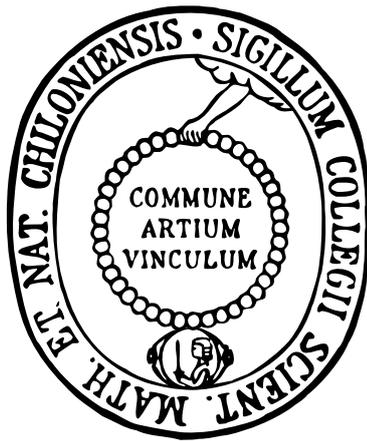


Beitrag geophysikalischer Untersuchungen
zur Rammschall-Prognose bei Gründung
von Offshore-Bauwerken



Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von
Claudia Podolski

Kiel, 2015

Erster Gutachter: Prof. Dr. Wolfgang Rabbel
Zweiter Gutachter: Prof. Dr. Sebastian Krastel-Gudegast

Tag der mündlichen Prüfung: 11.12.2015
Zum Druck genehmigt: 11.12.2015

Der Dekan

“It don’t mean a thing if it ain’t got that swing..”

~ *Duke Ellington*

Zusammenfassung

Seitdem der Ausbau der erneuerbaren Energien mit Beschließen der Energiewende noch stärker in den Fokus gerückt ist, spielt auch die Entwicklung der Offshore-Energie eine zunehmend wichtige Rolle in Deutschland. Der Bau von Offshore-Anlagen ist jedoch durch die Rammung der Anlagenfundamente mit einer starken Lärmbelastung verbunden. Um die marine Tierwelt vor dieser Lärmbelastung zu schützen, darf laut einer Richtlinie der bei einer Pfahlrammung emittierte Schall einen Grenzwert von 160 dB re 1 μ Pa SEL (*sound exposure level*, Einzelereignispegel) in 750 m Entfernung nicht überschreiten. Schallschutzsysteme reduzieren daher den Schall im Wasser. Der durch den Boden übertragene Schall kann allerdings die Schutzsysteme unterlaufen und hinter diesen seine Energie in die Wassersäule zurückgeben. Das Ziel dieser Arbeit ist es herauszufinden, inwiefern geophysikalische Methoden einen Beitrag zur Vorhersage von Offshore-Rammschall leisten können. Wieviel Schall letztendlich in die Wassersäule zurückgelangt, ist abhängig von der Bodenbeschaffenheit. Die Parameter, die den Boden geophysikalisch beschreiben, sind die seismischen Geschwindigkeiten und Dämpfung (bzw. Qualitätsfaktoren) für Kompressions- und Scherwellen, die Sedimentstruktur, und damit die Schichtmächtigkeiten, sowie die Dichten. Diese Parameter können anhand von geophysikalischen Methoden bestimmt werden: Reflexionsseismische Messungen kombiniert mit Drucksondierungen liefern Informationen über Laufzeiten, Struktur und Schichttiefen und lassen so Rückschlüsse auf die Kompressionswellengeschwindigkeiten zu. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung der Scherwellengeschwindigkeiten kann mittels der Mehrkanal-Analyse von Scholtenwellen (MASW, *Multichannel Analysis of Surface Waves*) bestimmt werden. Anhand von weitwinkelseismischen Messungen und der Spektrendivisionsmethode können die Dämpfungseigenschaften für P- und S-Wellen bestimmt werden. Informationen über die Dichte können aus diesen geophysikalischen Messungen nicht abgeleitet werden.

Im Windpark BARD Offshore 1 im deutschen Nordseesektor werden diese Methoden nun angewandt, um einen Parametersatz in situ zu bestimmen. P-Wellengeschwindigkeiten nehmen hier Werte von 1480 m/s in der Wassersäule und der obersten Schicht an (bis 4 m Tiefe). Die nächste Schicht weist eine Geschwindigkeit von 1680 m/s auf (bis 12 m), die von einer Schicht mit 1940 m/s gefolgt wird (bis 22 m). Darunter werden Werte von 2050 m/s bestimmt. Die Scherwellengeschwindigkeiten zeigen die gleichen Tiefenbereiche mit graduell ansteigenden Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten: Von 95-160 m/s in der ersten Schicht gehen sie über 240-270 m/s und 300-310 m/s in der zweiten und dritten Schicht auf 320-390 m/s in der vierten Schicht. Der Qualitätsfaktor für die P-Wellen

nimmt einen gemittelten Wert von ca. 40 an. Aufgrund der fehlenden identifizierbaren seismischen Einsätze für die flachen Schichten wird der Einsatz einer tieferen Schicht analysiert und als integraler Wert für alle Schichten angenommen. Es kann eine leichte Abhängigkeit des Qualitätsfaktors von der Tiefe beobachtet werden. Der Qualitätsfaktor der S-Wellen zeigt einen gemittelten Wert von ca. 10 und zeigt eine klare Abhängigkeit von der Entfernung zwischen zwei einbezogenen seismischen Spuren. Dichtewerte konnten anhand dieser Messungen nicht bestimmt werden und werden daher aus der Literatur entnommen.

Um die Sensitivität der ermittelten Parameter zu untersuchen, werden synthetische Seismogramme berechnet, die einen Rammschlag simulieren. Die resultierenden Lärmpegel werden dann für verschiedene Variationen der Eingangsparameter berechnet. Es zeigt sich, dass die seismischen Geschwindigkeiten und der Qualitätsfaktor für P-Wellen einen bedeutenden Einfluss auf die Übertragung von Schall durch den Boden haben. Im Fall der Scherwellen wird keine signifikante Auswirkung beobachtet. Aufgrund von flachen kritischen Refraktionen und Reflexionen hat die Mächtigkeit der obersten Schicht einen großen Einfluss auf den Lärmpegel. Allen Parametern ist gemeinsam, dass sie den größten Effekt bei Variation in der obersten Schicht aufweisen. Die Auswirkung auf den Pegel nimmt mit zunehmender Änderungstiefe ab. Außerdem ist die Lärmbelastung abhängig von dem Verhältnis verschiedener Parameter an Schichtgrenzen zueinander, so dass sich die Auswirkungen gegenseitig abschwächen oder verstärken können. Eine Einteilung des deutschen Nordseesektors in drei Bereiche hinsichtlich der Deckschichtmächtigkeit kann zum Teil bestätigt werden. Für eine zuverlässige Rammschallprognose und optimale Positionierung eines Schallschutzsystems sollten jedoch immer auch die lokalen Gegebenheiten berücksichtigt werden. Die in der Modellierung beobachteten Schwankungen in der Lärmpegelkurve sind ebenso in Messdaten zu sehen. Die Modellierungen lassen den Schluss zu, dass diese durch multiple Reflexionen in der Wassersäule bedingt sind. Die Maxima und Minima dieser Kurve befinden sich für verschiedene Bedingungen in unterschiedlichen Entfernungen. Dies sollte bei der Beurteilung des Pegelgrenzwertes in 750 m Entfernung berücksichtigt werden.

Abstract

Due to the stronger focus on further developing renewable energy sources in Germany, it has also become more important to develop offshore wind energy. The construction of offshore wind farms is mainly based on piling the offshore foundation into the sediment. In order to protect marine mammals from the resulting noise during the installation, the emitted sound has to be reduced to 160 dB re 1 μ Pa SEL (sound exposure level) 750 m away from the pile by means of noise mitigating systems. However, these systems are limited to filtering noise within the water column. Sound waves propagating in the subsurface can undercut the noise reduction system and contribute to the re-emission of noise into the water column behind the system. The purpose of this work is to investigate in which way geophysical methods can contribute to the prediction of underwater noise from offshore pile driving.

The amount of noise that is re-emitted into the water column strongly depends on the soil parameters of the ground. From a geophysical point of view these parameters are namely the seismic velocities and quality factors for both compressional and shear waves, the sediment structure described by layer thickness, and densities. These parameters can be determined with geophysical methods: P-wave velocities can be obtained from high-resolution reflection seismic measurements combined with cone penetration tests to get information on traveltimes, internal structure and layer thickness. The Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) adapted to the marine environment leads to information on the velocity-depth-distribution. The attenuation characteristics of the subsurface for compressional and shear waves can be determined from wide-angle seismic measurements using the spectral ratio method. Density information can not be deduced from these geophysical measurements.

These methods are applied to obtain the geophysical parameters at a location inside the offshore wind farm BARD Offshore 1 in the German North Sea. P-wave velocities reach 1480 m/s in the water column as well as in the first layer underneath the seafloor up to a depth of 4 m. The velocity then increases to 1680 m/s in the following layer up to a depth of 12 m. The next layer shows a velocity of 1940 m/s up to 22 m beneath the seafloor followed by a velocity of 2050 m/s. Shear-wave velocities show the same depth intervals with gradient values of 95-160 m/s, 240-270 m/s, 300-310 m/s and 320-390 m/s between the first and the fourth layer, respectively. Concerning attenuation characteristics, the seismic quality factor shows a median value of about 40 for compressional waves which is typical of marine sediments. Due to the lack of clear seismic arrivals from the very

shallow layers, a head wave originating from a deeper part is analysed and used as the integral value for all layers. A slight depth dependency can be observed. The quality factor obtained for shear waves shows a median integral value of about 10 agreeing with lower values from other studies. There are indications for a depth dependency as well. As densities can not be determined from the measurements, values from other studies are used instead to complete the set of parameters.

In order to investigate the sensitivity of the parameters obtained from the measurements, synthetic seismograms are generated simulating a driving stroke during piling. It shows that seismic velocities and the quality factor for compressional waves are important regarding noise transmission through the ground. On the other hand, no significant effect could be observed for shear waves. Furthermore, the thickness of the first layer also affects the resulting sound level in the water column due to shallow critical refraction and reflection. All parameter variations show the strongest effect being varied within the first layer. The effect becomes smaller with increasing depth. Also, the noise level strongly depends on the relation between the parameters at seismic interfaces. Thus, the effect of one parameter can be cancelled out partly by the effect of another parameter. A classification of three areas of the German North Sea regarding the surface layer thickness can be partly confirmed. For a reasonable prediction of noise and positioning of noise mitigating systems, however, it is necessary to consider local conditions. Oscillations in the sound level curve that are observed in the modelling study can also be detected in data from measurements. The study leads to the conclusion that these oscillations result from the multiple reflected energy between the water surface and the seafloor. Maxima and minima of the curve differ for different settings which needs to be taken into account when analysing the sound level limit in a distance of 750 m from the pile.

Inhaltsverzeichnis

1. Notwendigkeit für geophysikalische Untersuchungen im Rahmen von Offshore-Gründungen	1
1.1. Offshore-Ausbau und Umweltschutz	1
1.2. Einführung in die Offshore-Rammung	4
1.3. Der Einfluss des Bodens auf die Schallausbreitung: Eine Betrachtung aus geophysikalischer Sicht	9
1.4. Fragestellungen und Ziele der Arbeit	11
1.5. Aufbau der Arbeit	12
2. Bestimmung der seismischen Sedimentparameter	13
2.1. Definition der Parameter	13
2.2. Methodik zur Parameterbestimmung	18
2.2.1. Seismische P-Wellen-Geschwindigkeit v_p	18
2.2.2. Seismische S-Wellen-Geschwindigkeit v_s	22
2.2.3. Seismischer Qualitätsfaktor Q	23
3. Fallstudie: Parameterbestimmung am Beispiel des Untersuchungsgebiets BARD Offshore 1	39
3.1. Geologie im Untersuchungsgebiet	39
3.2. Der Windpark BARD Offshore 1	42
3.3. Messungen	43
3.3.1. Voruntersuchung	43
3.3.2. Rammung	46
3.4. Ergebnisse	46
3.4.1. Voruntersuchung	46
3.4.2. Rammung	76
3.5. Diskussion	77
4. Modellierung und Sensitivitätsstudie	97
4.1. Modellierung - Methodik	97
4.1.1. Simulation eines Rammschlages	99
4.1.2. Modellierungstool QSEIS	100
4.1.3. Das Anregungssignal	103
4.1.4. Automatisierung der Rechnungsdurchläufe	112

4.1.5. Berechnung von Pegeldifferenzen	112
4.2. Sensitivitätsstudie	113
4.2.1. Variation der Parameter	113
4.2.2. Ergebnisse	114
4.3. Diskussion	119
4.3.1. Modellierung	119
4.3.2. Sensitivitätsstudie	119
4.3.3. Tiefergehende Betrachtung zweier Fälle	122
5. Schlussfolgerungen	129
5.1. Bestimmung der Sedimentparameter	129
5.2. Sensitivitätsstudie	132
5.3. Ausblick	133
Abkürzungsverzeichnis	135
Literaturverzeichnis	137
Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	VII
A. Anhang	i

1. Notwendigkeit für geophysikalische Untersuchungen im Rahmen von Offshore-Gründungen

1.1. Offshore-Ausbau und Umweltschutz

Die schwerwiegenden Ereignisse von Fukushima im März 2011, bei denen ein durch ein Erdbeben ausgelöster Tsunami ein Kernkraftwerk beschädigte, führten auch in Deutschland zur Wiederaufnahme der Debatte über den Atomausstieg und letztlich zu weitreichenden Veränderungen. Denn nachfolgend zur Katastrophe in Japan hat sich der Deutsche Bundestag auf die sogenannte Energiewende geeinigt und einen Beschluss herausgegeben, nach dem alle deutschen Kernkraftwerke bis zum Jahr 2022 vom Netz genommen werden sollen. Der Ausbau der erneuerbaren Energien wie Photovoltaik, Windkraft und Wasserkraft ist seitdem mehr in den Fokus gerückt und wird noch stärker vorangetrieben als bisher. Besonders der Bau und die Anbindung von Offshore-Windparks in Nord- und Ostsee stellen nicht nur für die Logistik und generelle Machbarkeit eine enorme Herausforderung dar, sondern auch für den Umweltschutz. Offshore-Bauarbeiten, speziell die Gründung von Offshore-Windenergie-Anlagen (OWEA), sind mit sehr starker Lärmbelastung verbunden. Die Erkenntnisse der vorliegenden Arbeit sollen im Rahmen von Schallprognosen bei Offshore-Gründungen einen Beitrag zum Schutz der marinen Tierwelt leisten.

Abbildung 1.1 zeigt eine Übersicht aller geplanten, derzeit im Bau befindlichen und der laufenden Offshore-Windparks in der Nordsee. [Bailey et al. \(2010\)](#) berichten beispielsweise, dass auch in einer Entfernung von bis zu 70 km der durch Offshore-Rammungen entstehende Lärm messbar ist. Offensichtlich hat dieser Lärm einen Einfluss auf Meerestiere, wie Fische und Schweinswale, und es gibt verschiedene Studien, die die Auswirkungen auf die Meerestierwelt untersuchen. Nach [Nedwell & Howell \(2004\)](#) z. B. waren die Auswirkungen auf Fische während einer Rammung im Pazifik so stark, dass die Tiere, die sich in 10-12 m Entfernung zum Pfahl aufhielten, direkt starben. Auch Fische in einer Entfernung von bis zu 1000 m hatten

1. Notwendigkeit für geophysikalische Untersuchungen

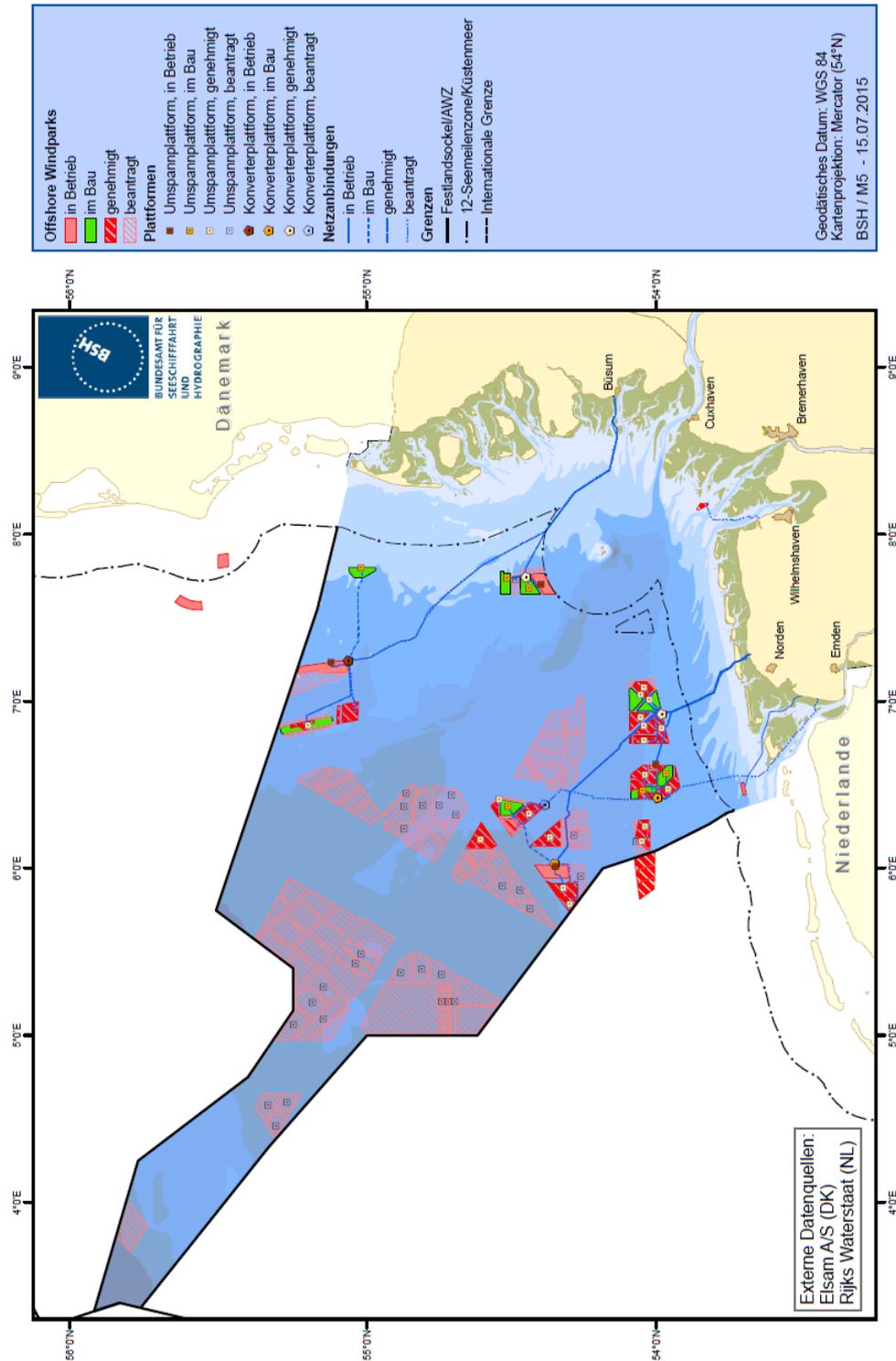


Abbildung 1.1 – Aktuelle Windparksituation in der Nordsee. Derzeit im Bau befindliche Windparks sind grün, genehmigte Windparks rot markiert. (Quelle: BSH; Stand: 15. Juli 2015)

eine größere Wahrscheinlichkeit, kurze Zeit später an den Folgen der Lärmbelastung zu sterben. Auch [Vagle \(2003\)](#) berichtet von Fischsterben in der Nähe eines gerammten Pfahls. Dem stehen Beobachtungen entgegen, nach denen während einer Rammung in der Nordsee Fischschwärme auf Videoaufzeichnungen in unmittelbarer Nähe des Pfahls zu sehen waren (unveröffentlichte Videoaufzeichnungen, TUHH, 2012). Die späteren Auswirkungen auf die Fische wurden hier allerdings nicht untersucht.

Auch Schweinswale sind aufgrund ihrer gut detektierbaren Klicklaute ein beliebtes Studienobjekt bei Lärmbelastungen. Untersuchungen bei Schweinswalen haben ergeben, dass Lärm in der Größenordnung von Offshore-Rammschall (>164 dB bezogen auf einen Bezugswert von $1 \mu\text{Pa}$, „164 dB re $1 \mu\text{Pa}$ “) zu Störungen im Hörvermögen und im Verhalten führt ([Lucke et al., 2009](#)). [Bailey et al. \(2010\)](#) beobachten außerdem Vermeidungsverhalten bei Schweinswalen, das durch eine verringerte Anzahl von Tieren (Klicklauten) in einem Radius von bis zu 16 km von der Rammschallquelle gekennzeichnet ist. [Tougaard et al. \(2009\)](#) beobachten sogar in 21 km von der Schallquelle entfernt eine verminderte Anzahl von Schweinswalen während einer Rammung. Trotz teilweise sehr unterschiedlicher Studienergebnisse ist die Auswirkung von Offshore-Rammschall auf die Meeresfauna nicht von der Hand zu weisen. Daher wurden von verschiedenen Staaten internationale Vereinbarungen getroffen, um die Meeresumwelt vor den Auswirkungen durch Lärmbelastung bei der Errichtung von Offshore-Bauwerken zu schützen ([Erbe, 2013](#)). Zum Beispiel hat das Umweltbundesamt in Deutschland eine Richtlinie zum Tierschutz herausgegeben, nach der die Schallbelastung durch Offshore-Rammungen in einer Entfernung von 750 m nicht größer sein darf als 160 dB SEL (*sound exposure level*) re $1 \mu\text{Pa}$. Ohne entsprechende Schallschutzmaßnahmen wird dieser Wert in der Regel überschritten. Obwohl [Matuschek & Betke \(2009\)](#) bei Einsatz eines Schallschutzsystems in Form eines sogenannten großen Blasenschleiers eine Reduzierung des Pegels um 12 dB auf 156 dB SEL beobachten, können die Richtwerte an einem anderen Standort während der gleichen Untersuchung nicht eingehalten werden. Hier verminderte sich der Pegel um 7 dB auf 166 dB SEL.

Die Erprobung und Optimierung von Schallschutzsystemen unter realen Bedingungen ist sehr zeit- und kostenintensiv. Deshalb ist es wichtig, die Vorgänge und Faktoren, die für die Übertragung von Rammschall verantwortlich sind, genau zu untersuchen, um sinnvolle Vorhersagemodelle für die Schallbelastung aufstellen zu können. Bisherige Studien konzentrieren sich bei der Schallvorhersage hauptsächlich auf Parameter wie Wassertiefe, Pfahl- und Hammerdesign, Pfahlmaterial und die Übertragung des Schalls durch das Wasser. [Matuschek & Betke \(2009\)](#) z. B. beschreiben eine starke Korrelation zwischen Pfahldurchmesser und Schallemission.

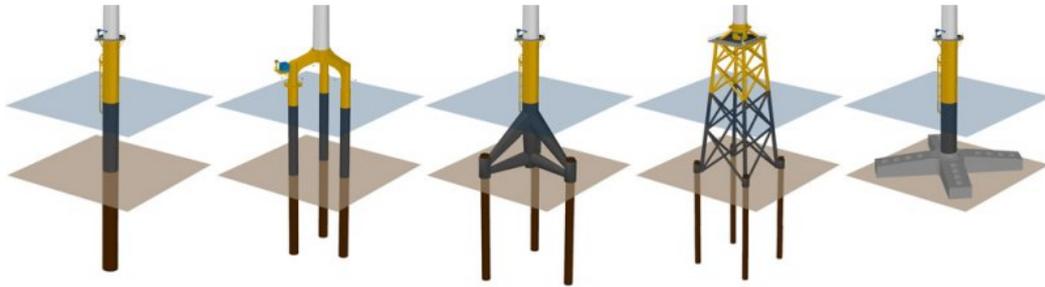


Abbildung 1.2 – Die gängigsten Gründungsarten (v. l. n. r): Monopile, Tripile, Tripod (Dreifuß), Jacket (Vierfuß), Gravitationsgründung. (FINO3, 2015).

Der Einfluss des Bodens ist zwar auch Bestandteil neuerer Untersuchungen, bei der Schallvorhersage spielte er bisher aber eine eher untergeordnete Rolle.

1.2. Einführung in die Offshore-Rammung

Je nach Art der Bauwerk-Gründung entstehen unterschiedliche Schallbelastungen: Ein Fundament, das aus drei Rohren besteht, führt sicherlich zu einer anderen Schallbelastung als eine Gründung, bei der ein einzelner, aber möglicherweise breiterer Pfahl gerammt wird. Beim Bau einer OWEA kommen verschiedene Gründungsarten in Frage (Abb. 1.2): Ein Monopile besteht aus einem bis zu ca. 7 m breiten Stahlrohr, das von einem Errichterschiff aus in den Boden gerammt wird. Die Weiterentwicklung davon ist der sogenannte Tripile, bei dem drei einzelne Pfähle in den Boden gebracht und oben mit einem Stützkreuz verbunden werden. Hier können jeweils kleinere Pfahldurchmesser verwendet werden, welches die Rammung erleichtert. Ein Tripod ist ein aus Stahlrohren bestehender Dreifuß, der an den Ecken mit Pfählen im Meeresboden verankert wird. Das Jacket wiederum ist ein Stahlkonstrukt, das auf einer viereckigen Grundfläche fußt und ebenfalls an den Ecken mit Pfählen verankert wird. Die Gravitationsgründung mit einem Schwergewicht wird nicht in den Boden eingebracht.

Um die Stahlrohre tief in den Boden zu bringen, wird hauptsächlich eine sogenannte Impulsrammung (auch *Schlagrammung*) durchgeführt. Dabei wird das Rohr nach dem anfänglichen selbständigen Einsinken mit Hilfe eines hydraulischen Hammers, der oben auf den Pfahlkopf gesetzt wird, in den Untergrund gerammt. Abbildung 1.3 zeigt ein Beispiel für solch ein System, bestehend aus Hammer (auch *Ramme*), *anvil* und *sleeve*. Während des Impulsrammverfahrens kann für geringe

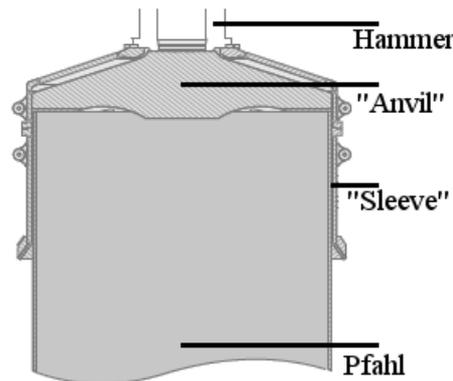


Abbildung 1.3 – System eines hydraulischen Hammers der Firma IHC bei einer Schlagrammung für einen kleineren Pfahl (nach [IHC, 2015](#)).

Einbindetiefen zeitweise auch die Vibrationstechnik zum Einsatz kommen. Die bei einer Rammung typischerweise angeregten Frequenzen sind in [Abbildung 1.4](#) dargestellt. Um 200 Hz herum ist die meiste Energie zu finden.

Zum Schutz der marinen Tierwelt werden unter anderem während der Rammung Schallschutzsysteme angewendet, die die Schallbelastung im Wasser mindern sollen. Hierzu gehören zum Beispiel große und kleine Blasenschleier sowie doppelwandige, mit Luft gefüllte Stahlrohre. Ein Blasenschleier besteht aus einem ringförmigen, mit Luft gefüllten Schlauch, der auf dem Meeresboden um die Rammung herum ausgelegt wird. Ein großer Blasenschleier hat typischerweise einen Radius ab ca. 70 m (bspw. [Koschinski & Lüdemann, 2011](#)) und umschließt damit die gesamte Offshore-Baustelle. Ein kleiner Blasenschleier hingegen wird direkt am Pfahl angebracht und hat nur wenige Meter Durchmesser. Löcher im Schlauch und eine stete Versorgung mit Druckluft von einem Schiff sorgen dafür, dass Luftblasen aus dem Schlauch zur Oberfläche aufsteigen und somit einen dichten Blasenschleier bilden. Dieser behindert die Ausbreitung des Schalls im Wasser. Ein doppelwandiges Stahlrohr wird, analog zum kleinen Blasenschleier, direkt um den Pfahl herum installiert. Anstelle von Luftblasen im Wasser sorgen hier die Stahlwände mit der Luftschicht für die Schallminderung. [Abbildung 1.5](#) zeigt eine Tabelle, in der empirisch bestimmte Schallminderungen verschiedener Schallschutzsysteme zusammengefasst sind ([Wilke et al., 2012](#)). Die Minderungen durch die jeweiligen Systeme sind in [Abbildung 1.6](#) in Abhängigkeit von der Frequenz dargestellt. Es fällt auf, dass die Systeme im niedrigen Frequenzbereich zwischen 100 und 300 Hz, in dem der Großteil der Energie emittiert wird, in etwa die gleiche Minderungswirkung aufweisen. Bei höheren Frequenzen unterscheiden sich die Systeme teilweise stark voneinander.

