

**Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für
Polar und Meeresforschung**

Fachbereich Geowissenschaften

*Seismische Analyse einer Sedimentdrift im
Bereich des Chatham Rise (Neuseeland)*

Bachelorarbeit

von

Dennis Flenner

Betreuender Prüfer : PD Dr. Karsten Gohl
Zweiter Prüfer : Prof. Dr. Wilfried Jokat

September 2016

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich

1. die Arbeit ohne unerlaubte fremde Hilfe angefertigt habe,
 2. keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe und
 3. die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.
 4. dass die Bachelorarbeit in unveränderter Fassung der Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt werden kann.
-

.....
Ort, Datum

.....
(Dennis Flenner)

Zusammenfassung

Im Rahmen der FS Sonne 246 Expedition wurden südlich von Neuseeland im Bereich des Chatham Rise geophysikalische Messungen durchgeführt. Diese Arbeit befasst sich mit der Rekonstruktion des Deep Western Boundary Current (DWBC) und des Antarctic Circumpolar Current (ACC) im Bereich des Bounty Trough seit der Kreidezeit. Hierfür wurden Reflexionsseismik- und Parasounddaten aufgenommen und versucht, anhand von Sedimentstrukturen und Sedimentdriftkörper, die zeitliche Entwicklung der Strömungen nachzuvollziehen. Durch die Bestimmung der Intensität der Zirkulation zu einer bestimmten Zeit ist es möglich, Rückschlüsse auf das Paläoklima zu ziehen. Zum ersten Mal wurde die Entwicklung der Tiefenbodenströmungen im Bereich des Bounty Trough 1994 von Carter et al. beschrieben. Das aufgenommene Profil 20160002 der FS Sonne 246 Expedition soll ein weiterer Beitrag zur Rekonstruktion der thermohalinen Zirkulation und der klimatologischen Entwicklung sein.

Als Ergebnis konnte der Bereich des Profils in vier lithostratigraphische Einheiten unterteilt werden. Durch das Erstellen eines Altersmodells ist es möglich, aus den Daten Rückschlüsse auf Strömungsbedingungen zu ziehen. Anhand der Auswertung der Daten konnte gezeigt werden, dass bis ins späte Eozän im Bereich des Arbeitsgebiets keine Bodenströmungen vorhanden waren. Allein die Messungen von Uenzelmann et al. (2009) im Bereich des Outer Trough lassen darauf schließen, dass in Verbindung mit einer Abkühlung seit der Kreidezeit sowie des Rifting von Zealandia und der Antarktis, eine Bodenströmung im Bereich des Bounty Trough aktiv war (Proto DWBC). Entscheidend für die Intensivierung der Bodenströmung im gesamten Bounty Trough war die Öffnung der Drake Passage vor 33,7 Millionen Jahren. Dadurch etablierte sich mit dem ACC eine weitere Bodenströmung. Es stellte sich heraus, dass der DWBC stark mit dem ACC interagiert und sensibel auf dessen Veränderungen in Form veränderter Strömungsgeschwindigkeiten reagierte. Die Auswertung der Daten zeigt, dass im Oligozän durch den Einfluss des ACC stark erosive Bedingungen vorherrschten. Im Verlauf des Miozän wurde das Klima wärmer und führte zu einer Abschwächung des DWBC. Im untersuchten Gebiet lagerten sich Sedimente ab, die durch die Strömung beeinflusst wurden. Dies führte teilweise zur Bildung von Driftkörper (Countouriten), die charakteristisch sind für contour-parallele Strömungen. Kleinskalige Veränderungen der Strömung sowie des Klimas konnten anhand der Daten bis ins Pliozän nicht bestimmt werden, da es im Bereich des Profils zu zahlreichen Hangrutschungen entlang des Schelfs kam, die eine genauere Auswertung der Daten schwierig machte. Anhand der Ergebnisse die durch Carter et al. (2004) und Uenzelmann et al. (2009) erzielt wurden, gab es ab dem mittleren Miozän eine stärkere Abkühlung des Klimas mit einer verstärkten Bodenströmung und Erosion. Es konnte gezeigt werden, dass bis ins Rezente der Einfluss des DWBC nach wie vor groß ist.

Inhaltsverzeichnis

<i>Eidesstattliche Erklärung</i>	i
<i>Kurzfassung</i>	ii
1 Einleitung	1
1.1 Arbeitsgebiet	2
2 Plattentektonische Entwicklung im Bereich des Chatham Rise	4
3 Beziehung von Driftsedimenten zu der thermohalinen Zirkulation	7
3.1 Sedimentbildung, Transport und Entstehung von Countouriten seit dem Pleistozän	9
4 Reflexionsseismik	13
4.1 Seismische Datenakquisition	14
4.1.1 Airgun	14
4.1.2 Streamer	16
4.1.3 Datenaufzeichnung	17
5 Bearbeitung reflexionsseismischer Daten am Beispiel des Profils 20160002	18
5.1 Preprozessing	18
6 Prozessing der Daten	21
6.1 Bandpassfilter	21
6.1.1 Zusammenfassung der gewählten Parameter auf der FS Sonne	22
6.2 Eliminierung verrauschter Kanäle	25
6.2.1 Eliminierung verrauschter Kanäle anhand des Profils 20160002	25
6.3 Sphärische Divergenz	26
6.4 Normal Moveout Korrektur	26
6.5 Geschwindigkeitsanalyse am Beispiel der Daten	27
6.6 Stacking	29
6.7 Migration	30
6.7.1 Finite-Differenzen-Migration	31
6.7.2 Omega-X-Migration	33
6.7.3 Vergleich der Ergebnisse beiden Migrationsmethoden	34
6.8 Mute	36
7 Sedimentecholot Parasound	37
7.1 Der parametrische Effekt	37
7.2 Verwendete Systeme an Bord	38
8 Ergebnisbetrachtung	39

9	Diskussion	43
9.1	Stratigraphische Einteilung der Sedimenteinheiten	43
9.2	Sedimenttransport und Bodenströmungen	44
9.2.1	Sedimenttransport und Bodenströmungen vor 80-28.5 Millionen Jahren	45
9.2.2	Sedimenttransport und Bodenströmungen vor 28,5-2,2 Millionen Jahre	47
9.2.3	Sedimenttransport und Bodenströmungen vor 2,2-0 Ma Jahren	49
9.2.4	Entwicklung der Meeresströmungen seit der Öffnung der Drake Passage	50
9.3	Schlussfolgerung	52
10	Danksagung	54
	References	55
	Anhang	57
A1	Prozessing-Parameter des Profils 20160002	58
A2	Lithostratigraphisches Altersmodell	59
A3	Messergebnisse	60

Abbildungsverzeichnis

1.1	Bathmetrische Übersichtskarte des Arbeitsgebiets, sowie der Schiffstrack	2
1.2	Position der relexionsseismischen Profile, sowie ein Geländeprofil . . .	3
2.1	Plattentektonische Entwicklung seit dem Trias	4
2.2	Lage des Bounty Trough,des Bounty Channel und der Fan Systeme im Südwest Pazifik	6
3.1	Vereinfachte Darstellung der globalen thermohalinen Zirkulation . . .	7
3.2	Bodennahen Strömung im Bereich des Chatham Rise und Umgebung. Im schwarzen Kasten befindet sich das Arbeitsgebiet mit dem Profil 20160002.	8
3.3	Verhalten von Bodenströmungen vor dem Kontinentalschelf	10
3.4	Tiefseesedimentationsarten und dazugehörige Faziesmodelle	10
3.5	Aufbau der acht verschiedenen Countourit-modelle	12
4.1	Prinzip der Reflexionsseismik	13
4.2	Aufbau einer G-Gun	14
4.3	G-Gun vor und nach dem Schuss	15
4.4	Aufbau eines Streamers	16
5.1	Common Midpoint Technik	19
6.1	Aufbau eines Bandpassfilters	22
6.2	Frequenzspektrum vor und nach dem Bandpassfilter	23
6.3	Datensatz vor und nach dem Filtern	24
6.4	Eliminierung verrauschter Kanäle	25
6.5	Semblance Analyse	27
6.6	Geschwindigkeitanalyse	29
6.7	Position der Reflektoren vor und nach der Migration.	30
6.8	Vergleich zwischen dem Median Stack und der Finiten-Differenzen-Migration	32
6.10	Vergleich zwischen dem Finite-Differenzen-Migration und der Omega-X-Migration	34
6.9	Vergleich zwischen dem Median Stack und der Omega-X-Migration .	35
6.11	Migration vor und nach dem Mute	36
7.1	Funktionsweise des Parasounds-Echolot	38
8.1	Seismisches Profil mit Schicht A als Parasound-Profil	40
8.2	Schicht B mit Parasound-Profil	41
9.1	Proto DWBC	46
9.3	Driftsedimente im Bereich eines Basementrückens	48
9.4	Rekonstruktion der Strömungsbedingungen seit dem Oligozän	50
9.2	Aufgenommene Bathmetrische Karte des Profils	51
A1	Seismisches Profil mit Schicht A als Parasound-Profil	60

A2	Driftsedimente im Bereich eines Basementrückens	61
----	-----------------------------------------------------------	----

Tabellenverzeichnis

6.1	Parameter des Bandpassfilters	24
6.2	Parameter für die Finite-Differenzen-Migration	32
6.3	Parameter für die Omega-X-Migration	33
9.1	Lithostratigraphisches Altersmodell	44
A1	Parameter des Bandpassfilters	58
A2	Parameter für die Finite-Differenzen-Migration	58
A3	Parameter für die Omega-X-Migration	58
A4	Lithostratigraphisches Altersmodell	59

Kapitel 1

Einleitung

Die vorliegende Arbeit umfasst Ergebnisse, die auf der FS Sonne auf dem Fahrtabschnitt SO246 gewonnen wurden. Das übergeordnete Ziel der Expedition ist es die Prozesse, die zum Zerfall von Superkontinenten geführt haben zu analysieren. Der Zerfall wird häufig mit dem Ende einer Subduktionstätigkeit und dem Wechsel von lithosphärischer Konvergenz zu Extension in Verbindung gebracht. Der submarine Chatham Rise des östlichen Neuseelands lag an einer Schlüsselposition während des frühen Aufbruchs des östlichen Gondwana-Kontinents in der Spätkreide. Neuere Studien des Chatham Rise zeigen, dass das kontinentale Rifting durch das Ende der Subduktion der protopazifischen Platte unter dem gondwanischen Kontinentalrand initiiert. Das Ende der Subduktion wurde durch die Kollision des Hikurangi-Plateaus - einer vulkanischen Großprovinz (LIP) mit dem Kontinentalrand herbeigeführt wurde. (Gohl und Werner, 2016).

Als Teilbereich der Expedition befasst sich dieser Bericht mit der Fragestellung, wie klimatische Veränderungen lokale Meeresströmungen wie den Deep Western Boundary Current (DWBC) seit dem Pleistozän beeinflusst und wie sich diese auf die Sedimentdrift (Countourite) in dem Arbeitsgebiet ausgewirkt haben. Anhand von Sedimentdriftkörpern soll ermittelt werden, wie sich die Strömungsbedingungen im Laufe der Zeit verändert haben. Mit Hilfe geophysikalischer Methoden wie der Seismik kann die Position, Größe sowie die Struktur der Sedimentdriftkörper bestimmt und kartiert werden. Da die Körper in der oberen Erdkruste vorkommen, wurde für deren Bestimmung die Methodik der Reflexionsseismik sowie Parasound gewählt, da diese besonders in der oberen Kruste hochauflösende Ergebnisse liefert. Der erste Teil der Arbeit befasst sich mit der Aufnahme der seismischen Daten sowie deren Bearbeitung. Dabei müssen bei den aufgenommenen Daten verschiedenen Prozessschritte angewandt werden, um den Untergrund bestmöglich auflösen zu können. Die Methodik der seismischen Datenakquisition wird anhand eines 2D-reflexionsseismischen Datensatzes am Beispiel des Profils 20160002 erläutert. Im zweiten Teil der Arbeit wird der seismische Datensatz ausgewertet und auf Driftkörper untersucht. Dabei sollen Parasounddaten mit zur Hilfe genommen werden. Im Folgenden werden die Sedimentdriftkörper, die in dem bearbeiteten Datensatz (und in anderen auf der Expedition) aufgenommen Datensätzen kartiert wurden, analysiert und mit den Ergebnissen der bereits in dem Arbeitsgebiet durchgeführten Expeditionen verglichen. Anhand der Auswertung soll gezeigt werden, wie sich die Meeresströmungen verändert haben und was diese über die Veränderungen des Klimas aussagen können.

1.1 Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet befindet sich südöstlich von Neuseeland am sogenannten Chatham Rise. Die Messungen wurden dabei überwiegend östlich sowie südlich der Chatham Islands durchgeführt. Die Wassertiefen in dem Messgebiet variieren zwischen 500-1000 m auf dem Chatham Rise und teilweise tiefer als 4500 m im Becken. Abb. 1.1 beschreibt den Schiffstrack der FS Sonne vom Heimathafen bis hin zum Arbeitsgebiet (roter Kasten). Abb. 1.2 zeigt die gefahrenen Profile, in denen reflexionsseismische Messungen durchgeführt wurden. Der rot markierte Bereich gibt das Arbeitsgebiet an, in dem das Profil 20160002 aufgenommen wurde. Dieses befindet sich im Übergangsbereich zwischen dem Hikurangi Plateau und der pazifischen ozeanischen Platte und somit an einer Schlüsselposition, in der Sedimentdriftkörper entstehen können.

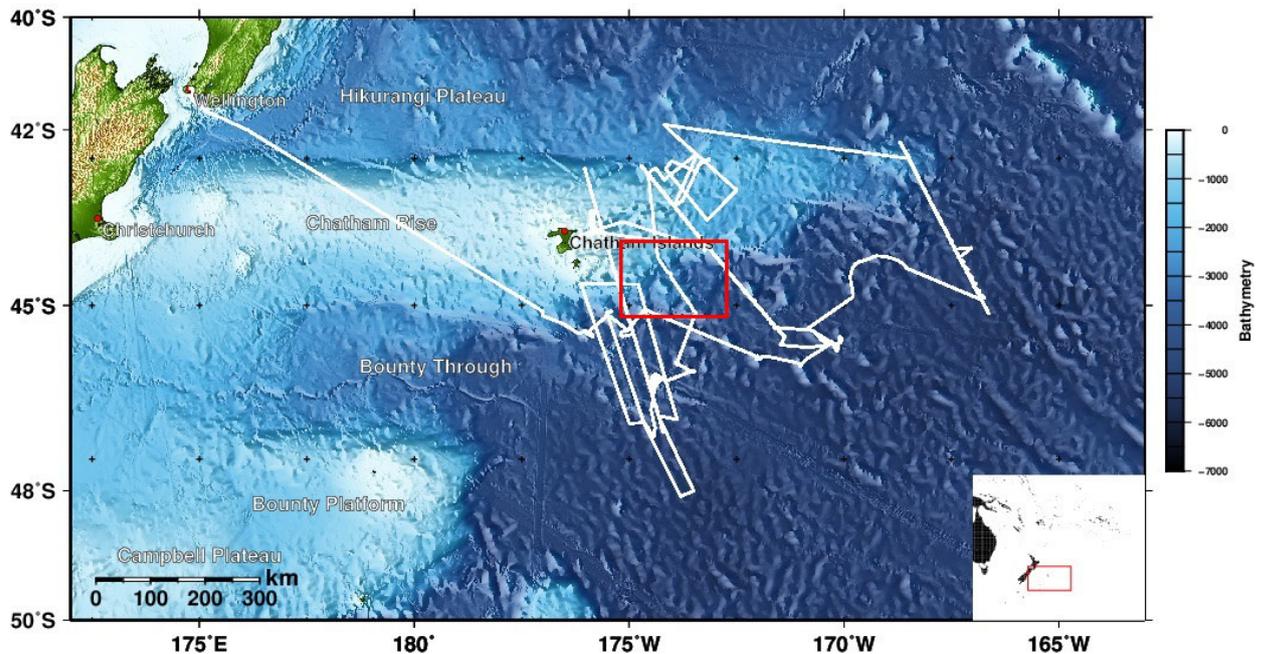


Abbildung 1.1: Bathmetrische Übersichtskarte des Arbeitsgebiets, sowie der Schiffstrack. Im roten Bereich befindet sich das zu bearbeitende Profil 20160002.

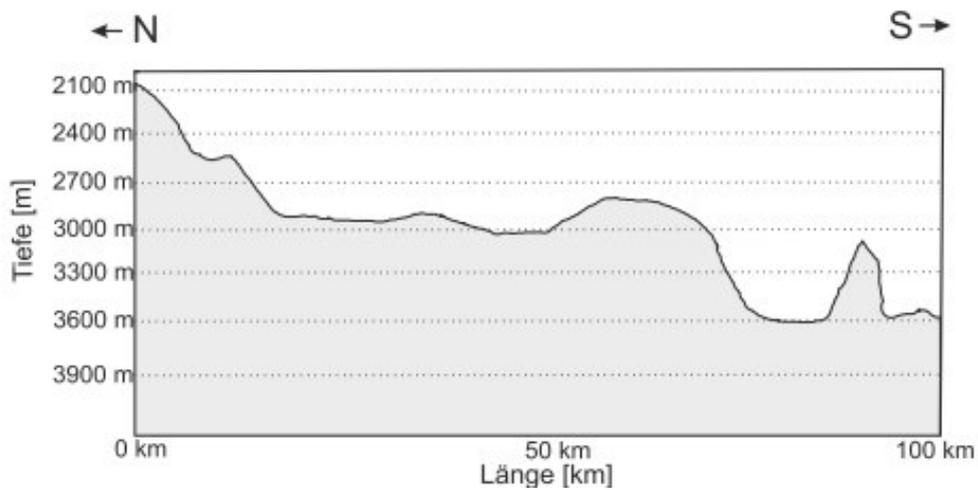
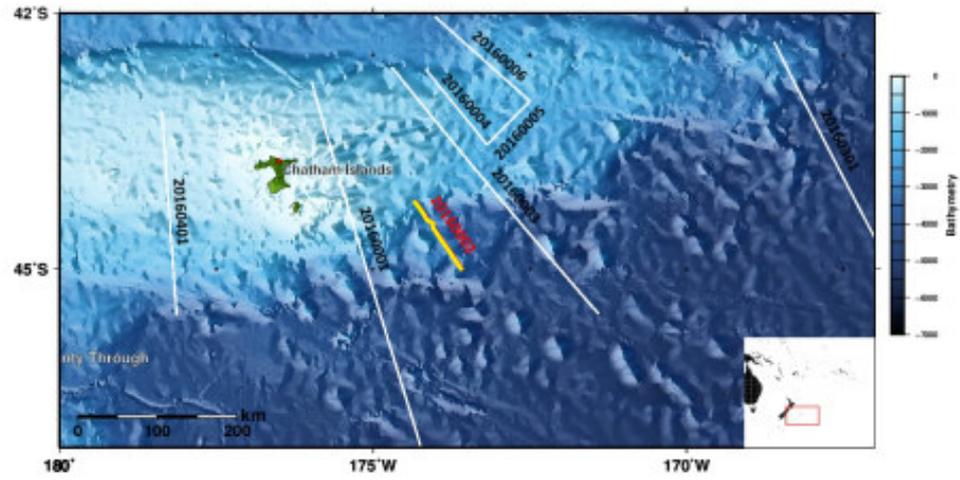


Abbildung 1.2: Position der gefahrenen relexionsseismischen Profile. Anhand des gelben Profils 20160002 wird im Verlaufe des Berichtes das Processing erläutert. Der untere Bereich der Abbildung zeigt ein Geländeprofil mit den dazu gehörigen Wassertiefen. Die Tiefen wurden mit Hilfe eines eigen Entwickelten Programms namens SeNT von Hanno Keil über die Parasounddaten bestimmt. Es wurden dabei Schallgeschwindigkeiten von 1500 m/s angenommen

Kapitel 2

Plattentektonische Entwicklung im Bereich des Chatham Rise

Die geologische Entwicklung des Arbeitsgebietes wurde eingeleitet durch das Auseinanderbrechen von Pangea vor 195 Ma Jahren und der Abspaltung von Gondwana zu Laurussia vor 150 Ma. Dies führte zur Öffnung des nordatlantischen Ozeans und der allmählichen Schließung der Tethys. Folglich kam es vor 66 Ma Jahren zur Öffnung und Verbreiterung des Südatlantiks, Indien bewegte sich auf Asien zu und folgte eine Südverlagerung eines Teilbereiches des gondwanischen Kontinents, welches das heutige Australien und die Antarktis bildet. Infolge eines weiteren Riftinges löste sich die antarktische Platte von der australischen Platte (Press und Siever, 2011). Die (Abb. 2.1) gibt einen kleinen Überblick über den Zerfall des Superkontinents Pangea und die Entwicklungsgeschichte der Kontinentaldrift bis heute (Press und Siever, 2011).

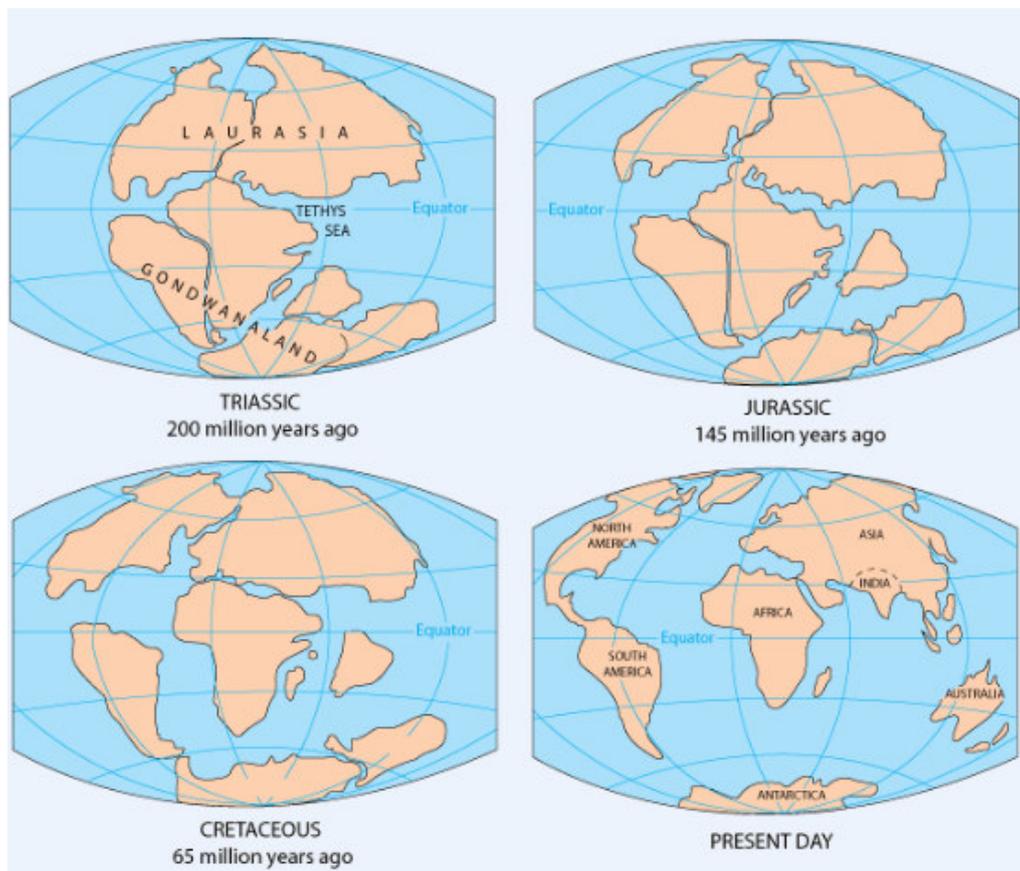


Abbildung 2.1: Plattentektonische Entwicklung seit dem Trias [Quelle: Editiert nach USGS].

Der Chatham Rise und die spätere Teilung von der australischen Platte und der Westantarktis resultiert aus der Subduktion des etwa 120 Ma alten Hikurangi Plateaus vor 105 Ma Jahren unter die nördliche Insel von Neuseeland. Dies geschah zu einem Zeitpunkt, als Zealandia Teil des antarktischen Kontinents war (Davy et al., 2008, 2012). Nach Davy et al. (2008) ist das Hikurangi Plateau eines von vielen LIPs, welches infolge von Hotspotvulkanismus entstand, und gehört zu den größten ozeanischen Plateaus der Welt. Die Subduktion des Hikurangi Plateaus führte zu einer Blockade des eigentlichen Subduktionsprozesses der pazifischen ozeanischen Platte unter dem restlichen Fragment von Gondwana und hatte zur Folge, dass insgesamt der Subduktionsprozess unter dem Kontinentalrand von Gondwana gestoppt wurde. Aus einer Subduktionsbewegung wurde im weiteren Verlauf eine Extensionsbewegung, die die Trennung von Australien von der Westantarktis am Chatham Rise und später am Campbell Plateau vor 90-83 Ma Jahren einleitete (Gohl und Werner, 2016).

