflächenwelle hatte. Nach Anwendung der Bandpassfilter und Sortierung nach CDPs, konnten die Linien NMO korrigiert und gestapelt werden. Anschließend wurden die Zweiweglaufzeiten mit einem Geschwindigkeitsmodell in Tiefen umgerechnet. Das Geschwindigkeitsmodell zur dynamischen Korrektur und Tiefenkonversion wurde aus Dichtedaten des Eisbohrkerns EDML, der sich in der Nähe der Kohlen Station befindet, berechnet.

Nach der Datenbearbeitung waren in Linie 20120553 14 Reflexionen zu sehen. Davon befinden sich 3 im Firnbereich, der sich bis ca. 100 m Tiefe erstreckt. Die restlichen 11 Reflexionen befinden sich im Eis. Dies war möglich durch die 22 Schusspunkte außerhalb der Geophonelinie und dem daraus resultierenden großen Offset von bis zu 325 m, sowie einer Überdeckung der CDPs von bis zu 72 mal, wodurch das Signal-Rausch-Verhältnis ausreichend verbessert werden konnte. Die Reflexionen im Firnbereich bis ca. 100 m Tiefe sind auf Dichtesprünge im Firn zurückzuführen. Im Eis treten keine Dichtesprünge mehr auf, weshalb dort Änderungen anderer physikalischer Eigenschaften für die Reflexionen verantwortlich sein müssen. Eine Möglichkeit ist, dass die Änderung der Orientierung anisotroper Eiskristalle, die einen

Einfluss auf die seismischen Geschwindigkeiten hat, der Grund für die Reflexionen unterhalb des Firn-Eis Überganges ist.

Die sehr viel schlechteren Ergebnisse der Linie 20120554 im Vergleich zur Linie 20120553 ist vermutlich auf die Geometrieunterschiede der beiden Linien zurückzuführen. Durch die fehlenden großen Offsets und den kleinen Überdeckungsgrad der CDPs konnte das Signal-Rausch-Verhältnis für die Linie 20120554 nicht ausreichend verbessert werden. Die Zusammenfassung von fünf CDPs verbesserte das Signal-Rausch-Verhältnis, jedoch sind danach auch keine Reflexionen sichtbar gewesen. Die Daten mit einem synthetischen Sweep zu bearbeiten anstatt mit dem im Feld aufgezeichneten, brachte auch keine Verbesserung.

Aus den Ergebnissen dieser Arbeit können für zukünftige seismische Messungen folgende Schlussfolgerungen gezogen werden. Um bei der Datenbearbeitung gute Ergebnisse zu erzielen, sollte bei der Geophone-Schuss-Geometrie darauf geachtet werden, dass genügend Messpunkte außerhalb der Geophonelinie für einen großen maximalen Offset vorhanden sind. Außerdem ist wichtig, dass nicht die horizontale Auflösung groß ist, sondern dass die CDPs einen großen Überdeckungsgrad besitzen. Denn je höher der Überdeckungsgrad, umso größer ist die Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses. Zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses können auch mehrere Schüsse in einem Punkt beitragen. Ein synthetischer Sweep, der kein Rauschen enthält, ist zur Bearbeitung der Daten besser geeignet, als ein Sweep, der im Feld aufgezeichnet wurde. Mit dem Mikrovibrator ELVIS III war es möglich Reflexionen bis 500 m sehen. Um größere Tiefen zu erreichen, müssen allerdings große Vibratoren mit mehr Energie eingesetzt werden. Um herauszufinden inwieweit die Kristallorientierung Einfluss auf die seismischen Geschwindigkeiten hat, können Seismik Messungen mit Messungen der Kristallorientierung am Eiskern EDM2 verglichen werden.



# Literaturverzeichnis

- [Baeten 1989] BAETEN, G.J.M.: *Theoretical and practical aspects of the Vibroseis method*, Diss., 1989
- [Braile 2012] BRAILE, Larry: *A Short Course in Seismic Reflection Profiling*. <http://web.ics.purdue.edu/~braile/sage/ShortCourseNotes.6.A.Vibroseis.pdf>. Version: 2012
- [Buttkus 1991] BUTTKUS, Burkhard: *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*. Berlin : Springer, 1991
- [Diez 2010] DIEZ, Anja: *Ice properties derived from reflection seismic at a cold alpine saddle and a local antarctic dome*, Diplomarbeit, 2010
- [Druivenga u. a. 2011] DRUIVENGA, G. ; E. GROSSMANN, A. P. ; GRÜNEBERG, S. ; RODE, W.: *Transportabler Scherwellenvibrator*, 2011
- [Eisen 2011] EISEN, O.: *Expedition planning information LIMPICS ANT 2011/12 Kohnen Station Dronning Maud Land Antarctica*. 2011/12
- [Eisen 2012] EISEN, Olaf: *Vorlesungsskript, KlimGlaz\_2012\_SoSeSkript\_LV5\_Metamorphose\_Massenbilanz\_20120516\_OE.pdf*. [http://www.awi.de/fileadmin/user\\_upload/Research/Young\\_Researchers/Emmy\\_Noether/LIMPICS/Vorlesungen/KlimGlaz\\_2012\\_SoSe\\_Skript\\_LV5\\_Metamorphose\\_Massenbilanz\\_20120516\\_OE.pdf](http://www.awi.de/fileadmin/user_upload/Research/Young_Researchers/Emmy_Noether/LIMPICS/Vorlesungen/KlimGlaz_2012_SoSe_Skript_LV5_Metamorphose_Massenbilanz_20120516_OE.pdf). Version: 2012
- [Eisen u. a. 2012] EISEN, Olaf ; DIEZ, Anja ; HOFSTEDDE, C. ; LAMBRECHT, A. ; MAYER, C. ; MILLER, H.: Performance of light vibroseis sources on polar firn. In: ASSEMBLY, EGU G. (Hrsg.): *Geophysical Research Abstracts Vol. 14*, 2012
- [Forbriger 2007] FORBRIGER, Thomas: *Das elektrodynamische Seismometer (Geophon)*. 2007
- [Kohnen 1972] KOHNEN, H.: Über die Beziehung zwischen Geschwindigkeiten und der Dichte in Firn und Eis / Zeitschrift für Geophysik. 1972. – Band 38. – 925–935 S.
- [Militzer u. Weber 1987] MILITZER, H. ; WEBER, F.: *Angewandte Geophysik*. Bd. 3: Seismik. Wien : Springer, 1987
- [Paterson 1981] PATERSON, William S. B.: *The physics of glaciers*. 2nd ed. Oxford : Pergamon Press, 1981 (Pergamon international library of science, technology, engineering, and social studies). – ISBN 0–08–024004–6; 0–08–024005–4

[Robin 1958] ROBIN, G. de Q.: Seismic shooting and related investigations / Norsk Polarinstitut, Oslo. 1958. – Forschungsbericht

[Yilmaz 1987] YILMAZ, Özdoğan: *Seismic data processing*. Tulsa, Okla. : Society of Exploration Geophysicists, 1987 (Investigations in geophysics ; 2)