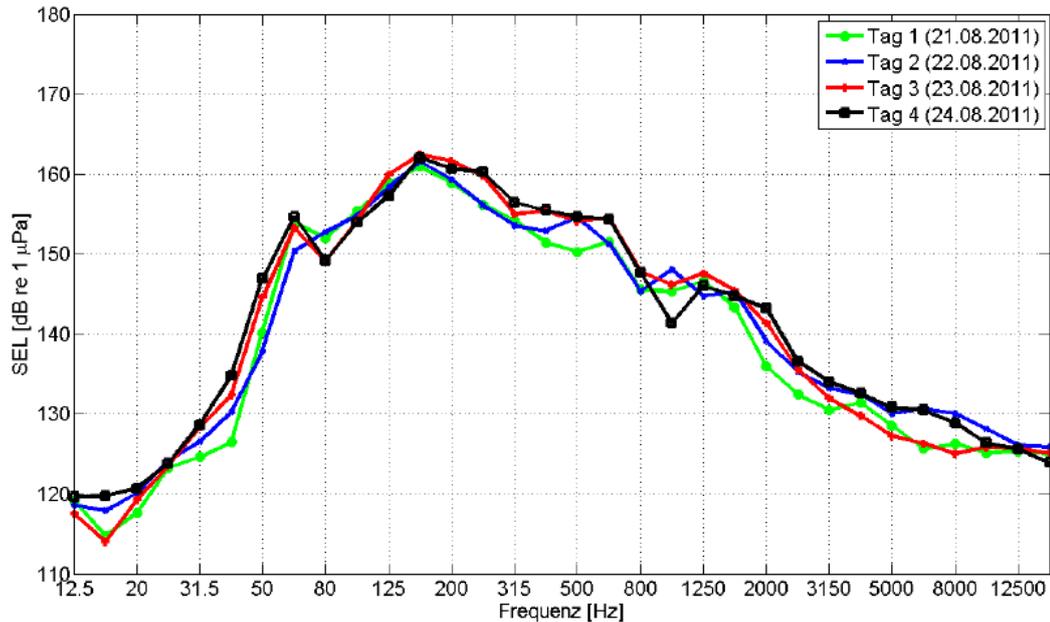


Abbildung 1.4 – Die bei einer Rammung typischerweise angeregten Frequenzen, aufgenommen mit Hydrophonen in einer Entfernung von 750 m zum Pfahl (Wilke et al., 2012). Um 200 Hz herum wird der Großteil der Energie abgegeben.

Als wichtige Pegelgröße bei der Messung der Schallbelastung ist hauptsächlich der Einzelereignispegel L_E (engl. *SEL - sound exposure level*) zu nennen. Die zulässige Schallbelastung von 160 dB re 1 μPa bei Offshore-Rammungen bezieht sich auf diesen Einzelereignispegel. Der SEL ist definiert als (bspw. Müller & Zerbs, 2011)

$$SEL = 10 \log \left(\frac{1}{T_0} \int_{T_1}^{T_2} \frac{p(t)^2}{p_0^2} dt \right) [dB] , \quad (1.1)$$

wobei

T_1, T_2 : Anfang und Ende des Zeitintervalls, der das Rammsignal enthält

T_0 : Bezugszeit = 1 Sekunde

$p(t)$: zeitlich veränderlicher Schalldruck

p_0 : Bezugsschalldruck (1 μPa in Wasser).

No	System	Description	Δ SEL [dB]		
			nearfield		Farfield
			distance 6 m	distance 13 m	distance 375 – 750 m
1	1	IHC NMS with bubble curtain	7.6	7.3	5.6
2		IHC NMS w/o bubble curtain	7.0	6.4	5.1
3	2	Menck FHS with 1,0 bar	10.9	6.4	5.0
4		Menck FHS with 2,0 bar	9.6	5.8	4.4
5	3	Weyres LBC	8.0	5.4	4.2
6	4	Weyres BeKa 0 bar	15.9	6.9	5.9
7		Weyres BeKa 5 bar	15.7	6.8	5.9
8		Weyres BeKa 7 bar	15.7	6.8	6.1
9	5	Elmer HSD M Ring	8.0	6.2	5.0
10		Elmer HSD O Ring	9.5	6.9	4.2
11		Elmer HSD I Ring	9.0	6.2	5.4
12		Elmer HSD MO Ring	10.8	7.5	5.4
13		Elmer HSD MI Ring	10.0	6.8	4.9
14		Elmer HSD OI Ring	11.8	7.4	5.4
15		Elmer HSD MOI Ring	13.8	7.6	5.4

Abbildung 1.5 – Schallminderung verschiedener Schallschutzsysteme (Wilke et al., 2012). Die Minderungswirkungen im Fernfeld unterscheiden sich nicht wesentlich voneinander.

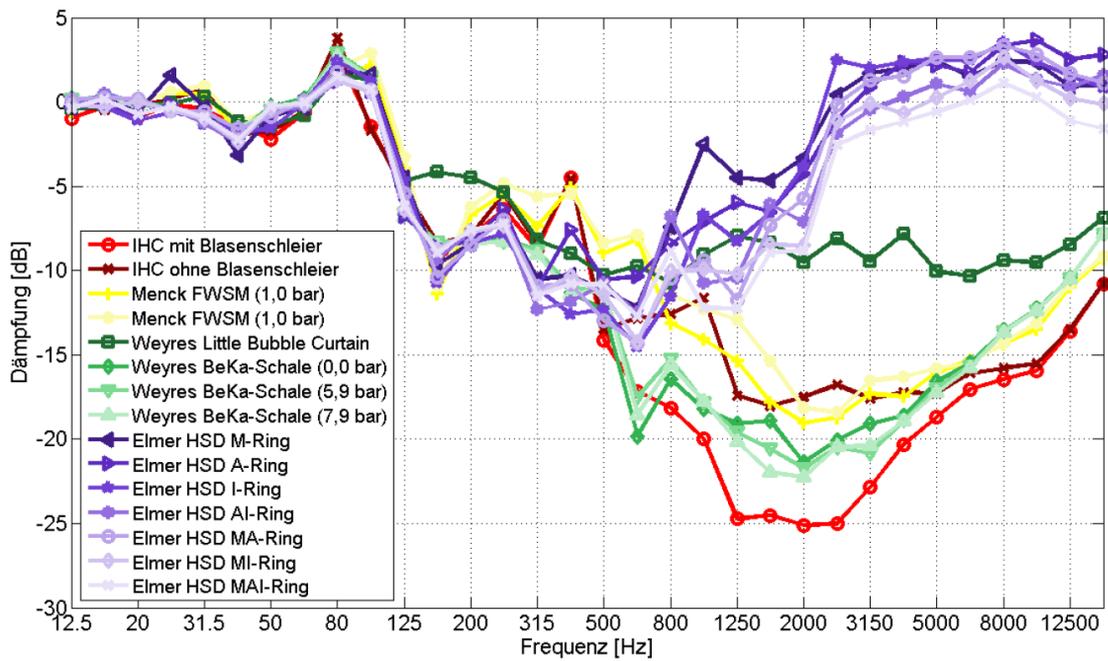


Abbildung 1.6 – Schallminderung verschiedener Schallschutzsysteme in Abhängigkeit der Frequenzen (Wilke et al., 2012). Die Minderungswirkungen im niederfrequenten Bereich sind vergleichbar, ab ca. 500 Hz unterscheiden sich die Systeme in ihrer Wirksamkeit teilweise stark.

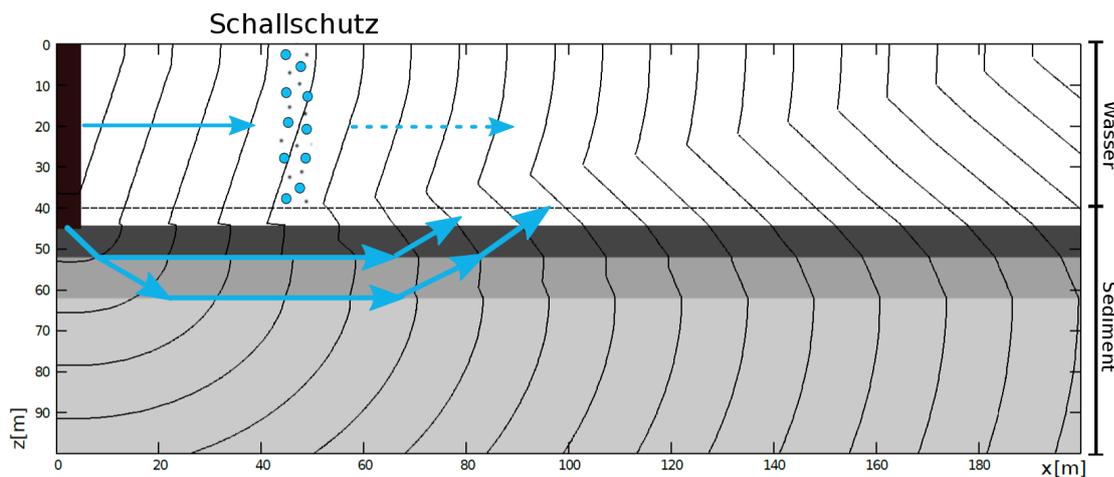


Abbildung 1.7 – Bei einer Offshore-Rammung wird der ins Wasser emittierte Schall vom Schutzsystem im Wasser gemindert. Der andere Teil der Energie wird im Boden übertragen und kann dort zum Teil den Schallschutz unterwandern. Schwarze Linien stellen die Wellenfronten dar, blaue Pfeile die darauf senkrecht stehenden Strahlen.

1.3. Der Einfluss des Bodens auf die Schallausbreitung: Eine Betrachtung aus geophysikalischer Sicht

Schallmessungen an verschiedenen Offshore-Standorten zeigen, dass der Einsatz des gleichen Schallschutzsystems während einer Rammung nicht immer die gleiche Minderungswirkung erzielt (Wilke et al., 2012). Dies kann auf Unterschiede im Pfahldurchmesser, im Pfahldesign oder in der Wassertiefe, aber auch auf äußere Umstände wie Seegang und Windstärke zurückzuführen sein. Es ist davon auszugehen, dass auch Unterschiede in den Bodeneigenschaften für die unterschiedlichen Minderungsergebnisse verantwortlich sind. Da Schallschutzsysteme nur den Schall in der Wassersäule beeinflussen, kann der durch den Boden laufende Schall durch Reflexionen und Refraktionen das Schutzsystem unterwandern. Ein Teil der Energie kann somit hinter dem Schallschutz zurück in die Wassersäule gelangen (Abb. 1.7).

Wieviel Energie hinter dem Schallschutzsystem tatsächlich wieder in die Wassersäule zurückemittiert wird, ist abhängig von den Bodeneigenschaften, also von der Struktur und den bodenphysikalischen Parametern. Um diese Parameter zu benennen, sei auf die Vorgänge eingegangen, die bei der Wellenausbreitung im Boden eine Rolle spielen:

Läuft eine elastische Welle durch ein Medium, so kommt es entlang des Ausbreitungsweges zu einer Abnahme der Energie bzw. der Amplitude. Die Gründe und Mechanismen, die zu einer Amplitudenabnahme der Welle führen, sind komplex und es gibt viele Theorien, die diese auf makroskopischer und mikroskopischer Ebene zu erklären versuchen. Sehr wahrscheinlich ist ein Zusammenspiel dieser Mechanismen verantwortlich für die Energieabnahme. Als hauptsächliche Ursachen werden die räumliche Divergenz, die intrinsische Dämpfung und die Streuung angesehen.

Die Wellenenergie, die von einer Punktquelle ausgeht, breitet sich bei nicht-ebenen Wellen auf einer Kugeloberfläche aus, so dass die Energie mit zunehmender Entfernung r zum Ursprungsort kleiner wird. Die *räumliche* oder *sphärische Divergenz* (*geometrical spreading*) bezeichnet die Verteilung der seismischen Energie auf die vergrößerte Fläche einer sich ausbreitenden Wellenfront und ist damit abhängig von der Länge des Strahlweges r . Die Wellenenergie bzw. Amplitude nehmen proportional zu $1/r^2$ bzw. $1/r$ ab. Außerdem führen die intrinsischen Dämpfungseigenschaften des Bodens zu einer weiteren Abnahme der Wellenenergie. Die Dämpfung kann durch die seismische Güte Q beschrieben werden.

Der Vorgang der Streuung spielt eine Rolle, wenn Gesteinsinhomogenitäten in der Größenordnung der Wellenlänge auftreten (Rayleighstreuung, bspw. [Ru-Shan, 1982](#)) und dadurch Energie verloren geht.

Zusätzlich können im makroskopischen Bereich starkmächtige, geschichtete Sedimente zu einem weiteren Energieverlust führen. Durch Mehrfachreflexionen innerhalb der Sedimentschichten, sogenannte *intrabedded multiple reflections* ([Schoenberger & Levin, 1974](#)), wird ebenfalls zur Dämpfung der Wellen beigetragen.

Jede Schicht im Boden ist durch ihre seismische Impedanz Z gekennzeichnet, die das Produkt aus Dichte ρ und seismischer Geschwindigkeit v darstellt. Schichtgrenzen wiederum lassen sich durch einen Kontrast der Impedanzen erkennen, das heißt, sie unterscheiden sich in ihrer Dichte oder in ihrer seismischen Geschwindigkeit (oder in beidem). An Schichtgrenzen kommt es zu Transmission und Reflexion der seismischen Energie, wobei die Amplituden der einfallenden, der zurückreflektierten und der transmittierten Wellen von den Impedanzen der Schichten abhängig sind. Für die reflektierte Wellenenergie spielt ebenfalls der zurückgelegte Weg r eine Rolle, der sich aus den jeweiligen Schichtmächtigkeiten D ableiten lässt.

Zusammengefasst können die Vorgänge im Boden geophysikalisch mit folgenden Parametern beschrieben werden (Abb. 1.8): Geschwindigkeit v , Schichtmächtigkeit D , seismische Güte Q (Dämpfung) und Dichte ρ . Bis auf die Dichte können die Parameter sowohl für P- als auch für S-Wellen bestimmt werden. Kann man diese Parameter quantifizieren, ist eine Aussage über den Einfluss des Bodens bei der

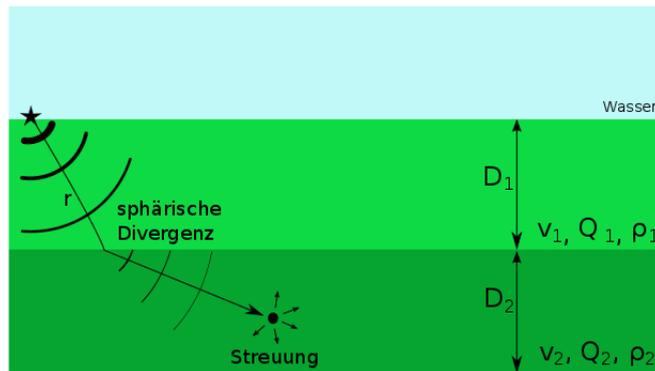


Abbildung 1.8 – Sphärische Divergenz, intrinsische Dämpfung und Streuung sind die Hauptursachen für die Amplitudenabnahme im Boden. Die Parameter, die diese Vorgänge im Boden beschreiben, sind die seismische Geschwindigkeit v , die Schichtmächtigkeit D , die seismische Güte Q und die Dichte ρ . Die Schichtmächtigkeit beeinflusst den Strahlweg r .

Schallausbreitung möglich. Aus diesen Parametern lassen sich außerdem die elastischen Moduln ableiten, welche beispielsweise Rückschlüsse über die Stabilität des Bodens zulassen.

1.4. Fragestellungen und Ziele der Arbeit

Die übergeordnete Frage dieser Arbeit besteht darin, welchen Beitrag die Anwendung geophysikalischer Methoden zur Bestimmung der oben genannten Parameter und damit zu einer sinnvollen Rammschallprognose leisten kann. Hierzu zählen insbesondere die einzelnen Fragen:

1. Welche Methoden sind am besten geeignet, um die Parameter geophysikalisch im Offshore-Bereich zu bestimmen?
2. Welche Werte nehmen die Parameter typischerweise in einem Offshore-Windpark an?
3. Welchen Einfluss haben die einzelnen Parameter auf den Rückeintrag des Schalls in die Wassersäule?
4. Ist es möglich, anhand der ermittelten Parameter eine Klassifizierung des Bodens hinsichtlich einer Rammschallprognose vorzunehmen?

1.5. Aufbau der Arbeit

Das **erste Kapitel** beleuchtet die Hintergründe zum Thema Offshore-Ausbau und gibt eine kurze Einführung in die Praxis der Offshore-Rammungen. Außerdem wird die Bedeutung geophysikalischer Untersuchungen in diesem Zusammenhang betrachtet.

Im **zweiten Kapitel** werden die eben erwähnten, den Boden charakterisierenden Parameter näher vorgestellt. Danach folgt eine Beschreibung geophysikalischer Messungen und Methoden, anhand derer diese Parameter bestimmt werden können.

Das **dritte Kapitel** befasst sich mit einem Fallbeispiel dazu: Für den Windpark BARD Offshore 1 werden die Parameter mittels der in Kapitel 2 erläuterten Messungen und Methoden bestimmt.

Auf Grundlage dieses Parametersatzes werden im **vierten Kapitel** Modellierungen des Rammschalls durchgeführt. Diese sollen Informationen über die Sensitivität und den Einfluss der einzelnen Parameter bei der Übertragung von Schall durch den Boden liefern.

Das **fünfte und letzte Kapitel** fasst die Erkenntnisse dieser Arbeit zusammen und gibt einen kurzen Ausblick.

2. Bestimmung der seismischen Sedimentparameter

2.1. Definition der Parameter

Elastische Eigenschaften von Raumwellen

Wenn in einem Medium, z.B. im Boden, die Partikel durch eine äußere Kraft zum Schwingen angeregt werden, sie diese Schwingung an benachbarte Partikel weitergeben und danach wieder in ihre Ausgangslage zurückkehren, spricht man von elastischer Wellenausbreitung. Die lineare Beziehung zwischen der Deformation und der verursachenden Kraft ist materialabhängig und kann durch das (verallgemeinerte) Hooke'sche Gesetz beschrieben werden:

$$\sigma_{ik} = C_{iklm} \epsilon_{lm} . \quad (2.1)$$

σ_{ik} sind hierbei der Spannungs- und ϵ_{lm} der Deformationstensor, die durch den Elastizitätstensor C_{iklm} miteinander verknüpft sind. Die 81 Komponenten des Elastizitätstensors C_{iklm} reduzieren sich in einem isotropen, homogenen Material auf zwei unabhängige Konstanten, die sog. Lamé-Parameter λ und μ .

Anstelle von λ und μ (Schermodul) können auch jeweils zwei andere Parameter zur Beschreibung der elastischen Eigenschaften eines isotropen Stoffes benutzt werden, wie bspw.

- der Elastizitätsmodul E (*Young's modulus*),
- der Kompressionsmodul κ (wichtig für Flüssigkeiten und Gase) oder
- die Poissonzahl ν (Querdehnungszahl),

welche oft im Ingenieurwesen Verwendung finden.

2. Sedimentparameter

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten v_p und v_s der longitudinalen bzw. transversalen Raumwellen (Kompressions-(P)-Wellen bzw. Scher-(S)-Wellen) sind über folgenden Zusammenhang mit den Moduln verknüpft:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}} \quad (2.2)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \nu)}} \quad , \quad (2.3)$$

wobei ρ die Dichte des Materials ist. Daraus ergeben sich für Elastizitäts-, Kompressions- und Schermodul die Ausdrücke

$$E = v_p^2 \rho \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{(1 - \nu)} \quad (2.4)$$

$$\kappa = \frac{E}{3(1 - 2\nu)} \quad (2.5)$$

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad . \quad (2.6)$$

Das Verhältnis der beiden seismischen Geschwindigkeiten kann mit Hilfe der Poissonzahl ausgedrückt werden:

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{2 \frac{(1 - \nu)}{(1 - 2\nu)}} \quad \text{bzw.} \quad \nu = \frac{1 \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 2}{2 \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 1} \quad (2.7)$$

Die Querdehnungszahl ν beschreibt das Verhältnis zwischen relativer Längenänderung quer zur Spannungsrichtung und relativer Längenänderung in Richtung der Spannung.

Elastische Eigenschaften von Grenzflächenwellen, Scholtewellen

Die elastischen Eigenschaften im Boden bestimmen auch das Verhalten von Oberflächen- bzw. Grenzflächenwellen. Schermodul, Kompressionsmodul und Dichte können einen breiten Schwankungsbereich in den oberen Bodenschichten aufweisen und bewirken somit die Dispersion von Grenzflächenwellen (Klein et al., 2005). In dieser Arbeit wird diejenige Art von Grenzflächenwellen untersucht, die sich entlang der Grenze zwischen Wasser und Meeresboden (flüssig und fest) ausbreitet: sogenannte Scholtewellen. Die Dispersion von Scholtewellen (und allgemein von Oberflächenwellen) zeigt sich darin, dass sich die in den Wellen enthaltene Energie bei verschiedenen Frequenzen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ausbreitet.

Anelastische Eigenschaften: Dämpfung

Bei der Ausbreitung seismischer Wellen wird ständig potentielle in kinetische Energie konvertiert und umgekehrt. Da diese Vorgänge nicht komplett reversibel geschehen, kommt es zu Deformationen im Untergrund, ein Teil der elastischen Energie wird in thermische Energie umgewandelt und somit wird die Amplitude kleiner. Toksöz & Johnston (1981) fassen die für die intrinsische Dämpfung in Frage kommenden Mechanismen zusammen: Zum einen können Reibungseffekte, die durch die relative Bewegung an Korngrenzen auftreten, hierfür die Ursache sein (White, 1966, 1983). Zum anderen können Fluide in Poren und Rissen zur Energieabnahme führen, indem relative Bewegungen, zum Beispiel auch Scherbewegungen, zwischen Matrixgerüst und dem Fluid eine Rolle spielen (Biot, 1956a,b; Walsh, 1968). Kuster & Toksöz (1974) schlagen außerdem kleingeometrische Effekte als Ursache vor, wie zum Beispiel die Streuung an kleinen Poren.

Speziell für gesättigte, unverfestigte marine Sedimente fassen Pinson et al. (2008) die zwei hauptsächlich vorherrschenden Theorien zur intrinsischen Dämpfung zusammen:

- (1) Buckingham (2000) postuliert die *Grain-Sliding(G-S)*-These und führt damit die Ursachen auf die innere Reibung an Korngrenzen sowie auf die Bewegung entlang von Mineralkontinuitäten zurück. Dies führt zu mikroskopisch kleinen Reibungsverlusten.
- (2) Zuvor hatten Biot (1956a,b) und Stoll (1974) erklärt, dass hauptsächlich viskose Dissipation zur Abnahme der Energie führt.

2. Sedimentparameter

Bei der Bestimmung der seismischen Dämpfung müssen diese verschiedenen Faktoren berücksichtigt werden. Die seismische Dämpfung, ausgedrückt durch den Güte- oder Qualitätsfaktor Q , steht mit der Energieabnahme in folgendem Zusammenhang (Toksöz & Johnston, 1981):

$$Q = 2\pi \frac{E_{max}}{\Delta E} \quad (2.8)$$

Hier sind E_{max} die enthaltene Energie in einem Wellenzyklus bei maximalem Druck und Spannung sowie ΔE der Energieverlust in diesem Wellenzyklus. Außerdem gilt:

$$Q = \frac{\pi f}{\alpha v}, \quad (2.9)$$

wobei α der Absorptionskoeffizient, f die Frequenz und v die Geschwindigkeit bezeichnen. Wenn α linear abhängig von der Frequenz f ist, so kann Q bzw. sein Inverses Q^{-1} , die *spezifische Dissipation*, als frequenzunabhängige Größe zur Beschreibung der Dämpfungseigenschaften von Gesteinen verwendet werden. Allerdings wurde unter anderem in Untersuchungen von Leurer (1994) eine gewisse Frequenzabhängigkeit von Q (bzw. Q^{-1}) bei höheren Frequenzen festgestellt (ab ca. 1000 Hz).

In einem homogenen Medium ist die Amplitude $A(x)$ einer ebenen harmonischen Welle am Ort x abhängig von der Amplitude der Welle A_0 am Ausgangspunkt, dem Absorptionskoeffizienten sowie dem zurückgelegten Weg $x = x_2 - x_1$:

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x} \quad \text{bzw.} \quad (2.10)$$

$$A(x_2) = A(x_1) e^{-\alpha(x_2-x_1)}, \quad (2.11)$$

wenn $A(x_1)$ und $A(x_2)$ die Amplituden an zwei verschiedenen Orten x_1 und x_2 (mit $x = x_2 - x_1$) sind. Die räumliche Divergenz führt bei nicht-ebenen Wellen zu einer weiteren Amplitudenabnahme und kann durch den allgemeinen Term R ausgedrückt werden, der die Gleichung 2.11 wie folgt ergänzt:

$$A(x_2) = A(x_1) R(x) e^{-\alpha(x_2-x_1)}. \quad (2.12)$$

Hieraus folgt für den Absorptionskoeffizienten

$$\alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} \ln \left[\frac{A(x_1)R(x)}{A(x_2)} \right] = \frac{1}{x} \ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] + \ln(R(x)) . \quad (2.13)$$

Mit Gleichung 2.9 ergibt sich somit in Abhängigkeit des Qualitätsfaktors Q

$$\ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] = \frac{\pi f x}{Qv} + const. \quad (2.14)$$

Hierbei sind in Q alle Bodeneffekte enthalten, die zur Dämpfung der Amplitude führen, weshalb einer Berechnung der Dämpfung immer eine effektive Dämpfung zugrunde liegt (Tonn, 1988; Spencer et al., 1982).

In praktischen Messungen müssen noch Faktoren berücksichtigt werden, die nicht unmittelbar auf die Bodeneigenschaften zurückzuführen sind, die aber trotzdem einen Einfluss auf die Amplitude haben, wie bspw. das Quellspektrum, die Ausbreitungscharakteristik der Quelle und Instrumenteneffekte (Bath, 1974). Diese werden meist in den Term A_0 für die Anfangsamplitude integriert, da sie im Allgemeinen schwer zu bestimmen sind.

Broadhead et al. (1993) geben in diesem Zusammenhang für das Energiespektrum P_s von Wellen folgende Beziehung im Frequenzbereich an:

$$P_s(\omega) = |S(\omega) R(r) G(\omega) I(\omega)|^2 \quad (2.15)$$

mit

- ω : Kreisfrequenz
- $S(\omega)$: Quellspektrum
- $R(r)$: Verlust durch sphärische Divergenz
- $G(\omega)$: Dämpfungsterm
- $I(\omega)$: Empfänger-Antwort.

Einige dieser Parameter sind für die Amplitudenspektren an mehreren Orten r gleich, so dass sie mit bestimmten Methoden der Q -Bestimmung vernachlässigt werden können.

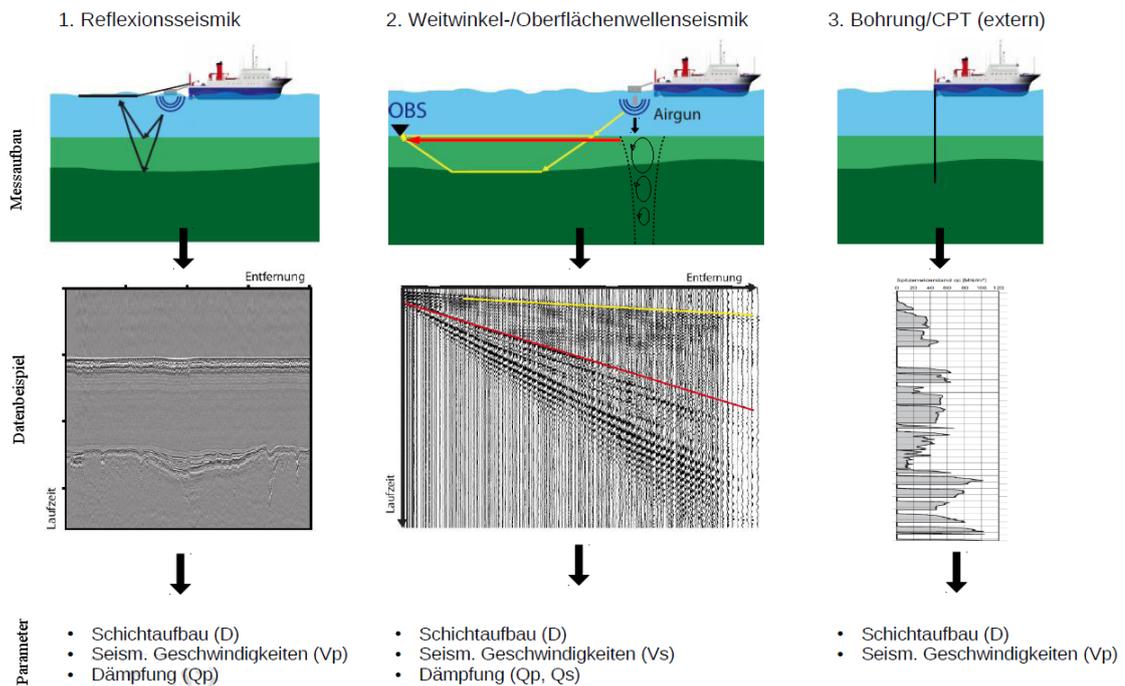


Abbildung 2.1 – Übersicht der Methoden. Die drei Teile der Untersuchungen (1.-3.) tragen einzeln oder kombiniert zur Bestimmung der verschiedenen Bodenparameter bei.