Eine wichtiger Ablagerungsraum und Quelle von Sedimenten für das Arbeitsgebiet ist das Bounty Trough. Das Bounty Trough befindet sich östlich der südlichen Insel von Neuseeland am Fuße des Chatham Rise auf einer ausgedünnten kontinentalen Kruste. Die Formation resultiert aus einem fehlenden Riftarm während der Teilung zwischen Neuseeland und der Antarktis (Horn und Uenzelmann, 2015). Nach Horn und Uenzelmann (2015) gibt es eine Zone mit einem steilen Basement-Gradienten an der Mündung des Bounty Trough, welche das Outer Sill genannt wird. Diese bildet den Übergang von der ausgedünnten kontinentalen Kruste westlich und östlich die ozeanische Platte vom Outer Sill. Des weiteren teilt sich der Outer Sill des Bounty Trough nach Horn und Uenzelmann (2015) und Carter et al. (1994) in zwei Zonen auf, den mittleren und den äußeren Bounty Trough, wobei sich in dem äußeren Bounty Trough der Bounty Fan befindet. Direkt südlich des Chatham Rise grenzt des weiteren das Chatham Sill an.

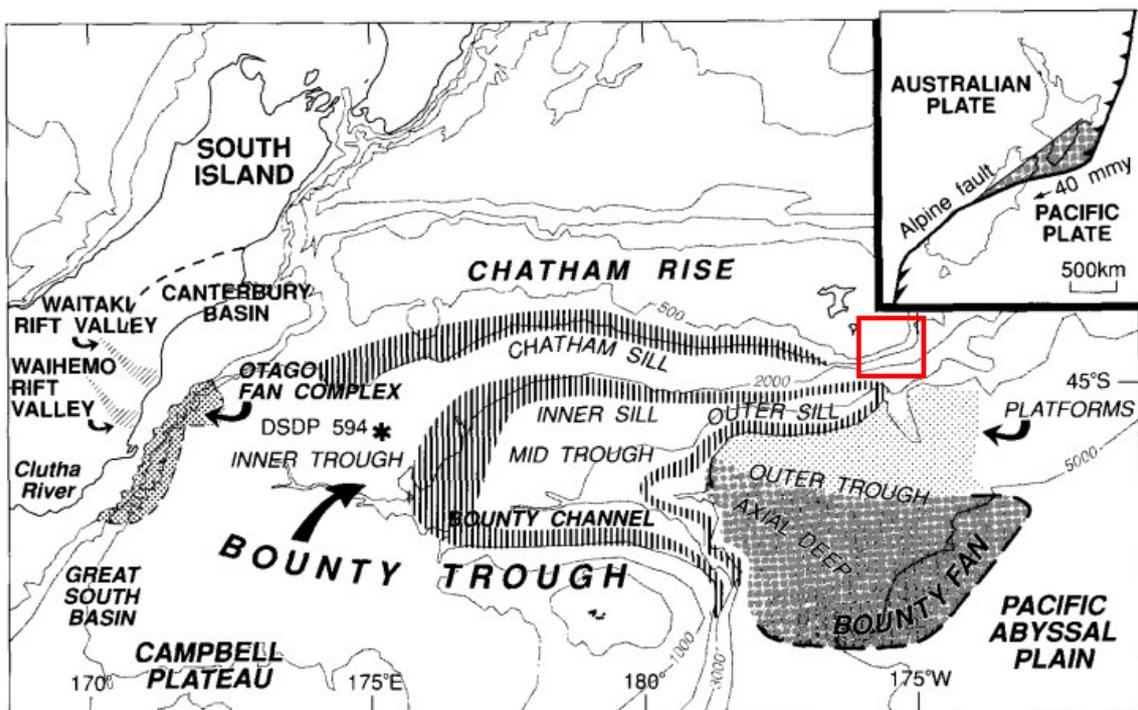


Abbildung 2.2: Lage des Bounty Trough, Bounty Channel und Fan Systeme im Südwestpazifik (Carter et al., 1994).

Kapitel 3

Beziehung von Driftsedimenten zu der thermohalinen Zirkulation

Für den bodennahen Sedimenttransport in das Arbeitsgebiet ist im wesentlichen die thermohaline Zirkulation verantwortlich. Nach Rahmsdorf (2006) entsteht die thermohaline Zirkulation durch Temperatur- und Salinitätsunterschiede zwischen dem äquatorialen Bereich und den Polarregionen aufgrund unterschiedlicher Intensitäten der Sonneneinstrahlung und ist dicht gekoppelt mit der Verdunstung, Abkühlung oder eine Kombination aus beidem. Diese Unterschiede haben Einfluss auf die Dichte des Wassers und sorgen dafür, dass dichtes Wasser an den Polarregionen absinkt (Downwelling) und weniger dichtes Wasser am Äquator aufsteigt (Upwelling). Dabei kommt es zu einem Kreislauf, bei dem kühles Meerwasser aus höheren Breiten als Bodenströmungen in niedrigere Breiten fließt und warmes oberflächennahes Wasser in höhere Breiten fließt. Aufgrund der Erdrotation wird das dichte Wasser in der nördliche Hemisphäre nach rechts und folglich in der südlichen Hemisphäre nach links abgelenkt. Wird die Strömung nicht weiter von der Topographie beeinflusst, so wird die Strömung breiter und die Strömungsgeschwindigkeit verhält sich proportional zur Neigung des Bodens und des Dichteunterschiedes zwischen der Dichteströmung und der darüber liegenden Wassermasse (Rebesco et al., 2013). Die Abb. 3.1 beschreibt vereinfacht das globale thermohaline Zirkulationsmuster.

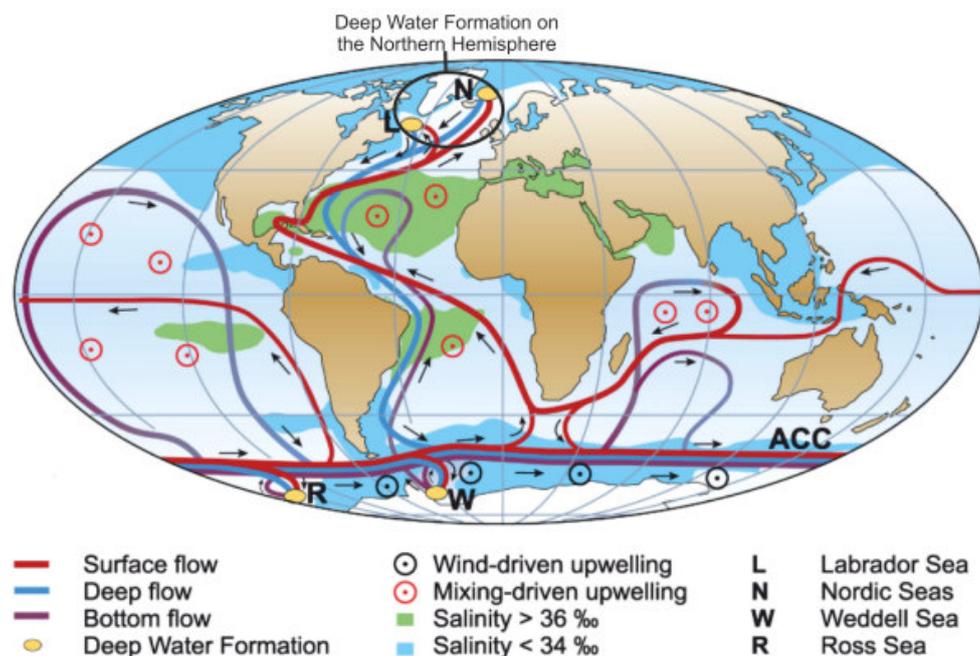


Abbildung 3.1: Vereinfachte Darstellung der globalen thermohalinen Zirkulation (Rahmsdorf, 2006).

Ein Teilbereich der thermohalinen Zirkulation ist der Deep Wester Boundary Current (DWBC) vor Neuseeland. Die Tiefenströmung fließt entlang der steilen Flanken des Campbell Plateaus und des Chatham Rise. Hauptsächlich wird der Outer Sill von dem DWBC beeinflusst. Des Weiteren wird der DWBC indirekt von dem Antarctic Circumpolar Current (ACC) beeinflusst und reagiert sensibel auf dessen Veränderungen mit veränderten Strömungsgeschwindigkeiten. Die folgende Abb. 3.2 liefert einen Überblick über die bodennahen Strömung im Arbeitsgebiet und Umgebung. (Horn und Uenzelmann, 2016)

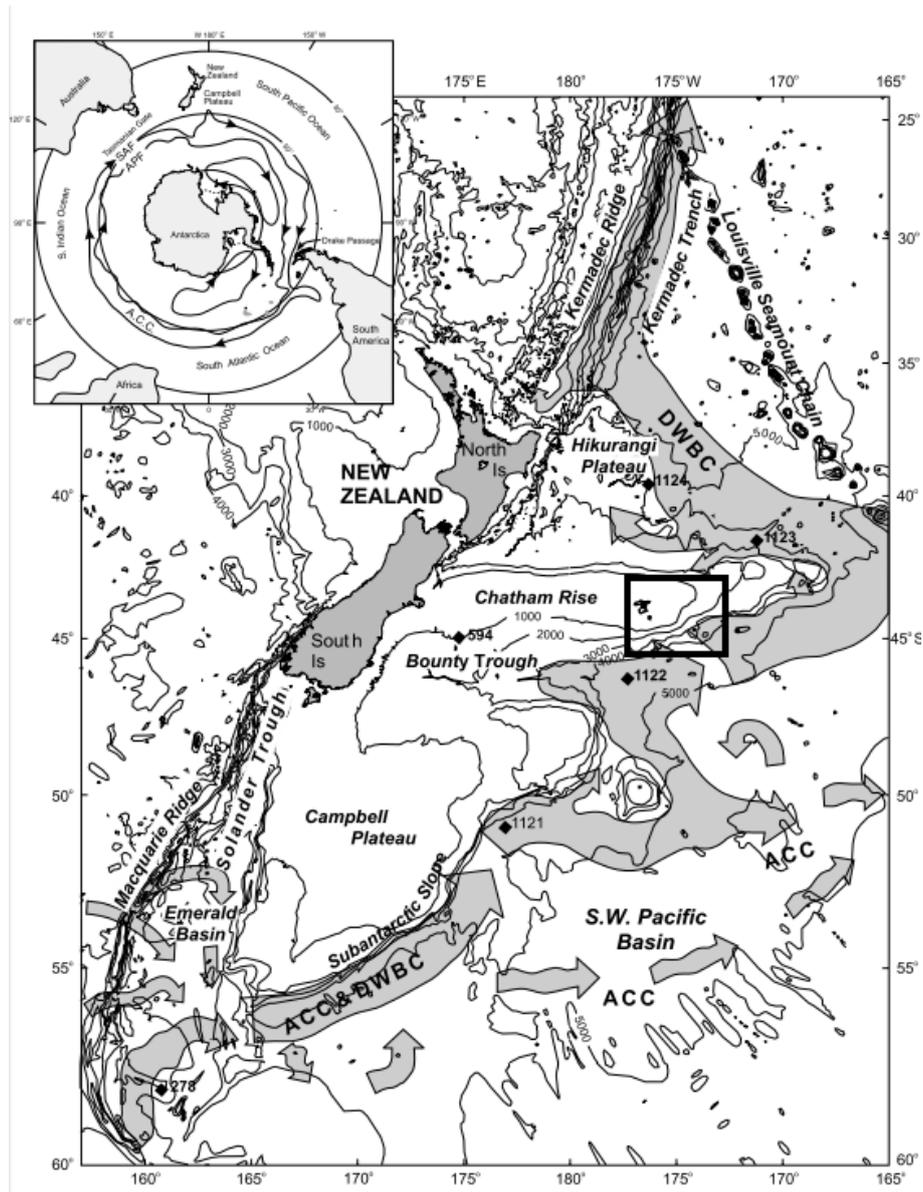


Abbildung 3.2: Bodennahen Strömung im Bereich des Chatham Rise und Umgebung. Im schwarzen Kasten befindet sich das Arbeitsgebiet mit dem Profil 20160002.

3.1 Sedimentbildung, Transport und Entstehung von Countouriten seit dem Pleistozän

Nach Horn und Uenzelmann (2016) stammen die oberen 400 m des Sediments innerhalb der Bounty Trough aus zwei unterschiedlichen Quellen. Ein Teil des Sediments stammt von der südlichen neuseeländischen Insel, welche durch Flüsse auf den Schelfrand und im weiteren Verlauf in den Einflussbereich von Meereströmungen gelangte. Während eines Meeresspiegelhochstandes beeinflussten Turbiditströme den Kopf des Bounty Trough und die Sedimente wurden mit Hilfe der Southland-Strömung in den Hikunrangi Channel transportiert. Während des glazialen Maximums bei einem Meeresspiegelniedrigstandes wurden nach Horn und Uenzelmann (2016) terrigene Sedimente in der Tiefsee innerhalb des Bounty Trough turbiditisch am Bounty Fan abgelagert. Eine weitere Sedimentquelle sind hemipelagische Ablagerungen aus der Wassersäule. Infolge des DWBC kommt es in dem Gebiet zur Nordverlagerungen von Sedimenten, die durch eine Serie von Sedimentdriftkörper (Contourite) sichtbar sind (Carter et al., 1994).

Nach Rebesco et al. (2013) haben Sedimentdriftkörper in der heutigen Zeit immer mehr an Bedeutung dazugewonnen. Dabei wird es immer wichtiger die Entstehungsprozesse dieser Sedimentverfrachtungen zu verstehen, da diese zum einen Überblick über das Paläoklima und Paläozeanographie geben geben können. Des weiteren haben sie eine große Bedeutung auf die Hangstabilität und können so wichtig für die geologische Gefahrenbeurteilung sein. Auch für die Kohlenwasserstoffexploration gewinnen Sedimentdriftkörper immer mehr an Bedeutung dazu. Dabei ist es nach Rebesco et al. (2013) wichtig, dass die Verbindungen zwischen Countourite, Beckenevolution und ozeanographischen Prozessen besser verstanden werden. Countourite sind bezeichnend für Sedimentablagerungen, die im wesentlichen durch anhaltende bodennahe Strömungen aufgearbeitet wurden. Ursprünglich sind Countourite am Schelfrand mit der contour-parallelen thermohalinen Zirkulation in Verbindung gebracht worden. Jedoch kann eine Vielzahl von Bodenströmungen, die jeweils einen anderen Entstehungshintergrund haben wie zum Beispiel tiefe Tidenbodenströmungen oder Bodenströmungen die durch Tiefen-Sturmereignisse ausgelöst wurden, Countourite bilden (Rebesco et al., 2013). Dieser Bericht bezieht sich jedoch hauptsächlich auf die Countourite, die durch dichte gesteuerte Tiefenströmungen entstanden sind. Die Abb. 3.3 soll verdeutlichen, wie der Bodenströmungsverlauf am Kontinentalrand verlaufen kann und gibt einen kleinen Überblick über die Einflussfaktoren, denen bodennahe Strömungen in dem Bereich ausgesetzt sein können. Damit Countourite gebildet werden und im späteren Verlauf richtig interpretiert werden können, ist es wichtig Sedimentationsprozesse und Transport zu verstehen. Die Abb. 3.4 gibt grob vereinfacht die drei Sedimentationsprozesse, die in der Tiefsee statt finden können sowie deren Faziesmodelle mit den jeweiligen Depositionsprodukten wieder. Während pelagische Ablagerungen nur in sehr ruhigem Mileau vorkommen, haben dichte gesteuerte Bodenströmungen, die für Countourite verantwortlich sind, eine deutlich höhere Energie und fließen parallel zu den Kontinentalrändern (Abb. 3.5) (Rebesco et al., 2013).

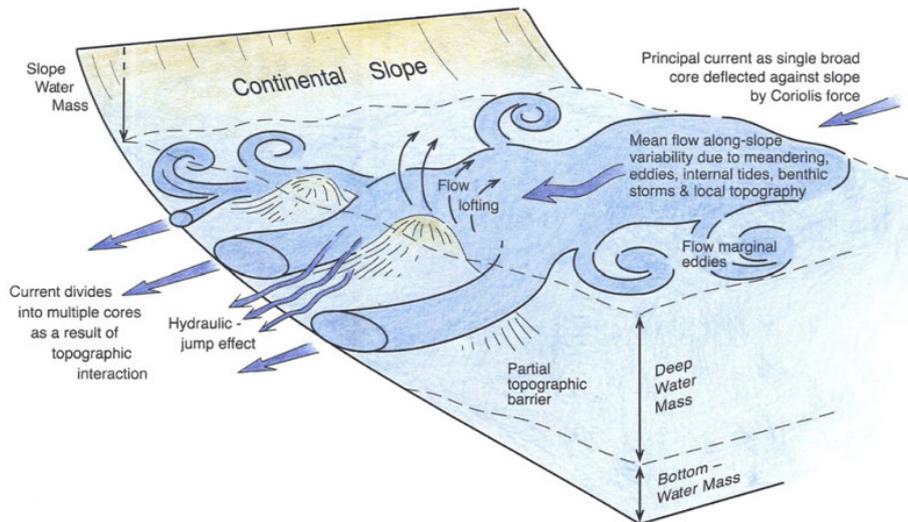


Abbildung 3.3: Verhalten von Bodenströmungen im Vorfeld eines Schelfrandes mit jeweiligen Einflussfaktoren (Rebesco et al., 2013).

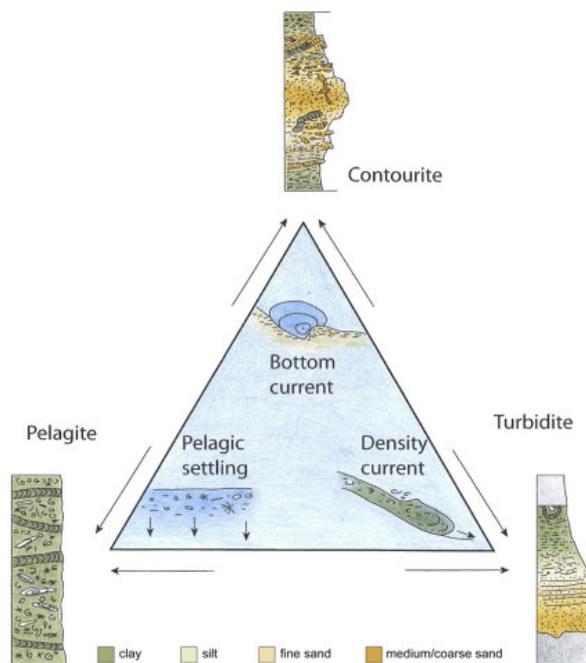


Abbildung 3.4: Tiefseesedimentationsarten und dazugehörige Faziesmodelle (Rebesco et al., 2013).

Aufgrund der unterschiedlichen topographischen Beschaffenheiten im vorderen Bereich des Schelfrandes gibt es nach Rebesco et al. (2013) acht unterschiedliche Countouritmodelle (Abb. 3.5). Alle Countouritypen im seismischen Datensatz sind durch einen leicht geneigten Hügel erkennbar und weisen eine lange Dehnung auf. Die größte vorkommende Form von Countourite sind die "Elongated, Mounded Drifts". Diese treten überwiegend am unteren Schelfrand auf und werden in zwei Untergruppen eingeteilt : Den "Separated Drifts" und den ". Detached Drifts". Die "Seperate Drifts" treten an steileren Hängen auf und bilden einen Erosionsgraben und einen Ablagerungshügel. Die "Detached Drifts" entstehen an frei liegenden Stellen am Schelfrand und besitzen eine anderen Neigung als der Schelfrand. Die Drifts entstehen, wenn der Schelfrand sich in seiner Form im Laufe der Zeit verändert. "Sheeted Drifts" treten häufig in der Tiefseeebene auf und sind gekennzeichnet durch ihre große Breite und geringe Höhe. Sie sind entstehen in Bereichen langsamer Strömung. "Channel Related Drifts" befinden sich in Bereichen, in denen Strömungen topographiebedingt kanalisiert werden. Die Strömungsgeschwindigkeiten sind hier deutlich höher als bei den anderen Drifttypen. "Confined Drifts" besitzen an den Rändern deutliche Gräben und der längliche Drifthügel bildet sich horizontal zu der Achse des kleinen Beckens, in der dieser Countourittyp gebildet wird. "Patch Drifts" treten unregelmäßig auf und werden gesteuert durch die Wechselwirkung zwischen der Morphologie des Meeresbodens und der Bodenströmung. "Infilled Drifts" bilden sich aus, wenn es morphologisch zu einer Entlastung kommt. Dabei bildet sich im Bereich der Erosion eine kleine Spitze aus. Das Sediment wird im Bereich der Entlastungsstelle im Folgenden abgelagert. "Fault-Controlled Drifts" entstehend Störungszonen. Hierbei wird durch die Strömung im Bereich der Störungzone erodiert und es bildet sich im oberen Bereich der Störung ein Hügel aus und unterhalb eine regelmäßige Sedimentablagerung ohne erkennbaren Hügel. "Mixed Drift" entstehen durch die starke Wechselwirkung entlang des Hanges mit Contour-parallelen Strömungen und der Interaktion mit anderen Driftkörpern (Rebesco et al., 2013). Nach Rebesco et al. (2013) gibt es viele Faktoren die einen Einfluss auf die Bildung von Countouriten haben. Daneben spielen der physiographische und tektonische Aufbau, das Strömungsregime, der Sedimenteintrag und Klimaveränderungen eine wichtige Rolle. Noch heute ist die Interaktion dieser Faktoren die zur Bildung von Countourite führt nicht vollständig verstanden.

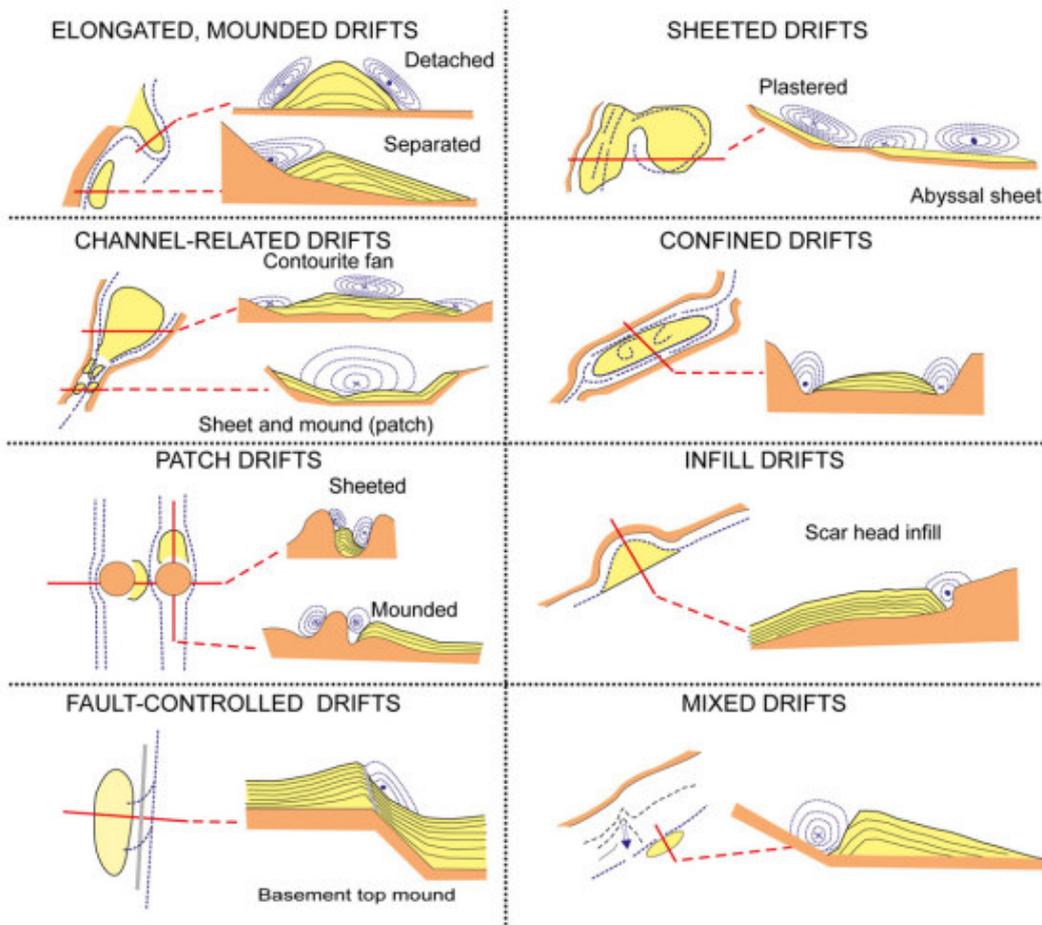


Abbildung 3.5: Überblick über den Aufbau der acht verschiedenen Countouritmodelle (Rebesco et al., 2013).

Kapitel 4

Reflexionsseismik

Die marine reflexionsseismische Exploration beruht auf dem Prinzip, dass ein seismisches Signal an der Oberfläche mit Hilfe einer Airgun (Source) in die Tiefe geschickt wird und an Schichtgrenzen unterschiedlicher akustischer Impedanz weitergeleitet und reflektiert wird. Wird das Signal erzeugt, so werden die entstandenen Kompressionswellen an den Schichtgrenzen reflektiert und anschließend an der Oberfläche mit Hilfe eines Empfängers detektiert (Receiver) (Graham und Trotman Limited). Da sich die Schichtgrenzen in unterschiedlichen Tiefen befinden, können diese über die Zweiweg- Laufzeit (TWT) bestimmt und dargestellt werden. In der marinen Seismik wird das Signal mit Hilfe einer Airgun ausgesendet und das reflektierte Signal mit einem Streamer detektiert (Siehe Abschnitt 4.1.1 und 4.1.2).

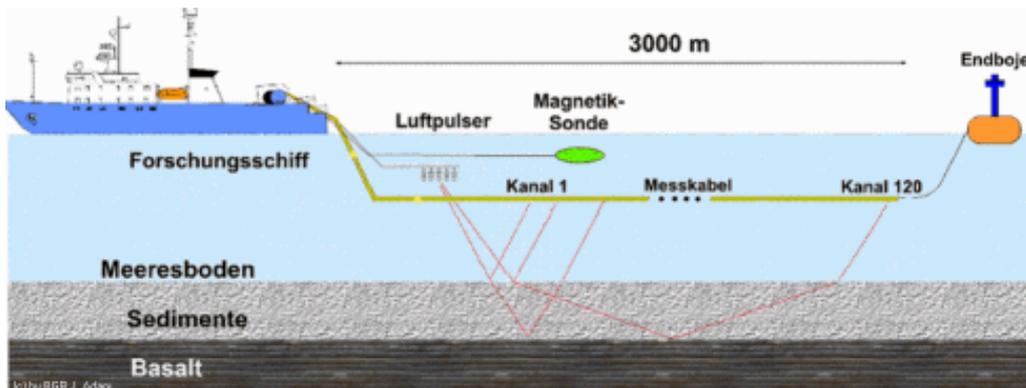


Abbildung 4.1: Prinzip der Reflexionsseismik [Quelle: BGR].

Mit Hilfe der reflexionsseismischen Datenakquisition ist es möglich, die sedimentologische Zusammensetzung sowie den tektonischen Aufbau des Untergrundes darzustellen und ermöglicht so die sedimentologische und tektonische Entwicklung eines Gebietes auch in Kombination mit anderen geophysikalischen Messmethoden zu beschreiben.

Das Aufnahme der Daten bis hin zur Interpretation erfolgt in drei Schritten. Im ersten Schritt müssen die Daten in dem zu untersuchenden Gebiet aufgenommen werden (Akquisition). Anschließend müssen die Daten im zweiten Schritt prozessiert werden. Im dritten Schritt erfolgt die Interpretation der bearbeiteten Daten (Zhou, 2014). Zwischen der Akquisition und dem Prozessing erfolgt nach Hua-Wei Zou die Datenkontrolle (Data QC), in dem untersucht wird, ob zum einem die Daten eine ausreichende Qualität haben, ob die Verbindung der Daten zueinander ausreichend ist und zum Anderen ob die Geometrie bestimmt wurde. Dieser Bereich umfasst das Preprozessing. Ist das Preprocessing abgeschlossen, so können die Daten bearbeitet werden, was zum Beispiel das Filtern der Daten oder die NMO-Korrektur umfasst (Siehe Abschnitt 5.0.4). Im weiteren Verlauf können die bearbeiteten Daten dargestellt, interpretiert und mit anderen Messergebnissen kombiniert werden.

4.1 Seismische Datenakquisition

4.1.1 Airgun

Für die marine Seismik wurde auf der FS Sonne eine Airgun (G-Gun Typ 520) verwendet. Eine Airgun ist ein Stahlzylinder, welcher ein Volumen von bis zu 2000 in³ haben kann. Der Zylinder wird mit Druckluft gefüllt und mit einem Schlag als oszillierende Luftblase in die Umgebung freigesetzt bis der Druck der Kammer unterhalb des Umgebungsdrucks sinkt. Dabei expandiert die Luft, breitet sich explosionsartig aus, kontrahiert aufgrund des Unterdrucks, erwärmt sich und explodiert einige weitere Male. Im Zuge dessen bilden sich eine Reihe von Luftimpulsen statt nur eines Impulses. Die Periode der seismischen Welle des Schusses hängt vom Volumen der G-Gun ab was bedeutet, dass bei kleineren Guns die Periode kürzer ist als bei großen (Ashcoft, 2011). Häufig werden mehrere G-Guns als Cluster zusammen geschaltet, um eine größere Schussenergie zu erzeugen. Das Hauptziel ist, die Signaleigenschaften zu verbessern, da die Blasenbewegung bei dieser Konfiguration verringert wird. Um Ghosteffekte (Störsignale die an der Wasseroberfläche entstehen) zu vermeiden, wird die G-Gun in einer bestimmten Wassertiefe je nach Größe gehalten, die etwa die halbe Wellenlänge des ausgehenden Signals beträgt.

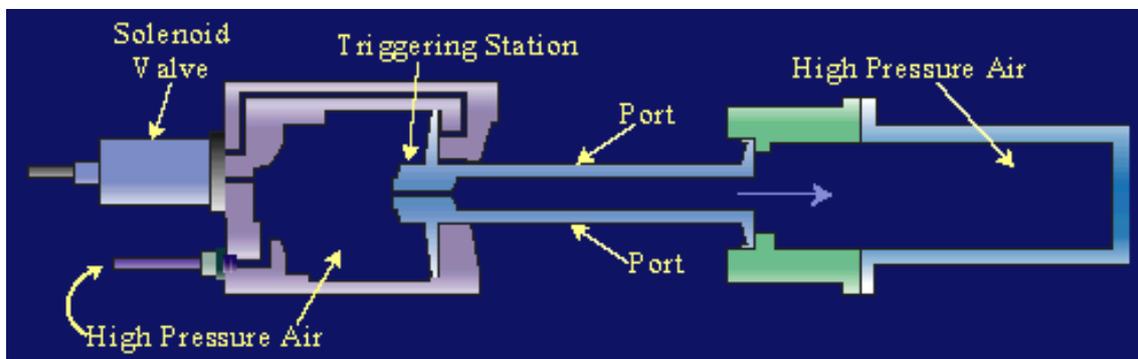


Abbildung 4.2: Aufbau einer G-Gun. Zunächst gelangt Druckluft in der ersten Kammer und anschließend über den Port in die zweite Kammer, bis ein Druckausgleich stattfindet. Im Folgenden verschiebt der Kolben sich in Richtung der zweiten Kammer. Die Kanone wird aktiviert über das Solenoid Valve welches gesteuert wird vom Trigger durch ein elektrisches Signal. Dabei entleert sich die erste Kammer und der Kolben geht aufgrund des Druckes der zweiten Kammer (Abb. 4.3) auf seine ursprüngliche Position zurück. (Rebesco et al., 2013).

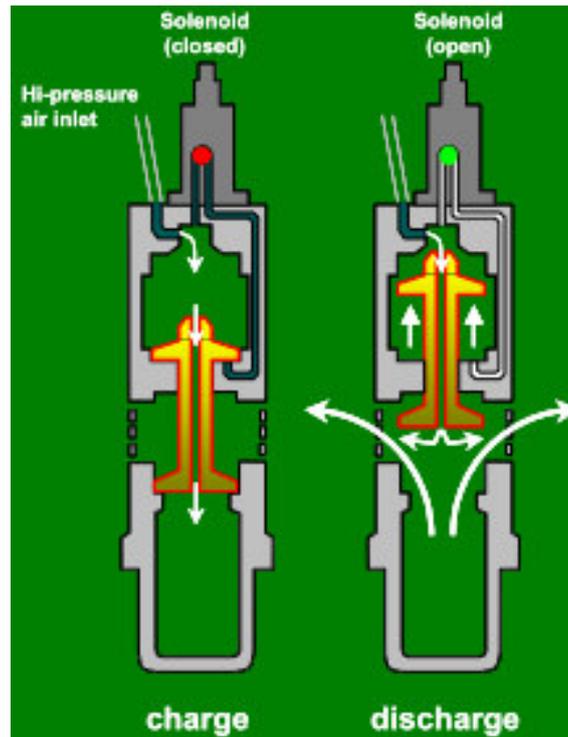


Abbildung 4.3: G-Gun während des Schussvorganges vor und nach dem Laden [Quelle:International Association of Geophysical Contractors].

Airgun, Trigger und Timing auf der FS Sonne 246

Für die SO246-Expedition wurden für die reflexionsseismischen Aufnahmen zwei Cluster mit je 4 G-Guns als seismische Quelle genutzt. Bei den meisten Profilen wurden sechs G-Guns ($511/3120 \text{ in}^3$) genutzt. Durch Probleme bei der Anbringung der Druckschläuche auf der Backbord-Seite des Schiffes konnten beim Profil 20160002 statt sechs nur vier G-Guns ($341/2080 \text{ in}^3$) in Betrieb genommen werden. Die G-Guns wurden auf einer Wassertiefe von sechs Metern gehalten und hatten einen Druck von 200 bar. Aufgrund der langen Registrierzeit der reflektierten Daten wurde an Bord alle 20 s geschossen (Gohl und Werner, 2016).

Da die Zeiten des elektronischen Auslösers der G-Gun und der Registriereinheit möglichst überein stimmen, müssen diese miteinander synchronisiert und miteinander verbunden werden. Dabei sollte das Zeitaufnahmesystem extrem präzise sein. Hierbei handelt es sich um eine Kombination aus einem elektronischen Taktsystem für den Auslöser der Airgun und für die zeitliche Kontrolle der seismische Datenaufzeichnung. Dafür wurde eine Meinberg GPS-Uhr mit einer Antenne auf dem oberen Deck verwendet. Die Uhr beinhaltet UTC Datums- und Zeitimpulse.

Unter Beachtung der Regularien für den Schutz der marinen Säugetiere wurde die Anzahl der feuernenden Airguns über einen Zeitraum von 21 Minuten langsam erhöht und für Schusspausen gesorgt, wenn Säugetiere gesichtet wurden.

4.1.2 Streamer

Um die ausgesendeten und an den Schichtgrenzen reflektierten seismischen Signale empfangen zu können, wird ein sogenannter Streamer eingesetzt. Der Streamer wird über ein schweres Verbindungskabel hinter dem Schiff geschleppt, welcher diesen mit der Streamerwinde verbindet. Im weiteren Verlauf kommt die sogenannte stretch section. Dieser Teil entkoppelt zum einen die Verbindung vom Schiff zum aktiven Bereich mit den Hydrophonen, wo die Messungen gemacht werden, und den aktiven Bereich mit der Endboje. Dies verhindert, dass bei unregelmäßiger Beschleunigung des Schiffes der Messbereich Schaden nimmt bzw. die Messergebnisse durch die Dehnung bzw. Kompression des Messbereichs beeinträchtigt werden (Hübscher und Gohl, 2014).

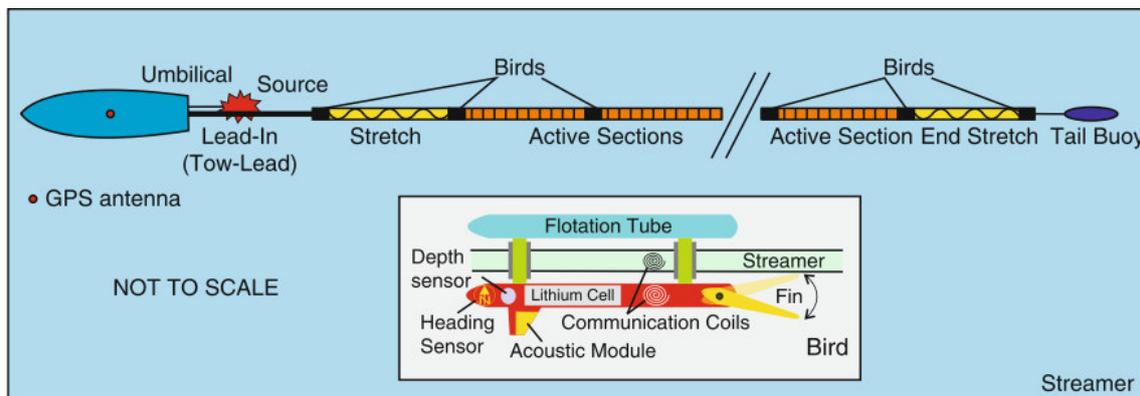


Abbildung 4.4: Aufbau eines Streamers (Hübscher und Gohl, 2014).

Die reflektierten seismischen Kompressionswellen werden in dem aktiven Bereich mit Hilfe von Hydrophonen empfangen. Diese konvertieren die reflektierten Signale in ein elektrisches Signal (Piezoelement) um und leiten diese Informationen weiter entlang des Streamers in das Datenaufnahmesystem.

Der Streamer an Bord der FS Sonne 246

Während der Expedition wurde ein fester digitaler Streamer von der Firma SERCEL und SEAL verwendet, der im aktiven Teil 3000 m lang ist. Der Streamer besteht aus 240 Kanälen, wobei ein Kanal aus einer Gruppe von acht Hydrophonen besteht. Durch die Gruppenanordnung soll das Rauschen unterdrückt werden. Das Gruppenintervall im Streamer beträgt 12,5 m. Damit der Streamer konstant auf einer Tiefe bleibt, wurden an ihm alle 300 m als Tiefensteuerungseinheit sogenannte DigiBirds (Modell 5010) verwendet. Die Flügel können in ihrer Neigung mit Hilfe der DigiCourse Software kontrolliert werden. So wurde der Streamer auf konstant 10 m Tiefe gehalten.

4.1.3 Datenaufzeichnung

Während der Ausfahrt wurde ein digitaler Streamer und Aufnahmesystems genutzt. Dabei wurde das Akquisitionssystem von SERCELTM und SEALTM verwendet, ein hochauflösendes marines seismisches Aufnahmesystem, welches das Equipment auf dem Schiff und im Wasser beinhaltet.

Der Streamer ist mit einem Aufnahmegerät über ein Fieberglasfaserkabel auf dem Schiff verbunden. Die von den Hydrophonen aufgenommenen Daten werden von einem analogen zu einem digitalen Signal mit Hilfe eines A/D-Umwandlers konvertiert, bei einer Samplerate von 1 ms abgetastet und in einem 24-bit-Format abgelegt. Die Daten werden im Folgenden in eine Marine Profil Aufnahmeeinheit (LAUM) geführt. Mit Hilfe dieser Einheit werden Daten verringert, gefiltert und komprimiert bevor sie weiter über das Einleiterkabel an Bord übertragen werden. Im nächsten Schritt werden die Daten vom Streamer mit dem Kontroll-Modul (CMXL) über eine Kabelkreuzungseinheit (DCXU), welche ähnlich wie das LAUM agiert, für die ersten 60 Kanäle gekoppelt. Im Anschluss werden die Daten dekomprimiert, demultiplext und im weiteren Verlauf über ein Modul einer Prozessiersoftware in ein SEG Y-Format umgewandelt. Alle Systeme werden kontrolliert von der SEAL-Software auf einem SUN Blade 2500 Computer an Bord des Schiffes (Gohl und Werner, 2016).

Kapitel 5

Bearbeitung reflexionsseismischer Daten am Beispiel des Profils 20160002

5.1 Preprozessing

Im Rahmen der Sonne-Expedition für das Profil 20160002 wurde das Preprozessing bereits an Bord durchgeführt und wird in diesem Bericht nur kurz erläutert. Das Preprozessing ist der erste Schritt der durchgeführt werden muss, damit die Daten prozessiert werden können. Um den Kanälen vom Streamer eine Koordinate zuzuordnen zu können, müssen sowohl die Position des Schiffes als auch die Position der G-Gun bekannt sein. So ist es möglich, die Geometrie aufzusetzen und jedem Schuss eine Koordinate und die Tiefe zuzuordnen. Das Aufsetzen der Geometrie gehört zu den wichtigsten Schritten beim Preprozessing .

Um die Geometrie aufzusetzen zu können, werden geometrische Angaben über das Seismik- Profil benötigt. Zum einen sind die Schiffsnavigationsdaten erforderlich, die vom Schiffrechner aufgenommen wurden und als Navdata abgespeichert sind. Gegeben werden die Koordinaten (Länge und Breite) sowie die Wassertiefe. Mögliche fehlende Werte der Wassertiefe werden mit den anderen Tiefen interpoliert. Wichtig dabei ist, dass eine Uhrzeit zu einer Koordinate und der Wassertiefe zugeordnet wird. Als weitere Datei wird eine Schussliste benötigt, damit bekannt ist, wann ein Schuss geschossen wurde, um diesen mit einer Koordinate verbinden zu können. Die Datei beinhaltet die Schussnummer (insgesamt 2224 Schüsse), wobei bei diesem Profil alle 20 Sekunden geschossen wurde.

Die Angaben über die Geometrie, sowie die zwei Dateien werden in dem AWI-Interne Programm Dabas geladen. In diesem Programm werden zunächst der Name des Projektes sowie der Name des Profils eingetragen. Im Anschluss muss die Distanz des ersten Kanals vom Streamer zur Airgun beschrieben werden. In unserem Falle betrug der Abstand 170 m. Im folgenden muss der CMP-Abstand (Common Mid Point) als Bin-Intervall definiert werden.

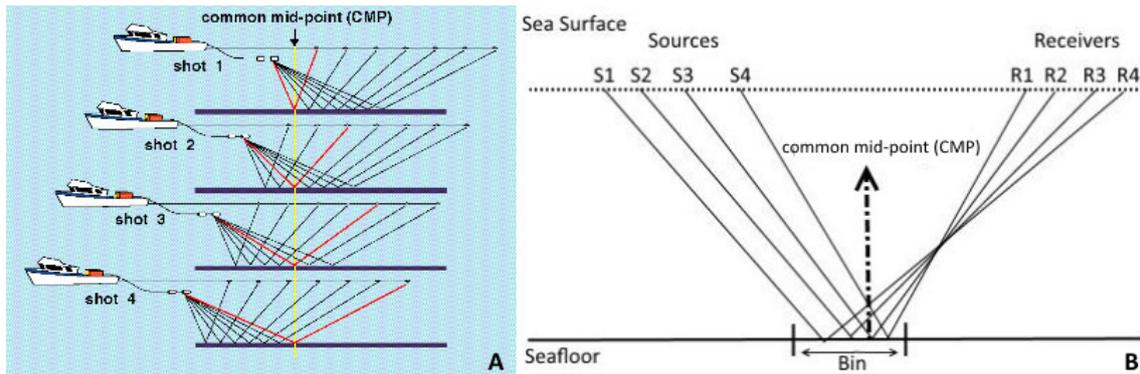


Abbildung 5.1: A gibt die Methodik des Common-Midpoints (CMP) wieder. Dieser ergibt sich aus den Midpoints der Source-Reveiver Paare. Bei B stellt ein Bin eine definierte Fläche da, in der die Midpoints der Source- und Receiver-Paare fallen. Alle Midpoints können zu einem CMP zusammengefasst und aufaddiert werden, da diese theoretisch die gleichen Informationen enthalten [Quelle: USGS].

Dies wird benötigt, um später die Spuren konstruktiv überlagern zu können, eine zuvor eine Laufzeitkorrektur (Normal Move Out) vorgenommen werden. Um diese NMO-Korrektur durchführen zu können, muss in den Daten ein sogenanntes Binning durchgeführt werden. Durch das aufaddieren der Midpoints in einem definierten Bin (Stacking) ist es mit Hilfe destruktiver Differenz möglich, Rauschsignale zu minimieren und die Datenqualität zu verbessern (Abb. 5.1). Die Wahl der richtigen Binggröße entscheidet, wie groß die laterale Auflösung eines Gebietes nach dem Stacking ist. Je kleiner die Binggröße ist, desto höher ist die laterale Auflösung. Je weniger Midpoints sich in einem Bin befinden, desto geringer wird die Verringerung der Rauschsignale. Dies kann sich negativ auf die vertikale Auflösung auswirken. Auf der Expedition wurde aufgrund des 3000 m langen Streamers und der übergeordneten Fragestellung, die ein tiefes Eindringen des seismischen Signals in die Erdkruste benötigt, ein Binintervall von 25 m (CDP-Abstand=25m) gewählt. Die Wahl der Binggröße steht im Verhältnis von Schussintervall, Schiffsgeschwindigkeit und Hydrophongruppenabstand als weitere Randbedingung zu sehen. Dadurch dass gesamt die Datenqualität sehr hoch ist, können auch die oberen Sediment-Schichten gut aufgelöst werden.

Als weitere Eingabeoption sollen im Anschluss zum Binning das File mit den Schussinformationen sowie den Navigationsdaten eingelesen werden. Aus den eingegeben Parametern wird als Ergebnis ein Jobdeck mit verschiedenen Modulen gebildet, welches die eigentliche Geometriedatei erzeugt und nach dem Ausführen in der internen binären Datenbank abgespeichert wird.

Diese Geometriedatei kann nun in Echos eingeladen werden. Hier werden nun im Folgenden alle 12,5 m Geometrie-Modelle für definierte Stationen aufgesetzt, was dem halben CMP-Abstand entspricht. In diesem Schritt erhalten die Schüsse die CMP-Nummern, die der Stationsnummer entsprechen. Die theoretischen Stationsnummern und die Schusskoordinaten die eingegeben wurden, weisen entlang des Profils Abweichungen von ein paar Metern auf, da der Binabstand auf 25 m festgelegt wurde.

Beim Pattern wird der Abstand des ersten Kanals und der Airgun berücksichtigt. Dabei wird das Verhältnis der Airguns zu dem Streamer festgelegt. Hierbei werden die Positionen der Schusskoordinaten im Verhältnis zu den Streamerkoordinaten der Kanäle festgelegt und diese in Relation zueinander gesetzt. wird er Job abgeschickt und das Geometriemodell in der binären Datenbank für das Projekt abgespeichert.

Dabas hat des Weiteren eine zweite Datei erzeugt. Sie ist der Jobdeck für den Sortierjob vom Schussgather zum CMP-Gather. Hierbei werden zunächst die Roh-Daten von der Registriereinheit, die nach Schuss sortiert sind eingeladen (DEMUX). Diese müssen noch CMP-Sortiert werden. Des Weiteren müssen die relativen Koordinaten aus der Geometrie (Schuss und Empfänger), in absoluten Koordinaten umgeschrieben werden und in den Header geschrieben werden, um für jede Spur eine Koordinate zu haben. Des Weiteren werden auch die Tiefen benötigt und in den Header geschrieben. Die Datei wird dann gespeichert und kann nun prozessiert werden.

Kapitel 6

Prozessing der Daten

Nachdem mit Hilfe des Dabasprogramms die Geometrie aufgesetzt und die Daten gebinnt wurden, kann im nächsten Schritt mit dem Prozessing begonnen werden. Beim Prozessings kann mit Hilfe von sogenannten Jobflows, die jeder für sich unterschiedliche Aufgaben erfüllen und teilweise aufeinander aufbauen, die Datenqualität deutlich verbessert werden, sodass der Untergrund so gut wie möglich dargestellt wird. Da alle reflexionsseismische Datensätze nicht gleich sind, ist die Art des Prozessings und die Wahl der einzelnen Parameter von Datensatz zu Datensatz unterschiedlich und kann stark variieren. Der Aufwand des Prozessing hängt hier im wesentlichen von der Datenqualität ab. Die weitere Wahl der Parameter hängt des weiteren von der gegebenen wissenschaftlichen Fragestellung ab.