2.2. Methodik zur Parameterbestimmung

Um die im vorangegangenen Abschnitt erläuterten Parameter im Meeresboden zu bestimmen, sind verschiedene maringeophysikalische und -geotechnische Untersuchungen notwendig, die in diesem Abschnitt näher erklärt werden. Dabei werden für jeden Parameter die Möglichkeiten zur Bestimmung und die entsprechenden Messmethoden vorgestellt. Zum Teil müssen verschiedene Messungen kombiniert ausgewertet werden, um einen Parameter zu bestimmen. Andererseits kann ein Messverfahren auch zur Bestimmung mehrerer Parameter verwendet werden. Abbildung 2.1 zeigt schematisch, welche der ausgewählten Messungen jeweils Aufschluss über die oben genannten Parameter geben.

2.2.1. Seismische P-Wellen-Geschwindigkeit v_p

Zur Bestimmung der P-Wellen-Geschwindigkeit im marinen Umfeld kommen sowohl hochauflösende reflexionsseismische als auch weitwinkelseismische Messungen

in Frage. Bei den reflexionsseismischen Messungen werden Empfänger und Quelle zusammen hinter dem Schiff geschleppt. Als Empfänger dient typischerweise ein Hydrophon-Streamer, als Quelle können Boomer, Sparker und Luftpulser (*Airgun*) eingesetzt werden. Ein Hydrophon-Streamer besteht aus vielen Einzelhydrophonen, die zu mehreren Gruppen („Kanälen“) zusammengefasst sind. Hydrophone bestehen allgemein aus einer piezoelektrischen Einheit, die seismische Impulse im Wasser, also Druckveränderungen, in Spannung umwandelt. Diese Spannung kann dann gemessen und ausgewertet werden. Ein Boomer ist mit einer typischen Hauptanregungsfrequenz von 300 - 3000 Hz (Kramer et al., 1968) und einer Eindringtiefe von ca. 25 - 50 m optimal für hochauflösende Messungen und die Abbildung feiner Strukturen geeignet. Sparker und Airgun operieren im tieffrequenteren Bereich, wobei mit zunehmender Größe der Airgun tiefere Frequenzen angeregt und somit größere Eindringtiefen erreicht werden. Zur eingehenden Erläuterung der Funktionsweise dieser seismischen Quellen sei auf Kramer et al. (1968), Chelminski (1977) und Sherrif & Geldart (1995) verwiesen.

Bei weitwinkelseismischen Messungen wird ein stationärer Empfänger (z. B. ein Ozeanbodenseismometer, OBS) am Meeresboden platziert. Eine Airgun wird hinter dem Schiff geschleppt und regt damit den Boden und das Wasser zum Schwingen an. Diese Anordnung wird auch *Receiver-Gather* genannt. Der schematische Überblick über diese Messanordnungen sowie jeweils ein Datenbeispiel finden sich in Abbildung 2.1.

Reflexionsseismik

Die klassische Mehrkanal-Reflexionsseismik bietet nicht nur die Möglichkeit einer Strukturabbildung des Untergrundes, sondern gleichzeitig können aus den *Common-Mid-Point*(CMP)-Sektionen die P-Wellen-Geschwindigkeiten abgeleitet werden. Im Fall von Offshore-Baugrunduntersuchungen geht es um den sehr oberflächennahen Untergrund, der oft Schichten von nur wenigen Metern Mächtigkeit aufweist. Hier müssten also besonders hochfrequente seismische Quellen wie ein Boomer eingesetzt werden, um diese Schichten abbilden zu können. Die Abstrahlcharakteristik des Boomers ist für diese Messungen allerdings ungeeignet, da der Großteil der Energie senkrecht nach unten abgestrahlt wird. Somit würde bei einem längeren Hydrophonstreamer nicht genügend Energie zu den weiter entfernten Hydrophonen gelangen. Hier bietet sich eine Einkanal-Messung an, die einer sogenannten *Zero-Offset*-Messung ähnelt. Aufgrund der höheren Frequenzen muss auf die Länge der Hydrophongruppe geachtet werden. Sind die darin enthaltenen Aufnehmer zu weit voneinander entfernt, können sich die Wellen nicht mehr konstruktiv überlagern und es kommt zu Verzerrungen der Signale. Ein Datenbeispiel solch einer Einkanal-Boomer-Messung ist in Abbildung 2.2 zu sehen.

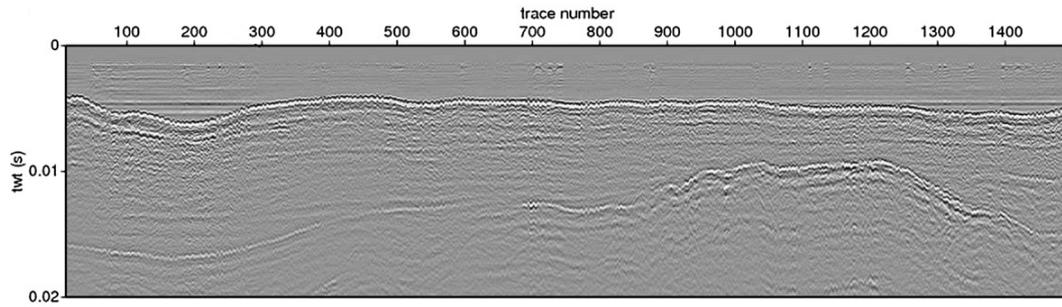


Abbildung 2.2 – Beispieldatensatz für eine Einkanal-Boomer-Messung (nach Müller et al., 2009).

Drucksondierung

Um aus den hochauflösenden reflexionsseismischen Ein-Kanal-Daten auf die seismischen Geschwindigkeiten schließen zu können, müssen die Tiefeninformationen aus anderen Verfahren ermittelt werden. Hier bieten sich Drucksondierungen und Bohrungen an, die im Rahmen von Offshore-Gründungen immer Bestandteil der vorgeschriebenen Baugrunduntersuchungen (BSH, 2008) sind.

Eine Drucksondierung (z.B. der *Cone Penetration Test*, CPT) wird zur Erkundung von oberflächennahen Lockergesteinen wie Ton, Sand, Kies, Torf u. a. verwendet. Sie dient zur Bestimmung verschiedener bodenspezifischer Parameter wie beispielsweise der Lagerungsdichte oder der Bodenart, die anhand des gemessenen Spitzenwiderstands (oder Spitzendrucks), der Eindringgeschwindigkeit oder der Mantelreibung abgeleitet werden können. Ein Bohrgestänge mit einem empfindlichen Messkopf an der Spitze wird hierbei in den Boden gerammt und misst beim Eindringen in kurzen Abständen die mechanischen Parameter. Starke Änderungen dieser Parameter lassen dabei auf lithologische Änderungen im Untergrund schließen (Hoffmann et al., 2008), welche für die Bestimmung der seismischen Geschwindigkeiten eine Rolle spielen. Eine weitergehende Beschreibung von Drucksondierungen findet sich unter anderem in Knödel et al. (1997).

Ein Beispiel einer CPT-Aufzeichnung aus dieser Arbeit ist in Abbildung 3.6 zu sehen. Hier sind der Spitzenwiderstand, die Mantelreibung und das Reibungsverhältnis aufgetragen. Der Spitzenwiderstand q_c ist ein Maß für die Scherfestigkeit des Bodens, und zusammen mit der Mantelreibung f_s berechnet sich daraus das Reibungsverhältnis R_f (bspw. Robertson, 2009):

$$R_f = \frac{f_s}{q_c} \% . \quad (2.16)$$

Der R_f -Wert wird in % angegeben und gibt gemeinsam mit dem Spitzenwiderstand Auskunft über verschiedene Bodentypen und Schichtgrenzen (Chin et al., 1990; Robertson, 2010). Eine plötzliche Änderung der Werte lässt auf eine lithologische Änderung schließen, welches in dieser Arbeit zur Identifizierung von Schichtgrenzen beitragen soll.

Scholtewellenanalyse

Alternativ können die Schichttiefen auch aus der Analyse von Scholtewellen und zusammen mit der Reflexionsseismik daraus die Geschwindigkeiten bestimmt werden. Dieses Verfahren wird später in diesem Kapitel vorgestellt.

Weitwinkelseismik

Weitwinkelseismische Untersuchungen bieten eine weitere Möglichkeit, auf die P-Wellen-Geschwindigkeit im Untergrund zu schließen. Dafür können zum einen die Reflexionshyperbeln in den Daten analysiert werden. Um die obersten Sedimentmeter abbilden zu können, müsste hier ebenfalls eine hochfrequente seismische Quelle wie der Boomer eingesetzt werden. Hier liegt nun das eigentliche Problem: Aufgrund der hohen Frequenzen wird die Energie sehr schnell im Boden gedämpft, so dass sich die Hyperbeläste der Reflexionen in den Daten nur auf kurzen Entfernungen ausbilden würden. Dieser Effekt wird noch durch die oben erwähnte Tatsache verstärkt, dass der Boomer als seismische Quelle für diese Art der Untersuchung eine ungünstige Abstrahlcharakteristik zeigt. Der Hauptteil der Energie wird gezielt senkrecht nach unten und nicht zu den Seiten abgegeben. Die anderen seismischen Quellen (Sparker und Airgun) bieten keine ausreichende Auflösung, um oberflächennahe Reflexionshyperbeln zu analysieren.

Airgunmessungen können aber zur Geschwindigkeitsbestimmung aus der Steigung charakteristischer Geraden in der seismischen Sektion verwendet werden. Die Einsätze der direkten Welle und der Kopfwellen zeigen sich in Form von Geraden und können gut in den Daten identifiziert werden. Aus dem Anstieg der Einsätze lassen sich einfach die Geschwindigkeiten ableiten. Dabei ist zu beachten, dass sich Kopfwellen von oberflächennahen geringmächtigen Schichten überlagern können und sich deren Einsätze in den Daten somit nicht mehr trennen lassen. Der erste identifizierbare Einsatz einer Kopfwelle kann daher aus etwas größerer Tiefe stammen.

Die AVO-Analyse (*amplitude versus offset*) nutzt Amplitudenunterschiede in den Daten, die durch die verschiedenen Einfallwinkel von Reflexionen entstehen. Bei Variation des Messabstandes zwischen Quelle und Empfänger (Offset) ändern sich auch die Winkel der Reflexionen, die an der gleichen Schichtgrenze reflektiert werden. So kann aus den Amplitudendifferenzen auf die Eigenschaften (z. B. seismische

Geschwindigkeit) an der Schichtgrenze geschlossen werden. Diese Methode ist sehr anfällig für Inhomogenitäten im Untergrund und bietet sich besonders bei starken Änderungen der Untergrundverhältnisse an, wie in der Erdöl- und Erdgasprospektion genutzt (bspw. [Sherrif & Geldart, 1995](#)). Für die vorliegenden Untersuchungen kommt das Verfahren nicht in Frage. Wie in den späteren Kapiteln noch gezeigt wird, unterliegen die Daten sehr großen Amplitudenschwankungen, die auf andere Vorgänge zurückzuführen sind. Diese Amplitudenunterschiede überlagern sich und können nicht getrennt werden.

Für die gegebenen Umstände lässt sich zusammenfassen, dass für eine Geschwindigkeitsbestimmung der Kompressionswellen hochauflösende Boomer-Reflexionsseismik (Laufzeitinformation) in Kombination mit Tiefeninformationen aus Drucksondierungen oder Scholtewellenanalysen verwendet werden kann.

2.2.2. Seismische S-Wellen-Geschwindigkeit v_s

Oberflächenwellenseismik

Scherwellen-Geschwindigkeiten lassen sich mithilfe von Grenzflächenwellen, im marinen Fall von Scholtewellen, bestimmen. Dazu werden ihre Dispersionseigenschaften analysiert, anhand derer eine Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion für Scherwellen ermittelt werden kann. Der relevante Frequenzbereich, in dem Scholtewellen auftreten, liegt zwischen 4 und 50 Hz. Um diese Frequenzen im Boden anzuregen, wird der gleiche Messaufbau wie für die Weitwinkelseismik eingesetzt. Für diese marinen Messungen wird die Mehrkanal-Analyse von Scholtewellen (MASW, *Multichannel Analysis of Surface Waves*) angepasst, die von [Muyzert \(2000\)](#), [Park et al. \(2000\)](#), [Ritzwoller & Levshin \(2002\)](#), [Bohlen et al. \(2004\)](#) und [Klein et al. \(2005\)](#) vorgestellt wurde. Es werden im Allgemeinen ein Luftpulser (*Airgun*) mit einem Kammervolumen von etwa 0,6 Litern ([Bohlen et al., 2004](#)) zur Anregung seismischer Wellen und ein OBS als stationärer Empfänger verwendet. Der schematische Messaufbau sowie ein Datenbeispiel sind in [Abbildung 2.1](#) (Mitte) zu sehen. Das hieraus resultierende Receiver-Gather wird anhand der Methode von [Geiger \(1910\)](#) zur Lokalisierung von Erdbeben einer Positionskorrektur unterzogen und dann gemäß der Processing-Methode von [Bohlen et al. \(2004\)](#) weiter bearbeitet:

[Abbildung 2.3 a\)](#) zeigt die Daten vor der Bearbeitung (mit einer Amplitudenverstärkung zur besseren Sichtbarkeit). Hier ist nur die direkte Welle mit oberflächennahen Multiplen und Reflexionen zu erkennen. Im Bild rechts daneben (b) sorgen ein F-K-Filter und das Ausblenden derjenigen Zeit-Offset-Bereiche, die die

direkte Welle und frühere Einsätze enthalten, dafür, dass andere Wellentypen eliminiert werden. Somit bleibt hauptsächlich der Scholtewellenanteil in den Daten zurück. Die direkte Welle wurde durch diesen Schritt offensichtlich gut herausgefiltert. Ein Tiefpass-Frequenzfilter mit den Eckfrequenzen 1 Hz / 2 Hz / 8 Hz / 10 Hz entfernt außerdem die höherfrequenten Wellenanteile aus den Daten, die nicht dem Scholte-Frequenzbereich zugeordnet werden (c). Um die v_s -Tiefen-Funktion an einem Standort zu bestimmen, wird nur das lokale Wellenfeld um diesen Standort herum benötigt. Andere Offsets des Receiver-Gathers werden ausgeblendet, indem das Wellenfeld mit einem Gauß-Kurven-förmigen Amplituden-Fenster multipliziert wird. Die Scholtewellen sind nach der Bearbeitung gut isoliert bei den relevanten kleineren Offsets zu erkennen (Abb. 2.3, d). Die Daten stammen von der untersuchten Pfahlposition im Windpark BARD Offshore 1.

Als nächstes müssen die Daten aus dem Offset-Zeit-Bereich in den Frequenz-Langsamkeits-Bereich übertragen werden, um Phasen-Langsamkeits-Frequenzspektren (p - f -Spektren) zu erhalten. Dies geschieht mittels der τ - p -Transformation oder *Slant-Stack*-Methode (McMechan & Yedlin, 1981). Aus diesen Spektren können nun Dispersionskurven verschiedener Schwingungsmoden der Scholtewellen bestimmt werden. Die Fundamentalmode und die erste höhere Mode sind in Abbildung 2.4 im p - f -Spektrum hervorgehoben.

Basierend auf einer Modellannahme, die von der Tiefe abhängige Scherwellengeschwindigkeiten umfasst, werden nun synthetische Spektren mit dem modifizierten Thompson-Haskell-Algorithmus von Wang (1999) modelliert und mit den gemessenen Spektren abgeglichen. Zur Minimierung der resultierenden Misfits anhand der Variation der Modellparameter wird das Inversionsschema (Partikel-Schwarm-Optimierung) von Wilken & Rabbel (2012) verwendet. Die Zahl der Nebenminima, die in späteren Iterationsschritten in der Umgebung der Lösung auftreten, hat einen Einfluss auf die Varianz der ermittelten Parameter. Hieraus kann dann die Standardabweichung berechnet werden (Wilken, 2009). Als Ergebnis erhält man ein 1D-Scherwellen-Geschwindigkeitsmodell für den Untergrund an der gegebenen Position.

2.2.3. Seismischer Qualitätsfaktor Q

Es gibt verschiedene Arten, die seismische Dämpfung zu bestimmen. Tonn (1988, 1989) beschreibt und vergleicht ausführlich sieben verschiedene Methoden, die zum Teil im Zeitbereich und zum Teil im Frequenzbereich durchgeführt werden. Zu den Methoden im Zeitbereich gehören die *Amplitudenabfall-Methode*, *Risetime-Methode*, *Wavelet-Modellierung*, *Methode des Analytischen Signals*.

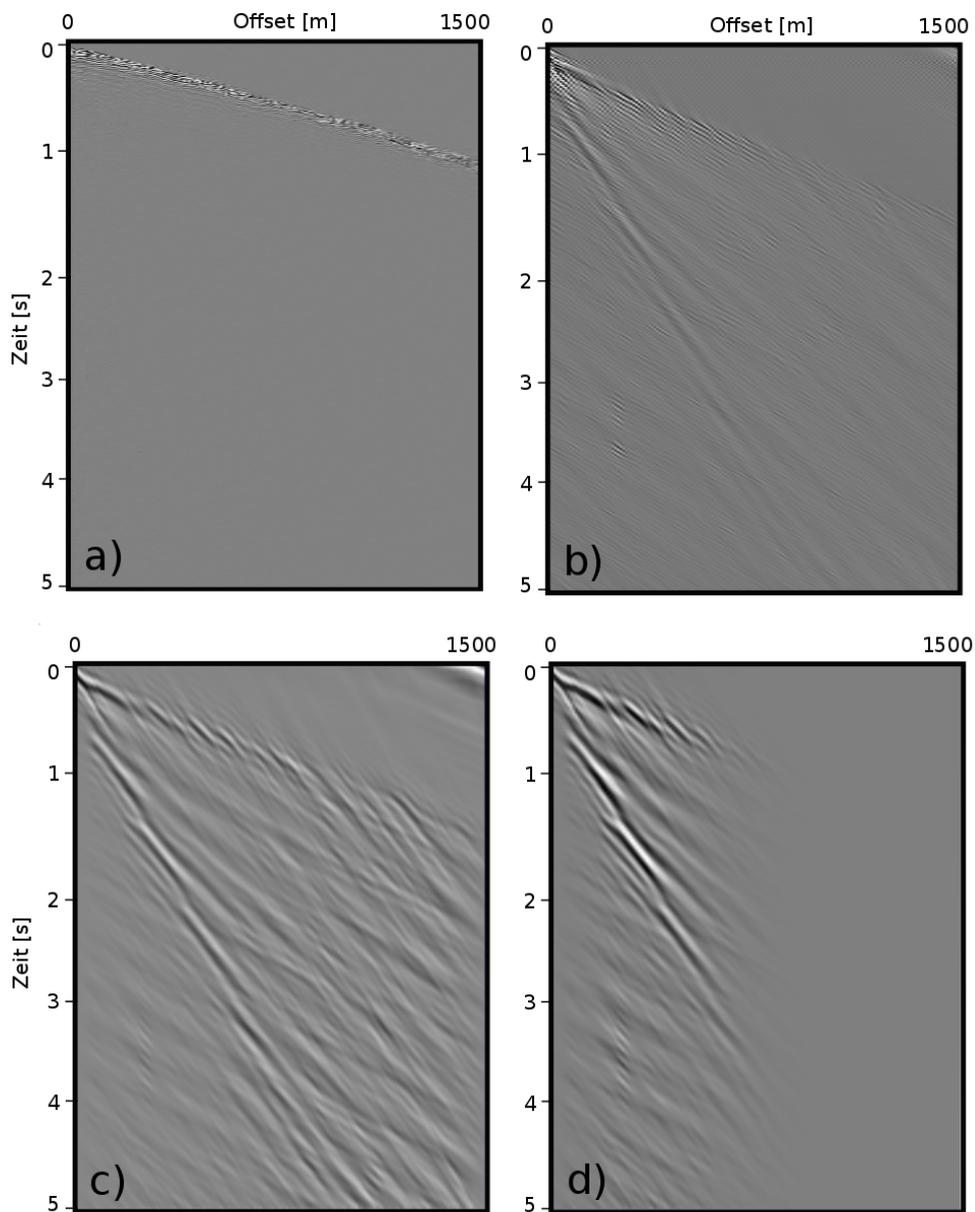


Abbildung 2.3 – Bearbeitungsschritte für die Isolierung der Scholtewellen vor der Inversion. a) Originaldaten mit einer Amplitudenverstärkung, b) Ausblenden der direkten Welle, F-K-Filter, c) wie b) mit zusätzlichem Tiefpassfilter, d) das relevante Wellenfeld nach der Bearbeitung.

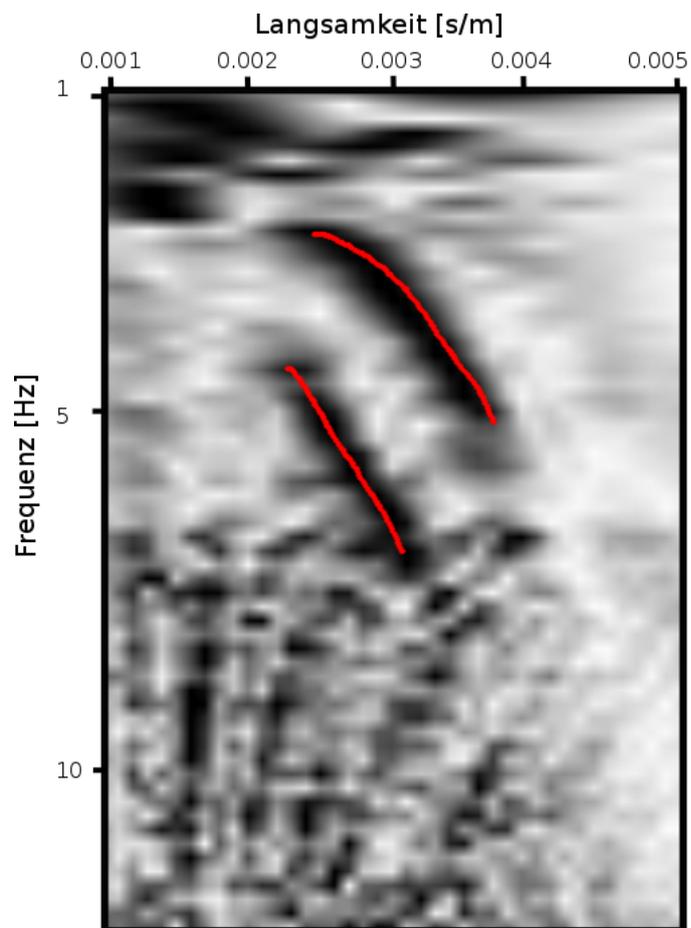


Abbildung 2.4 – Phasen-Langsamkeits-Spektrum der Scholtewellen. Die Fundamentalmode und erste höhere Mode sind rot gekennzeichnet.

2. Sedimentparameter

Im Frequenzbereich kann man folgende Verfahren anwenden: *spektrale Modellierung*, *Matching-Technik*, *Spektrendivisionsmethode*.

a) Bei der *Amplitudenabfall-Methode* wird als einziger Parameter das Abklingverhalten der maximalen Amplitude für die Berechnung der seismischen Dämpfung benutzt. Diese Methode zeigte sich in den Versuchen von Tonn als sehr unzuverlässig.

b) Für die *Risetime-Methode* müssen die maximale Amplitude der ersten Periode und die maximale Steigung des Wavelets zueinander ins Verhältnis gesetzt werden. Dies ergibt die sogenannte *risetime*, mithilfe derer Q bestimmt werden kann. Diese Methode funktionierte in Tests nur bei sehr guter Datenqualität.

c) Bei der *Wavelet-Modellierung* wird ein synthetisches Referenzwavelet erzeugt, das durch eine Schicht mit der Dämpfung Q läuft. Durch Absorption und Dispersion ändert sich die Form des Wavelets, welches durch Anpassung von Q dem eigentlichen Signal angenähert wird. Der korrekten Zeitsynchronisation muss hier besondere Beachtung geschenkt werden.

d) Die Methode des *analytischen Signals* basiert auf der Darstellung des Signals mithilfe der Momentanamplitude und Phase und auf der Anwendung der Hilbert-Transformation. Die resultierende Gleichung kann auf verschiedene Arten gelöst werden, wobei der Laufzeitunterschied δt hier immer eine wichtige Rolle spielt.

e) Bei der *spektralen Modellierung* werden im Gegensatz zur Wavelet-Modellierung keine Wavelets sondern Amplitudenspektren modelliert. Phaseninformationen gehen hierbei verloren; allerdings spielt die zeitliche Synchronisation keine Rolle.

f) Die *Matching-Technik* basiert auf der Berechnung von (Energie-)Transferfunktionen und von Kreuz- und Autokorrelation für zwei Signale, die aneinander angepasst werden. Die Steigung des logarithmischen Quotienten der Funktionen lässt dann auf Q schließen.

g) Bei der *Spektrendivisionsmethode* werden die Amplitudenspektren zweier seismischer Signale für die Berechnung der Dämpfung verwendet. Nach einer Isolierung der zu untersuchenden seismischen Einsätze wird der Quotient der Amplitudenspektren A_1 und A_2 logarithmisch als Funktion der Frequenz dargestellt und aus der Steigung der Kurve Q bestimmt (Gl. 2.11 - 2.14).

In dieser Arbeit wird für alle Berechnungen der seismischen Dämpfung die Spektrendivisionsmethode angewendet. Bei der Auswahl dieser Methode flossen einerseits die Ergebnisse aus der Arbeit von [Tonn \(1989\)](#) ein. Außerdem hat sie sich als zuverlässige Methode zur Berechnung der seismischen Dämpfung herausgestellt, wie eine große Publikationsbreite der vergangenen Jahre belegt. Hier sind beispielsweise die Arbeiten von [Pinson et al. \(2008\)](#), [Sain et al. \(2009\)](#), [Broadhead et al. \(1993\)](#), [Haase et al. \(2004\)](#) und [Matsushima \(2006\)](#) zu nennen. Im Folgenden wird die Spektrendivisionsmethode näher erklärt; für eine Beschreibung der anderen Verfahren sei auf [Tonn \(1989\)](#) verwiesen.

Spektrendivision

Die Spektrendivisionsmethode zur Bestimmung des seismischen Gütefaktors Q basiert auf der Gleichung [2.14](#)

$$\ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] = \frac{\pi f x}{Qv} + \text{const.}$$

Durch die (logarithmische) Division der Spektren zweier Signale erhält man eine Geradengleichung im Frequenzbereich, aus deren Steigung die seismische Güte Q unmittelbar bestimmt werden kann. Die Signale können von verschiedenen Stationen oder aus unterschiedlichen Tiefen stammen, jedoch muss der betrachtete Frequenzbereich bei beiden Signalen übereinstimmen.

Die Vorgehensweise für die Spektrendivision ist in [Abbildung 2.5](#) dargestellt und sei hier kurz erläutert: Als Beispiel wird eine weitwinkelseismische Sektion betrachtet, aus der zwei seismische Spuren A und B ausgewählt werden, die um den Abstand x voneinander entfernt liegen. Von diesen Spuren werden nun jeweils der gleiche Einsatz der zu betrachtenden Welle (bspw. Kopfwelle) isoliert und von diesen Ausschnitten die Frequenzspektren bestimmt. Trägt man den Logarithmus des Quotienten der beiden Spektren über der Frequenz auf, ergibt sich eine Kurve, die durch eine Gerade angenähert werden kann. Aus der Steigung dieser Geraden lässt sich nun bei Kenntnis der anderen Parameter der seismische Qualitäts- oder Gütefaktor Q ermitteln.