Die Daten von der Sonne-Expedition wurden sowohl beim Preprocessing als auch beim Prozessing mit dem Datenbearbeitungsprogramm Echos von Paradigmen bearbeitet.

6.1 Bandpassfilter

Die Daten, die vom Streamer aufgenommen werden beinhalten neben dem Nutzsignal aus der G-Gun (20-80 Hz) auch eine Reihe von Störsignalen, welche das Nutzsignal überlagern können. Beim Filtern wird versucht, dass Signal to Noise-Verhältnis deutlich zu verbessern (Kearey et al., 2002). Das Signal ist der Bereich der Wellenform, mit dessen Hilfe die geologischen Strukturen untersucht werden sollen. Nach Kearey et al. (2002) werden alle anderen Wellenformen als Noise bezeichnet und in zwei Kategorien unterteilt. Diese werden als random noise und coherent noise bezeichnet. Random noise wird nicht durch die geophysikalische Datenaufnahme erzeugt, sondern zum Beispiel durch Wind, Regen, Wellengang sowie von Schiffsbewegungen. Kohärentes Rauschen entsteht zum einen bei der seismischen Aufnahme, bei der während der Abgabe des Nutzsignales auch ein Rauschsignal abgegeben werden, welches direkt zum Empfänger geht und das Nutzsignal verdecken kann. Da das Nutzsignal eine bekannte Frequenz und Wellenlänge hat, können die meisten Störsignale, die nicht im selben Frequenzbereich liegen wie das Nutzsignal, mit Hilfe eines Bandpassfilters getrennt werden.

Der Bandpassfilter benötigt für die Filterung vier Frequenzen. Im ersten Bereich des Filters wird definiert, wie groß das niederfrequente Rauschen sein darf (Low Truncation). Alle Frequenzen die niedriger als diese definierte Grenze sind, werden auf Null gesetzt und somit herausgeschnitten. Im zweiten Bereich soll definiert werden, wann die Nutzfrequenz beginnt (Low Cut). Der erste und zweite Bereich definiert die Übergangphase, bei der die Frequenzen mehr und mehr durchgelassen werden und am Ende mit eins multipliziert, sodass an der Grenze zum High Cut keine Verringerung der Frequenzen mehr statt findet. Als nächste Grenze wird der

High Cut definiert. Das ist der Bereich mit der höchsten Frequenz, der als Nutzsignal bestimmt wurde. Danach findet bis zum High Tuncation eine Minimierung des niederfrequenten Bereichs statt. Ähnlich wie beim High Truncation werden auch beim Low Truncation alle Frequenzen die sich darüber befinden eliminiert. Im sogenannte Ringingeffekte zu vermeiden, sollte der Low- und High Truncation in etwa ein Viertel des Low- oder Highcuts betragen.

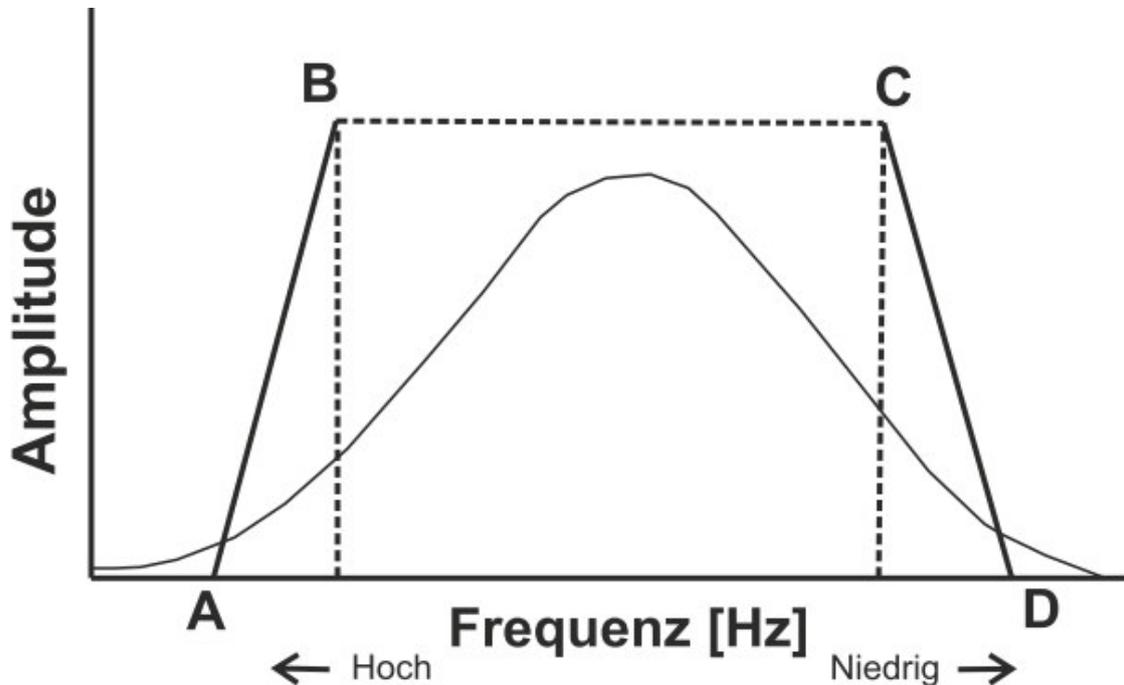


Abbildung 6.1: A=High Truncation. Alle höheren Frequenzen werden eliminiert. B=High Cut. Beginn der Nutzfrequenz im niederen Bereich. C=Low Cut. Ende der Nutzfrequenz im niederen Frequenzbereich. D=Low Truncation. Alle niederen Frequenzen werden eliminiert.

6.1.1 Zusammenfassung der gewählten Parameter auf der FS Sonne

Als ersten Processing-Schritt wurde für das Profil 20160002 ein Bandpassfilter gewählt, da das Rauschen dominant war, sodass eine erste Interpretation und weitere Bearbeitung der Daten nicht möglich war. Aus diesem Grunde wurde zunächst eine Frequenzanalyse der Daten durchgeführt (Abb. 6.2). Die Nutzfrequenz der G-Gun beträgt zwischen 20-80 Hz. Wie aus der Analyse ersichtlich, gibt es im hochfrequenten Bereich zwei Peaks mit zum Teil starken Rauschen. Diese Peaks liegen bei ein bis drei Hz und ein kleinerer Peak bei 15 Hz. Dabei wurde der Zwei-Herzt-Peak eliminiert und der Einfluss 15 Hz Peaks minimiert. Im niederfrequenten Bereich wurde alles ab 80 Hz als Rauschen interpretiert. Aus diesem Grunde wurden folgende Filterparameter gewählt (Tab. 6.1). Abb. 6.3 verdeutlicht den Effekt des Bandpassfilters auf dem Rohdatensatz. Durch die Anwendung des Filters konnte das niederfrequente vollständig unterdrückt werden und die Amplituden des Nutzsignals der einzelnen Kanäle sichtbar gemacht werden.

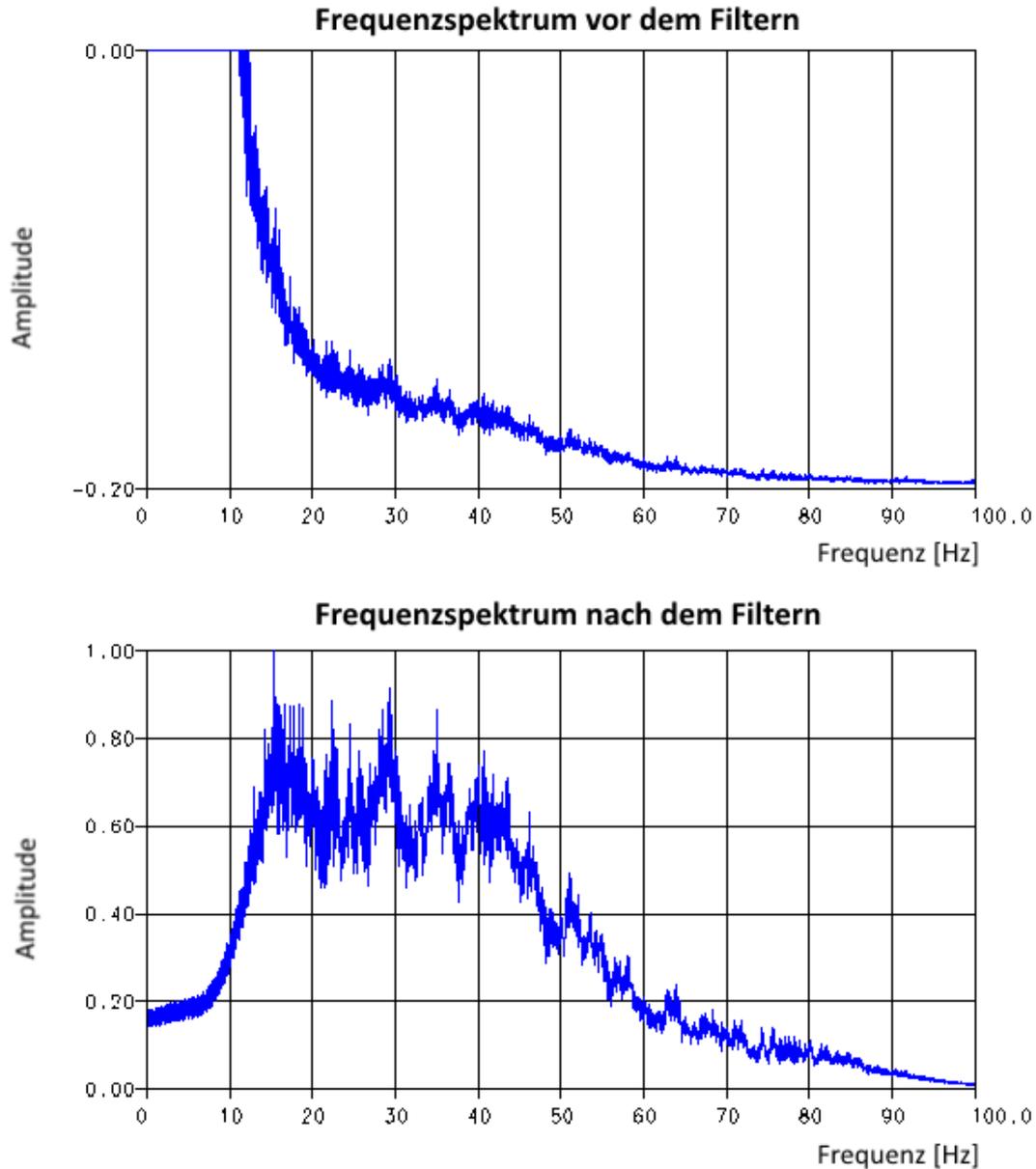


Abbildung 6.2: Frequenzspektrum des Datensatzes. Die X-Achse spiegelt die Frequenz in Hz wieder und die Y-Achse die Amplitude des höchsten Peaks, welche den Wert eins hat. Um vor dem Filtern die Amplituden des Nutzsignals sichtbar zu machen, wurde der höchste Peak des Störsignals in der Darstellung abgeschnitten. Wie ersichtlich, gibt es vor dem Filtern einen erheblichen Peak bei etwa 2-3 Hz, der im Verhältnis zu den Nutzdaten extrem groß ist. Nach dem Filtern ist das reine Nutzsignal sichtbar.

Tabelle 6.1: Parameter des Bandpassfilters.

Parameter	Einstellung
High Truncation	10
High Cut	20
Low Cut	80
Low Truncation	100

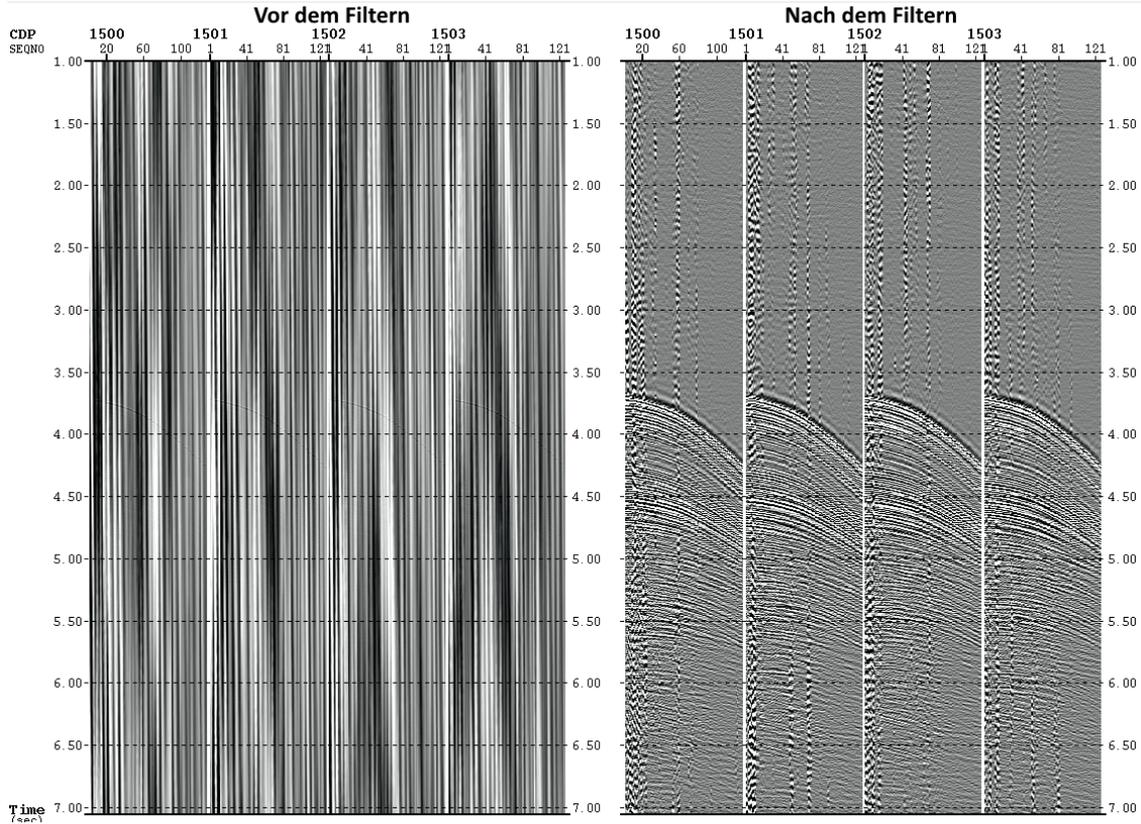


Abbildung 6.3: Auf der linken Seite ist der CMP-sortierte und ungefilterte Datensatz der CMP von 1500-1503 zu sehen. Durch das starke Rauschen sind die Reflektoren des Nutzsignals nicht sichtbar. Nach dem Filtern (rechte Seite) konnte eine erhebliche Verbesserung des Datensatzes erzielt werden.

6.2 Eliminierung verrauschter Kanäle

Aufgrund von Funktionsstörungen des Streamers oder durch den Einfluss von Umweltparametern ist es möglich, dass einzelne Kanäle Fehlfunktionen haben können und aus diesem Grunde die Qualität des Stacking negative beeinflussen. Aus diesem Grund ist es manchmal nötig, diese Kanäle zu vernachlässigen. Speziell ist dies nötig, wenn sich die Fehlfunktion über mehrere CMP's hinauszieht. Häufig treten diese Störungen in den ersten und in den letzten Kanälen auf.

6.2.1 Eliminierung verrauschter Kanäle anhand des Profils 20160002

Da die Datenqualität an Bord sehr gut ist, ist das Eliminieren von Kanälen nur bedingt nötig. Jedoch wiesen zwei verschiedenen Kanalgruppen eine verminderte Datenqualität auf. Dies betrifft die Kanäle von 2-17 und die Kanäle von 33-42. Damit die Daten nicht komplett verschwinden, wurden die Werte der Kanäle mit Null multipliziert, so dass diese nach wie vor vorhanden sind, dass Stackingergebnis jedoch nicht mehr beeinflussen können. Abb. 6.4 zeigt ein Beispiel zur Eliminierung verrauschter Kanäle an CMP 1614.

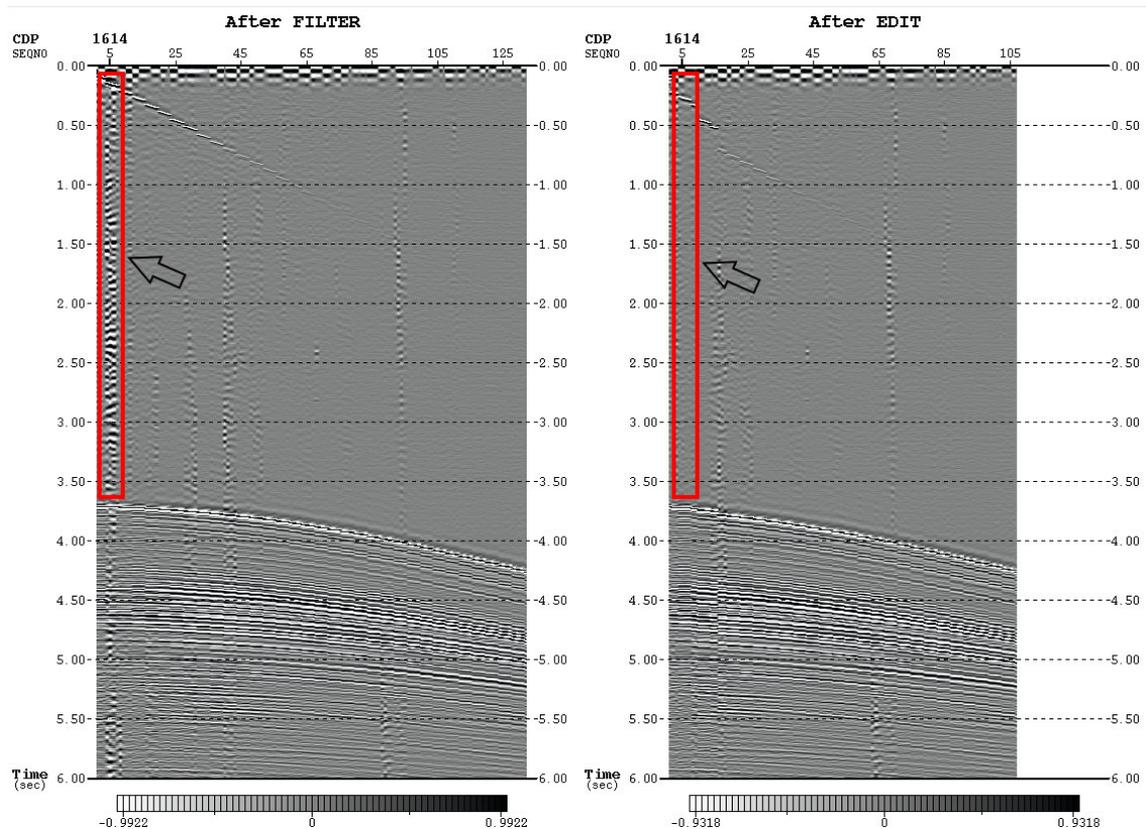


Abbildung 6.4: Beispiel zur Eliminierung von verrauschten Kanälen bei CMP 1614. Hierbei wurden die störenden Kanäle drei bis elf entfernt.

6.3 Sphärische Divergenz

Mit Hilfe der sphärischen Divergenz wird ein Amplitudenausgleich innerhalb jeder seismischen Spur durchgeführt. Dieser gleicht den durch den geometrischen Effekt der Wellenausbreitung im Halb-Raum, der mit zunehmender Laufzeit auftretende Abnahme der Energie pro Flächeninhalt aus. Durch eine Erhöhung der Reflexionsamplituden tiefer gelegener Erdschichten können diese deutlich besser dargestellt werden. Um einen Amplitudenausgleich durchführen zu können, wird ein Geschwindigkeitsfeld für die Tiefe benötigt. Für die Sphärische Divergenz wurde an dem Beispielprofil das Geschwindigkeitsfeld aus der Geschwindigkeitsanalyse (siehe nächstes Kapitel) verwendet.

6.4 Normal Moveout Korrektur

Um die seismischen Daten im weiteren Processing wie beim Binning bereits beschrieben stapeln zu können, muss der Normal Move-Out (NMO) der Ersteinsätze der Reflexionen in die Zero-Offset-Geometrie umgerechnet werden. Hierbei wird versucht, die Reflexionsereignisse der einzelnen Spuren in den CMP in einer Linie auszurichten (Zhou, 2014). Grund für die unterschiedliche Ausrichtung der Reflektoren der jeweilige Spuren ist, dass das Erreichen der ankommenden reflektierten Energie an den unterschiedlichen Empfängern zeitabhängig von den Offsets des Empfängers zur Quelle ist (Hatton et al., 1986). Daraus folgt eine verzögerte Ankunftszeit der reflektierten Energie an den Empfängern, je größer der Offset ist. Nach Zhou (2014) wird angenommen, dass die Laufzeit t am Offset x mit der Zero-offset Laufzeit t_0 zusammen hängt und wird beschrieben durch

$$t^2 = t_0^2 + x^2/v_s^2. \quad (6.1)$$

Hierbei ist v_s die Stapel-Geschwindigkeit, welche in etwa gleich der RMS (Root mean square velocity) Durchschnittsgeschwindigkeit des Reflektors ist. Die NMO-Korrektur ist dadurch gleichzusetzen mit Analyse der Geschwindigkeiten einer Sektion. Daraus folgt, dass jeder CMP im Grunde genommen Geschwindigkeitsinformationen besitzt. Um die NMO-Korrektur durchzuführen, muss die Geschwindigkeitsstruktur des Untergrundes möglichst genau bestimmt werden. Um den Arbeitsaufwand zu minimieren ist es üblich anzunehmen, dass die Geschwindigkeiten lateral entlang einer Sektion nicht so stark variieren, außer wenn es zu starken stratigraphischen oder strukturellen Veränderungen kommt (McQuillium et al., 1984). Hierbei ist es nötig, alle paar Kilometer eine Geschwindigkeitsanalyse durchzuführen.

6.5 Geschwindigkeitsanalyse am Beispiel der Daten

Um das Signal-to-Noise Verhältnis zu verbessern zu können, wurden über den Offset, Geschwindigkeitsinformationen über den Untergrund gewonnen. Die Geschwindigkeitsanalyse kann für die Spuren einzelner CMP oder CMP-Gruppen durchgeführt werden. Eine Art der Geschwindigkeitsanalyse ist die Spektralanalyse. Diese wird in Echos mit dem Modul VELLDEF durchgeführt. Für alle konstant gehaltenen Werte eines vorzugebenden Geschwindigkeitsbereichs wird zu allen Zweiweglaufzeiten (Two Way Traveltime), die NMO-Korrektur durchgeführt und ein Kohärenzmaß über alle Spuren eines CMP berechnet. Das Kohärenzmaß beschreibt die Übereinstimmung der Amplituden der Offset Shot Gather. Bei optimaler NMO-Korrektur addieren sich allen Wellenphasen im Zeitfenster konstruktiv auf. Je größer die Übereinstimmung ist, desto höher ist das Kohärenzmaß (Abb. 6.5).