Seismische Messungen

Im marinen Bereich bietet sich die Weitwinkelseismik für die Bestimmung des Qualitätsfaktors mittels zwei verschiedener seismischer Spuren an. Erkennbare Einsätze sind hier die direkte Welle, Reflexionen, Kopfwellen und Scholtewellen. Da im vorliegenden Fall durch den Untergundaufbau oberflächennah viele Reflexionen auftreten (siehe nächstes Kapitel), überlagern sich diese mit dem Signal der di-

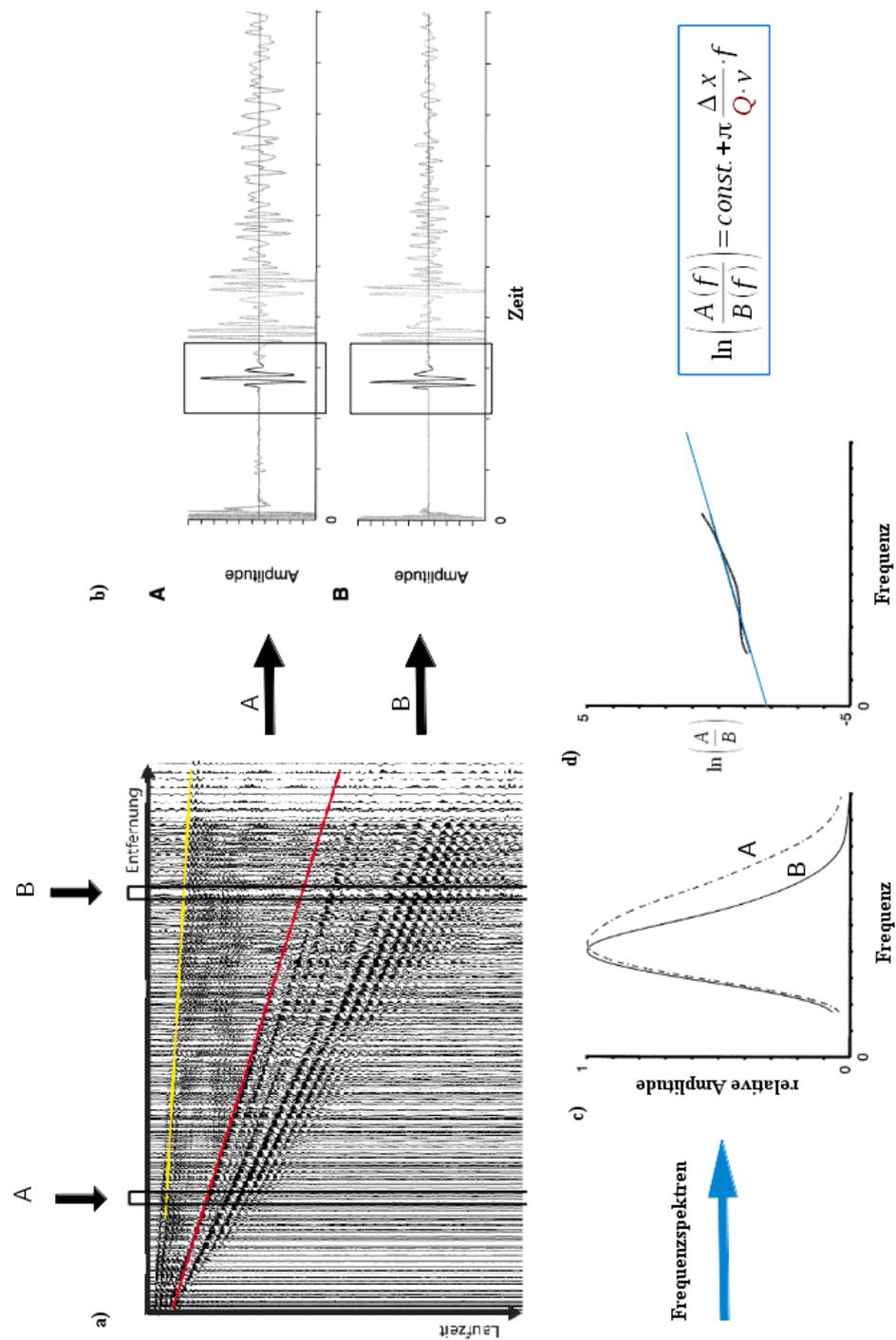


Abbildung 2.5 – Schematische Vorgehensweise bei der Spektrendivisionsmethode. a) Zwei seismische Signale werden ausgewählt und b) der zu betrachtende Welleneinsatz jeweils isoliert. c) Die sich unterscheidenden Frequenzspektren der Signale werden d) dividiert und logarithmiert. Die Steigung der resultierenden Kurve gibt Aufschluss über den Qualitätsfaktor Q . b) - d) verändert nach [Stephen \(2001\)](#).

rekten Welle und flacher Kopfwellen, so dass diese Einsätze nicht isoliert werden können. Bei größeren Offsets wird dann eine Kopfwelle sichtbar, die aus dem Bereich etwas unterhalb der sehr flachen Kopfwellen stammt. Diese kann gut isoliert und für die Bestimmung von Q verwendet werden.

Reflexionsseismische Daten können ebenfalls verwendet werden, indem auf einer seismischen Spur zwei Reflexionen aus unterschiedlichen Tiefen analysiert werden. Bei den vorliegenden Daten führte diese Vorgehensweise aufgrund ungenügender Datenqualität allerdings zu keinem brauchbaren Ergebnis, da die jeweiligen Einsätze nicht gut isoliert werden konnten. Deshalb wird im Folgenden auf die Bestimmung der seismischen Güte aus den Kopf- und Scholtewellen der weitwinkelseismischen Daten eingegangen.

Prozessing-Schritte

Die Art und Weise der Signalisolierung unterscheidet sich etwas je nach untersuchter Wellenart. In der vorliegenden Arbeit wurden sowohl P-Wellen als auch Scholtewellen untersucht, die im Folgenden kurz einzeln betrachtet werden. Abbildung 2.6 (links) zeigt die seismische Sektion mit dem rot markierten Bereich der Kopfwellen. Diese sollen nun isoliert werden. Zuerst werden alle Spuren der Sektion entfernt, die keine erkennbaren Kopfwelleneinsätze zeigen. In Abbildung 2.6 (Mitte) bleiben somit 22 seismische Spuren über eine Entfernung von ca. 400-620 m. Dann werden mit einer Mute-Funktion alle seismischen Einsätze ausgeblendet, die nicht für die Auswertung benutzt werden. Hierbei wird für jede seismische Spur vor dem relevanten Signal ein Zeitstempel gesetzt (Abb. 2.6, Mitte, rote Punkte). In einem festen Zeitabstand nach diesem Stempel wird ein zweiter Stempel gesetzt. Im Bereich außerhalb der Stempel werden alle restlichen Signale mit einem Taper ausgeblendet. Nach dem Ausblenden der unerwünschten Einsätze ist nur noch das Signal der Kopfwelle enthalten. In Abbildung 2.6 (rechts) kann man die einzelne Wellenlänge des Kopfwelleneinsatzes sehr gut erkennen. Außerdem ist zu sehen, wie sich die Signalform von niedrigen zu höheren Offsets kontinuierlich ändert.

2) Signalisolierung für Scholte-Wellen

Die Dispersion der Scholtewellen führt im Zeitbereich zu einem Auffächern des Signals. Durch eine Dispersionskorrektur können Phasenunterschiede durch die Dispersion korrigiert werden. Dazu wird das Wellenfeld $W(f, x)$ im Frequenzbereich mit einer Phasenverschiebung multipliziert (Park et al., 1999), welches das korrigierte Wellenfeld $W_{korr}(f, x)$ ergibt:

$$W_{korr}(f, x) = e^{-2i\pi f x p(f)} W(f, x) \quad (2.17)$$

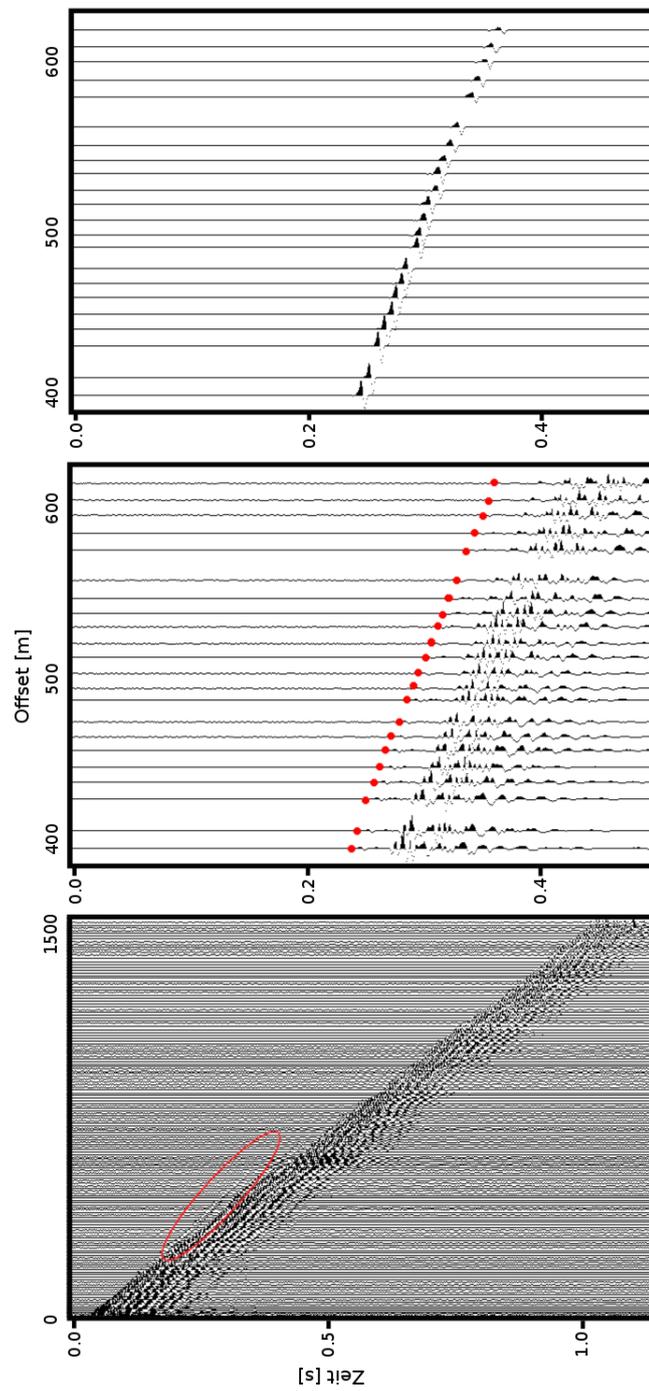


Abbildung 2.6 – Signalisierung für Kopfwellen. *Unten*: Originaldaten (mit einer einfachen Verstärkungsfunktion); *Mitte*: Isolieren der relevanten seismischen Spuren, Zeitstempel vor dem Signaleinsatz; *oben*: Alle Einsätze sind ausgeblendet, die nicht zum untersuchten Kopfwelleneinsatz gehören.

Hierbei sind f die Frequenz, x die Entfernung des Empfängers zum Schusspunkt und $p(f)$ die Phasenlangsamskeit der Dispersionskurve.

In Abbildung 2.7 (oben links) sind die Originaldaten mit einer einfachen Verstärkungsfunktion (*gain*) dargestellt. Die direkte Welle und Reflexionen haben eine größere Amplitude als die tieffrequenten Scholtewellen, so dass letztere hier fast nicht zu erkennen sind. Im Zeitbereich werden die direkte Welle und alle Einsätze oberhalb davon ausgeblendet (Abb. 2.7, oben rechts) und danach ein Tiefpassfilter auf die Daten angewendet (Abb. 2.7, unten links). Die Scholtewellen im linken Teil der seismischen Sektion sind nun sehr viel besser zu erkennen, auch wenn im oberen Teil noch Reste der direkten Welle enthalten sind. Danach wird über das o. g. Slant-Stack-Verfahren das p - f -Spektrum (Abb. 2.7, unten rechts) erzeugt und hier die Fundamentalmode identifiziert (vgl. Abb. 2.4). Anhand dieser gepickten Werte (Langsamkeit, Frequenz) wird eine Dispersionskorrektur durchgeführt, so dass die Welleneinsätze im Zeitbereich nun an anderen Stellen zu finden sind (Abb. 2.8, oben links). Der horizontale Einsatz ganz oben ist der gewünschte Wellenanteil der Fundamentalmode und wird daher von den anderen Einsätzen isoliert (Abb. 2.8, oben rechts). Nach Rücktransformation in den ursprünglichen Zeitbereich bleibt noch der Wellenanteil der Fundamentalmode zurück (Abb. 2.8, unten links). Das p - f -Spektrum dieser Sektion enthält nach erfolgreicher Eliminierung dann ebenfalls nur noch die Fundamentalmode (Abb. 2.8, unten rechts).

Bei schlechter Datenqualität kann es passieren, dass die Dispersionskorrektur keine zufriedenstellenden Ergebnisse hervorbringt. In dem Fall werden die oben genannten Prozessingschritte ohne die Dispersionskorrektur durchgeführt.

3) Frequenzspektren

Nach der Signalisolierung wird von dem verbleibenden Wellenzug das Amplituden-Frequenzspektrum berechnet. Für jede seismische Spur, also für verschiedene Offsets, ist somit die spektrale Information für einen Wellentyp verfügbar und kann für die weitere Bearbeitung genutzt werden. Abbildung 2.9 zeigt das Frequenzspektrum der isolierten Kopfwellen für alle Offsets, Abbildung 2.10 das der isolierten Scholtewellen. Der Energiebereich der Kopfwellen liegt etwa zwischen 50 und 150 Hz, während die Energie der Scholtewellen bei tieferfrequenten Werten zwischen 2 und 7 Hz zu finden ist. Auffällig sind in beiden Abbildungen die von Spur zu Spur schwankenden Frequenzmaxima, die besonders bei der Scholtewellenbetrachtung zu sehr instabilen Spektrendivisionskurven führen können. In diesem Fall wird das Frequenzspektrum zusätzlich geglättet (siehe Abb. 2.10, rechts).

4) Division der Spektren und Bestimmung von Q

Für zwei Spuren mit einem bestimmten Abstand x zueinander wird der Quotient aus den jeweiligen Frequenzspektren berechnet und logarithmisch über der Frequenz aufgetragen. Nach Gleichung 2.14 kann nun der Qualitätsfaktor Q aus

2. Sedimentparameter

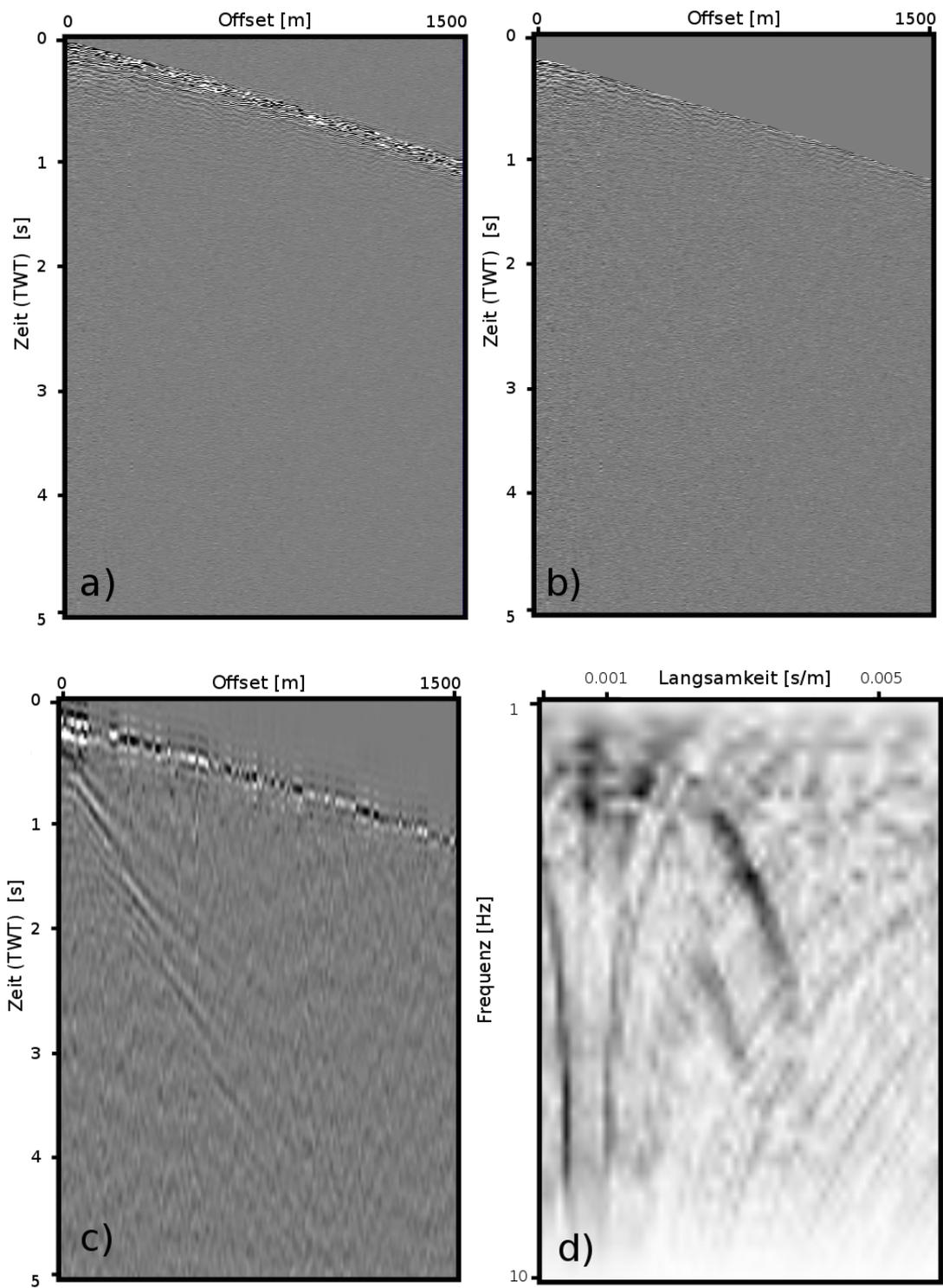


Abbildung 2.7 – Scholtewellen-Isolierung für die Spektrendivision. a) Originaldaten mit Verstärkungsfunktion, b) Ausblenden der direkten Welle und zeitlich früherer Einsätze, c) wie b) mit zusätzlichem Tiefpassfilter (1/2/8/10 Hz), d) resultierendes Phasen-Langsamkeits-Spektrum.

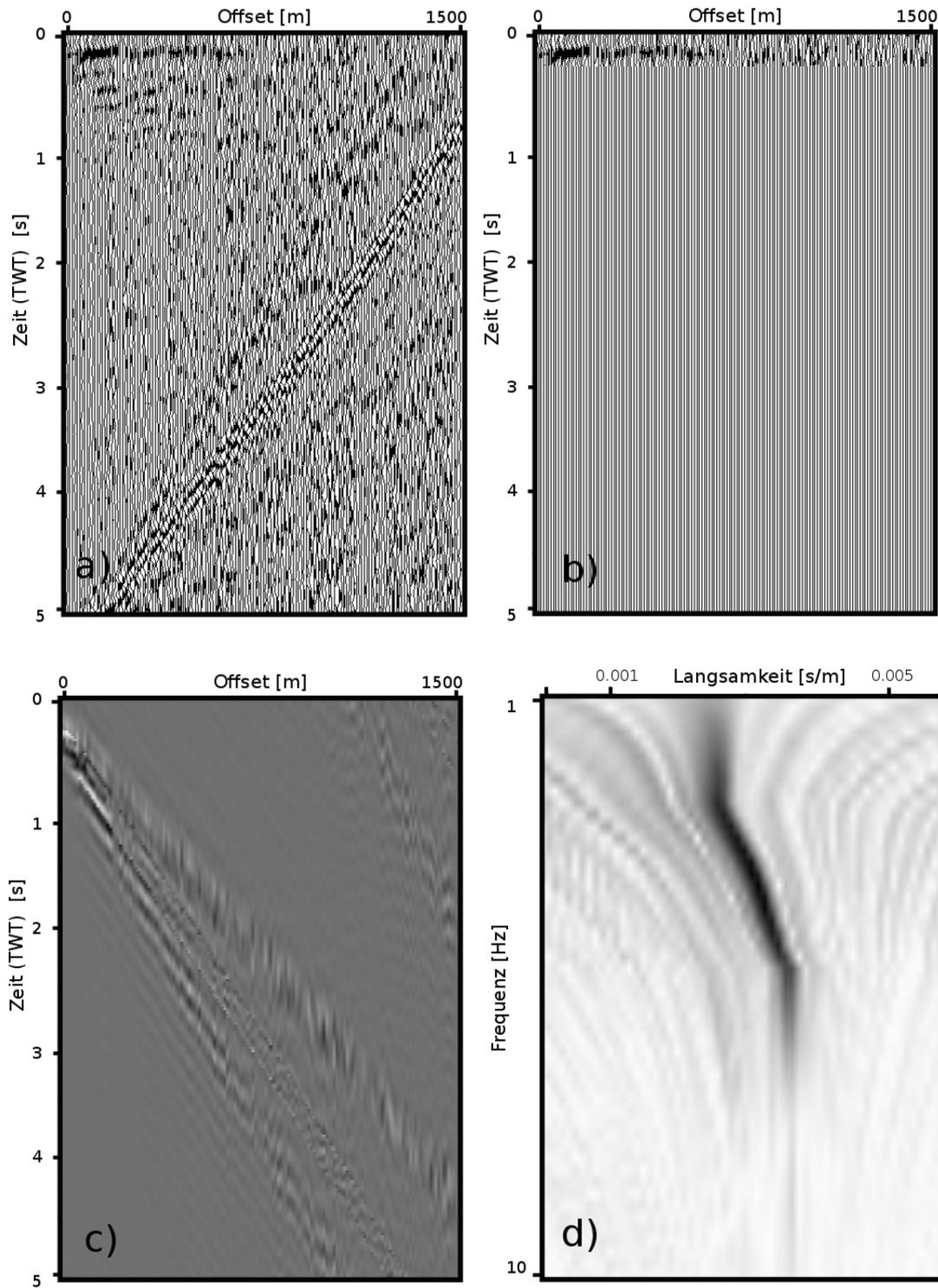


Abbildung 2.8 – Scholtewellen-Isolierung für die Spektrendivision. a) Dispersionskorrektur angewendet auf Daten von Abbildung 2.7 c), b) Ausblenden störender Einsätze, c) Rücktransformation, d) Phasen-Langsamkeits-Spektrum nach der Dispersionskorrektur.

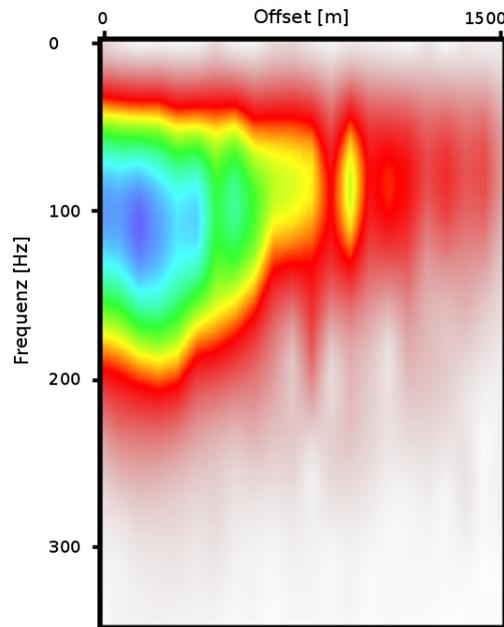


Abbildung 2.9 – Frequenzspektrum der isolierten Kopfwellen.

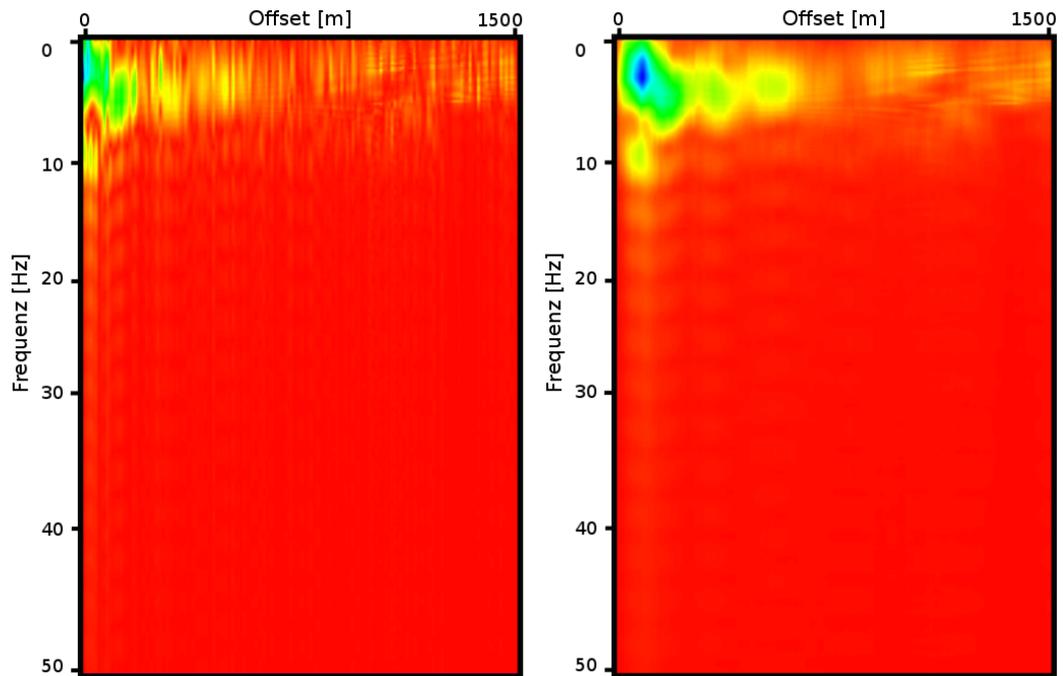


Abbildung 2.10 – *Links*: Frequenzspektrum der isolierten Scholtewellen, *rechts*: geglättetes Frequenzspektrum der isolierten Scholtewellen.

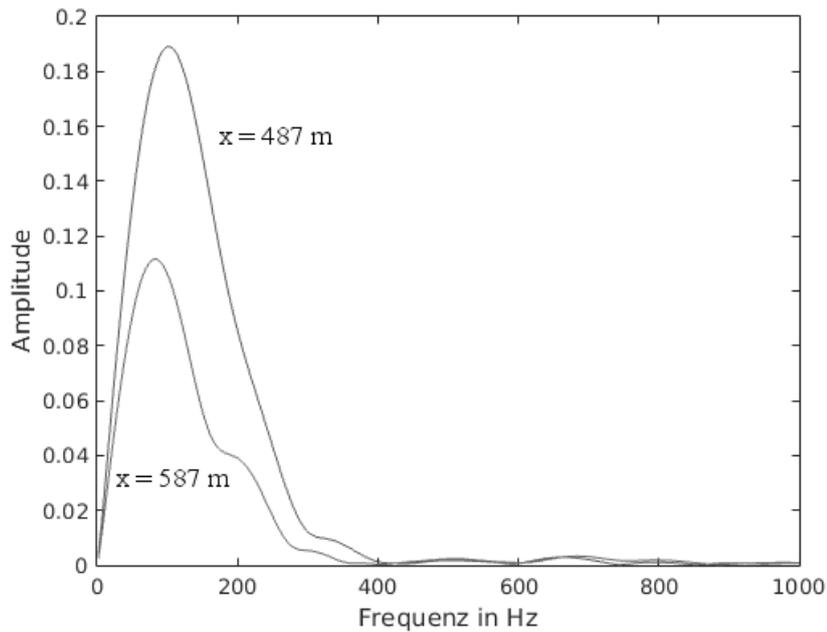


Abbildung 2.11 – Einzelne Frequenzspektren zweier Spuren in einem Abstand $x=100$ m der Kopfwellen.

der Steigung dieser Kurve hergeleitet werden. Die Steigung wird für die isolierten Wellen jeweils über eine lineare Regression bestimmt. Hierbei ist zu beachten, dass nur der Frequenzbereich der Kurve mit einbezogen wird, in dem auch die Energie des Signals liegt. Für Frequenzen außerhalb dieses Bereichs gibt es keine belastbaren Amplitudeninformationen. In [Abbildung 2.11](#) sind die einzelnen Kopfwellen-Frequenzspektren zweier Spuren mit dem Abstand $x=100$ m zueinander zu sehen, [Abbildung 2.12](#) zeigt ihre logarithmische Spektrendivision. Der auswertbare Frequenzbereich erstreckt sich hier von 50 Hz bis 150 Hz; niedrigere und höhere Frequenzen sind für die Spektrendivision nicht zu verwenden, da hier keine relevanten spektralen Informationen enthalten sind.

Qualitätskontrolle der linearen Regression

Um die Güte der Anpassung zu bestimmen, wird das Bestimmtheitsmaß (R^2) verwendet. Das Bestimmtheitsmaß gibt an, wie gut die Messwerte durch die lineare Regression erklärt werden können, und kann Werte von 0 bis 1 (bzw. 0 und 100 %) annehmen. Ein Wert von 1 sagt aus, dass die Regressionsgerade y_{fit} 100 % der Varianz der Messwerte y vorhersagt. Das Bestimmtheitsmaß ist definiert durch

$$R^2 = 1 - \frac{SS_{resid}}{SS_{total}}, \quad (2.18)$$

2. Sedimentparameter

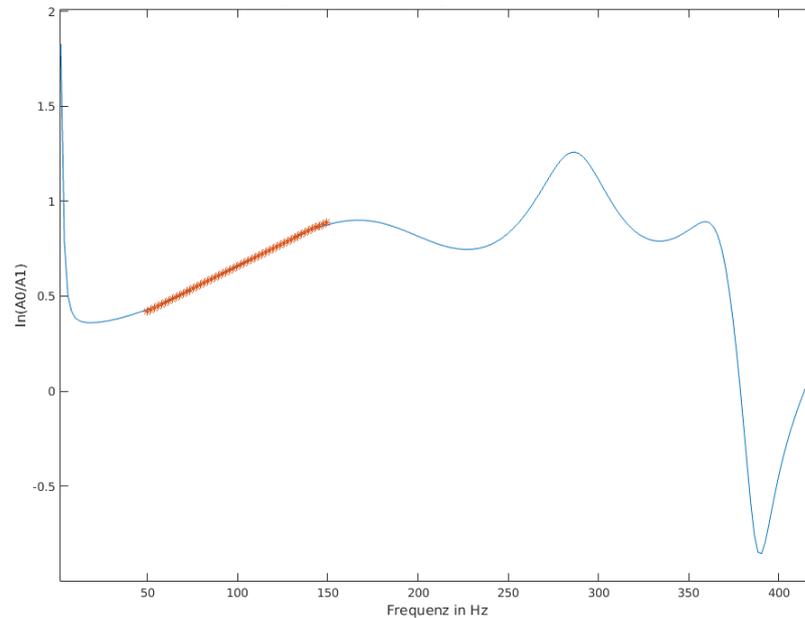


Abbildung 2.12 – Spektrendivision zweier Spuren in einem Abstand $x=100$ m der Kopfwellen. Der analysierte Bereich liegt zwischen 50 Hz und 150 Hz. Die rote Gerade ist die lineare Regression. In diesem Beispiel konnte die Spektrendivisionskurve sehr gut angepasst werden. $R^2=99,9\%$.

wobei

$$SS_{resid} = \sum lq_{resid}^2, \quad lq_{resid} = y - y_{fit}, \quad SS_{total} = (Anzahl(y) - 1) * var(y).$$

Für die vorliegenden Kopfwellen-Messungen werden nur diejenigen Spurpaare in die Spektrendivision einbezogen, deren Regressionsgerade ein Bestimmtheitsmaß $R^2 > 95\%$ aufweist. Damit wird eine belastbare Datengrundlage sichergestellt, da die nicht ausreichend gut angepassten Kurven nicht berücksichtigt werden. Abbildung 2.12 zeigt ein Beispiel einer sehr guten Anpassung mit einem Bestimmtheitsmaß von 99,9%.

Für Scholtewellen muss diese Form der Qualitätskontrolle angepasst werden, da die Regressionsgerade über einen sehr kurzen Frequenzbereich berechnet wird. Daher ist die Abtastung im Frequenzbereich sehr klein. Abbildung 2.13 zeigt ein Beispiel für Scholtewellen. Die kleine Anzahl der Frequenzwerte führt zu einem kleineren Bestimmtheitsmaß.

Außerdem werden sowohl bei Kopf- als auch bei Scholtewellen nur diejenigen Divisionsergebnisse berücksichtigt, bei denen die lineare Regression eine positive Steigung hat.

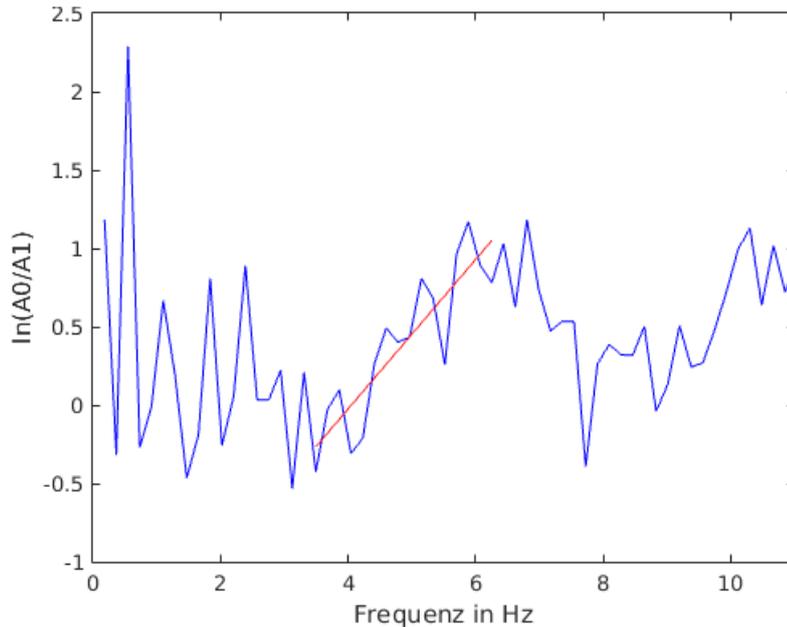


Abbildung 2.13 – Spektrendivision zweier Spuren in einem Abstand $x=250$ m der Scholte-
wellen. Der analysierte Bereich liegt zwischen 3 Hz und 7 Hz. Die rote Gerade ist die lineare
Regression. Das Bestimmtheitsmaß $R^2=76\%$ ist kleiner als das der Kopfwellenbetrachtung
aufgrund der geringeren spektralen Abtastung und somit Anpassungsmöglichkeit.

Mehrere Spurenpaare und verschiedene Spurbstände

Die Auslagenlänge und Schussdichte der marinseismischen Messungen erlaubt zu-
dem eine Auswertung von mehr als einem Spurenpaar für einen Abstand x . Um alle
Spurenpaare zu finden, die den gleichen Abstand x voneinander haben, werden die
Offset-Informationen der seismischen Sektion (s. Tab. 2.1) analysiert und die Ab-
stände zwischen allen Spuren zueinander in eine Matrix geschrieben (s. Tab. 2.2).
Mithilfe dieser Matrix können dann für einen Abstand x automatisch alle richtigen
Spektrenpaare angesprochen werden. Für den gleichen Abstand x ergeben sich so-
mit mehrere verschiedene Spektrendivisionskurven und damit auch mehrere Werte
für die seismische Dämpfung. Diese Redundanz kann statistisch für die Fehlerana-
lyse verwendet werden.

Spur-Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Offset [m]	67	68	70	73	79	85	92	100	108	117

Tabelle 2.1 – Beispiel für Header-Informationen einer seismischen Sektion: Spurnummer
und Offset.

2. Sedimentparameter

(Spur) i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$i+1$	1	2	3	8	8	9	
$i+2$	3	5	9	16	17		
$i+3$	6	11	15	25			
$i+4$	12	17	22				
$i+...$					

Tabelle 2.2 – Abstand x zwischen Spur i und Spur $i+k$

Ebenso kann mit anderen Abständen x zwischen den Spuren verfahren werden, so dass am Ende jedes mögliche Spurenpaar theoretisch mit in die Q -Bestimmung einbezogen wird.

3. Fallstudie: Parameterbestimmung am Beispiel des Untersuchungsgebiets BARD Offshore 1

Im ersten Teil dieses Kapitels wird die geologische Situation im Gebiet des untersuchten Windparks vorgestellt, welcher danach kurz beschrieben wird. Im Anschluss daran folgt eine Beschreibung der vorgenommenen Messungen sowie deren Ergebnisse.

3.1. Geologie im Untersuchungsgebiet

Für eine Beurteilung der Schallausbreitung durch den Boden muss auch die geologische Situation einbezogen werden. Bei kürzeren Distanzen der Schallausbreitung, wie sie in den Messungen betrachtet werden, ist anzunehmen, dass hauptsächlich oberflächennahe Bodenschichten einen signifikanten Beitrag zum Rückeintrag des Schalls in die Wassersäule leisten. Deshalb soll das Hauptaugenmerk im Folgenden auf der Entstehung typischer Strukturen im oberflächennahen Untergrund liegen.

Glaziale Phase: bis zum Beginn des Holozäns (11 700 Jahre vor heute)

Während des Quartärs kam es im Nordseeraum zu drei großen Kaltzeiten, die von vordringendem und wieder zurückweichendem Eis begleitet wurden. Während des Elster-Glazials (ca. 400 000 bis 340 000 Jahre vor heute (v. h.), Abb. 3.1) und des Saale-Glazials (ca. 300 000 bis 130 000 Jahre v. h.) reichten die Eismassen von Norden bis nach Mitteldeutschland hinein und bedeckten die Deutsche Bucht komplett (siehe Abb. 3.2). In diesen Stadien führten Bewegungen und die Entwässerung der Gletschermassen zur Bildung von komplexen Systemen sogenannter Tunneltäler (Streif, 2004) und zu Ablagerungen fluvialer Sande von Elbe, Rhein, Themse, Maas und norddeutschen Flüssen (Jansen et al., 1979). Diese tunnel- und rinnenartigen Strukturen sind besonders in seismischen Reflexionsdaten sehr gut zu erkennen und für große Teile der Nordsee kartiert worden (bspw. Lutz et al.,

System	Serie	(Inter-) Glazial	Alter (Jahre vor heute)	
Quartär	Holozän		0 bis 11.700	
	Pleistozän	Weichsel		11.700 bis 115.000
		Eem		115.000 bis 130.000
		Saale		130.000 bis 300.000
		Holstein		300.000 bis 340.000
		Elster		340.000 bis 400.000
			bis 2,6 Mio	

Abbildung 3.1 – Übersicht der Kalt- und Warmzeiten im Quartär, Altersangaben aus [Petit et al. \(1999\)](#).

2009; [Huuse & Lykke-Andersen, 2000](#)). Die seismische Sektion in [Abbildung 3.3](#) zeigt ein typisches Beispiel solch einer Rinnenstruktur.

Es gibt verschiedene Meinungen darüber, wie weit das Eis während des jüngsten Glazials (Weichselkomplex, ca. 115 000 bis 11 700 Jahre v. h.) in der Nordsee nach Süden ausgedehnt war (bspw. [Ehlers & Wingfield, 1991](#); [Jansen et al., 1979](#); [Sejrup et al., 2000](#)); die Studien stimmen jedoch überein, dass die Deutsche Bucht nicht von den nördlichen Eismassen bedeckt war ([Carr et al., 2006](#)).

Während dieser Zeit fiel die südliche Nordsee trocken und es lagerten sich nicht-marine Sedimente wie glaciolakustrine Tone, Feinsande und fluviale Sande sowie Süßwassertone im Nordseebecken ab ([Jansen et al., 1979](#)). Darüber setzten sich gegen Ende der Kaltzeit äolische Sande ab (sogenannte *cover sands*).

Postglaziale Phase: ab dem Holozän (0 bis 11 700 Jahre vor heute)

Zum Ende der glazialen Phase stieg der Meeresspiegel wieder an und führte südlich der Doggerbank somit zur Bildung von Torf und später zu Ablagerungen von Watt-sedimenten, als ein immer größerer Teil der Nordsee zum Wattenmeer wurde (siehe bspw. [Jansen et al., 1979](#)). Die jüngsten Ablagerungen darüber bestehen aus Meer-sanden, sogenannten *Young Sea-sands* und bilden den heutigen Boden fast der gesamten südlichen Nordsee mit Mächtigkeiten meist unter 5 m ([Streif, 2004](#)). Im südwestlichen Teil der Nordsee und im Elbe-Urstromtal finden sich Schichtdicken von 10 - 15 m. Die holozänen marinen Sedimente können aber auch nur sehr geringe

3.1. Geologie im Untersuchungsgebiet

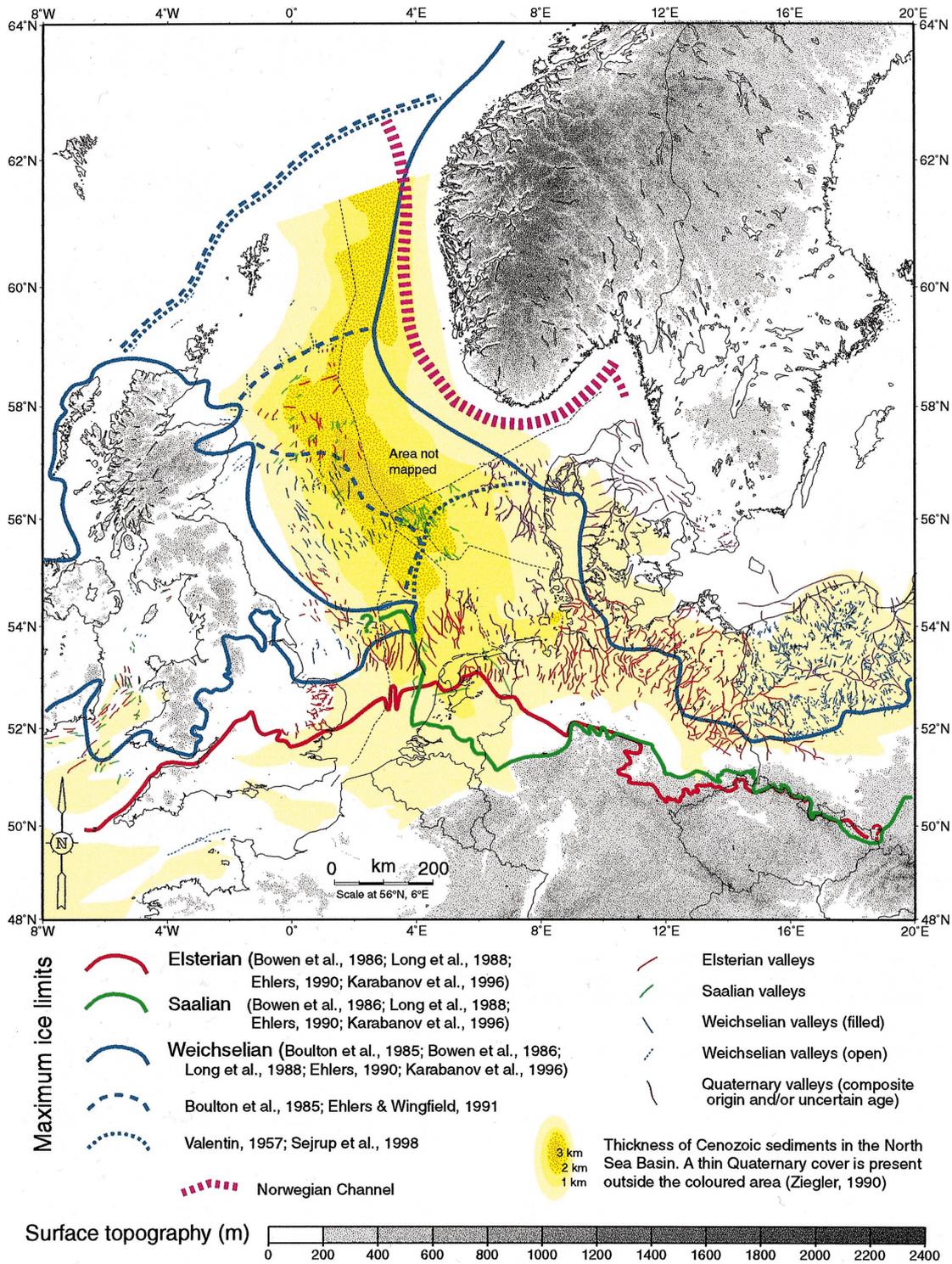


Abbildung 3.2 – Ausdehnung der Vergletscherung während der letzten Glaziale und eiszeitliche Tunneltäler (Huuse & Lykke-Andersen, 2000).

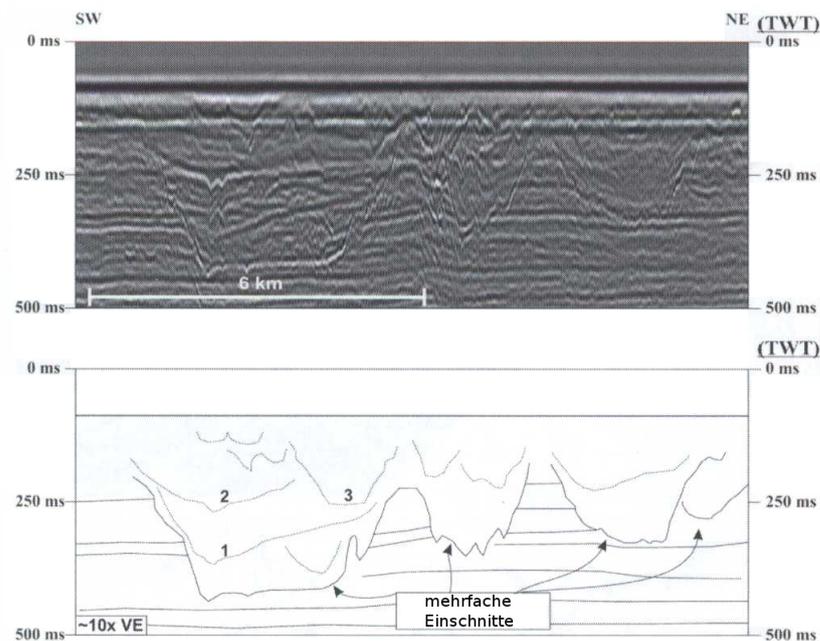


Abbildung 3.3 – Seismische Sektion über eiszeitliche Strukturen in der Nordsee (nach [Lutz et al., 2009](#)).

Mächtigkeiten von 50 cm aufweisen, wie beispielsweise vor der nordholländischen Küste. [Jansen et al. \(1979\)](#) beschreiben außerdem eine Abnahme der Korngröße von Süden nach Norden, welche offenbar auf die gezeitenbedingten Strömungen im Meer zurückzuführen ist. Östlich des Elbe-Urstromtals finden sich pleistozäne Sedimente an der Oberfläche. Dies lässt darauf schließen, dass dort keine aktuelle Sedimentation stattfindet ([de Haas et al., 1997](#)). Im Gegensatz dazu beträgt die durchschnittliche Sedimentationsrate innerhalb des Elbe-Urstromtals nach [Hertweck & Reineck \(1969\)](#) derzeit 10 cm in 100 Jahren.

3.2. Der Windpark BARD Offshore 1

Die Untersuchungen, die die Grundlage für diese Arbeit bilden, fanden im Offshore-Windpark BARD Offshore 1 (BO1) in der Nordsee statt. Der Park liegt ca. 100 km vor der deutschen Nordseeküste in der Ausschließlichen Wirtschaftszone und wurde von der BARD Group geplant und errichtet. Er umfasst 80 Windenergieanlagen (WEA) und eine Umspannplattform auf einer Fläche von 59 km² (siehe [Abb. 3.4](#)). Die durchschnittliche Wassertiefe in dem Areal beträgt ca. 40 m. Im Sommer 2013 wurde die Anlage vollständig in Betrieb genommen und operiert seither mit einer

Gesamtnennleistung von 400 MW (entspricht 80 WEA mit je 5 MW Nennleistung) als erster kommerzieller Offshore-Windpark in der Nordsee. Die Anlagen sind auf Tripile-Fundamenten gegründet, deren drei Pfähle jeweils einen Durchmesser von ca. 3,5 m haben. Die Nabenhöhe liegt ca. 90 m über dem Wasser und der Rotor-durchmesser misst 122 m.

Für die Messungen wurde ein WEA-Standort am westlichen Rand des Windparks ausgewählt, um Störungen des Schiffsverkehrs im Areal zu vermeiden und um die Beeinträchtigung der Messungen durch die laufenden Offshore-Arbeiten möglichst gering zu halten (Standort siehe ebenfalls Abb. 3.4).

Im Folgenden werden aus Gründen der Vereinfachung die BARD Group und alle eventuellen Unterauftragnehmer unter der Bezeichnung BARD zusammengefasst.

3.3. Messungen

Die Messungen im Windpark unterteilen sich in zwei Abschnitte: Der erste Teil der Daten wurde während einer Voruntersuchung im März 2012 mit Hilfe aktiver mariner Seismik akquiriert. Der zweite Teil der Messdaten wurde ein halbes Jahr später, im September 2012, während des eigentlichen Rammvorganges aufgenommen.

3.3.1. Voruntersuchung

Die Voruntersuchung wurde mit dem deutschen Forschungsschiff (FS) ALKOR vom 16. - 24. März 2012 im Windparkgebiet durchgeführt (Fahrt AL386). Während dieser Zeit befand sich ein Teil des Windparks bereits im Bau, am Messstandort konnten jedoch noch Messungen auf unbebautem Gebiet durchgeführt werden. Hierzu gehören reflexionsseismische Messungen sowie Weitwinkel- und Oberflächenwellenseismik, auf die in den folgenden Abschnitten eingegangen wird. Außerdem hat BARD Messdaten einer Drucksondierung am Standort zur Verfügung gestellt.

Reflexionsseismik

Abbildung 3.5 zeigt das reflexionsseismische Profilnetz, das während der Messungen abgefahren wurde. Der Mittelpunkt des Gitters ist hierbei auf den Standort des zukünftigen Pfahls festgelegt. Das Gitter besteht aus 22 seismischen Profillinien

mit einer Länge von je 500 m und einem Abstand von 50 m zwischen den einzelnen Linien. Als Schallquelle wurde ein Boomer eingesetzt, ein Ein-Kanal-Streamer diente bei den Messungen als Aufnahmeeinheit. Der Streamer bestand aus neun Einzelhydrophonen mit einem Hydrophonabstand von 0,39 m, die zu einer Gruppe zusammengeschlossen sind. Der Abstand zwischen Boomer und Streamermitte betrug ca. 4 m. Diese Messanordnung ist keine eigentliche Zero-Offset-Messung. Der Laufzeitunterschied verglichen mit einer „echten“ Zero-Offset-Anordnung (Abstand zwischen Boomer und Streamer = 0 m) liegt jedoch in der Größenordnung 10^{-7} s für die Meeresbodenreflexion (bei 40 m Wassertiefe). Auch für Tiefen von 60 m unterhalb des Meeresbodens beträgt die Abweichung ca. 10^{-5} s. Die Laufzeitunterschiede sind damit vernachlässigbar gering, so dass die verwendete Geräteanordnung bei der gegebenen Untersuchungstiefe (bis ca. 40 m unter Meeresboden) als Zero-Offset-Messung betrachtet werden kann.

Weitwinkel- und Oberflächenwellenseismik

Für diesen Teil der Untersuchungen wurde ein Ozeanboden-Seismometer (OBS) am zukünftigen Pfahlstandort ausgebracht, um die Bodenbewegungen aufzunehmen. Das OBS war ausgerüstet mit einem 4,5 Hz-Vertikalgeophon sowie einem omnidirektionalen Breitbandhydrophon. Entlang einer 5 km langen, West-Ost-gerichteten Profillinie (siehe Abb. 3.5) wurde dann eine Airgun mit einem Volumen von 0,6 Litern in einer Tiefe von 8 m und mit einem Druck von 110 bar gefeuert, um unter anderem die tieffrequenten Scholtewellen anzuregen.

Drucksondierung und Bodenprofil

Im Rahmen der gesetzlich vorgeschriebenen Baugrunderkundung für den Bau von Offshore-Windparks hat der Windparkbetreiber unter anderem Drucksondierungen an den geplanten Pfahlstandorten durchführen lassen. Hierbei wurden auch Messdaten zu Mantelreibung und Spitzenwiderstand erhoben, die vom Windparkbetreiber für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden. Diese Daten und das abgeleitete Bodenprofil sind in Abbildung 3.6 dargestellt. Eine geologische Interpretation am Pfahlstandort wurde ebenfalls zur Verfügung gestellt und findet sich in Abbildung 3.7.

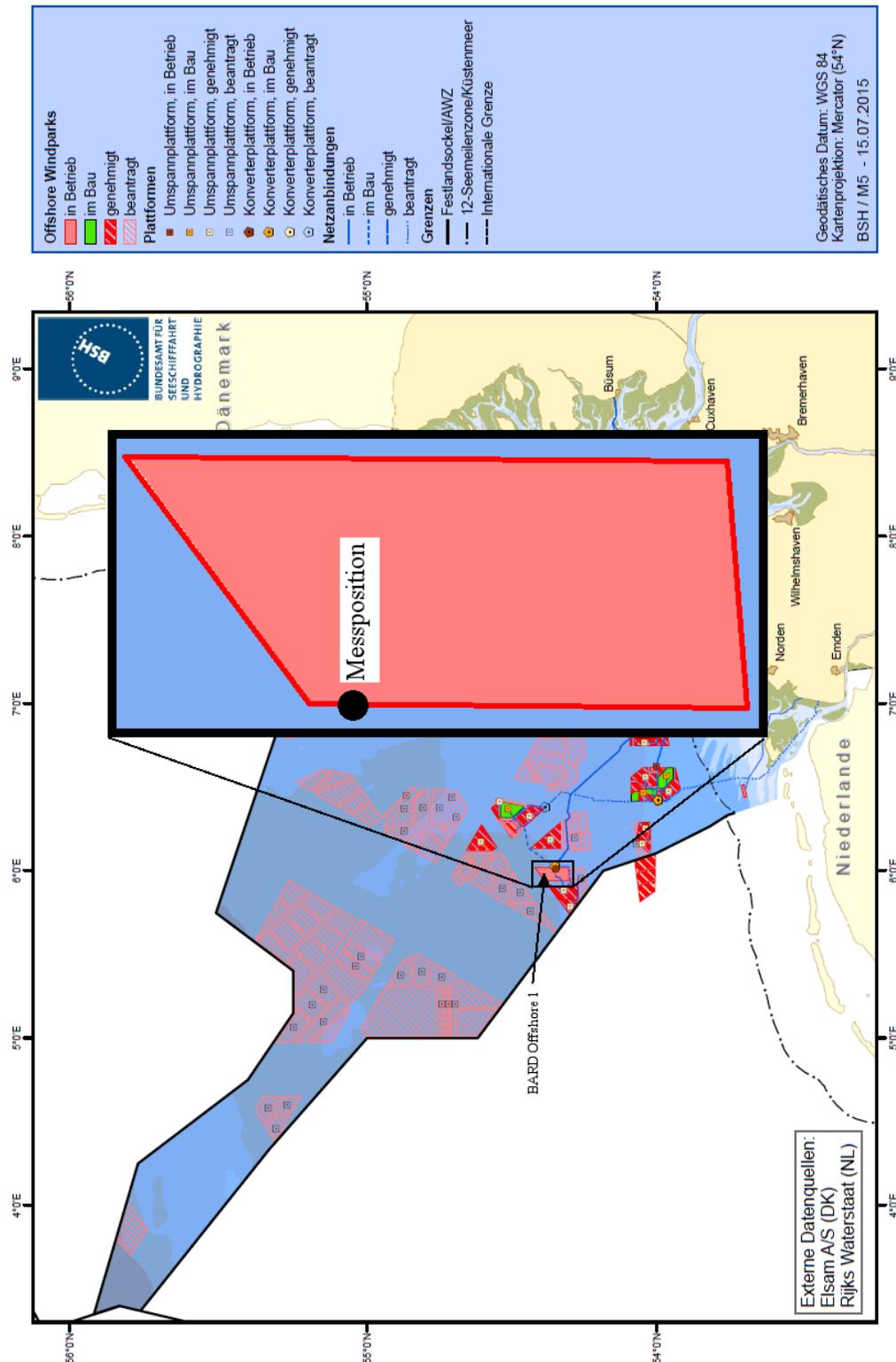


Abbildung 3.4 – Messgebiet im Windpark BARD Offshore 1 (BO1). (Quelle: BSH; Stand: 15. Juli 2015)

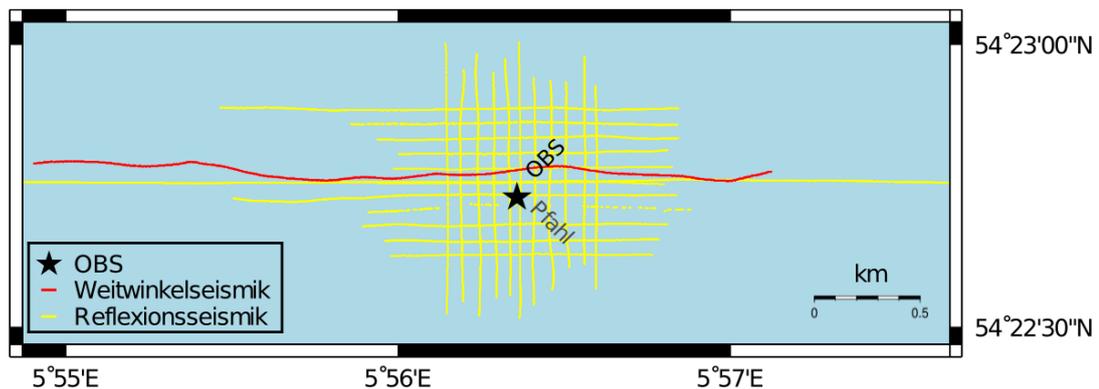


Abbildung 3.5 – Voruntersuchung: Reflexions- und weitwinkelseismische Profile.

3.3.2. Rammung

Der 85,10 m lange Pfahl mit einem Durchmesser von 3,4 m wurde mittels Schlagrammung in den Boden eingebracht. Die Einbindetiefe betrug nach 3553 Rammschlägen am Schluss knapp 34,6 m. Die höchste aufgebrauchte Energie eines Rammschlages betrug ca. 1400 kJ.

Während der Rammung sollten Ozeanbodenseismometer in 250, 750 und 1500 m Entfernung in westlicher und östlicher Richtung zum Pfahl die Rammschläge aufzeichnen. Durch die enorme Schallbelastung während der Messung übersteuerten die Hydrophone stark, so dass hierfür keine Daten verfügbar sind.