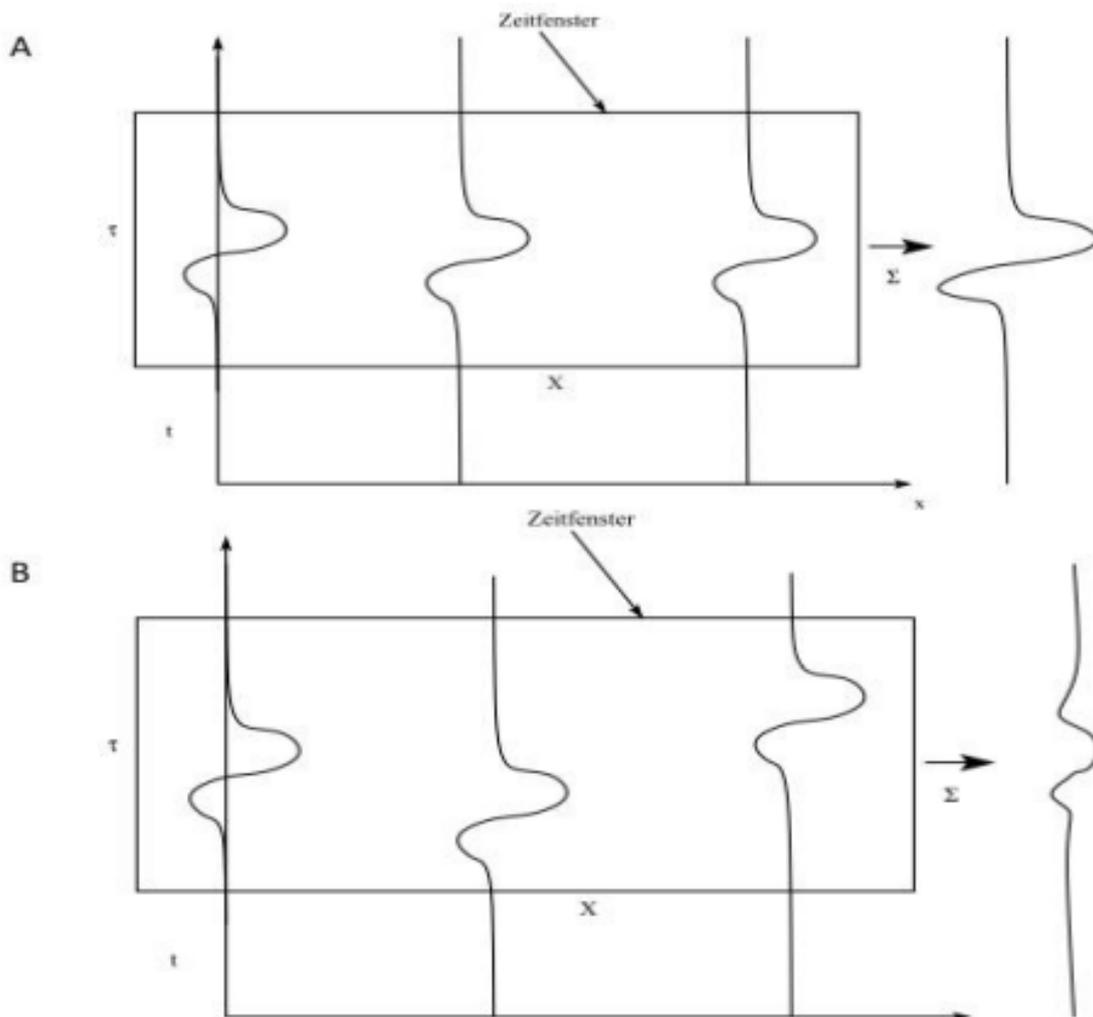


Abbildung 6.5: Abschnitt A zeigt eine Anfolge von Spuren mit hoher Kohärenz. Abschnitt B zeigt eine Anfolge von Spuren mit niedriger Kohärenz.

Um eine möglichst genaue Stapelgeschwindigkeit zu erhalten, muss für eine erkennbare Reflexion ein großer Kohärenzwert erkennbar sein. Durch das Anpassen einer Hyperbel im Common Offset Gathern, wird versucht mit Hilfe des hohen Kohärenzwertes eine möglichst genaue Geschwindigkeit zu bestimmen. Für mehrere Reflexionen lässt sich durch die Verbindung der Maxima eine $V_{NMO}(TWT)$ -Funktion ermitteln, mit der alle Reflexionen dynamisch korrigiert werden. Durch das Picken der Maxima werden die $[TWT, V_{NMO}]$ -Paare für den aktuellen CMP in die Parameterliste des Moduls VELDEFF (im Jobfile) geschrieben und in der Datenbank abgespeichert. Die Geschwindigkeitsfunktionen wurden jeweils für ein definiertes CMP-Range ermittelt. Hierbei wurde ein Range von 100 CMP gewählt. An bestimmten Stellen des Profils kam es zu starken topographischen und strukturellen Veränderungen auf kurzer Distanz. Hierbei wurde ein Range von 50 CMP's oder im Bereich eines Seamounts von 25 CMP's gewählt. Aus der Summe aller gepickten Geschwindigkeitsfunktionen, wurde ein 2D-Geschwindigkeitsfeld generiert und auf das gesamte Profil interpoliert (Yilmaz, 2001). Durch die Wahl falscher Geschwindigkeiten ist es möglich, dass die Spuren über- oder unterkorrigiert werden können und zu einer Verschlechterung des Stacking-Ergebnis führen. Aus diesem Grunde ist es nötig, möglichst genaue Geschwindigkeiten zu picken. Durch die Geschwindigkeit wird nicht nur der NMO korrigiert um ein gutes Stapelergebnis zu erhalten, des Weiteren bietet die Geschwindigkeitsanalyse die Möglichkeit, Multiplen aus dem Datensatz größtenteils zu entfernen, da Geschwindigkeiten mit der Tiefe in der Regel zunehmen müssen. Multiplen sind sich in der Tiefe wiederholende Reflexionen aus höher gelegene Schichtgrenzen oder des Meeresbodens. Da die Multiplen die gleichen Geschwindigkeiten in der Spektralanalyse aufweisen wie die Schichten, aus dem sie entstammen, werden sie in der Geschwindigkeitsanalyse nicht mit berücksichtigt. Durch die Interpolationen der Geschwindigkeiten der einzelnen gepickten Schichtgrenzen wird der Einfluss der Multiplen deutlich minimiert.

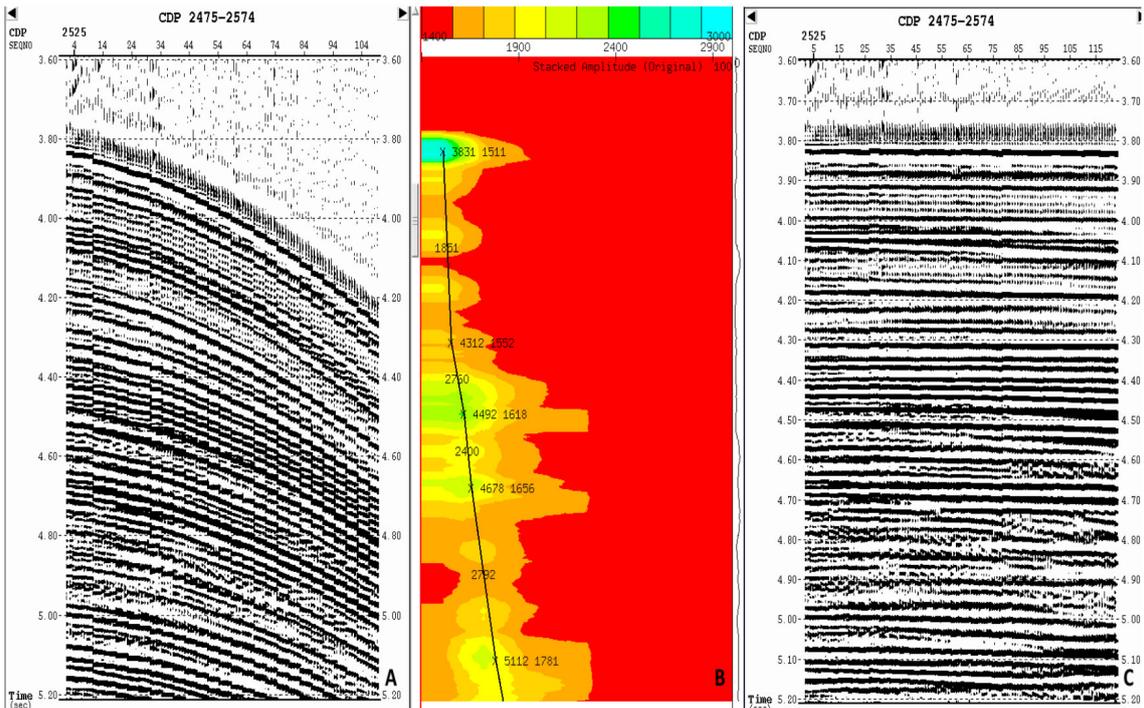


Abbildung 6.6: Der Bereich A zeigt die Reflexionen im Offset der Ersteinsätze, die noch nicht NMO-korrigiert sind, somit noch nicht in einer Linie stehen. Die X-Achse zeigt die einzelnen Kanäle (1-240) bei CMP 2525. Die Y-Achse beschreibt die Zero Offset Zwei-Wege-Laufzeit. B zeigt das Geschwindigkeitsspektrum, welches aus den einzelnen Spuren des CMP abgeleitet wurden. Im türkisen Bereich wird dabei die größte Kohärenz der primären Reflektoren gemessen. Die schwarze Kurve beschreibt eine Geschwindigkeitsfunktion, basierend auf der Verknüpfung der Reflektoren auf der größten Kohärenz. Der Bereich C zeigt die NMO-korrigierten Daten, wobei die Reflektoren in den Null-Offset überführt wurden.

6.6 Stacking

Das Stacken ist ein wichtiger Part in der Seismologie. Wie schon beim Binning erwähnt ist das Hauptziel, das Signal-Noise-Verhältnis zu verbessern. Hierbei werden alle Spuren eines CMP zu einer Spur zusammengefasst. Dies ist möglich, da jede Spur eines CMP's theoretisch die gleiche Information enthält. Um ein optimales Stacking-Ergebnis zu liefern, müssen die Spuren in Null-Offset überführt sein. Für das Zusammenfassen der Spuren wurde der Median-Stack verwendet. Im Gegensatz zum Mean-Stack ist der Median-Stack in der Lage, den Einfluss fehlerhafter Spuren zu minimieren und liefert so bessere Ergebnisse.

6.7 Migration

Die Migration zählt zu den wichtigsten Schritten im seismischen Processing und wird durchgeführt, nachdem die Reflektoren in den Zero Offset überführt und gestackt wurden. Ziel der Migration ist es, die Reflexionen im Untergrund auf ihre wahre Position zurückzurechnen, damit das tatsächliche geologische Abbild mit den korrekten Neigungen, Längen und Positionen dargestellt wird.

Die Migration beruht auf der Punkt-Diffraktion-Theorie basierend auf dem Huygens' Prinzip. Dabei stellt jeder Punkt einer reflektierenden Oberfläche einen Diffraktionspunkt dar. Nachdem die Daten ins Null-Offset überführt wurden, sollte im Idealfall die Punktreflexion unterhalb der Midpoints des CMP Gather liegen. Dies ist jedoch nur bei horizontalen Schichten der Fall. Kommt es topographiebedingt zu einer Neigung der Schichten, so ist der Einfallswinkel des seismischen Strahlenganges ungleich des Ausfallswinkels. Die Folge ist, dass es zwischen dem Einfallswinkel und dem Ausfallswinkel zu Laufzeitunterschieden und kommt und die Punktreflexion im Gegensatz zur horizontalen Schicht versetzt zum Midpoint des CMP-Gather dargestellt wird. Aufgrund der Kugelwellenausbreitung kann es des weiteren vorkommen, dass an Bereichen wo Punktenergien auftreten sich konvexe Hyperbeln ausbilden (Reidel,1994)(Abb. 6.7). Um die Migration erfolgreich durchführen zu können, müssen nach D. Reidel die Geschwindigkeitsparameter aus der Geschwindigkeitsanalyse richtig gewählt werden. Dabei sollte die Hyperbel, die genutzt wurde, um die Amplituden der seismischen Spuren zu addieren, identischen mit der Diffraktionshyperbel in der seismischen Sektion sein. Je geringer die Übereinstimmung ist, desto schlechter wird am Ende das Migrationsergebniss.

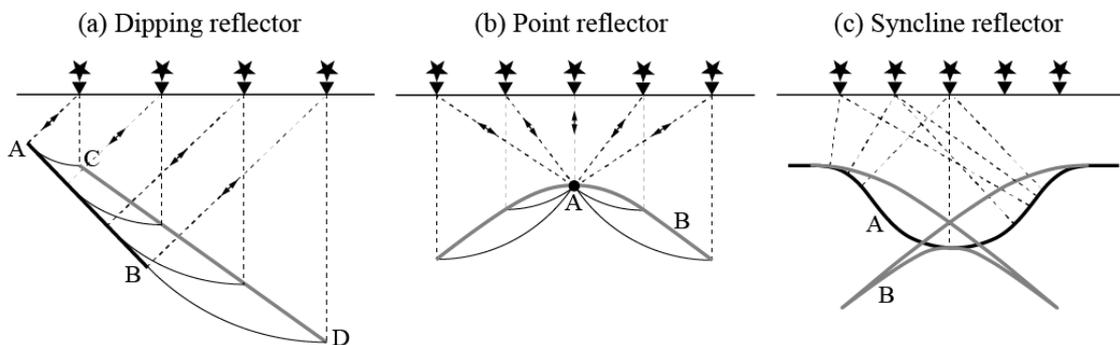


Abbildung 6.7: Position der Reflektoren vor und nach der Migration.

Wie bereits beschrieben werden bei der Migration die Effekte die zum Verschieben der Punktreflexionen führen zurück gerechnet und der wahre geologische Untergrund abgebildet. Unterschieden werden kann dabei zwischen einer Zeitmigration und einer Tiefenmigration. Bei der Zeit-Migration verbleibt die Tiefensektion nach der Migration in einer Zeitsektion. Bei der Tiefen-Migration wird die Zeitsektion in eine Tiefensektion umgerechnet. Hierbei stellt die Erstellung eines akkuraten Geschwindigkeitsfiles eine noch größere Bedeutung dar. Im weiteren Verlauf des Berichtes wurde eine Zeitmigration durchgeführt. Dabei werden zwei verschiedene Migrationsverfahren vorgestellt.

6.7.1 Finite-Differenzen-Migration

Die Finite-Differenzen Migration basiert auf dem Prinzip des "Downward continuation" des beobachteten Wellenfeldes an der Oberfläche. Dieses dient als Basis für die Modellierung und Interpolation des Wellenfeldes mit der Tiefe. Bei der Simulation wird in einem hypothetischen Experiment versucht, den Empfänger in der Zeitsektion sukzessive näher an den Bereich der Diffraktionshyperbel heranzubringen. Je näher man sich der Diffraktionshyperbel nähert, desto kleiner, schmaler und schärfer wird diese, bis sie schlussendlich zu einer Punktenergie komprimiert wird. Ist dies der Fall so stoppt die Simulation und gibt den Ursprung der Diffraktionshyperbel wieder. Da nach der Diffraktionstheorie jeder Punkt im Untergrund einen Diffraktionspunkt darstellen kann, ist es möglich jeden Punkt mit dieser Methode auf den wahren Ursprung zurückzurechnen (Ashcoft, 2011). Ausgangspunkt für die Modellierung ist die Wellengleichung.

Da der Untergrund je nach Schicht Geschwindigkeitsvariationen aufweist, wird der Untergrund rasterförmig in diskrete Abstände aufgeteilt und jedem Rasterabschnitt eine Geschwindigkeit zugeordnet, bei der jeweils die Wellengleichung angewandt wird. Das Raster geht jeweils von einer horizontalen geschichteten Fläche aus. Befindet sich im Untergrund eine geneigte Fläche wie es zum Beispiel bei Topographie der Fall ist, so verändert sich der Brechungswinkel des Signals. Aus diesem Grund muss ein Korrekturwinkel angegeben werden, der in etwa die erwartete maximalen Neigung des Geländes widerspiegelt. Um auf ein gutes Migrationsergebnis zum kommen ist nach William A. ein gute Geschwindigkeitsfile notwendig. Dabei wird in der Regel dass bei der NMO-Korrektur verwendete Geschwindigkeitsmodell verwendet. Nach Ashcoft (2011) ist die große Stärke der Finiten-Differenzen Migration, dass laterale Geschwindigkeitsveränderungen deutlich besser berücksichtigt werden können, als dies beim Diffraktionstack, wie es z.B. bei der Kirchhof-Migration, der Fall ist.

Gewählte Parameter in Echos

Um die Finite-Differenzen-Migration anwenden zu können, müssen im Programm einiger Parameter eingestellt werden. Hierbei wurde das Echos-spezifische Modul MIG geöffnet. In diesem musste zunächst der Spurabstand definiert werden. Im Folgenden wurde der Depth Step Size (Tau) definiert. Dieser beschreibt den zeitlichen Abstand des Untergrundmodells. Im Falle des Datensatzes wurde ein Tau-Step von 25 ms gewählt. Ein weiterer wichtiger Parameter ist der maximale Neigungswinkel, der aufgrund der Topographie im Untergrund erwartet wird. Hierbei wurden angenommen, dass der Neigungswinkel im Untergrund nicht größer als 15° beträgt. Zum Schluss wurde das zu verwendete Geschwindigkeitsfile bestimmt. Dabei wurde das selbe Geschwindigkeitsfile wie bei der NMO-Korrektur verwendet.

Tabelle 6.2: Parameter für die Finite-Differenzen-Migration

Parameter	Einstellung
Trace Distance	4383
Tau-Step	25 ms
Max Dip	15 15°
Velocity	vel04

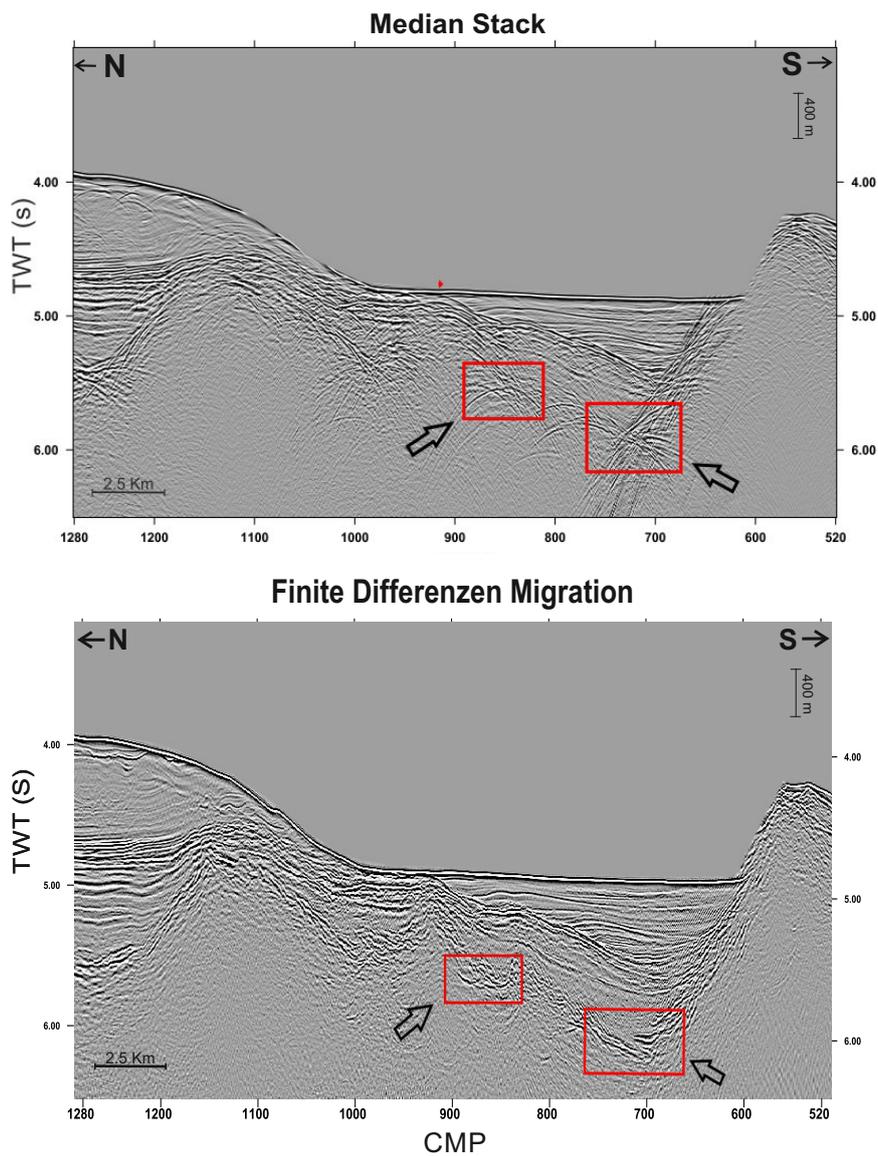


Abbildung 6.8: Vergleich zwischen dem Median Stack und der Finiten-Differenzen-Migration. Auf die Daten wurden bereits ein Mute angewendet (Siehe Abschnitt 6.8). VE 1:3

6.7.2 Omega-X-Migration

Die Omega-X-Migration basiert auf dem Prinzip der Finiten-Differenzen-Migration. Als weiteren Parameter kann bei diesem Migrationsmodul das Frequenzspektrum angegeben werden. Dieses erlaubt eine genauere Fokussierung der Migration auf das gewünschte Frequenzspektrum und sorgt dafür, dass nur die Frequenzen migriert werden, die im Bereich der Nutzfrequenz liegen. Durch die Angabe der Frequenz findet gleichzeitig eine Filterung des Datensatzes statt. Ein großer Vorteil besteht darin, dass die Rechenzeit verkürzt wird. Außerdem ist es hier möglich, einen maximalen Neigungswinkel von 65° aufzulösen. Bei der Finiten-Differenzen-Migration ist nur ein maximaler Neigungswinkel von 45° möglich.

Tabelle 6.3: Parameter für die Omega-X-Migration

Parameter	Einstellung
Trace Distance	4383
Tau-Step	25 ms
Trace Distance	4383
Min Frequency	20 Hz
Max Frequency	80 Hz
Velocity	vel04

6.7.3 Vergleich der Ergebnisse beiden Migrationsmethoden

Sowohl die Finite-Differenzen-Migration als auch die Omega-X-Migration liefern in den oberen Sedimentschichten bis fünf Sekunden gute bis sehr gute Ergebnisse. Damit beide Migrationen ähnliche Ausgangsbedingungen haben, wurde nach der Finite-Differenzen-Migration ein weiterer Bandpassfilter mit den gleichen Werten wie bei der Omega-X-Migration gelegt. Heraus kamen nahezu identische Ergebnisse. Sowohl die Finite-Differenzen-Migration als auch die Omega-X-Migration eignen sich für die weitere Interpretation der Daten.

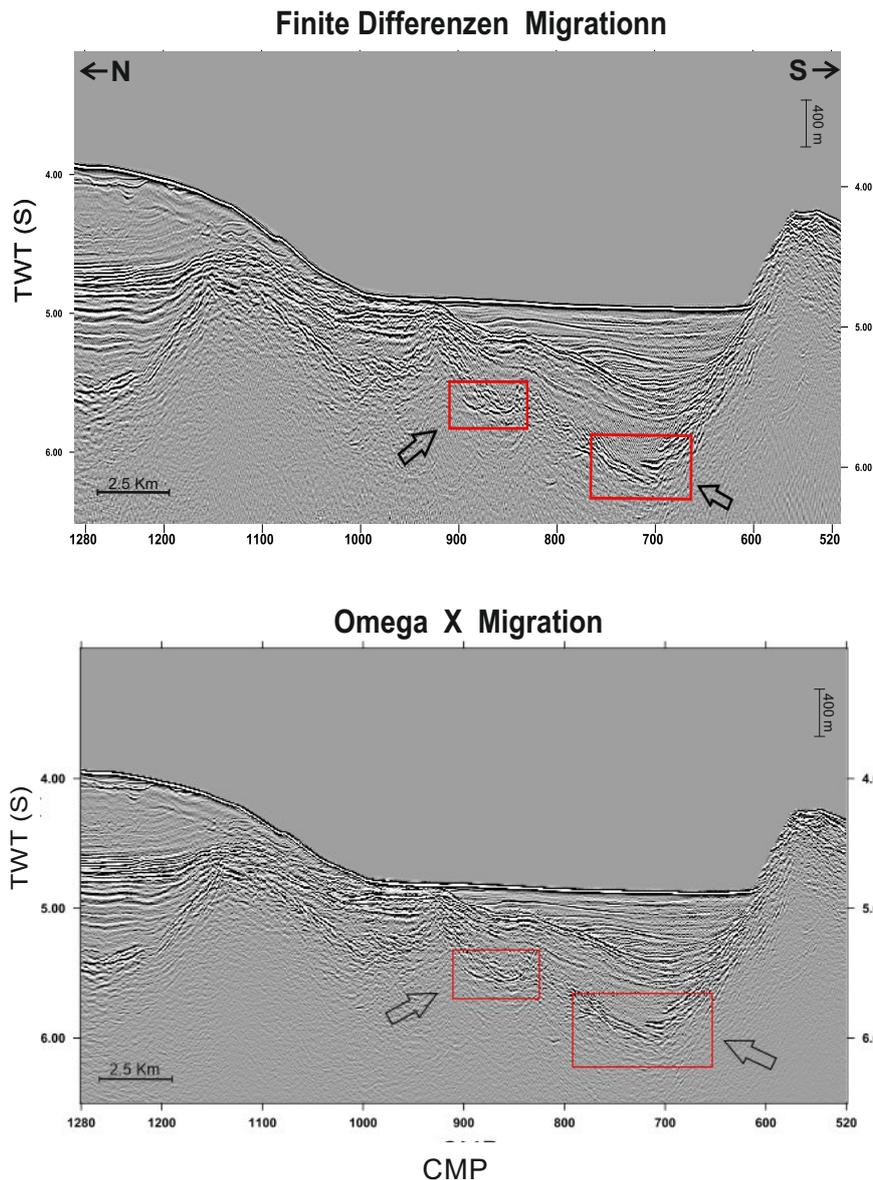


Abbildung 6.10: Vergleich zwischen der Finiten-Differenzen-Migration und der Omega-X-Migration. Auf die Daten wurden bereits ein Mute angewendet (Siehe Abschnitt 6.8). VE 1:3

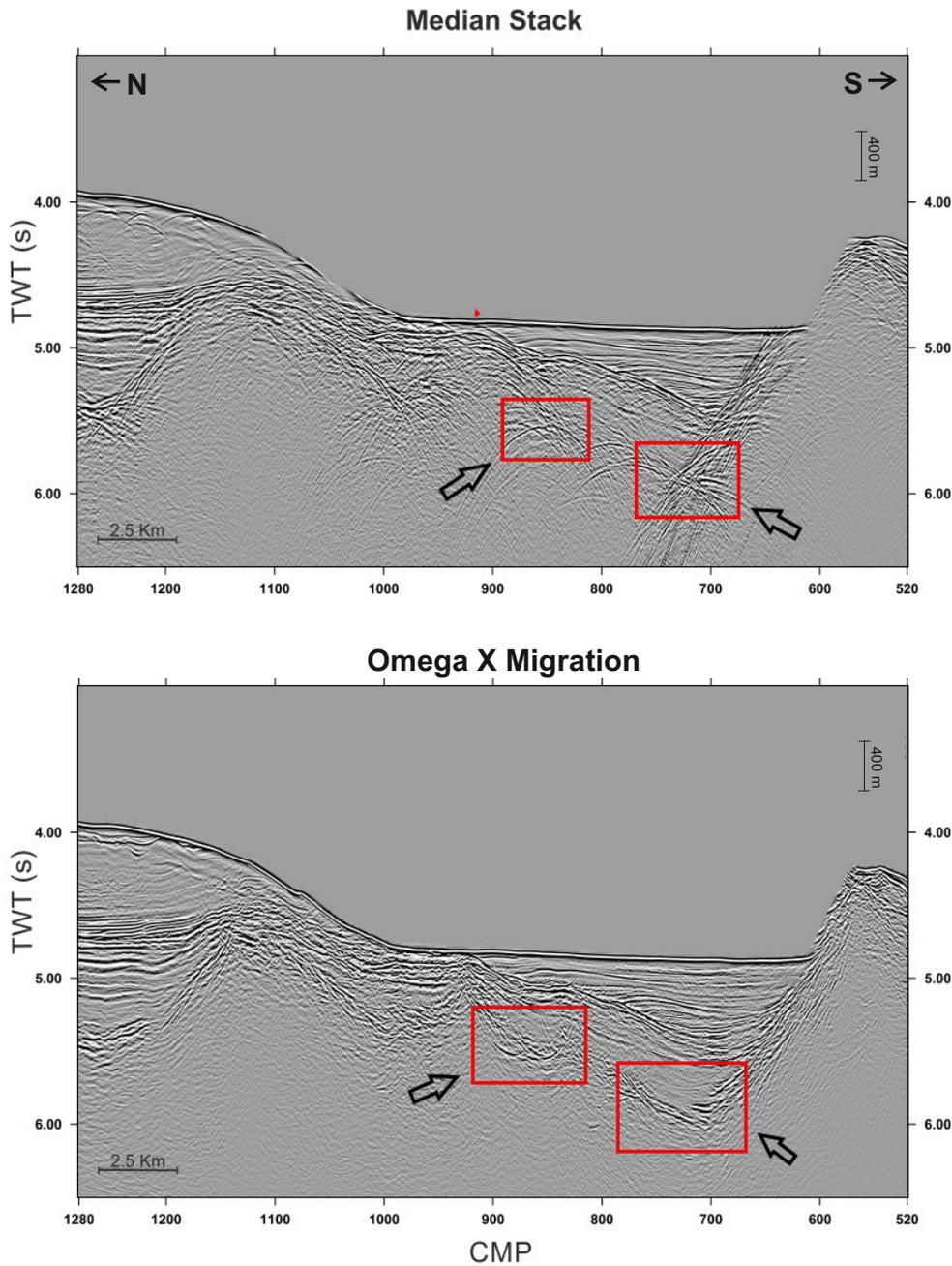


Abbildung 6.9: Vergleich zwischen dem Median Stack und der Omega X Migration. Auf die Daten wurden bereits ein Mute angewendet (Siehe Abschnitt 6.8) VE 1:3

6.8 Mute

Für die bessere Darstellung der Prozessingergebnisse wurde auf die Daten ein Mute angewandt. Die Mute-Funktion in Echos bietet die Möglichkeit, alle Amplituden die sich oberhalb des Meeresbodens befinden in der Darstellung zu löschen und auf Null zu setzen. Dazu musste im Echos-Programm entlang des Meeresbodens möglichst genau gepickt werden. Alles was sich oberhalb der gepickten Linie befindet, wird auf Null gesetzt. Mit dieser Funktion kann nicht nur Rauschen aus der Wassersäule eliminiert werden, sondern bietet auch die Möglichkeit, Diffraktionshyperbeln die am Meeresboden aufgrund eines möglicherweise fehlerhaften Geschwindigkeitsprofils während der Migration entstanden sind zu entfernen. Diese Funktion ist allein für die bessere Darstellung der Ergebnisse da und ersetzt nicht eine gute Geschwindigkeitsanalyse.

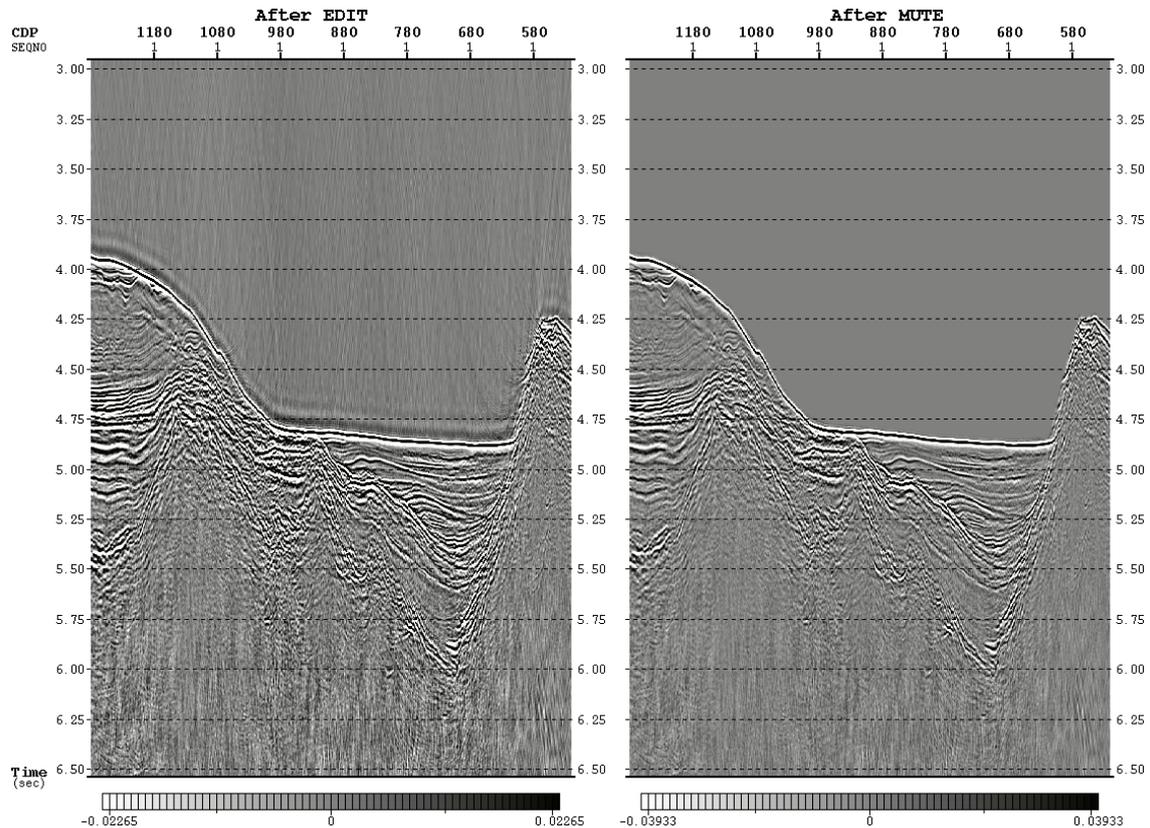


Abbildung 6.11: Omega-X-Migration vor und nach dem Muten.

Kapitel 7

Sedimentecholot Parasound

Für die weitere Auswertung des reflexionsseismischen Profils und Interpretation der Messergebnisse wurde das Sedimentecholot Parasound zur Unterstützung genommen. In der marinen Exploration werden Sedimentecholote zur akustischen Fernerkundung des Meeresbodens und junger Sedimentschichten genutzt. Mit Hilfe eines flächigen piezoelektrischen Schallwandlers wird ein nahezu monofrequentes Signal zwischen 3-6 Hz erzeugt. Bei herkömmlichen Systemen hat sich eine Frequenz von 3.5 Hz etabliert. Durch das niederfrequente Signal ist eine vertikale Sedimentaflösung der Reflektoren von unter einem Meter und eine Eindringung in das Sediment von bis zu 200 m Tiefe möglich (Völker, 1998).

Nach Völker (1998) ist die Abbildungseigenschaft verschiedener Echolotsysteme abgesehen von der Frequenz und Energie des weiteren von der Abstrahlcharakteristik abhängig. Die Geometrie der Ausbreitung des Signals in der Wassersäule wird bestimmt durch den Aufbau der Quelle. Das Signal breitet sich keulen- oder kegelförmig in der Wassersäule aus, wobei Form und Fläche der Quelle entscheidend für die Größe der Fläche des ankommenden Signals auf dem Meeresboden sind. Die Größe dieser Rückstreufäche bestimmt die laterale Auflösung im Sediment. Ziel ist es, diese Rückstreufäche so klein wie möglich zu halten. Je kleiner diese Fläche ist, desto höher ist die laterale und vertikale Auflösung.

7.1 Der parametrische Effekt

Beim Parasound wird die Messung der Wassertiefen durch ein eng abstrahlendes Echolot verknüpft. Hier bei Parasound tritt im Vergleich zu anderen Echolotsystemen eine Besonderheit in der Signalerzeugung auf. Diese beruht auf dem parametrischen Effekt zweier niederfrequenter Signale. Durch ein simultanes Aussenden von zwei niederfrequenten Signalen kann ein drittes Signal (Parametrisches Signal) erzeugt werden. Die Nutzfrequenz ergibt sich aus der Differenz der beiden ausgesendeten niederfrequenten Signalen. Ein Signal hat dabei eine Frequenz von 18 kHz und das zweite variiert in Schritten von 0.5 kHz zwischen 20.5-23.5 kHz. Das erzeugte Parametrische Nutzsinal variiert zwischen 2.5-5.5 kHz, wobei sich 4 kHz als Standard durchgesetzt hat, da diese das beste Verhältnis zwischen Sedimenteindringung und Auflösung der Sedimentstruktur bietet (Völker, 1998). Durch die Erzeugung eines parametrischen Signales kann nach Völker der Öffnungswinkel deutlich reduziert werden. Die Hauptenergie der Keule liegt bei einem Öffnungswinkel von 5°. Dadurch kann der Footprint auf dem Meeresboden von 36 Prozent der Wassersäule bei herkömmlichen 3.5 kHz Echoloten auf teils acht Prozent reduziert und das Signal stärker gebündelt werden. Ein großer Vorteil dieser Methode ist, dass der Anteil an Seitenechos hier deutlich geringer, die Anzahl der abgebildeten Reflektoren höher und die Signaleindringung größer ist als bei herkömmlichen Systemen (Völker, 1998).

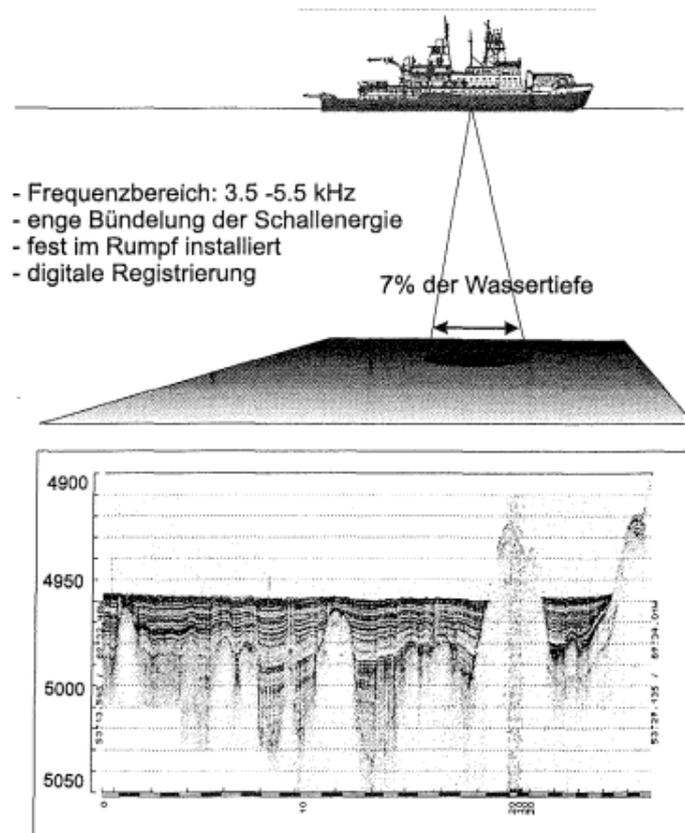


Abbildung 7.1: Funktionsweise des Parasounds-Echolot (Völker, 1998).

7.2 Verwendete Systeme an Bord

An Bord der FS Sonne 246 wurde ein permanent an Bord befestigtes Parasound-System verwendet. Bei der niederen Frequenz kann zwischen 18- und 23.5 kHz gewählt werden mit einem Öffnungswinkel von 4° . Die Nutzfrequenz beträgt 4 kHz. Genauere Details über das System stehen im Fahrtbericht (Gohl und Werner, 2016). Die Daten wurden in einem PS3-Format abgespeichert und für die Visualisierung in dem vom Hanno Keil programmierten Programm SeNT eingeladen. Mit Hilfe dieses Programmes lassen sich die Daten filtern und die Zweiwege-Laufzeiten unter der Annahme, dass die oberen Sedimente nahe der Schallgeschwindigkeit im Wasser sind, in eine Tiefe umrechnen.

Kapitel 8

Ergebnisbetrachtung

Im Rahmen der Messkampagne konnten im Bereich des Arbeitsgebietes gute Messergebnisse erzielt werden. Das Profil lässt sich grob in vier Sedimenteinheiten unterteilen (Abb. 8.1). Schicht A beginnt im unteren Schelfbereich ab CMP 3600 und setzt sich mit zunehmender Mächtigkeit im Verlauf weiter nach Süden fort. Die Sedimentmächtigkeiten variieren zwischen 95 ms TWT im nördlichen Teil des Profils bis 181 TWT im südlichen Teil. Ab CMP 1200 setzt sich die Schicht A nicht weiter nach Süden fort. Jedoch tritt sie vor und hinter dem Bereich eines Basementsrückens weiter als Beckenverfüllung auf. Charakteristisch für Schicht A sind horizontal auftretende starke Reflektoren, bei denen teilweise ein Onlapping auf Schicht B statt findet. Für eine genauere Betrachtung der Schicht, wurden Parasounddaten zur Hilfe genommen. Im zentralen Bereich des Profils konnten die Parasounddaten eine Sediment-Mächtigkeit von 80 m auflösen. Wie in der Reflexionsseismik, weisen auch die Parasound-Daten starke horizontale Reflektoren auf. Die starken horizontal angeordneten Reflektoren treten im Wechsel mit transparenten Lagen niedrigerer Amplitude auf, wobei im tieferen Bereich insgesamt die Mächtigkeit der Amplituden abnimmt. Grob könnte das Profil in zwei Sedimentpakete unterteilt werden. Das erste Sedimentpaket weist starke Amplituden mit wenigen transparenten Lagen auf. Das zweite Paket hingegen hat einen größeren Anteil an transparenten Lagen und weniger Lagen mit starken Amplituden. Es ist jedoch auch möglich, dass es sich nur um ein Paket handelt. Unterhalb des zweiten Paketes ist eine Fortführung der Wechsellagerung zu erahnen. Jedoch ist aufgrund der schwachen Amplitude keine Schichteinteilung möglich.

Die Schicht B beginnt im Vergleich zur Schicht A etwas weiter nördlich im Bereich des Schelfrandes und variiert stark in seiner Mächtigkeit. Wie bei der darüber liegenden Schicht nehmen die Mächtigkeiten vom Schelf zum Becken weiter zu, wobei es zwei Bereiche gibt, in denen die Schicht besonders mächtig ist. Dies betrifft den Bereich zwischen CMP 3200 und 2800, sowie den Bereichen zwischen 2000 und 1200. Wie bei Schicht A, endet auch die Schicht B ab CMP 1300 abrupt, und tritt erst ab CMP 100 wieder möglicherweise weiter südlich wieder auf. Jedoch kann nicht bestimmt werden, inwiefern die Schicht weiter außerhalb des Profils nach Süden verläuft. Die Mächtigkeiten variieren zwischen 485 und 228 ms TWT. Im Gegensatz zur darüber liegenden Schicht, sind die Reflektoren in Schicht B chaotisch, teilweise wellenförmig angeordnet. Dabei gibt es sowohl transparente Bereiche, die sich abwechseln mit teilweise wellenförmig angeordneten Reflektoren. Mit Hilfe des Parasound wurde versucht einen Bereich zu finden, in der auch die Schicht B noch aufgelöst ist. Dies erwies sich jedoch im gesamten Profil als sehr schwierig, da ein Großteil der Energie des Parasounds die erste Schicht nicht durchdrang. Eine mögliche Darstellung der Schicht B konnte nur im südlichsten Bereich des Profils bei CDP 100-66 im Bereich einer Erhebung gemacht werden. Die Schicht B zeigt zwei Bereiche großer Auffälligkeiten (Abb. 8.2). Zum einen betrifft dies den nördlichen

Teil des Profiles bei CMP 3900. Dieser Bereich ist durch eine starke Topographie gekennzeichnet und zeigt neben zahlreichen Erhebungen eine kleine Einbuchtung am Anfang der Sedimenteinheit im nördlichsten Bereich. Ein weitere Beobachtung kann im südlichsten Bereich des Profiles bei CMP 100-66 getätigt werden. In Kombination mit den Parasound-Daten konnte eine Sedimenterhebung der Schicht B festgestellt und dargestellt. Anhand der Parasound-Daten kann beobachtet werden, dass die internen Lagen der Schicht B im Bereich der Erhebung asymmetrisch laminiert sind.

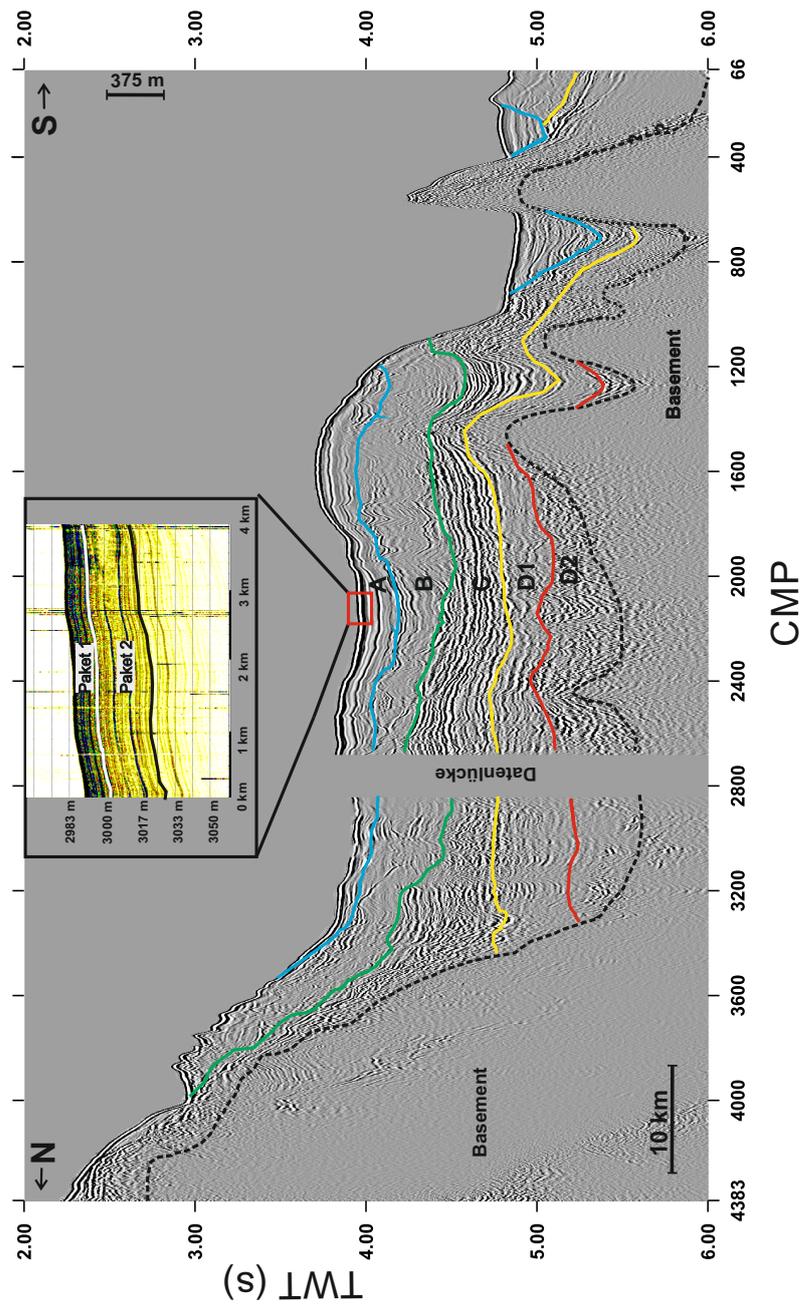


Abbildung 8.1: Seismisches Profil mit gepickten Sedimentschichten sowie ein Teilabschnitt von Schicht A, dargestellt mit Parasounddaten. Die gestrichelte Linie zeigt einen möglichen alternativen Verlauf des Basements. [VE 1:11]

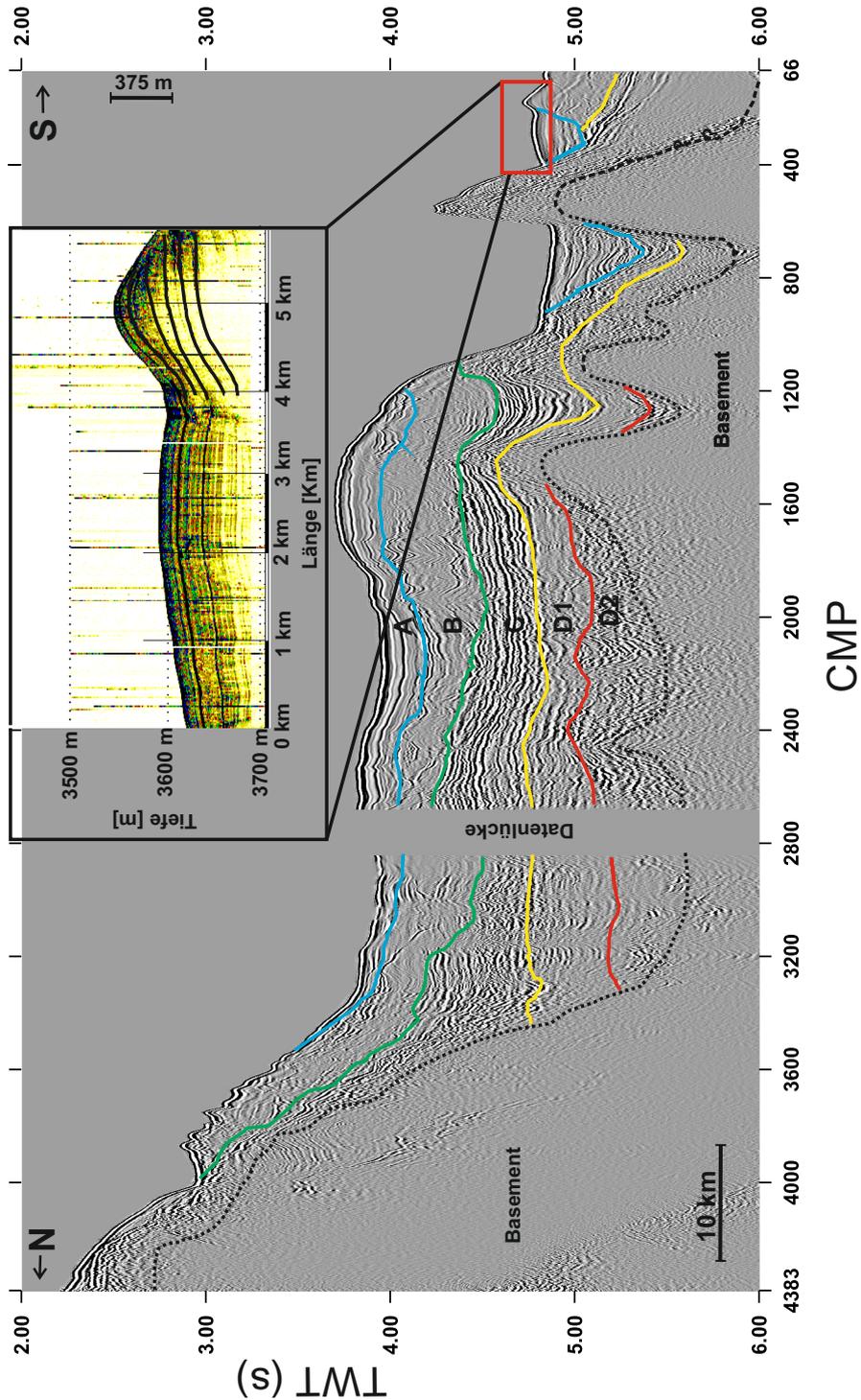


Abbildung 8.2: Seismisches Profil mit gepickten Sedimentschichten sowie ein Teilabschnitt von Schicht B, dargestellt mit Parasounddaten. Hierbei handelt es sich möglicherweise um eine Sedimentdrift. Die schwarzen Linien auf dem Parasound-Profil sollen die Asymmetrie der internen Lagen verdeutlichen).[VE 1:11]

Schicht C beginnt auf dem Schelf im nördlichen Bereich des Profiles und wird ab dem Schelfrand mehr und mehr von den Schichten A und B mit zunehmender Mächtigkeit in Richtung Süden überlagert. Möglicherweise ist die Schicht im

nördlichen Bereich bis an die Oberfläche aufgeschlossen. Die Mächtigkeiten variieren zwischen 485 und 246 ms TWT. Im Verlauf nach Süden nimmt die Mächtigkeit langsam ab und nimmt ab CMP 1300 deutlich an Mächtigkeit ab. Im weiteren Verlauf tritt sie überwiegend als Beckenfüllung zwischen Basementerhebungen auf. Ähnlich wie bei Schicht A, werden die Reflektoren horizontal mit starker Amplitude dargestellt. Die Schicht C wird im oberen Bereich erosiv von der Schicht B eingeschnitten. Im Bereich von CDP 3200 sind an der Schichtgrenze zu C erosional truncations zu erkennen. Dies setzt sich im weiteren Verlauf des Profils fort.