3.4. Ergebnisse

3.4.1. Voruntersuchung

Seismische P-Wellen-Geschwindigkeit v_p

Die Abbildung 3.8 zeigt das reflexionsseismische Profil 11, welches bei Spurnummer 450 über den Pfahlstandort verläuft. Im oberen Teil ist das Profil nach einer Bandpass-Frequenzfilterung mit den Eckfrequenzen $f=55, 105, 1500, 2500$ Hz und einer Spurnormierung zu sehen. Unten wurde zusätzlich eine Meeresbodenkorrektur durchgeführt, indem über einen Schwellenwert der Meeresboden automatisch gepickt und in einem gleitenden Fenster diese Zeit-Picks über jeweils fünf Spuren gemittelt wurden. Die Profillinie 11 wurde für die Auswertung ausgewählt, da sie

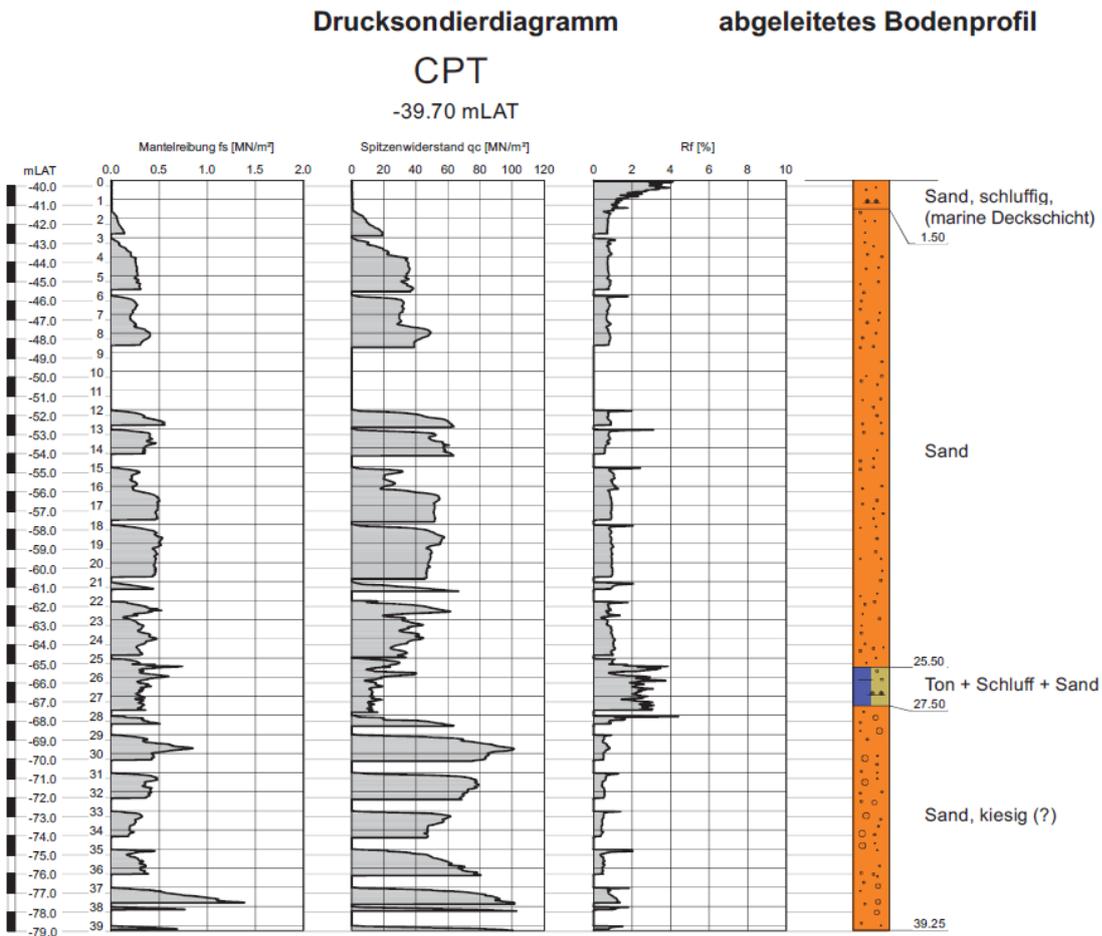


Abbildung 3.6 – Drucksondierdiagramm und abgeleitetes Bodenprofil am untersuchten Standort (Messdaten erhoben durch ACP Grundbauplanung und zur Verfügung gestellt von BARD).

3. Fallstudie: BARD Offshore 1

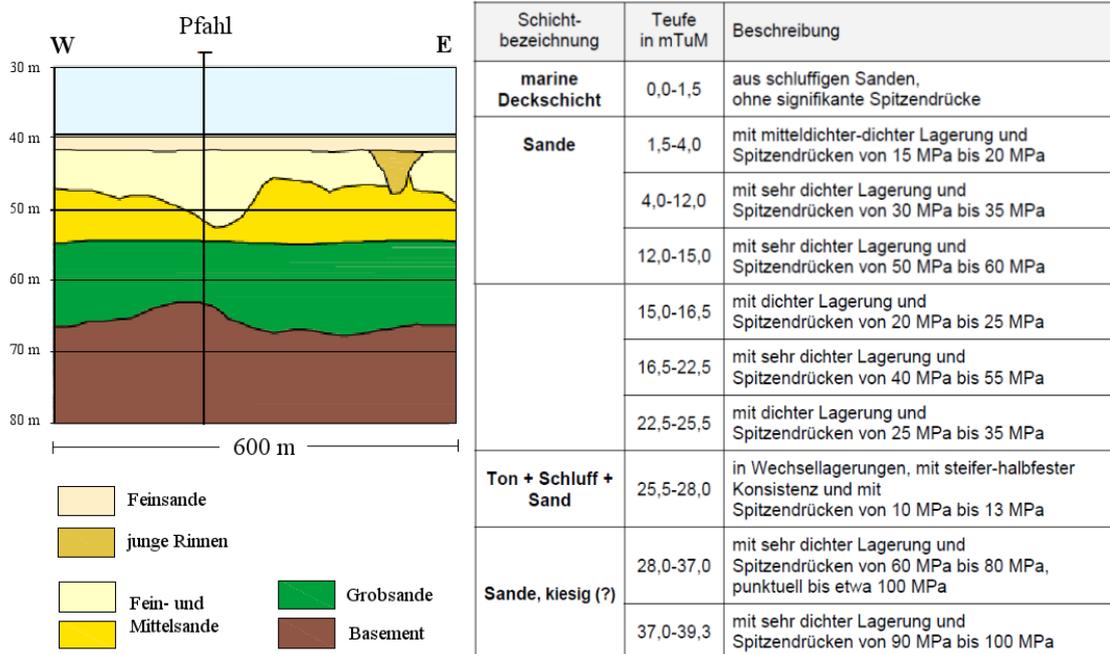


Abbildung 3.7 – Geologische Interpretation am Pfahlstandort (zur Verfügung gestellt von BARD).

die gleiche geografische Ausrichtung wie die geologische Interpretation (Abb. 3.7) hat und am nächsten am Pfahlstandort liegt.

Die seismischen P-Wellengeschwindigkeiten v_p wurden nacheinander von oben nach unten bestimmt. V_p im Meerwasser kann in diesem Fall nicht aus der Reflexionsseismik erhalten werden. Der Tidenhub führt dazu, dass die genaue Wassertiefe zum Zeitpunkt der Messungen nicht bekannt ist und somit aus der Laufzeit keine absolute Geschwindigkeit berechnet werden kann. Daher wird v_p im Wasser aus der Weitwinkelseismik abgeleitet, indem die Steigung der direkten Welle berechnet wird. Abbildung 3.9 zeigt das weitwinkelseismische Profil, die rote Linie markiert die direkte Welle. Die Geschwindigkeit der Welle im Wasser beträgt ca. 1480 m/s.

Im Profil 11 wurden nun prägnante Schichtgrenzen identifiziert und die zugehörigen Zweiweg-Laufzeiten (*two-way travel time*, TWT) abgelesen (Abb. 3.10, Tabelle 3.1). Mithilfe der Drucksondierung und der geologischen Interpretation wurde neben dem Meeresboden zuerst eine Schichtgrenze bei ca. 13-15 m Tiefe bestimmt. Dieser Horizont verläuft horizontal und ist in der geologischen Interpretation sehr gut zu erkennen, so dass sich hier die TWT leicht zuordnen lässt. Mit diesen zwei Schichtgrenzen kann nun eine mittlere Geschwindigkeit für den Boden zwischen 0 m und 13-15 m bestimmt werden, die hier ca. 1620-1860 m/s beträgt.

TWT	zugeordnete Tiefe [m] (unter Meeresboden)	Geschwindigkeit [m/s]
0,05276	0	1480 (Wasser)
0,05479*	1,5	1480
0,05680	3,0	1493
0,05816	4,0	1471
0,06232	7,5	1679
0,06885	13,0	1687
0,07863	22,5	1943
0,09280	37,0	2047

Tabelle 3.1 – Zweiweglaufzeiten (TWT), zugeordnete Tiefen und berechnete Geschwindigkeiten für Profil 11. * Diese Schicht wurde künstlich hinzugerechnet. Sie ist in der Drucksondierung erkennbar, in den seismischen Daten jedoch nicht auflösbar.

Die in der geologischen Interpretation angegebene schluffige Deckschicht ist in den seismischen Daten nicht eindeutig zu identifizieren. Mit einer Mächtigkeit von 1,5 m und einer kleinstmöglichen Geschwindigkeit von 1480 m/s (entspricht Wassergeschwindigkeit) beträgt die Zweiweglaufzeit 0,00203 s. Das Reflexionssignal vom Meeresboden hat in der amplitudenverstärkenden Darstellung (Abb. 3.11, unten) eine Länge von 0,00183 s, so dass die Reflexion der Deckschicht direkt an die Meeresbodenreflexion anschließt. Der Beginn des Signals ist bestenfalls noch zu erahnen, jedoch nicht mehr eindeutig zu identifizieren. In einer unverstärkten Darstellung (Abb. 3.11, oben) ist zwar die Signallänge kürzer (0,00161 s), die Deckschicht ist hier allerdings aufgrund der niedrigen Amplitude gar nicht mehr zu sehen. Bei eventuell größeren Geschwindigkeiten der obersten Bodenschicht würde die Laufzeit noch kürzer, so dass das Signal komplett in der Meeresbodenreflexion verschwindet. Somit kann für die Deckschicht mit diesen Methoden keine Geschwindigkeit berechnet werden.

Schön (2004) stellt fest, dass v_p in unverfestigten, wassergesättigten marinen Sedimenten Geschwindigkeitswerte von Wasser bzw. auch größere Werte annimmt. Außerdem sinkt v_p mit zunehmender Porosität. Daher ist es sehr wahrscheinlich, dass die lockere, poröse und wassergesättigte marine Deckschicht (1,5 m) die Geschwindigkeit des Wassers darüber hat, also ca. 1480 m/s. Berechnet man nun künstlich die Laufzeit für die Deckschicht, bleibt für den Bereich von 1,5 - 13/15 m eine Geschwindigkeit von 1640 - 1920 m/s.

Es ist anzunehmen, dass die Geschwindigkeit im Boden, analog zum Druck, eher

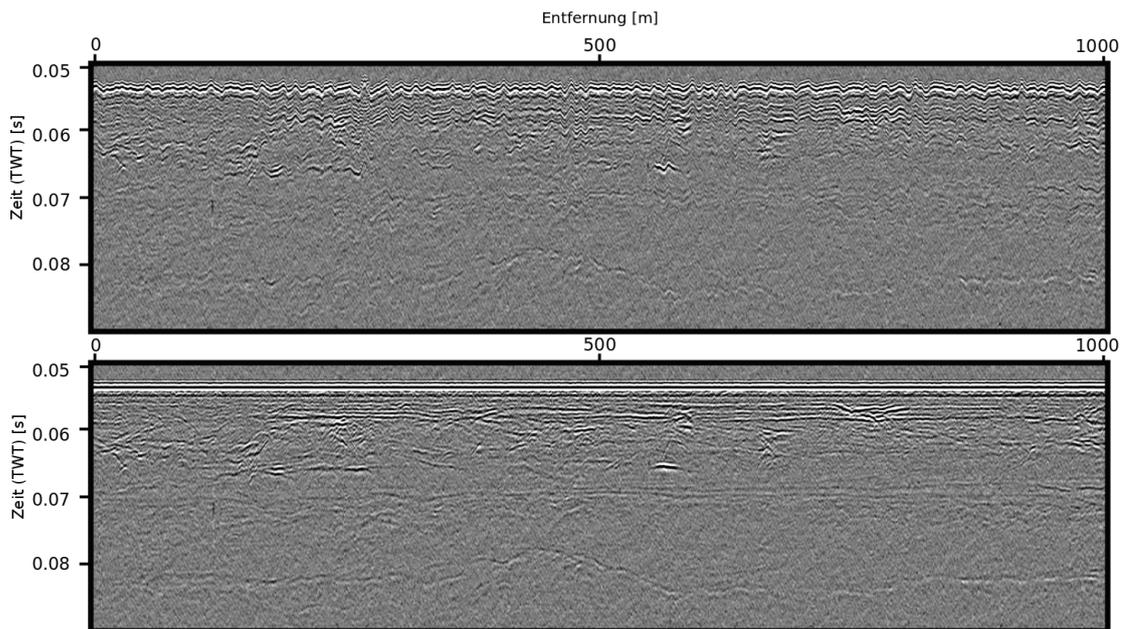


Abbildung 3.8 – Reflexionsseismisches Profil 11. *Oben:* Daten bearbeitet mit einem Bandpassfilter (55, 105, 1500, 2500 H), Seegang führt zu einem diffusen Abbild von Strukturen im Untergrund. *Unten:* Nach der Meeresbodenkorrektur sind die Strukturen deutlich im Untergrund zu erkennen.

graduell ansteigt. Ein Geschwindigkeitssprung von 1480 auf 1920 m/s in 1,5 m Tiefe ist unwahrscheinlich; die Drucksondierung und das abgeleitete Bodenprofil zeigen hier auch keine Besonderheiten. Der Boden besteht aus einer Sandschicht mit unterschiedlich dichten Lagerungen. Erst ab ca. 25,5 m gibt es auffällige Änderungen in der Zusammensetzung und den Werten im CPT. Somit ist die Schichtgrenze bei 13 m in Bezug auf die Geschwindigkeiten wahrscheinlicher und wird für die weitere Rechnung verwendet.

Am Pfahlstandort sieht man in der seismischen Sektion zwei dicht nacheinander folgende Einsätze, die mit den CPT-Ausschlägen bei 3 m und 4 m korreliert werden können (Abb. 3.10). Berechnet man hier die Geschwindigkeiten, erhält man bis zu einer Tiefe von 4 m die Wassergeschwindigkeit. Der Tiefenbereich zwischen 0-4 m kann somit zu einer seismischen Einheit zusammengefasst werden. Die verbleibende Geschwindigkeit für den Bereich 4 m bis ca. 13 m springt damit auf etwa 1680 m/s an.

Im CPT sind danach Ausschläge bei 6 und 7,5 m zu erkennen, die dem seismischen Horizont bei ca. 0,06232 s zugeordnet werden können: Für 6 m Tiefe würde die Geschwindigkeit 960 m/s betragen, für 7,5 m Tiefe wäre sie 1680 m/s. Der moderate Geschwindigkeitssprung auf 1680 m/s erscheint plausibel, die verbleibende

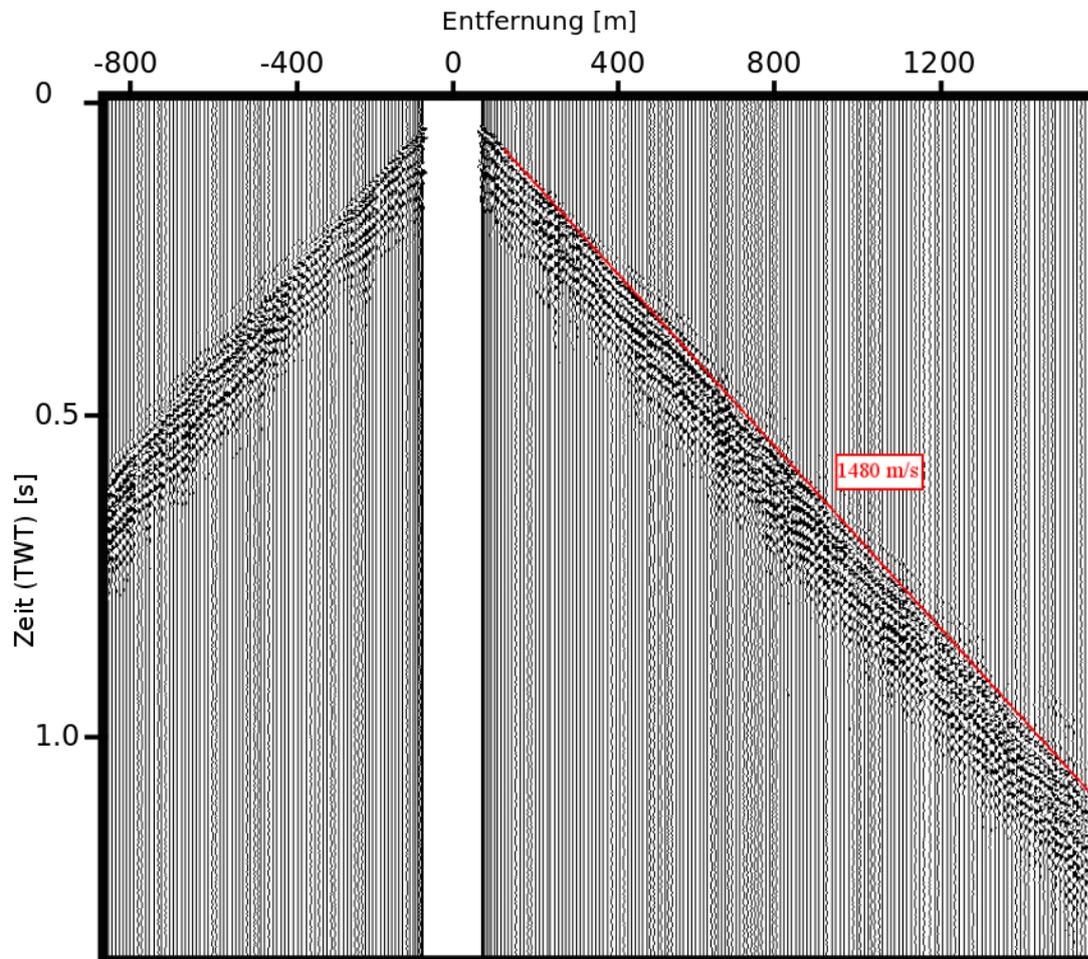


Abbildung 3.9 – Weitwinkelseismisches Profil mit markierter direkter Welle (rot). Diese weist eine Geschwindigkeit von 1480 m/s auf.

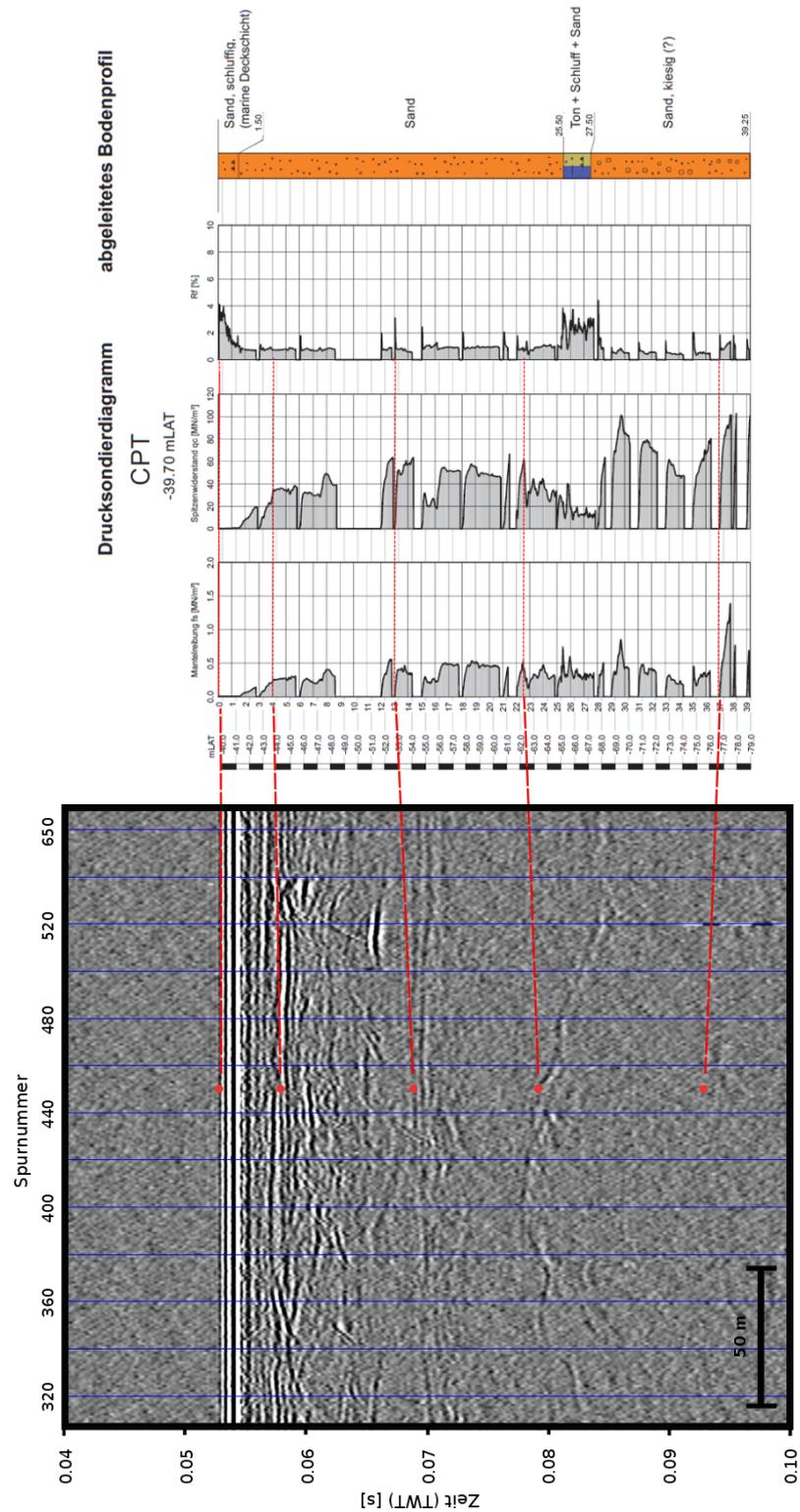


Abbildung 3.10 – Reflexionsseismisches Profil 11 mit identifizierten seismischen Haupthorizonten und Drucksondierung.

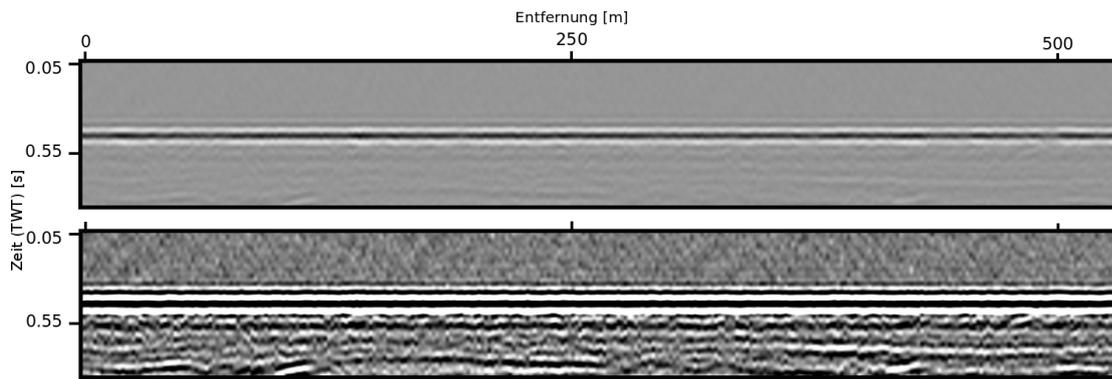


Abbildung 3.11 – Länge des Boomersignals, reflexionsseismisches Profil 11. *Oben*: unverstärkte Amplituden, *unten*: verstärkte Amplituden. Im verstärkten Bild werden die Signaleinsätze breiter. Die sehr dünne Schicht kann so nicht aufgelöst oder sichtbar gemacht werden.

Geschwindigkeit bis zu einer Tiefe von 13 m beträgt nun 1685 m/s. Der Bereich zwischen 4 und 13 m kann somit zu einer Einheit mit gleicher Geschwindigkeit (1680 m/s) zusammengefasst werden.

Der nächste signifikante seismische Horizont liegt bei 0,07863 s TWT. Die dafür in Frage kommenden Tiefen von 15 m, 16,5 m, 22,5 m, 25,5 m und 28,0 m (siehe CPT und Bodenprofil, Abb. 3.6) ergeben Schichtgeschwindigkeiten von 410 m/s, 720 m/s, 1940 m/s, 2560 m/s, bzw. 3070 m/s. Die Schichtgrenze bei 22,5 m ist somit die plausibelste, da sonst sehr große Sprünge in der Geschwindigkeit aufträten oder die Werte für v_p sehr klein würden.

Bei einer TWT von etwa 0,09278 s ist eine weitere Struktur im Boden sehr schwach zu erkennen. Diese ist nur bei Anwendung einer Verstärkungsfunktion (*automatic gain control*, AGC, Fensterlänge: 0,005 s) zu sehen. Auch hier kommen verschiedene Tiefen in Frage: 28 m und 37 m. Die zugehörigen Geschwindigkeiten sind 780 m/s und 2050 m/s, wobei die erste aufgrund des geringen Werts ausgeschlossen werden kann. Somit lässt sich für die unterste erkennbare Schicht v_p mit ca. 2050 m/s berechnen.

Tabelle 3.1 zeigt die identifizierten Schichten in der Seismik (TWT) und die zugeordneten Tiefen aus der Drucksondierung sowie die berechneten Geschwindigkeiten der einzelnen Schichten (gerundete Werte).

Im abgeleiteten Bodenprofil sind die hier erhaltenen Schichten ebenfalls alle zu sehen. Eine Ausnahme ist die Schichtgrenze bei 13 m, die nicht in der Bodenbeschreibung aufgeführt ist. Im CPT hat sie aber eine ähnliche Charakteristik wie

die Schichtgrenze bei 12 m. Weitere Versuche, die Laufzeiten den Tiefen auf andere Art und Weise zuzuordnen, führten zu keinen befriedigenden Ergebnissen. Stets traten unplausible Geschwindigkeitssprünge oder sehr viel höhere und niedrigere Werte für v_p auf, die mit dem Bodenprofil nicht erklärt werden können. Tabelle 3.2 zeigt die ermittelten zusammengefassten Werte.

Es sei noch angemerkt, dass in einer früheren Berechnung die Schichttiefen leicht anders verteilt waren. Die im nachfolgenden Kapitel durchgeführten Berechnungen beruhen auf diesen älteren Werten. Die Schichtgrenze bei 13 m Tiefe wurde ursprünglich mit 12 m Tiefe, diejenige bei 22,5 m Tiefe mit 22 m angegeben. Aus praktischen Gründen war es nicht möglich, die Modellierungen für die neue Tiefenverteilung erneut durchzuführen. Aufgrund der kleinen Änderung ist aber davon auszugehen, dass die Sensitivitätsstudie davon nicht signifikant beeinflusst wird.

Tiefe [m](u. Meeresb.)	Geschwindigkeit [m/s]
- 40 - 0	1480 (Wasser)
0 - 4	1480±70
4 - 13	1680±50
13 - 22,5	1940±50
22,5 - 37	2050±50

Tabelle 3.2 – Schichttiefen und zugehörige P-Wellen-Geschwindigkeiten für Profil 11.

Die Fehler der seismischen Geschwindigkeit wurden nach dem Gauß'schen Fehlerfortpflanzungsgesetz bestimmt:

$$\Delta v_p = \left| \frac{\partial v_p}{\partial D} \right| \Delta D + \left| \frac{\partial v_p}{\partial t} \right| \Delta t \quad ,$$

$$\Delta v_p = \left| \frac{1}{t} \right| \Delta D + \left| \frac{D}{t^2} \right| \Delta t \quad , \quad (3.1)$$

wobei D die Schichtmächtigkeiten aus der Drucksondierung, ΔD die Ablesegenauigkeit der Drucksondierung und $\Delta t = 4 \cdot 10^{-6}$ s die Zeitunsicherheit vom Picken der Horizonte sind. Für ΔD wurden die in Tabelle 3.3 gelisteten Ungenauigkeiten in den jeweiligen Schichten bestimmt. Die so ermittelten Fehler sind in Tabelle 3.2 mit aufgeführt.

Schichtmächtigkeit D aus CPT [m]	Ungenauigkeit ΔD der Ablesung [m]
4	0,3
9	0,1
9,5	0,4
14,5	0,3

Tabelle 3.3 – Aus der Drucksondierung abgeleitete Schichttiefen und zugehörige Ungenauigkeiten.

Seismische S-Wellen-Geschwindigkeit v_s

Für die Berechnung der S-Wellen-Geschwindigkeiten wurden die ermittelten Tiefenwerte aus der v_p -Bestimmung in das Startmodell der Inversion eingegeben. Im ersten Fall wurden diese Tiefen als Stützpunkte festgehalten und damit die v_s -Verteilung in den Schichtpaketen durch das oben beschriebene Inversionsverfahren ermittelt. In einem anderen Durchgang wurde von einer Tiefen-Beschränkung abgesehen, so dass Geschwindigkeitssprünge auch in anderen Tiefen stattfinden konnten. Die ermittelten Geschwindigkeiten sind in Tabelle 3.4 aufgeführt. Die linke Seite zeigt die v_s -Werte mit den vorbestimmten Tiefen (ältere Werte), die rechte Seite listet die v_s mit variablen Tiefen.

Tiefe [m]	Geschwindigkeit [m/s]	Tiefe [m]	Geschwindigkeit [m/s]
0	95 ± 70	0	105 ± 40
4	160 ± 70	4 ± 1	145 ± 35
4	240 ± 70	4 ± 1	240 ± 25
12	270 ± 70	13 ± 1	280 ± 30
12	300 ± 25	13 ± 1	305 ± 25
22	310 ± 25	$25 \pm 1,5$	315 ± 30
22	320 ± 35	$25 \pm 1,5$	325 ± 35
37	390 ± 35	37 ± 2	405 ± 25
37	500 ± 30	37 ± 2	495 ± 25

Tabelle 3.4 – Tiefen und Scherwellengeschwindigkeiten aus der Inversion. *Links*: Werte für feste Tiefen, *rechts*: Werte für variable Tiefen.