Die vierte Schicht D wurde in zwei Untereinheiten D_1 und D_2 unterteilt, da diese Bereiche sich teilweise schwer unterscheiden lassen. Die Schichtgrenze D_1 beginnt im unteren Bereich des Schelfrandes bei CMP 3300 und setzt sich bis zur ersten Basementerhebung bei CMP 1300 fort. Als Hauptindikator für die Abgrenzung von Schicht D_1 zu C dienen Beckenverfüllungen zwischen den Basements weiter im Süden des Profils, die eine deutlichere Unterteilung der Schichten vermuten lassen. Die Mächtigkeiten betragen im nördlichen Bereich unterhalb des Schelfrandes etwa 335 ms TWT und nimmt im Verlauf bis zur ersten Basementerhebung auf 251 TWT ab. Die Reflektoren sind teilweise horizontal mit hohen Amplituden und teilweise chaotisch angeordnet mit transparenten Bereichen dazwischen. Eine klare Abgrenzung zu der darüber liegenden Schicht ist im Becken teilweise schwer möglich. Ähnlich wie bei Schicht D_1 lässt sich auch Schicht D_2 nur im Bereich der Beckenverfüllung zwischen dem Basement bei CMP 1300 erahnen. Eine genauere Abgrenzung in anderen Bereichen des Profils ist ebenfalls nur schwer möglich. Im Gegensatz zu Schicht D_1 sind die Reflektoren noch chaotischer angeordnet und besitzen teilweise nur noch sehr schwache Amplituden. Die Mächtigkeiten variieren wie bei Schicht D_1 bei um die 335 ms TWT. Jedoch könnte sie auch noch deutlich mächtiger sein, da keine klare Abgrenzung zum Basement möglich ist. Unterhalb von Schicht D_{B2} befindet sich das Basement, welches starke topographische Variationen aufweist. Tendenziell könnte es sich um eine blockige Anordnung des Basements handeln. Störungszonen können in dem Datensatz nicht identifiziert, aber nicht vollkommen ausgeschlossen werden.

Kapitel 9

Diskussion

In Folge der Ergebnisbetrachtung werden im weiteren Verlauf des Berichtes die Ergebnisse der Messkampagne ausgewertet und die sedimentologische, ozeanographische und klimatologische Entwicklung des Arbeitsgebietes beschrieben.

9.1 Stratigraphische Einteilung der Sedimenteinheiten

Um eine Aussage treffen zu können, wie sich die Ablagerungs - und Strömungsbedingungen im Laufe der Zeit verändert haben, müssen die einzelnen lithologischen Einheiten stratigraphisch eingeordnet werden. Für die Erstellung eines Altersmodells des Arbeitsgebietes wurde auf stratigraphische Altersmodelle basierend auf dem Altersmodell von Uenzelmann et al. (2009) und Carter et al. (1994) zurückgegriffen und als Indikator für das Alter der Schichten im Arbeitsgebiet genommen.

Nach Carter et al. (1994) sind die Reflektoren im Bereich des Outher Trough der Schicht A teils parallel im unteren Bereich und teils wellenförmig im oberen Bereich des Profils laminiert. Hierbei handelt es sich um hemipelagische Sedimente, in denen teils schlammige Lagen eingebettet sind. Eine ähnliche Lage befindet sich auch in unserem Arbeitsgebiet. Anhand der gegebenen Informationen wurde die Schicht A im Messgebiet im ältesten Bereich auf das späte Miozän und der jüngste Bereich in das Holozän geschätzt.

Bei der Schicht B könnte anhand von ODP (Ocean Drilling Programm) Bohrlochmessungen von Lokation 1222, handelt es sich laut Uenzelmann et al. (2009) um durch Strömung aufgearbeitete gröbere hemipelagische und pelagische Sedimente handeln. Die Schicht wurde im ältesten Bereich auf das frühe Miozän, möglicherweise sogar schon auf das Oligozän geschätzt und der jüngste Bereich auf das späte Miozän eingestuft.

Schicht C weist starke horizontale Reflektoren auf. Nach Uenzelmann et al. (2009) fanden während des Eozän bis ins Paläozän transgressive Bedingungen statt. Aufgrund dessen gab es im Bereich des ODP 1222 einen Eintrag von Kohle aus der Küstenebene und marinen Sandstein- und Siltsteinschiefer, Mergel und biipelagische Kalke. Möglicherweise befand sich zu der Zeit auch das Arbeitsgebiet im Einfluss terrigener bzw. küstennaher Ablagerungsbedingungen, sodass ähnliche Sedimente abgelagert wurden wie im Bereich des ODP 1222. Stratigraphisch wird die Schicht C zwischen dem mittleren Eozän und dem frühen Eozän geschätzt.

Bei der Schicht D₁ wird wegen der Messungen von Uenzelmann et al. (2009) vermutet, dass diese zwischen dem Eozän und den Paläozän abgelagert wurden. Dies wurde im Wesentlichen durch ähnliche Anordnung der Reflektoren vermutet.

Schicht D₂ entstand nach Uenzelmann et al. (2009) während der Riftingphase, nachdem langsam die Trennung von Australien und der Antarktis stattfand. Dabei wurde Überwiegend terrigenes Material abgelagert. Das Alter des Sediments wird zwischen der Oberkreide und dem mittleren Paläozän eingestuft. Ähnliche Bedingungen werden auch für das Arbeitsgebiet erwartet. Im der folgenden Tabelle wurden die einzelnen Parameter sowie deren mögliche zeitliche Einordnung dargestellt.

Tabelle 9.1: Lithostratigraphisches Altersmodell im Bereich des Arbeitsgebietes

Alter [Ma]	Reflektor Einheit	Min/Max Dicke der Einheit (ms TWT)	Reflektor Charakteristika
0-2,2	Schicht A	181-95	Starke laminare Reflektoren. Teils Wellenförmig. Onlapp zu Schicht B.
2,2-28,5	Schicht B	408-228	Chaotische teils wellenförmige angeordnete Reflektoren.
33,7-49,5	Schicht C	485-246	Starke horizontale Reflektoren.
49,5-60	Schicht D ₁	335-251	Teils horizontale und teils chaotische Anordnung von Reflektoren.
60-80	Schicht D ₂	522-458	Nur wenige Reflektoren noch vorhanden. Keine Laminierung erkennbar.

9.2 Sedimenttransport und Bodenströmungen

Nach Uenzelmann et al. (2009) beschreibt das ENZOSS-Modell (Eastern New Zealand Oceanic Sedimentary System), entwickelt von Carter et al. (1994), den Sedimenttransport und die Erosion am südlichen und östlichen Rand von Neuseeland. Das Modell schließt klimatologische, geologische und ozeanographische Einflüsse mit ein. Der Beginn des Modells ist definiert durch die Öffnung der Drake-Passage vor 33,7 Ma seit dem Oligozän. Zu diesem Zeitpunkt wurde das erste mal der gesicherte Einfluss des DWBC und des ACC in der ENZOSS-Region anhand von Sedimentdrifts festgestellt. Vor der Öffnung der Drake-Passage sind nur wenige Überlieferungen von Strömungsbedingungen vorhanden und eine genaue Aussage ist sehr schwierig.

9.2.1 Sedimenttransport und Bodenströmungen vor 80-28.5 Millionen Jahren

Aus dieser Zeit gibt es nur wenige Überlieferungen über den Sedimenttransport und die Bodenströmungsbedingungen. Anhand der seismischen Daten sind zu für diesen Zeitraum im Arbeitsgebiet keine Countourite überliefert, die auf Bodenströmungen hinweisen könnten. Nach Uenzelmann et al. (2009) konnten jedoch im Bereich des Outer Trough Contourite festgestellt werden, die auf das Paläozoikums datiert wurden. Nach Uenzelmann et al. (2009) begann das Klima sich seit der Spätkreide bis Anfang des Paläozoikums mehr und mehr abzukühlen. Die Abkühlung in Kombination mit der Trennung von Zealandia und der Antarktis führte dazu, dass sich eine Bodenströmung ausbilden konnte und so erstmalig im Bereich des Bounty Trough Countourite bildeten. Ab dem Eozän kam es nach Uenzelmann et al. (2009) zur Vereisung der Antarktis. Durch die Gletscherbildung auf dem neuseeländischen Festland kam es zu einem hohen Eintrag an terrigenen Sedimenten. Diese lassen sich anhand die der starken Reflektoren auch in Korrelation mit den Ergebnissen von Uenzelmann et al. (2009) im Arbeitsgebiet feststellen. In tieferen Bereichen des Bounty Trough kam es zu einer Aufarbeitung früherer gebildeter Driftkörper, was auf eine Intensivierung der Bodenströmung schließen lässt. Abb. 9.1 zeigt eine Modellierung der Strömungsbedingungen des Proto DWBC während der Zeit des späten Paläozoikums bis frühe Eozän.

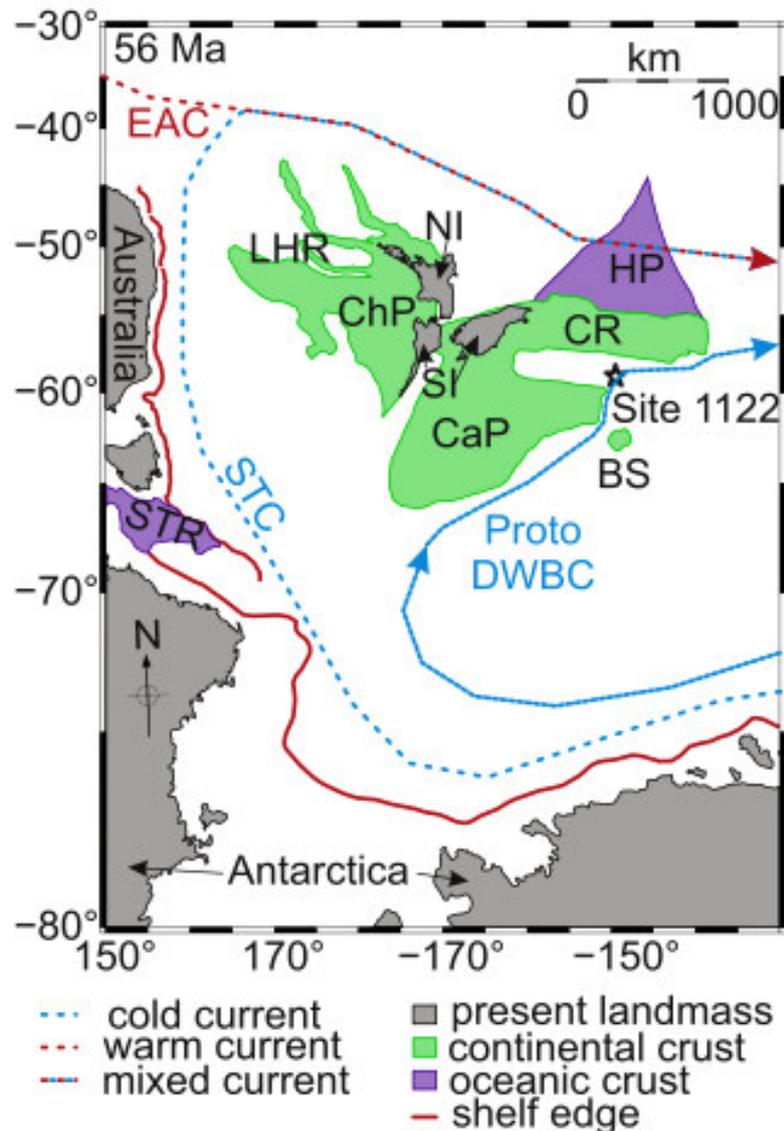


Abbildung 9.1: Plattentektonische Rekonstruktion des neuseeländischen Mikrokontinents vor 56 Ma. Im roten Rechteck befindet sich das Arbeitsgebiet mit dem Profil 20160002. Abkürzungen: BS = Bollons Seamount, CaP = Campbell Plateau, ChP = Challenger Plateau, CR = Chatham Rise, DWBC = Deep Western Boundary Current, EAC = East Australian Current, HP = Hikurangi Plateau, LHR = Lord Howe Rise, NI = North Island, SI = South Island, STC = South Tasmanian Current, STR = South Tasmanian Rise. (Uenzelmann et al., 2009)

Eine ausgeprägte Änderung des Strömungsregims wurde langsam eingeleitet, durch die Öffnung der Drake Passage vor 33,7 Millionen Jahren. Nach Uenzelmann et al. (2009) wurden im Bereich des Bounty Trough zahlreiche Driftkörper kartiert, die mit der Öffnung in Verbindung gebracht werden. Durch die Einbindung des ACC entstanden im weiteren Verlauf im gesamten ENZOSS-Gebiet stark erosive Bedingungen. Durch die starke Meeresströmung konnten sich im Oligozän keine Sedimente ablagern bzw. wurden teilweise erodiert. Daraus folgt eine große Schichtlücke zu dieser Zeit.

9.2.2 Sedimenttransport und Bodenströmungen vor 28,5-2,2 Millionen Jahre

In Folge der Öffnung der Drake-Passage, fanden in dem Arbeitsgebiet seit dem frühen Miozän starke Sedimentbewegungen statt. Zwischen dem Miozän und dem Pliozän gab es im Bereich des Schelfrandes (CMP 3600-1300) vermutlich zahlreiche Hangrutschungen. Die Sedimente in dem Bereich weisen eine chaotische Lagerung auf. Aufgrund der Wellenförmig angeordneten Reflektoren ist anzunehmen, dass die sich wiederholenden Hangrutschungen durch Strömungen aufgearbeitet wurden. Die aufgearbeiteten Sedimente der Hangrutschung schneiden sich erosiv in die darunter liegende Schicht ein, wobei dies vermuten lässt, dass große Teile der darunter liegenden Schicht erodiert wurden. Ein weiterer Bereich starker Sedimentbewegungen findet sich zwischen CMP 900-66 entlang eines Basementrückens statt. Die Abb 9.2 zeigt eine bathymetrische Karte des Profils mit dem Basementrückens. Hierbei kam es infolge strömungsbedingter Erosion zur Grabenbildung, die sowohl südlich als auch nördlich des Basementrückens auftreten (S1+S2). Dabei folgt dem südlichen Graben eine Erhöhung mit asymmetrisch laminierten Reflektoren.

Dieser Wechsel zwischen einer Grabenbildung und einer Hügelbildung sind typisch für Countour-parallele Strömungen. Aufgrund der topographischen Beeinflussung des Basementrückens und der Form der Drift, wurde diese als "Patch-Drift" identifiziert. Der Basementrückens führt zu einer Kanalisation der Strömung, die zur Folge hatte, dass hohe Strömungsgeschwindigkeiten erreicht wurden. Die Strömung verläuft von West nach Ost.

Nach Uenzelmann et al. (2009) änderte sich das Klima im Oligozän und führte zu Beginn des Miozän zu wärmeren Bedingungen, die zu einer Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit des ACC und DWBC führten. Erst im weiteren Verlauf des Miozäns führte eine abermalige Abkühlung zu einer Verstärkung der Bodenströmung. Hierbei wurde eine Wechselwirkung des ACC mit dem DWBC festgestellt die postuliert, dass eine Zunahme des ACC auch zu einer Verstärkung des DWBC führt. Im weiteren Verlauf des Miozän sorgte eine weitere Verstärkung des ACC und DWBC dafür, dass Teile des Sediments erodiert wurden. Daraus resultiert nach Uenzelmann et al. (2009) eine Schichtlücke im späten Miozän zwischen 5-10 Ma Jahren. Weitere Ablagerungen finden erst ab dem späten Miozän statt. Diese Schichtlücke ist jedoch in den gemessenen Daten nicht erkennbar. So sind die Klimaveränderungen seit dem Miozän bis ins Pliozän in den Daten nicht aufgelöst. Möglicherweise resultiert die schlechtere Auflösung aus den sich wiederholenden Hangrutschungen, die zu einer Durchmischung der einzelnen Sedimentlagen führte. Im südlichen Bereich des Profils ist der Einfluss der Hangrutschungen nicht mehr vorhanden. Möglicherweise gab es aber in diesem Bereich so starke Strömungen, dass große Teile der Schicht B erodiert wurden. So lässt sich Vermuten, dass in dem Arbeitsgebiet zwei unterschiedliche dichtegesteuerte Strömungsregime vorherrschten. Ein Strömungsregime entlang des Schelfrandes mit niedrigerer Salinität im zentralen Bereich des Profils und ein Strömungsregime im südlichen Bereich des Profils mit höherer Salinität mit deutlich höheren Strömungsgeschwindigkeiten.

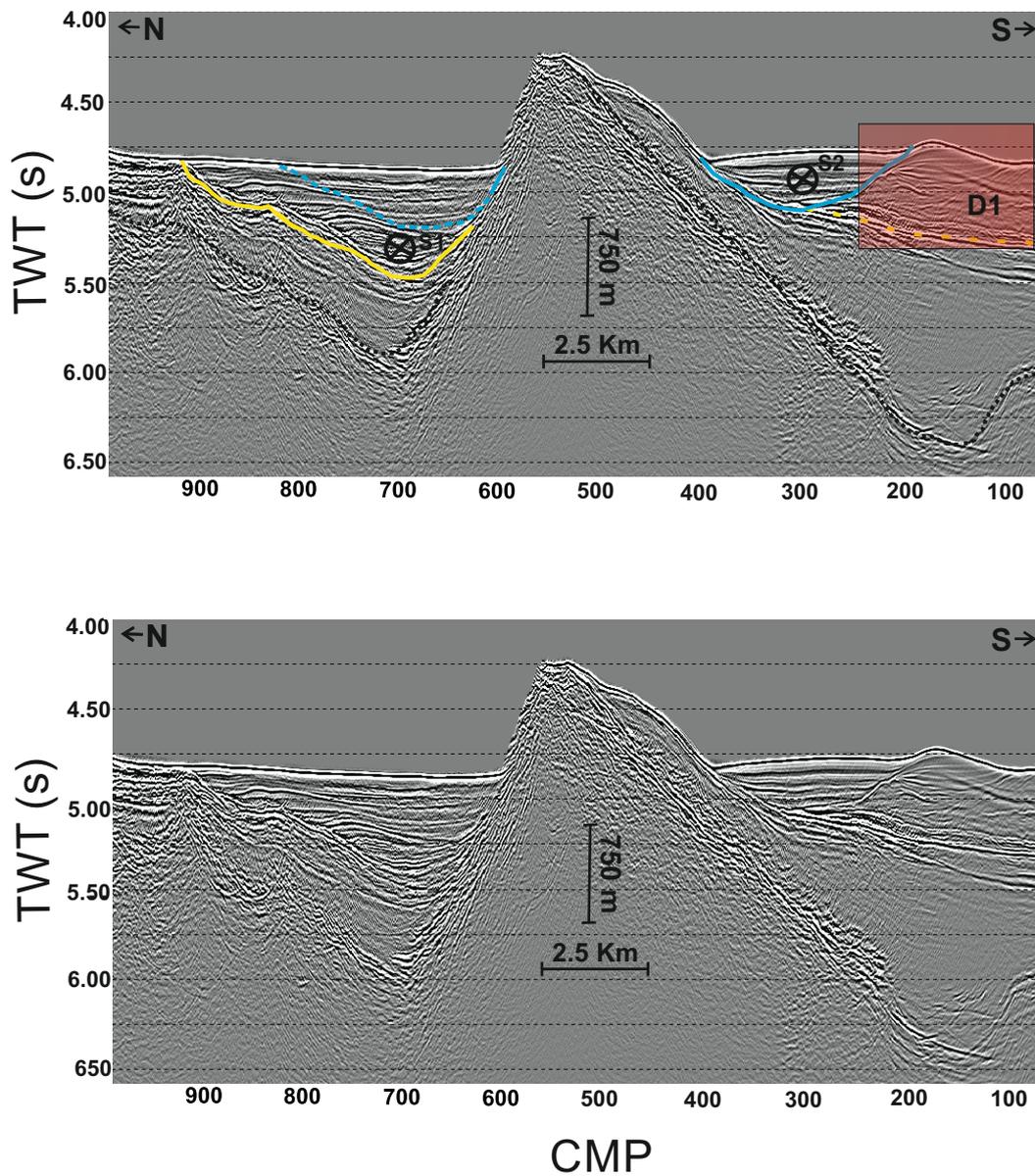


Abbildung 9.3: Driftsedimente im Bereich eines Baserückens. S1 und S2 geben Grabenstrukturen wieder, die infolge von countour-parallelen Strömungen entstanden. Im rot markierten Bereich D1 befindet sich ein asymmetrischer Sedimenthügel (der in Kombination mit den Grabenstrukturen als Patch-Drift identifiziert wurde). [VE 1:3]

9.2.3 Sedimenttransport und Bodenströmungen vor 2,2-0 Ma Jahren

Seit dem Pliozän sind keine strömungsbedingten Driftkörper mehr in den Daten sichtbar. Die Ablagerungen sind jedoch weiterhin durch Strömungen geprägt. Dabei kommt es zu Sedimentation von überwiegend hemipelagischen Sedimenten mit geringem Eintrag an terrigenem Material (Uenzelmann et al., 2009). Anzeichen für eine strömungsbedingte Beeinflussung durch den ACC und DWBC sind, dass der Meeresboden womöglich durch die Strömung konsolidiert wurde. Eine Annahme dafür liefern die Parasound-Daten, die trotz hemipelagischer feinsandiger Ablagerungen nur in geringe Tiefen bis maximal 80 m eindringen konnten weitere Anzeichen für eine Strömungsbedingte Ablagerung sind nach Uenzelmann et al. (2009) die planaren Laminationen, die eine scharfe Abgrenzung voneinander aufweisen. Dies kann ein Anzeichen dafür sein, dass höhere Strömungsgeschwindigkeiten in dem Arbeitsgebiet vorherrschen, bei der nur eine geringe Sedimentationsrate vorliegt. Gegen eine höhere Strömungsgeschwindigkeit könnte die gleichmäßige Ablagerung des Sediments sprechen. Würde eine höhere Strömungsgeschwindigkeit vorherrschen, so würde man unregelmäßige Ablagerungen mit Grabenbildung entlang des Schelfrandes sowie des Baserückens vermuten. Tendenziell würde man allerdings eine höhere Strömungsgeschwindigkeit im dem Arbeitsgebiet vermuten. Um genauere Aussagen darüber zu treffen, müssten Bohrkerne aus dem Arbeitsgebiet entnommen werden, die eine genauere Analyse der Sedimente und deren Beschaffenheit erlaubt.