Die Werte sind außerdem in Abbildung 3.12 zum visuellen Vergleich mit ihren Fehlerbereichen dargestellt. Im oberen Teil sind beide Kurven einzeln, im unteren

zusammen zu sehen. Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktion mit festen Tiefen ergibt v_s -Werte von 95 m/s direkt unterhalb des Meeresbodens bis zu 500 m/s in 37 m Tiefe (unter dem Meeresboden). Die ermittelten Geschwindigkeiten mit variabler Tiefe sind ebenfalls in diesem Bereich anzutreffen: Sie reichen von 105 m/s bis 495 m/s. Beim Vergleich beider einzelner Kurven fallen keine großen Unterschiede auf. Die Abweichungen zwischen ihnen liegen jeweils innerhalb des Fehlerbereichs. Die Geschwindigkeiten zeigen einen graduellen Anstieg innerhalb der einzelnen Schichten mit kleinen Sprüngen an den Schichtgrenzen.

Die Tiefen aus beiden Durchläufen stimmen ebenfalls sehr gut überein. Die erste Schichtgrenze bei 4 m wird genau so im variablen Fall erkannt (4 ± 1 m), der 12 m-Horizont wird bei $13 (\pm 1)$ m Tiefe bestimmt, wobei dies noch im Fehlerbereich liegt. Vergleicht man diese Tiefe mit dem neueren Tiefenwert aus der v_p -Bestimmung (13 m), fällt auch dieser Unterschied weg. Die nächste Schichtgrenze zeigt die größte Abweichung, nämlich $25 (\pm 1,5)$ m statt 22 m (bzw. 22,5 m). Die tiefste erkennbare Schicht bei $37 (\pm 2)$ m Tiefe stimmt wieder mit dem ersten Durchlauf überein.

Die hier ermittelten Schichttiefen können auch für die Geschwindigkeitsbestimmung der P-Wellen verwendet werden. Dies hätte den Vorteil, auch ohne eine Bohrung an die relevanten Tiefeninformationen gelangen zu können. Außerdem sind die mittels der Bohrung bestimmten Tiefen nur sehr lokal gültig, während die Inversion einen etwas weiteren Bereich für die Tiefenbestimmung einbezieht.

Die seismische Güte Q

Qualitätsfaktor der P-Wellen

Der originale Datensatz sowie die isolierten Kopfwellen sind in Abbildung 2.6 zu sehen. Ein Beispiel der Spektrendivision aus den Kopfwellen des vorliegenden Datensatzes zeigte schon Abbildung 2.12. Die beiden dort einbezogenen Spuren haben einen Abstand $x = 100$ m. In Abbildung 3.13 sind mehrere Spektrendivisionskurven für Spurabstände zwischen $x = 100$ m und $x = 200$ m und ihre lineare Anpassung zu sehen. In diesem Fall wurden 26 Spurpaare berechnet, deren Bestimmtheitsmaß $R^2 > 99\%$ ist, die also sehr gut angepasst wurden.

Die Geschwindigkeit, mit der Q_p berechnet wird, ergibt sich aus den weitwinkelseismischen Daten. Der erste Kopfwelleneinsatz ist etwa ab Offset $x = 250$ m zu erkennen (vgl. Abb. 3.9). Bei einer Entfernung von ca. 400 m ist ein leichtes Abknicken des Einsatzes zu sehen. Die Spuren dieses Einsatzes ab 400 m werden für die Berechnung der seismischen Güte verwendet, die Geschwindigkeit der Kopfwelle beträgt hier ca. 1940 m/s.

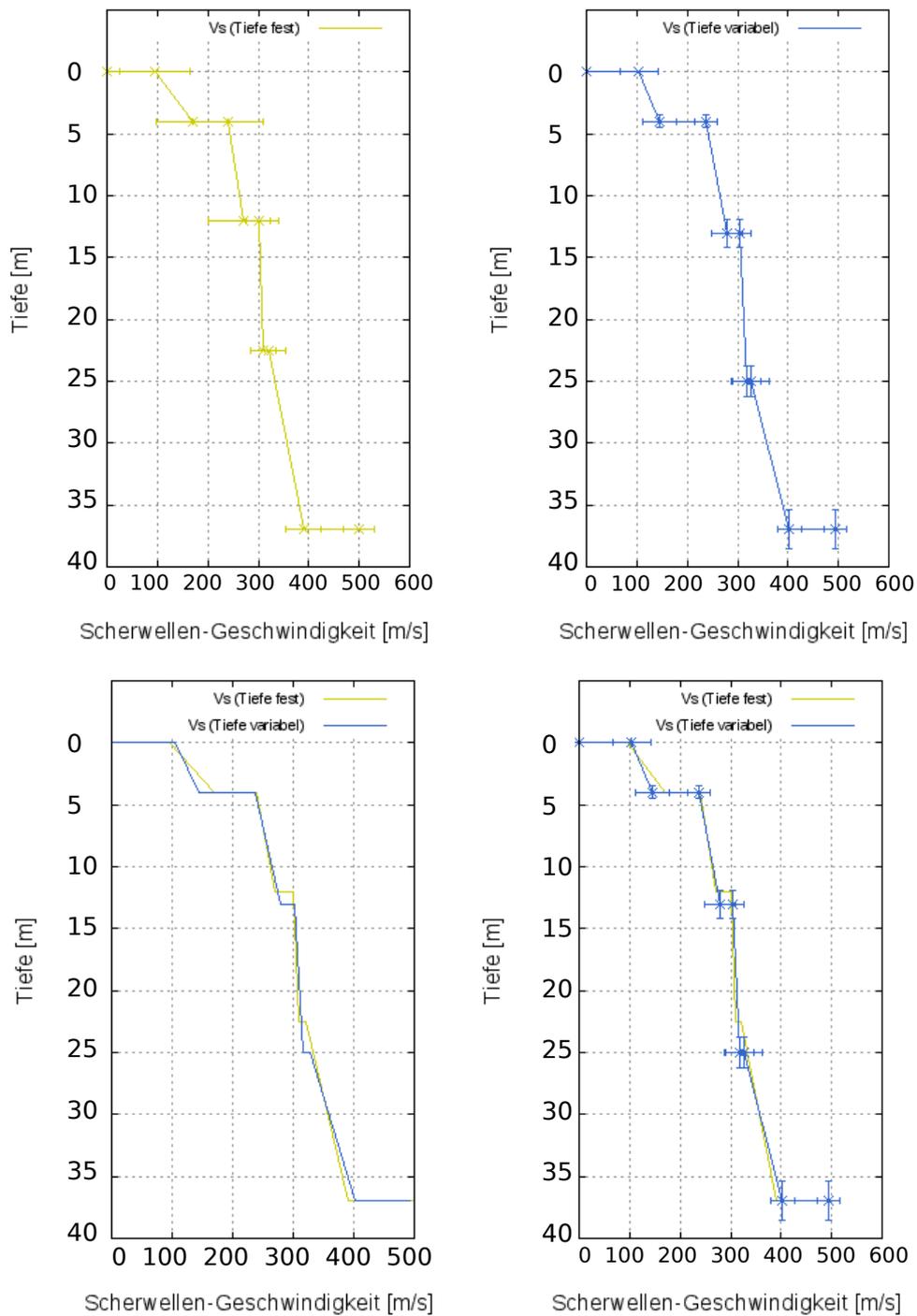


Abbildung 3.12 – Scherwellengeschwindigkeiten aus der Inversion. *Oben:* Geschwindigkeiten mit Fehlerbereichen für feste Tiefen (links) und variable Tiefen (rechts). *Unten:* Beide Geschwindigkeiten zusammen dargestellt ohne (links) und mit Fehlerbalken (rechts).

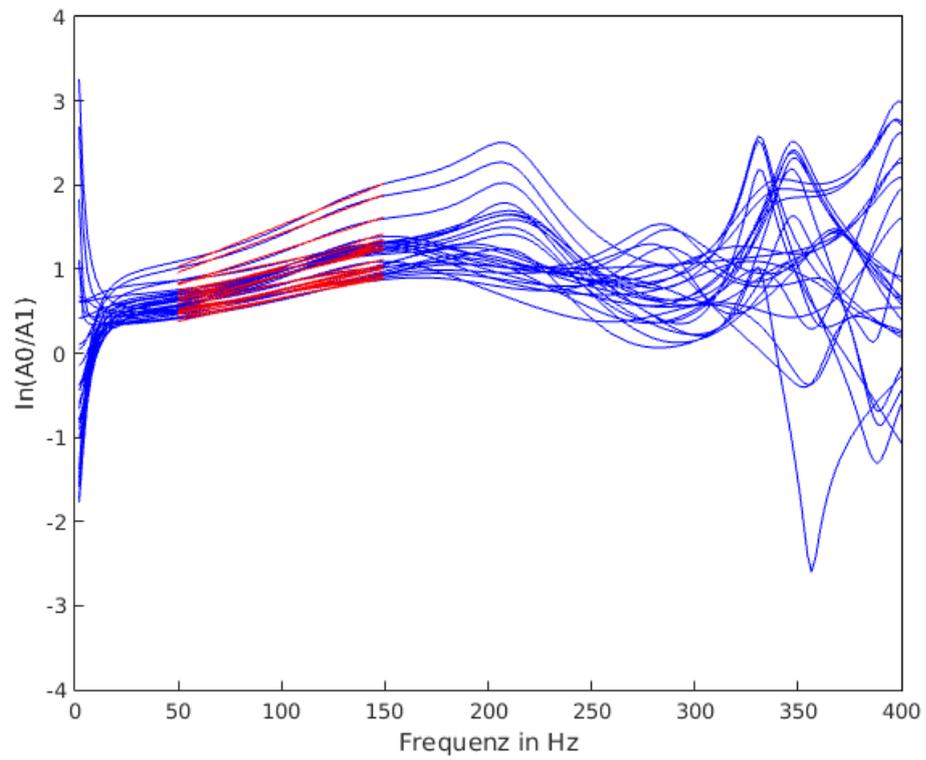


Abbildung 3.13 – Beispiel mehrerer Spektrendivisionskurven mit linearen Regressionskurven (rot) für Spurabstände von $x = 100$ m bis $x = 200$ m. Hier wurden 26 Spurpaare berechnet, $R^2 > 99\%$.

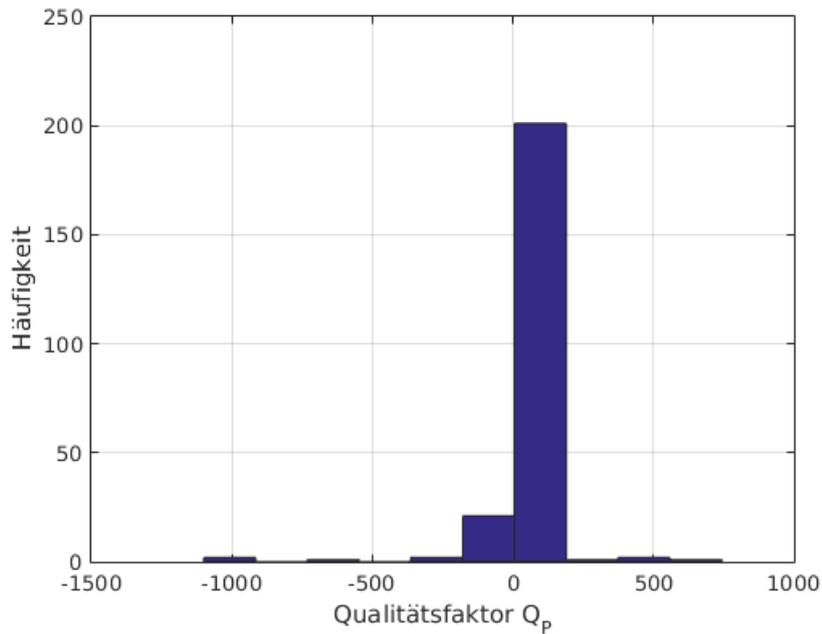


Abbildung 3.14 – Häufigkeitsverteilung der Q_p -Werte für alle möglichen Spurkombinationen (231). Es wurde keine Qualitätskontrolle durchgeführt, weshalb auch negative Q_p -Werte vorkommen. Der Median liegt bei $Q_p = 31$.

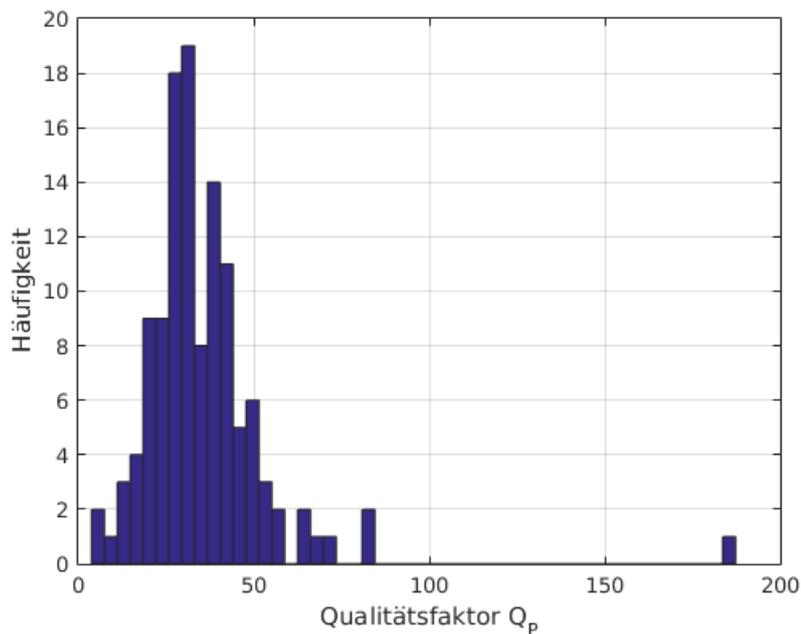


Abbildung 3.15 – Häufigkeitsverteilung der Q_p -Werte für ausgewählte Spurkombinationen (121) mit $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 32$.

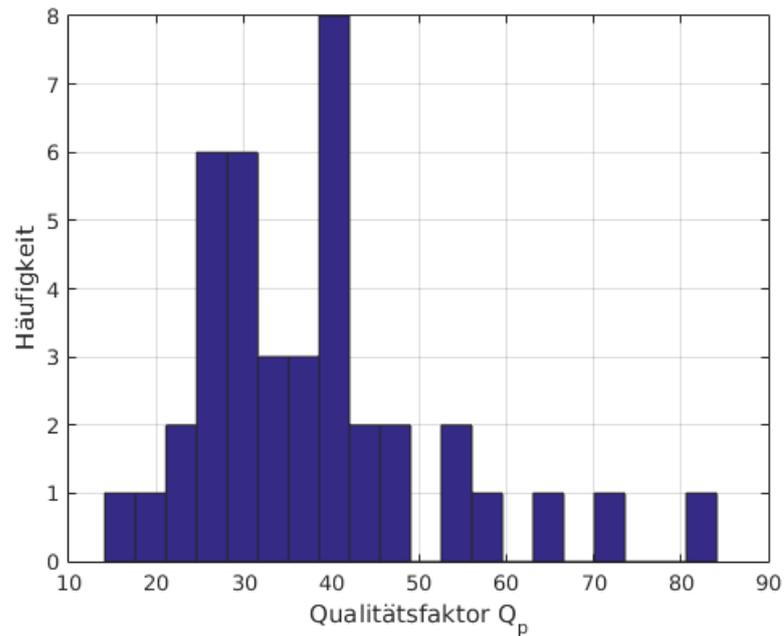


Abbildung 3.16 – Häufigkeitsverteilung der Q_p -Werte für ausgewählte Spurkombinationen (42) mit $Q_p > 0$ und $R^2 > 99\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 38$.

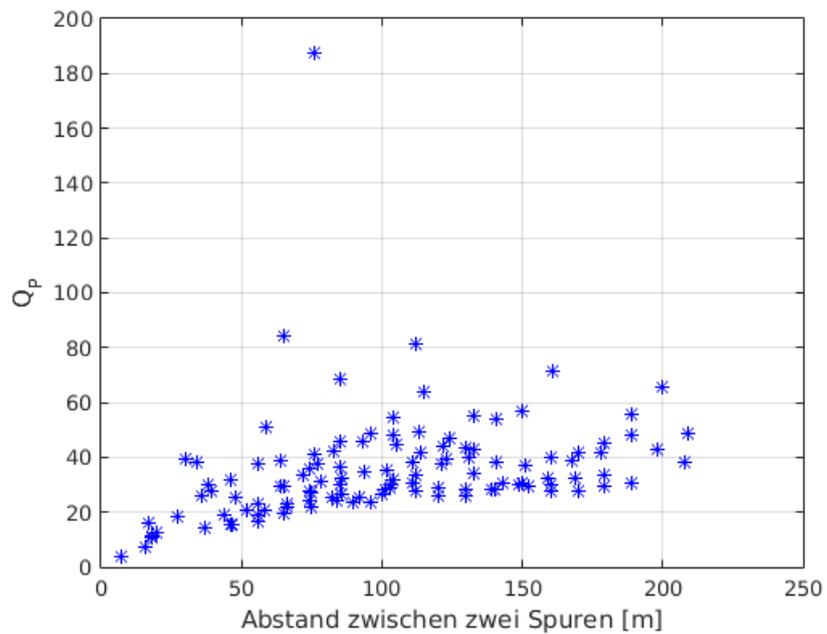


Abbildung 3.17 – Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand für ausgewählte Spurkombinationen (121) mit $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 31$.

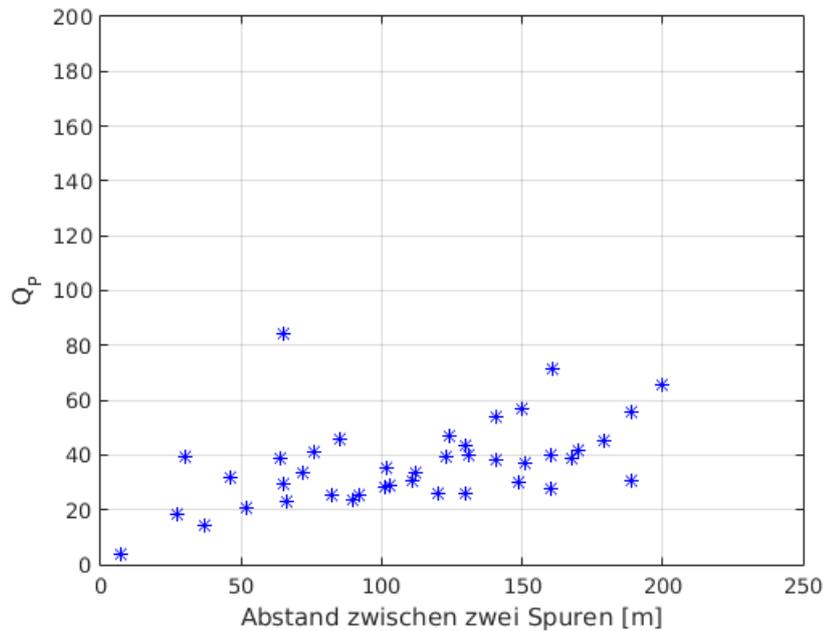


Abbildung 3.18 – Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand für ausgewählte Spurkombinationen (42) mit $Q_p > 0$ und $R^2 > 99\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 38$.

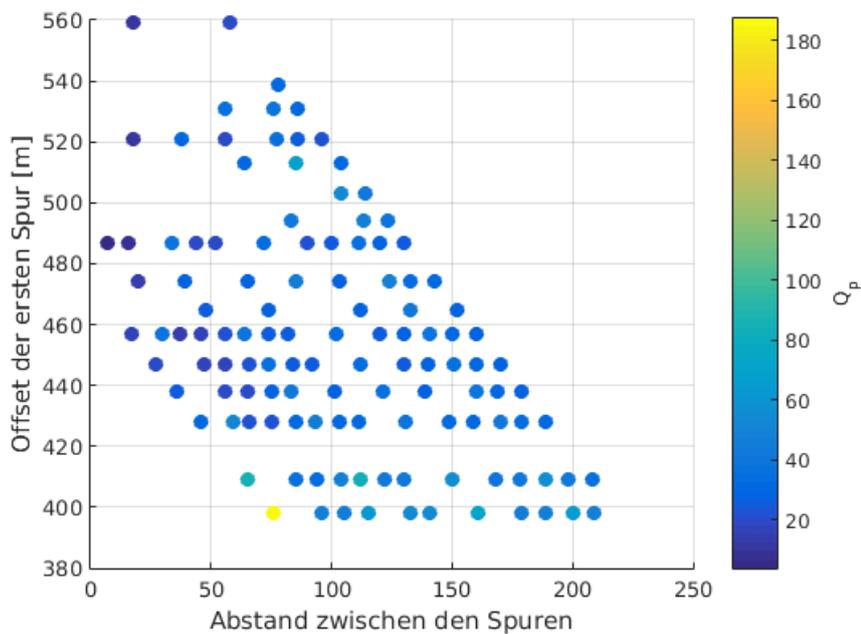


Abbildung 3.19 – Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset (der ersten Spur) für ausgewählte Spurkombinationen (121) mit $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 31$.

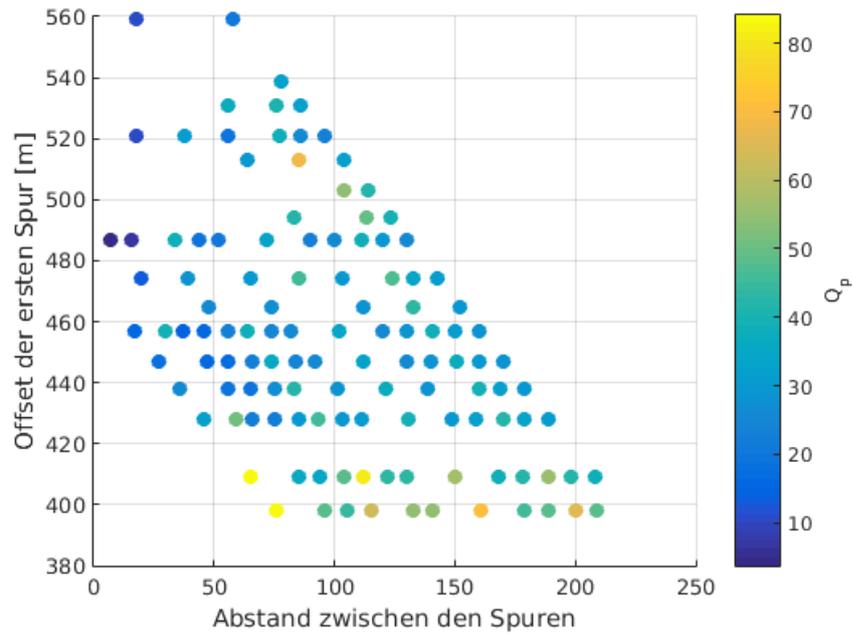


Abbildung 3.20 – Gleiche Abbildung wie Abbildung 3.19, aber mit veränderter Farbskala von Abbildung 3.21 ($Q_p < 85$). Der Ausreißer und Werte mit $Q_p > 85$ sind hier nicht mehr farblich zu unterscheiden.

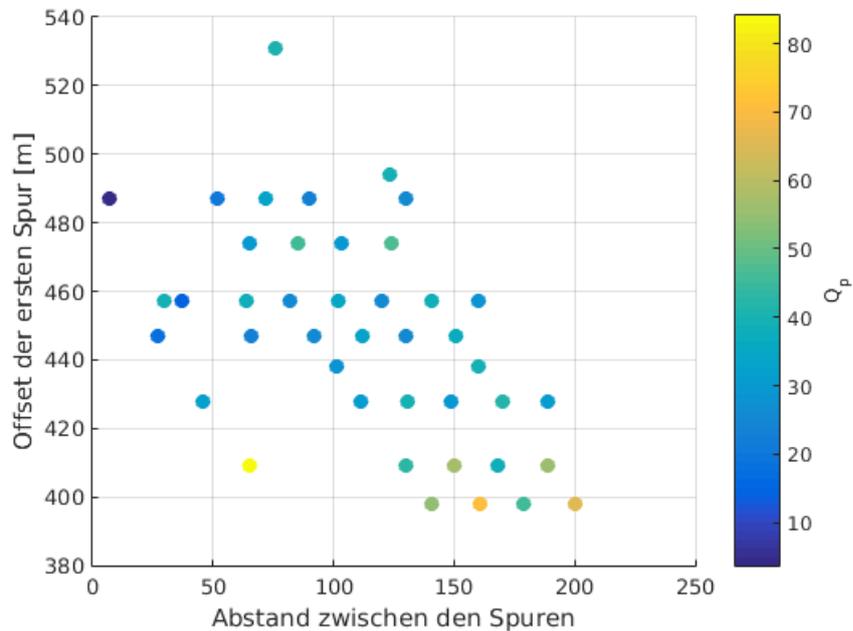


Abbildung 3.21 – Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset (der ersten Spur) für ausgewählte Spurkombinationen (42) mit $Q_p > 0$ und $R^2 > 99\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 38$.

Die aus den Spektrendivisionskurven berechneten Werte für Q_p sind nach ihrer Häufigkeit in Abbildung 3.14 aufgetragen. Im ersten Durchlauf wurden alle möglichen Kombinationen von Spurpaaren (231) berechnet, ohne die Qualität der linearen Regression einzubeziehen. Dadurch sind in dieser Darstellung auch negative Werte für Q_p enthalten. Da diese Verteilung keiner echten Gauß-Verteilung entspricht, wird statt des Mittelwertes der Median aller Werte berechnet. Dieser liegt bei $Q_p = 31$. Das heißt, 50 % aller Q_p -Werte liegen unterhalb, der andere Teil oberhalb dieses Wertes.

Als Qualitätssicherung für die lineare Regression werden als nächstes nur Kurven mit in die Berechnung einbezogen, bei denen $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$ gilt (121 Spurpaare). Die Verteilung ist in Abbildung 3.15 zu sehen, der Median beträgt 32. Trotz guter Anpassung der linearen Regression gibt es einen Ausreißer bei ca. $Q_p = 190$. Wählt man ein noch strengeres Qualitätskriterium mit $R^2 > 99\%$, so ist dieser Ausreißer nicht mehr enthalten (Abb. 3.16). Das Maximum der Verteilung teilt sich in zwei Höhepunkte auf: einen bei ca. $Q_p = 30$ und einen bei etwas über 40. Weiter zu höheren Werten gibt es ein paar einzelne Werte. Es wurden 42 Spurkombinationen berechnet.

Die Abbildungen 3.17 und 3.18 zeigen Q_p in Abhängigkeit vom Spurabstand der beiden einbezogenen Spuren für $R^2 > 95\%$ und $R^2 > 99\%$. Neben dem einen sehr hohen Q_p -Wert ($R^2 > 95\%$) gibt es vereinzelt andere höhere Werte zwischen $Q_p = 60$ und $Q_p = 90$, die gleichmäßig über alle Spurabstände verteilt sind. Die restlichen Werte liegen dichter beieinander. Q_p scheint allerdings mit größer werdendem Spurabstand leicht höhere Werte anzunehmen, wobei diese Tendenz bei sehr kleinem Spurabstand am stärksten ausgeprägt ist. Ab ca. 100 m Spurabstand sowie für die bessere Anpassung (Abb. 3.18) ist der Trend nicht mehr klar zu erkennen.

Um herauszufinden, ob dieser Trend einen Zusammenhang zum betrachteten Profilabschnitt aufweist, ist Q_p in den Abbildungen 3.19, 3.20 und 3.21 gleichzeitig in Abhängigkeit vom Spurabstand und vom Profil-Offset der ersten Spur (für $R^2 > 95\%$ (2x) und $R^2 > 99\%$) dargestellt. Der Ausreißer-Wert von ca. $Q_p = 190$ ist bei einem Spurabstand von 75 m und kleinem Profil-Offset von 400 m zu finden (Abb. 3.19). Die restlichen Q_p -Werte sind fast gleichmäßig über den Abstand zwischen den Spuren und über den Profil-Offset (erste Spur) verteilt. Abbildung 3.20 zeigt die gleiche Darstellung, aber mit einer angepassten Farbskala, so dass der Ausreißer nicht so stark ins Gewicht fällt. Am ehesten sind größere Werte bei kleinen Offsets (ca. 400 m) der ersten Spur auffindig zu machen (grünlich-orangefarbene Datenpunkte). Mit besserer Anpassung ($R^2 > 99\%$) fällt der große Wert heraus. Auch hier sind die Werte für Q_p sehr gleichmäßig verteilt, höhere Werte für Q_p können wieder am ehesten um den Offset 400 m (der ersten Spur) beobachtet werden (grünlich-orangefarbene Datenpunkte). Werte bei sehr kleinen Spurabständen (< 30 m) fallen fast komplett heraus.