9.2.4 Entwicklung der Meeresströmungen seit der Öffnung der Drake Passage

Die folgende Abbildung beschreibt nach Carter et al. (2004) die Entwicklung der Meeresströmung sowie die Lage der Arctic Polar Front seit dem Oligozän.

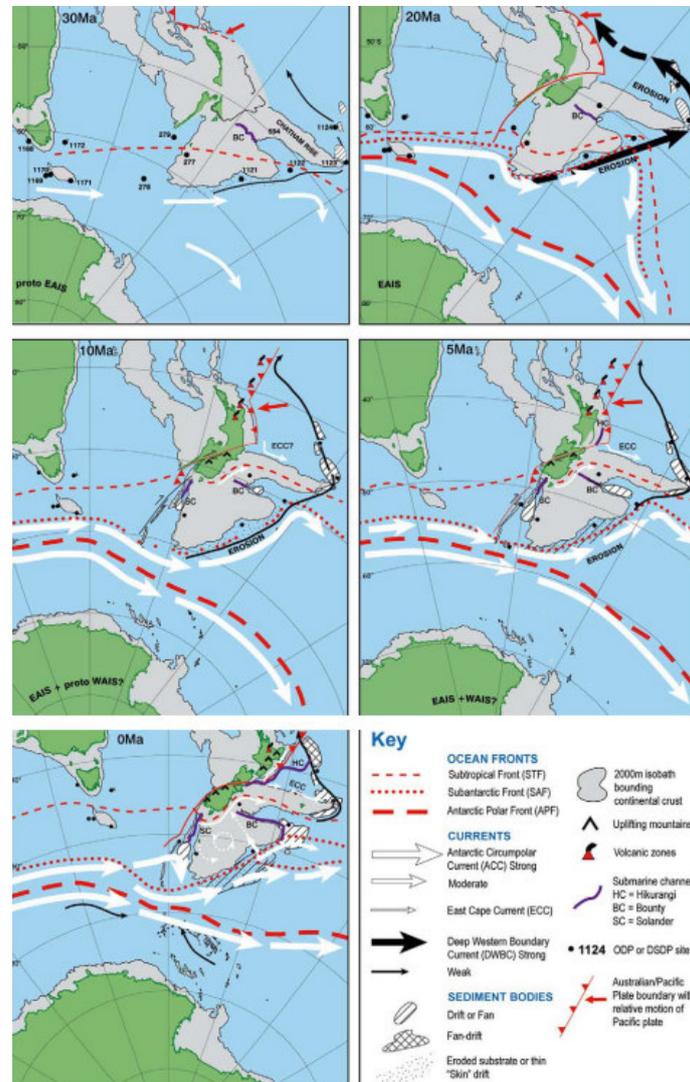


Abbildung 9.4: Verlauf der Entwicklung der Meeresströmungen im Bereich des Arbeitsgebietes seit der Öffnung der Drake-Passage ab dem Oligozän. Anhand der Messergebnisse konnte die Einschätzung von Carter et al. (2004) zu Verlauf und Intensität im Bereich des Arbeitsgebietes bestätigt werden.

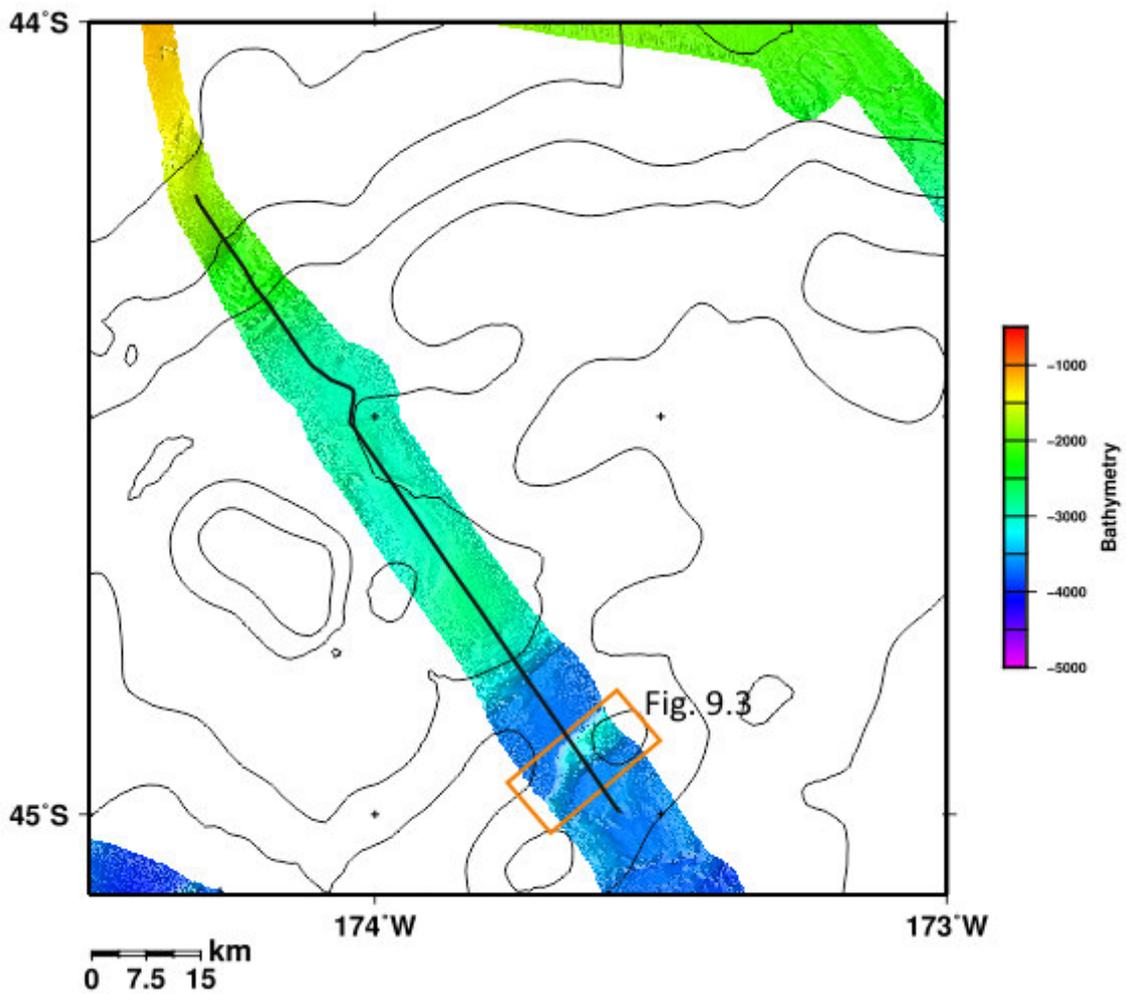


Abbildung 9.2: Bathemetrise Karte des Profils. Die Daten wurden aufgenommen mit einem permanent installierten Multibeam Echosounder (Simrad EM122).

9.3 Schlussfolgerung

Mit Hilfe des reflexionsseismischen Datensatzes ist möglich gewesen, die Sedimente bis zur Spätkreide zu rekonstruieren. Dabei wurde das Profil 20160002 in vier lithostratigraphische Einheiten unterteilt. Da in dem Arbeitsgebiet keine Bohrkerne entnommen wurden, wurde auf die Altermodelle von Uenzelmann et al. (2009), Carter et al. (2004) und Carter et al. (1994) zurückgegriffen und versucht deren stratigraphisches Modell der Schichten mit den Schichten im Arbeitsgebiet zu korrelieren. Durch die Erstellung eines indirekten Altersmodells ist es möglich gewesen anhand der Anordnung der Reflektoren sowie des Aufbaus der Schichten zu bestimmen, wie das Strömungsregime möglicherweise zu einer bestimmten Zeit gewesen ist und wie intensiv dieses war. Daraus kann eine Ableitung auf frühere klimatische Bedingungen getroffen werden.

Anhand der Daten konnten bis ins Oligozän keine strömungsbedingten Ablagerungen festgestellt werden. Jedoch konnten durch Uenzelmann et al. (2009) Contourite im Outer Trough im Paläozoikum nachgewiesen werden. Diese wurden als Anzeichen für einen Proto DWBC gewertet und stehen in Verbindung mit dem Rifting zwischen Zealandia und der Antarktis. Die Verstärkung des Proto DWBC seit dem Paläozoikum bis ins Eozän steht in Verbindung mit einer Abkühlung der südlichen Hemisphäre ab der Spätkreide, welche im späten Eozän ihr Maximum fand und zu einer Vereisung der Antarktis und zur Gletscherbildung auf Neuseeland führte. Die Gletscherbildung zeigt sich im Arbeitsgebiet womöglich durch einen hohen Eintrag an terrigenen Sedimenten. Ein deutlicher Wechsel der Strömungsbedingungen wurden eingeleitet durch die Öffnung der Drake-Passage.

Mit der Öffnung der Drake-Passage gewann der ACC Einfluss auf das ENZOSS-Gebiet. Der ACC steht in Verbindung einen starken Einfluss auf dem DWBC zu haben, welcher sensibel auf Veränderungen des ACC reagiert. Durch die Öffnung der Passage sowie einer starken Produktion von Bodenströmung durch den hohen Eisanteil in der Antarktis gab es im gesamten ENZOSS-Gebiet stark erosive Bedingungen. Diese lassen sich deutlich in den eigenen Messdaten erkennen. Es wird vermutet, dass große Teile des Oligogen erodiert wurden und im Profil nicht aufgelöst wurden. In Folge einer Erwärmung wurden im Verlauf der Miozäns im Arbeitsgebiet Sedimente abgelagert, welche jedoch strömungsgeprägt waren. Hinzu kam es vermutlich zu einer Reihe von Hangrutschungen die durch die Strömung aufgearbeitet wurden. Im südlichen Bereich des Profils ist der Einfluss des DWBC durch eine Patch Drift sichtbar, welche sich topographisch bedingt durch die Kanalisation von Bodenströmung im Bereich eines Basementrückens gebildet hat. Eine scharfe Abgrenzung des vorderen Bereichs der Hangrutschung zum Basementrückens (ab CMP 1300) lässt vermuten, dass die Strömungsgeschwindigkeiten im südlichen Bereich des Profils höher sind als im zentralen Bereich des Profils. Dies resultiert möglicherweise aus Dichteunterschieden des Wassers in der Wassersäule, sodass im südlicheren tieferen Bereich eine Bodenströmung mit höherer und im zentralen Bereich eine Bodenströmung mit niedrigerer Salinität eingestellt hat. Seit dem mittleren bis frühen Miozän kam es infolge einer erneuten Abkühlung nach Uenzelmann et al. (2009) zu stark erosiven Bedingungen zwischen 10-5 Ma. In den Daten ist dies jedoch nicht sichtbar. Möglicherweise hatten die Hangrutschungen Einflüsse auf die Struk-

tur der Sedimente, sodass eine genauere Abgrenzung kleinskaliger Veränderungen der Bodenströmung nicht sichtbar sind. Ab dem Pliozän änderte sich die Folge der Ablagerung. Dabei treten überwiegend planare Reflektoren auf, die stark voneinander abgegrenzt sind. Anzeichen für eine Konsolidierung des Meeresbodens finden sich aufgrund der geringen Eindringtiefe der Parasound-Daten. Dies lässt vermuten, dass die Ablagerungen nach wie vor von starken Bodenströmungen beeinflusst werden.

Anhand der Messergebnisse konnte gezeigt werden, dass Verlauf, Intensität der Meeresströmungen sowie klimatische Entwicklung, die durch Carter et al. (2004) und Uenzelmann et al. (2009) beschrieben wurden im Arbeitsgebiet größtenteils sichtbar sind (9.4). Es zeigte sich jedoch, dass kleinskalige Variation der Intensität der Meerströmungen in dem Arbeitsgebiet nicht erfasst werden konnten. Mit großer Wahrscheinlichkeit kann die Arbeit bestätigen, dass sich das Profil 20160002 im Einflussbereich des DWBC befindet

Kapitel 10

Danksagung

Hiermit möchte ich mich herzlich bei allen Personen bedanken, die mich bei der Erstellung der Bachelorarbeit mit Rat und Beistand unterstützt haben.

Ganz besonders bedanke ich bei meinem Erstbetreuer PD Dr. Karsten Gohl, der mir den Datensatz der FS Sonne 246 Expedition zur Auswertung zur Verfügung gestellt hat. Ohne seine engagierte Unterstützung wäre meine Bachelorarbeit nicht möglich gewesen.

Prof. Dr. Wilfried Jokat danke ich für seine Bereitschaft als Zweitbetreuer zu fungieren, sowie die bereitwillige Beantwortung meiner Fragen

Dr. Estella Weigelt danke ich für die Unterstützung während der Anfertigung meiner Arbeit und für die zahlreichen Hinweise und Tipps im Umgang mit dem Programm “Echos“

Florian Riefstahl möchte ich für die tolle Unterstützung bei der Erstellung der GMT-Karten, sowie die Bearbeitung der Parasound-Daten danken

Dr. Catalina Gebhardt danke ich für die geduldige Unterstützung bei der Erstellung der Parasound-Profile danken

Insgesamt möchte ich mich bei der gesamten Arbeitsgruppe für eine tolle Zeit während der Bachelorarbeit bedanken

Rashpal Singh möchte ich für die Begutachtung meiner Arbeit, für die Unterstützung in Umgang mit LaTeX und für die moralische Unterstützung danken

Dr. Daniel Jung gebührt mein Dank für die gewissenhafte Durchsicht meiner Arbeit und wertvollen Korrekturhinweisen.

Ich möchte mich des Weiteren bei meiner Familie und meinen Freunden für die seelische Unterstützung bedanken

—

Literaturverzeichnis

- Ashcoft, W. (2011). *Guide to Seismic Reflection*. Wiley-Blackwell.
- Carter, L., Carter, R., und McCave, I. (2004). Evolution of the sedimentary system beneath the deep pacific inflow of eastern new zealand. *Elsvier*.
- Carter, R., Carter, L., und Davy, B. (1994). Seismic stratigraphie of the bounty trough, soutwest pazific ozean. *Mar.Geol. 11*, pages 77–93.
- Davy, B., Hoernle, K., und Werner, R. (2008). Hikurangi plateau : crustal structure, rifted formation, and gondwana subduction history. *Geochemistry Geophysics Geosystems*.
- Davy, B. S., Barker, V., D.H.N., und Yu, J. (2012). Subsurface structure of the canterbury region interpreted from gravity and aeromagnetic data. new zealand. *Journal of Geology and Geophysics*.
- Elias, S., editor (2006). *Thermohaline Zirkulation*. Elsevier.
- Gohl, K. und Werner, R. (2016). *The Expedition S0246 of Research Vessel Sonne to the Chatham Rise in 2016*. Bornemann, H.
- Hatton, L., Worthington, M. H., und Makin, J. (1986). *Seismic Data Processing*. Blackwell Scientific.
- Horn, M. und Uenzelmann, G. (2015). The deep western boundary current at the bounty trough, east of new zealand: Indications for its activity already before the opening of the tasmanian gateway. *Elsevier*.
- Horn, M. und Uenzelmann, G. (2016). The spatial extent of the deep western boundary current into the bounty trough: new evidence from parasound sub-bottom profiling. *Springer*.
- Hübscher, C. und Gohl, K. (2014). Reflection/refraction seismology.
- Kearey, P., Brooks, M., und Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd.
- McQuillun, R., Bacon, M., und Barclay, W. (1984). *An Introduction to seismic interpretation*. Gulf Publishing Company.
- Press, F. und Siever, R. (2011). *Allgemeine Geologie*. Spektrum, Akademischer Verlag, 5. Edition.
- Rahmsdorf (2006). *Thermohaline Ocean Circulation*. Encyclopedia of Quaternary Sciences.
- Rebesco, M., Hernandez-Molina, F., Van Rooij, D., und Wahlin, A. (2013). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Elsvier*.

Uenzelmann, G., Grobys, J., Gohl, K., und Barker, D. (2009). Neogene sesedime structure in bounty trough, easter new zealand: Influence of magmatic and oceanic current activity. *Geological Society of America Bulletin*.

Völker, D. (1998). Untersuchungen an strömungsbeeinflussten sedimentationsmuster im südozean. interpretation sedimentechographischer daten und numerische modellierung.

Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis*. Society of Exploration Geophysicists.

Zhou, H. (2014). *Paractical Seismic Data Analysis*. Cambridge University Press, New York.

www.pubs.usgs.gov/gip/dynamic/historical.html (Zugriff 15.09.2016)

www.bgr.bund.de/DE/Themen/GG_Geophysik/Methoden/Seismische_Verfahren
(Zugriff 15.09.2016)

www.cnlopb.ca/pdfs/mkiseislab/mki_app_b.pdf (Zugriff 15.09.2016)

http://walrus.wr.usgs.gov/earthquakes/cencal/cmp_methods.html
(Zugriff 15.09.2016)

www.cnlopb.ca/pdfs/mkiseislab/mki_app_b.pdf (Zugriff 15.09.2016)

www.ogp.org.uk/pubs/448.pdf (Zugriff 15.09.2016)

Anhang

A1 Prozessing-Parameter des Profils 20160002

Im Rahmen dieser Arbeit wurden ein seismische Profil prozessiert. Die einzelnen Schritte des seismischen Prozessings wurden an dem Profil 20160002 beschrieben. Im Folgenden werden die gewählten Parameter zusammenfassend dargestellt.

Tabelle A1: Parameter des Bandpassfilters.

Parameter	Einstellung
High Truncation	10
High Cut	20
Low Cut	80
Low Truncation	100

Tabelle A2: Parameter für die Finite-Differenzen-Migration

Parameter	Einstellung
Trace Distance	4383
Tau-Step	25 ms
Max Dip	15 15°
Velocity	vel04

Tabelle A3: Parameter für die Omega-X-Migration

Parameter	Einstellung
Trace Distance	4383
Tau-Step	25 ms
Trace Distance	4383
Min Frequency	20 ms
Max Frequency	80 15°
Velocity	vel04

A2 Lithostratigraphisches Altersmodell

Tabelle A4: Lithostratigraphisches Altersmodell im Bereich des Arbeitsgebietes

Alter [Ma]	Reflektor Einheit	Min/Max Dicke der Einheit (ms TWT)	Reflektor Charakteristika
0-2,2	Schicht A	181-95	Starke laminare Reflektoren. Teils Wellenförmig. Onlapp zu Schicht B.
2,2-28,5	Schicht B	408-228	Chaotische teils wellenförmige angeordnete Reflektoren.
33,7-49,5	Schicht C	485-246	Starke horizontale Reflektoren.
49,5-60	Schicht D ₁	335-251	Teils horizontale und teils chaotische Anordnung von Reflektoren.
60-80	Schicht D ₂	522-458	Nur wenige Reflektoren noch vorhanden. Keine Laminierung erkennbar.

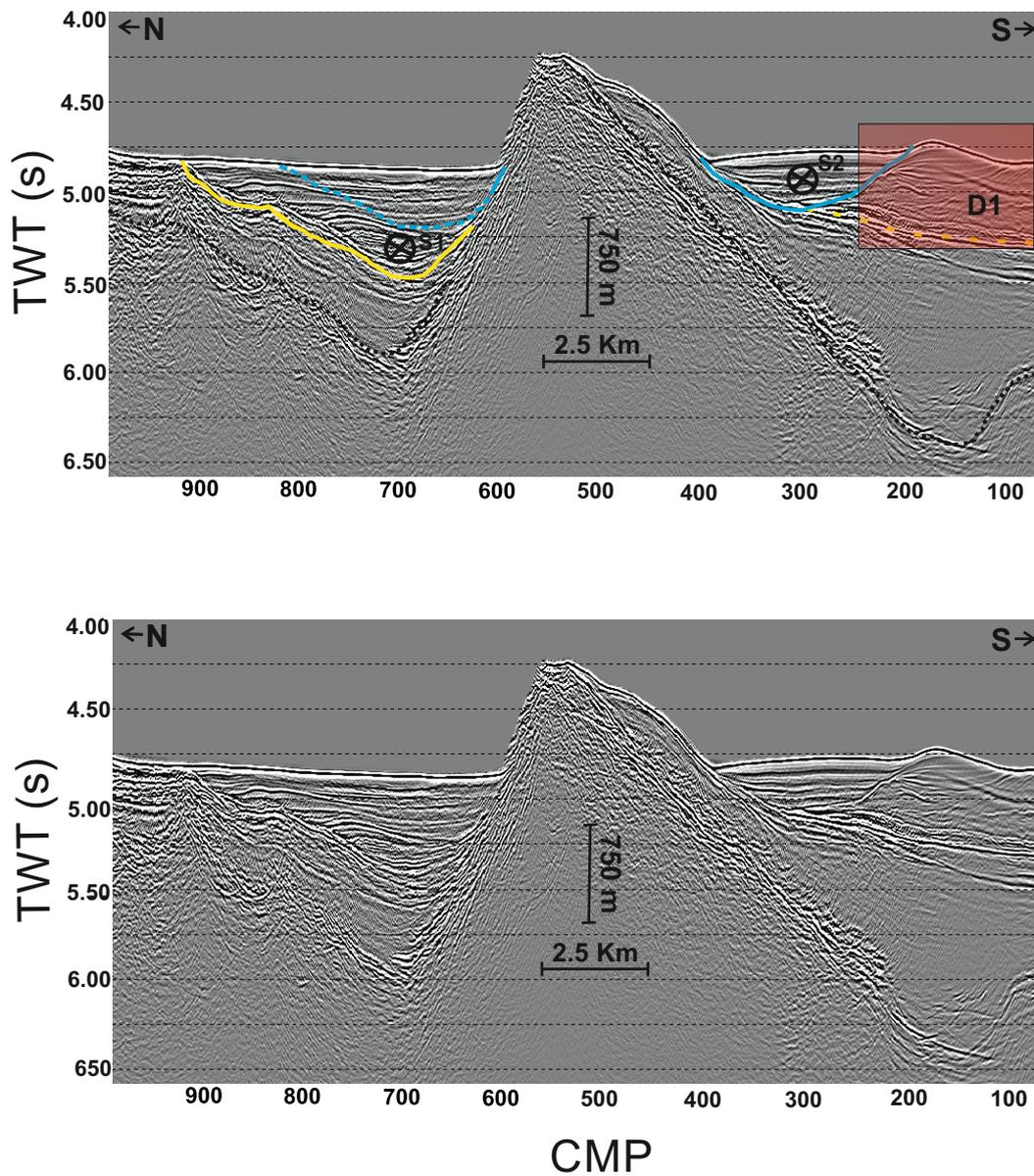


Abbildung A2: Driftsedimente im Bereich eines Baserückens. S1 und S2 geben Grabenstrukturen wieder, die infolge von countour-parallelen Strömungen entstanden. Im rot markierten Bereich D1 befindet sich ein asymmetrischer Sedimenthügel (der in Kombination mit den Grabenstrukturen als Patch-Drift identifiziert wurde). [VE 1:3]