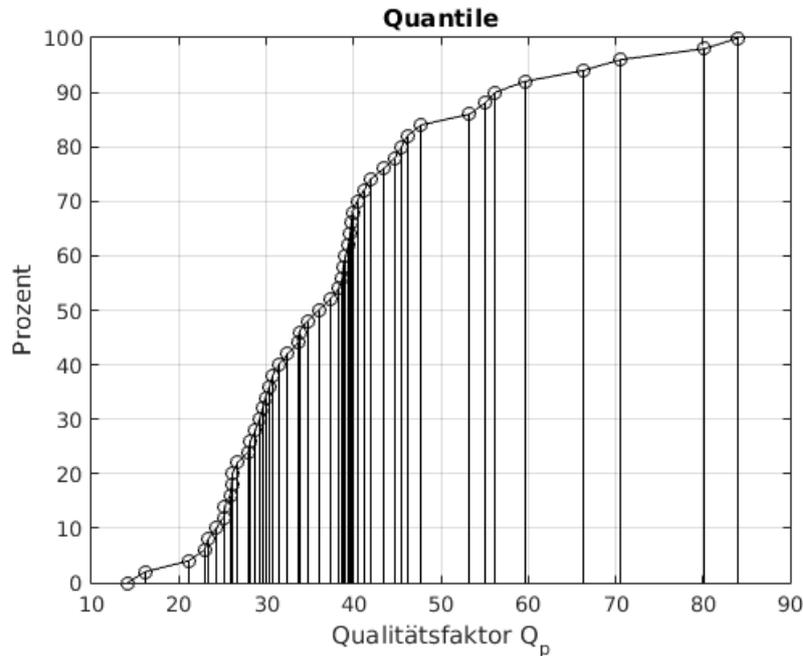


Abbildung 3.22 – Häufigkeitsverteilung in Quantilen der Q_p -Werte für ausgewählte Spurkombinationen (42) mit $Q > 0$, $R^2 > 99\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 38$.

Abbildung 3.22 zeigt die Verteilung als Quantildarstellung. Q_p -Werte von ca. 25 bis 40 sind am häufigsten vertreten; 60 % aller Werte liegen unterhalb $Q_p = 40$. Sehr hohe Werte für Q_p (> 60) sind eine Ausnahme, 90 % aller Werte liegen unter einem Wert von $Q_p = 56$. Die jeweiligen Werte sind in Tabelle 3.5 aufgeführt.

Qualitätsfaktor der S-Wellen Q_s

Ein Beispiel der Spektrendivision aus den Scholtewellen zeigte schon Abbildung 2.13. Die beiden einbezogenen Spuren haben einen Abstand $x = 250$ m zueinander. Bei der Berechnung von Q_s kann aufgrund des Dispersionscharakters der Scholtewellen keine einzelne Geschwindigkeit angegeben werden. Eine Dispersionskorrektur war mit den vorliegenden Daten nicht erfolgreich, so dass die Möglichkeit bleibt, die Geschwindigkeit v_s anhand seines Energiemaximums zu bestimmen. Dazu sei das p - f -Spektrum ohne eine Verstärkungsfunktion betrachtet und der Punkt mit der höchsten Energie identifiziert. In Abbildung 3.23 ist dieses sehr deutlich bei ca. $p = 0,0032$ (entspricht ca. $v = 310$ m/s) zu sehen. Dieser Wert wird für die Berechnung von Q_s benutzt.

Im ersten Durchlauf wurden alle möglichen Kombinationen von Spurpaaren (11781) berechnet, ohne die Qualität der linearen Regression einzubeziehen. Dadurch sind in dieser Berechnung auch negative Werte für Q_s enthalten. Der Median aller Werte

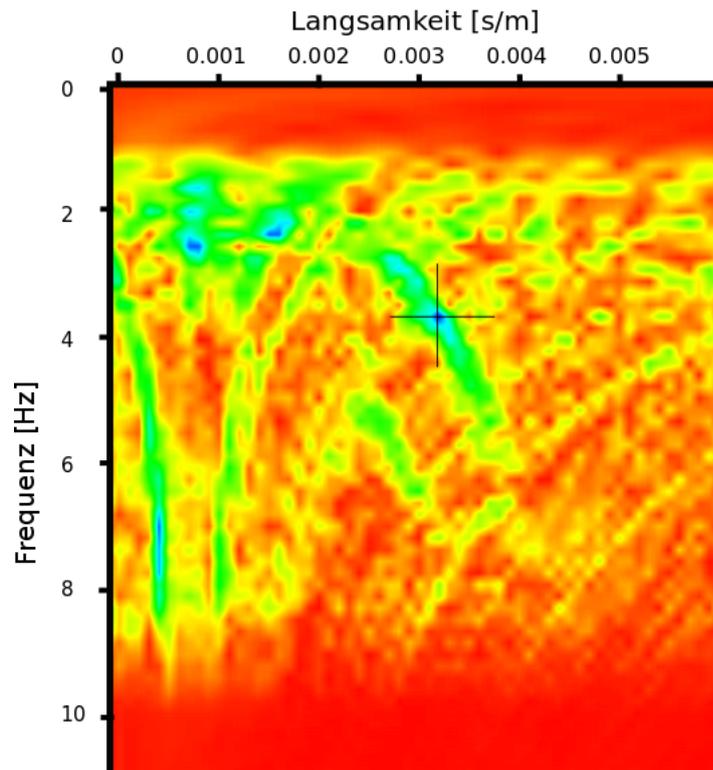


Abbildung 3.23 – p - f -Spektrum ohne Verstärkungsfunktion. Die einzelnen Moden sind hier nicht so eindeutig herausgestellt wie in Abb. 2.4 mit Verstärkungsfunktion. Stattdessen ist das Maximum der Energie bei ca. $p=0,0032$ (entspricht ca. $v=310$ m/s, durch Kreuz markiert) sehr gut zu erkennen.

Quantil [%]	Q_p -Wert	Quantil [%]	Q_p -Wert
5	22	55	38
10	24	60	39
15	26	65	40
20	26	70	40
25	28	75	43
30	29	80	45
35	30	85	50
40	31	90	56
45	34	95	68
50	38	100	84

Tabelle 3.5 – Quantile und die entsprechenden Q_p -Werte für ausgewählte Spurkombinationen (42) mit $Q > 0$, $R^2 > 99\%$. Der Median liegt bei $Q_p = 38$.

liegt bei $Q_s = 13$. In einem zweiten Durchlauf wurden alle Kombinationen (5875) gerechnet, die einen positiven Q_s -Wert ergeben. Die aus den Spektrendivisionskurven berechneten Werte sind nach ihrer Häufigkeit in Abbildung 3.24 aufgetragen, der Median beträgt 23.

Die Berücksichtigung des Bestimmtheitsmaßes soll im nächsten Schritt nur die besser angepassten Kurven herausfiltern. Dazu wird das Bestimmtheitsmaß schrittweise höher gesetzt, um die ausgewerteten Spurpaare zu analysieren. Die Häufigkeitsverteilungen für die Bestimmtheitsmaße $R^2 > 30\%$, $R^2 > 50\%$, $R^2 > 70\%$ und $R^2 > 90\%$ sind in den Abbildungen 3.25 bis 3.28 zu sehen. Für $R^2 > 30\%$ wurden 3281 Spurpaare berechnet, der Median liegt bei $Q_s = 17$ (Abb. 3.25). Die Häufigkeitsverteilung zeigt zwei prägnante Maxima bei ca. $Q_s = 6$ und $Q_s = 13$. Trotzdem ist ein Großteil der Werte in einem Nebenmaximum bei $Q_s = 25$ zu finden. Die Verteilung für $R^2 > 50\%$ sieht derjenigen für $R^2 > 30\%$ sehr ähnlich (Abb. 3.26); hier sind allerdings nur noch Q_s -Werte bis ca. 45 vertreten, der Median beträgt $Q_s = 15$. Es wurden 2158 Spurpaare berechnet. Bei Anwendung eines Bestimmtheitsmaßes von $R^2 > 70\%$ verschiebt sich die Verteilung weiter zu kleineren Werten, Q_s erreicht hier noch Werte bis maximal 30 (Abb. 3.27). Das Maximum bei $Q_s = 12$ ist nicht mehr so klar zu sehen. Dafür hat sich die gesamte Verteilung in zwei Bereiche aufgeteilt: das Maximum bei $Q_s = 6$ hat sich stärker herausgebildet, außerdem gibt es ein zweites Maximum bei ca. $Q_s = 22$. Es wurden 718 Spurpaare berechnet, der Median ist $Q_s = 9$. Bei noch höherem Bestimmtheitsmaß ($R^2 > 90\%$, Abb. 3.28) wird die Anzahl der einbezogenen Werte sehr klein (21 Spurpaare). Das Neben-

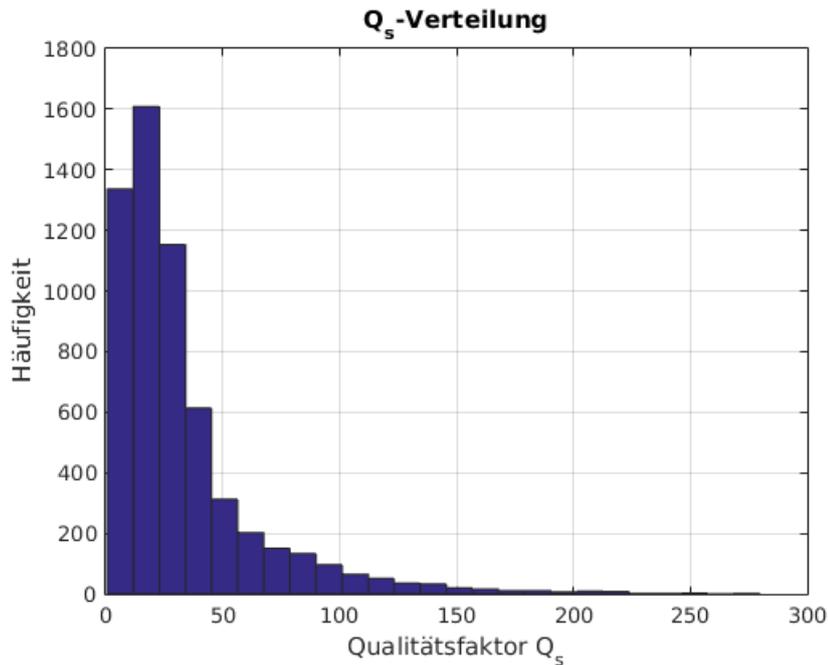


Abbildung 3.24 – Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für alle möglichen Spurkombinationen (5875), bei denen $Q_s > 0$. Das Bestimmtheitsmaß wurde nicht beachtet. Der Median liegt bei $Q_s = 23$.

maximum verschwindet komplett, alle Werte, und somit der Median, liegen bei $Q_s = 6$. Tabelle 3.6 fasst diese Werte in einer Übersicht zusammen.

Die Abbildung 3.29 zeigt Q_s -Werte in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den beiden Spuren für $Q_s > 0$ und für $Q_s > 0$, $R^2 > 70\%$. Rote Datenpunkte bedeuten die bessere Anpassung. Es ist eine eindeutige Korrelation des Qualitätsfaktors mit dem Spurabstand zu beobachten. Mit besserer Anpassung siedeln sich die verbleibenden Werte im unteren Q_s -Bereich an und streuen nicht mehr so stark zu hohen Werten. Außerdem ist eine Aufteilung in zwei Bereiche festzustellen (Abb. 3.30, rote Kreise): einen niedrigen Q_s -Bereich zwischen 3 und 12 und einen höheren Bereich zwischen 12 und 27. Um zu untersuchen, inwiefern die Werte vom Profil-Offset abhängen, sei zusätzlich der Profilabschnitt hinzugezogen. Die Abbildungen 3.31 bis 3.34 zeigen den Q_s -Wert in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den beiden Spuren und dem Profil-Offset der ersten einbezogenen Spur des Paares (für $Q_s > 0$ und für $Q_s > 0$, $R^2 > 70\%$). Abbildung 3.32 zeigt die gleichen Daten mit einer stärkeren Farbgebungsgewichtung von kleinen Q -Werten, um den Trend deutlicher erkennen zu können. Sehr kleine Werte (blaue Datenpunkte) finden sich nur bei kleinem Spurabstand. Ohne Anwendung des Bestimmtheitsmaßes (Abb. 3.31) gibt es Werte bis über 250, die bei kleinen Profil-Offsets und größerem Spurabstand liegen.

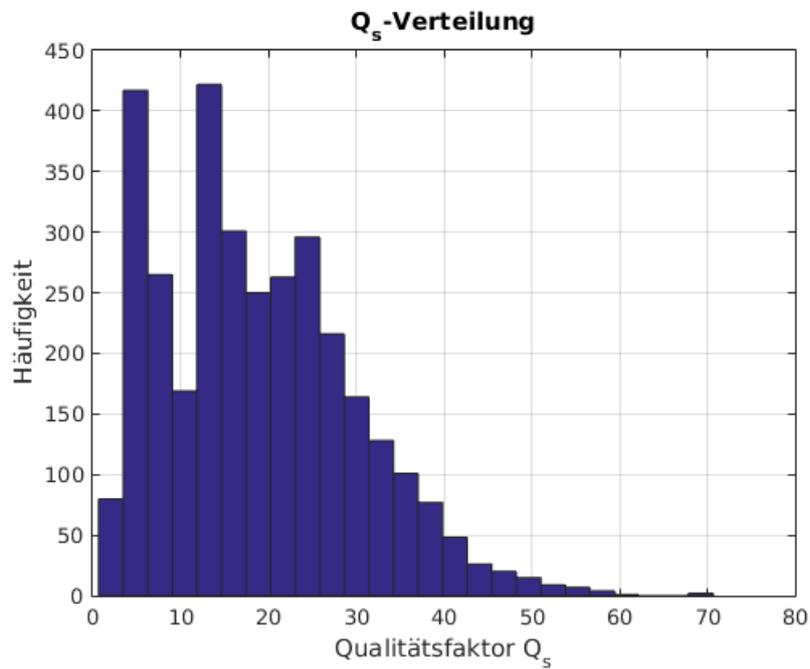


Abbildung 3.25 – Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für alle möglichen Spurkombinationen (3281), bei denen $Q_s > 0$ und $R^2 > 30\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 17$.

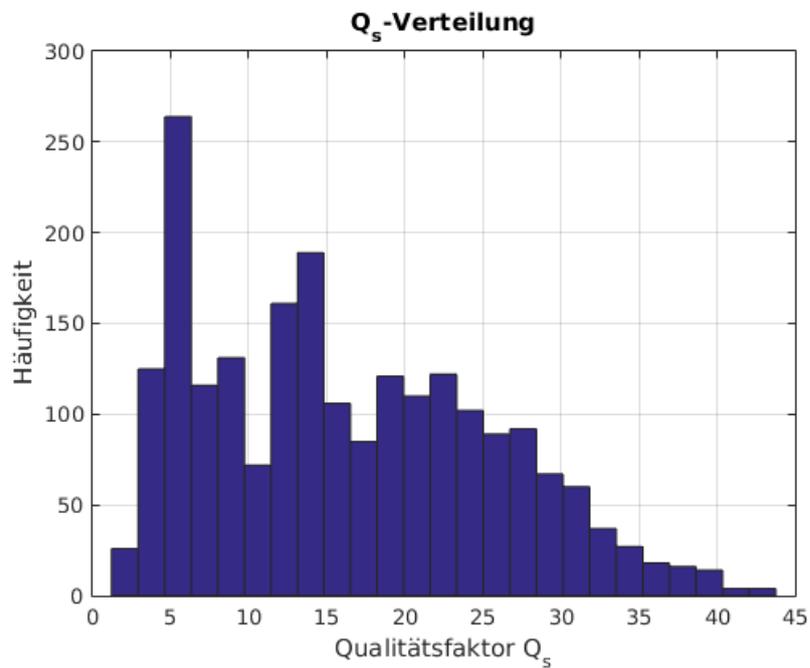


Abbildung 3.26 – Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für alle möglichen Spurkombinationen (2158), bei denen $Q_s > 0$ und $R^2 > 50\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 15$.

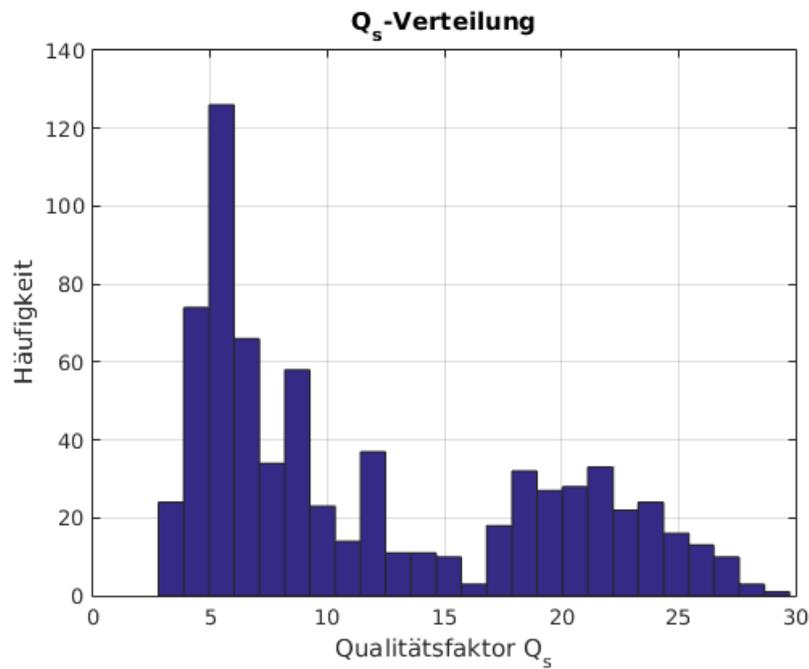


Abbildung 3.27 – Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für alle möglichen Spurkombinationen (718), bei denen $Q_s > 0$ und $R^2 > 70\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 9$.

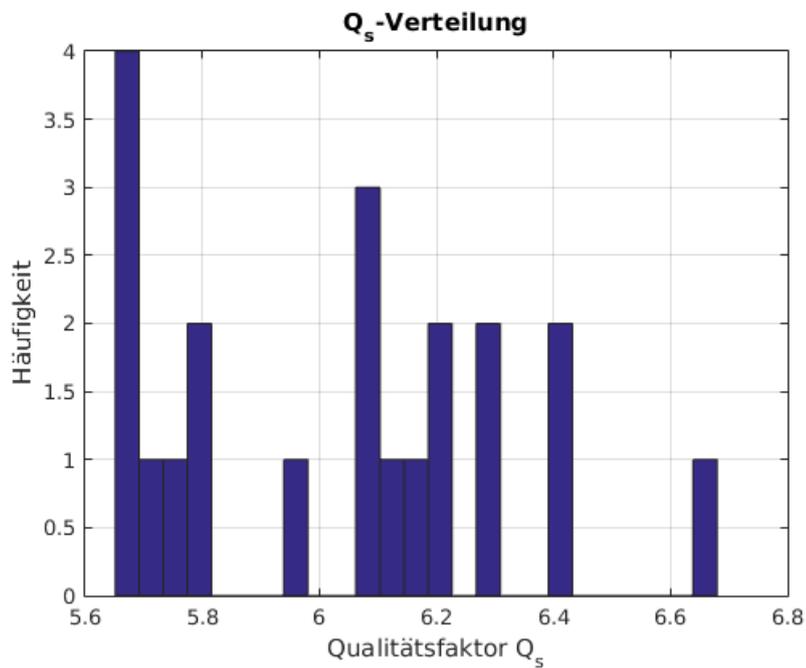


Abbildung 3.28 – Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für alle möglichen Spurkombinationen (21), bei denen $Q_s > 0$ und $R^2 > 90\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 6$.

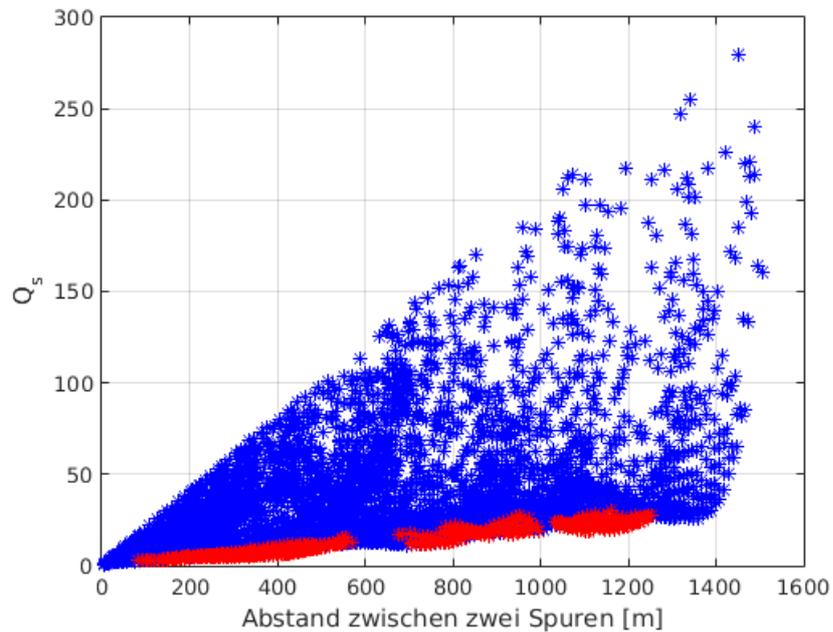


Abbildung 3.29 – Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Abstand zwischen zwei Spuren für ausgewählte Spurkombinationen (5875) mit $Q_s > 0$. Der Median liegt bei $Q_s = 24$. Rot eingefärbt sind die Datenpunkte aus Abbildung 3.30 mit einer besseren Anpassung von $R^2 > 70\%$.

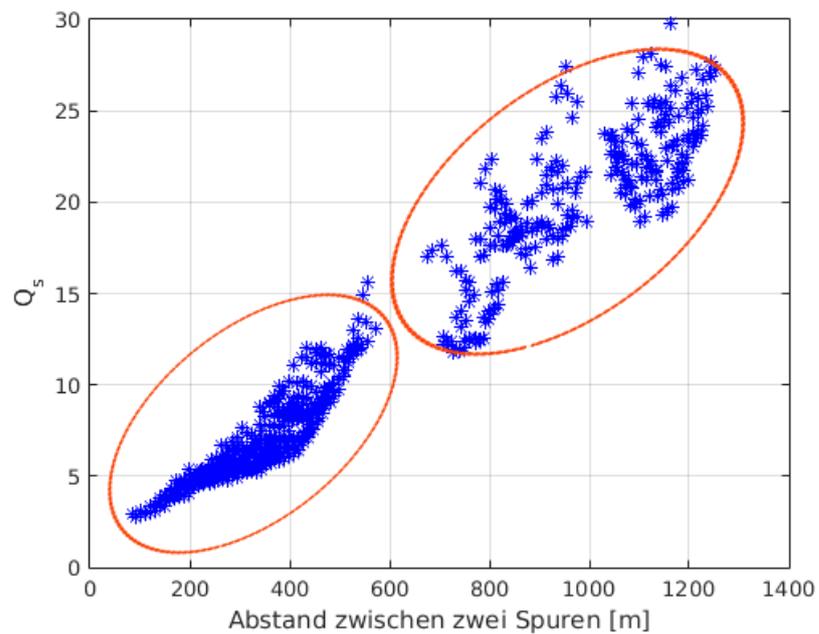


Abbildung 3.30 – Rote Datenpunkte aus Abbildung 3.29. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Abstand zwischen zwei Spuren für ausgewählte Spurkombinationen (718) mit $Q_s > 0$ und $R^2 > 70\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 9$.

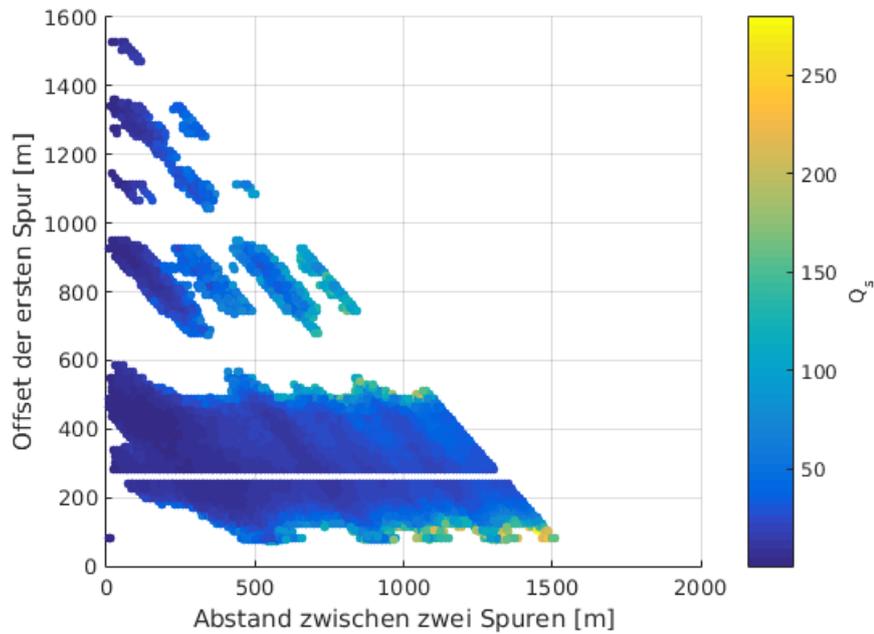


Abbildung 3.31 – Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Abstand zwischen zwei Spuren und Profil-Offset (der ersten Spur) für ausgewählte Spurkombinationen (5875) mit $Q_s > 0$. Der Median liegt bei $Q_s = 24$. Große Werte gibt es hauptsächlich bei großem Spurabstand.

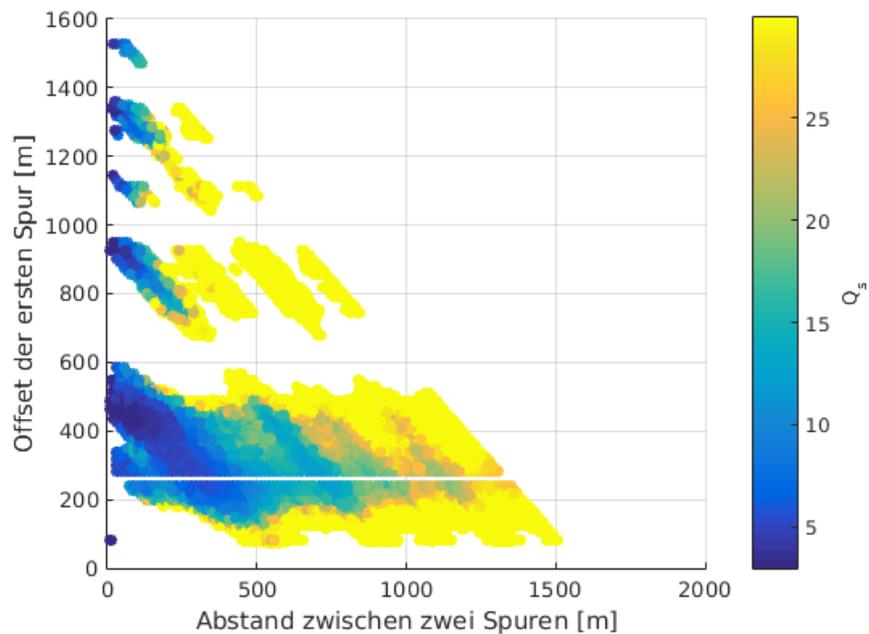


Abbildung 3.32 – Gleiche Abbildung wie 3.31, aber mit veränderter Farbskala von Abbildung 3.34 ($30 > Q_s$). Das heißt, Werte mit $Q_s > 30$ sind hier nicht mehr farblich zu unterscheiden.

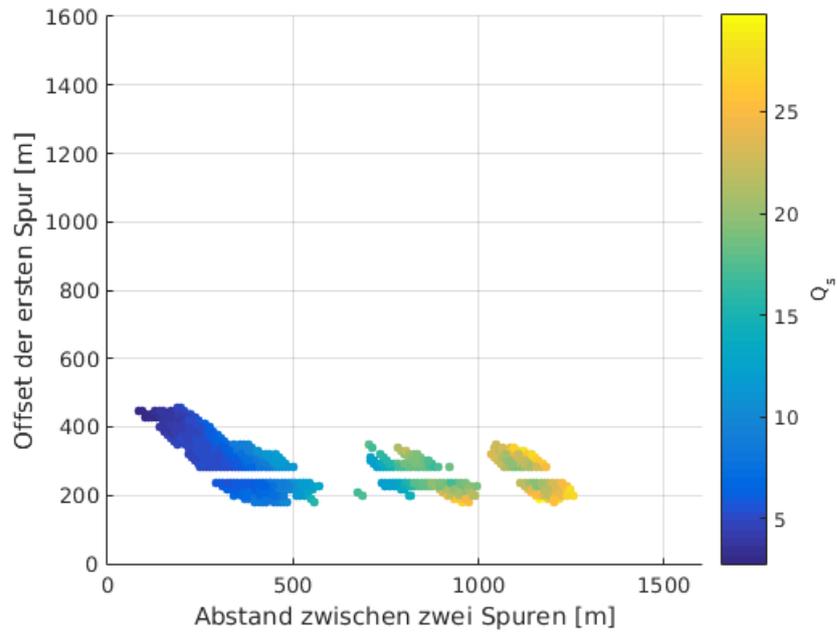


Abbildung 3.33 – Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Abstand zwischen zwei Spuren und Profil-Offset (der ersten Spur) für ausgewählte Spurkombinationen (718) mit $Q_s > 0$ und $R^2 > 70\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 9$. Große Q_s -Werte gibt es hauptsächlich bei großem Spurabstand.

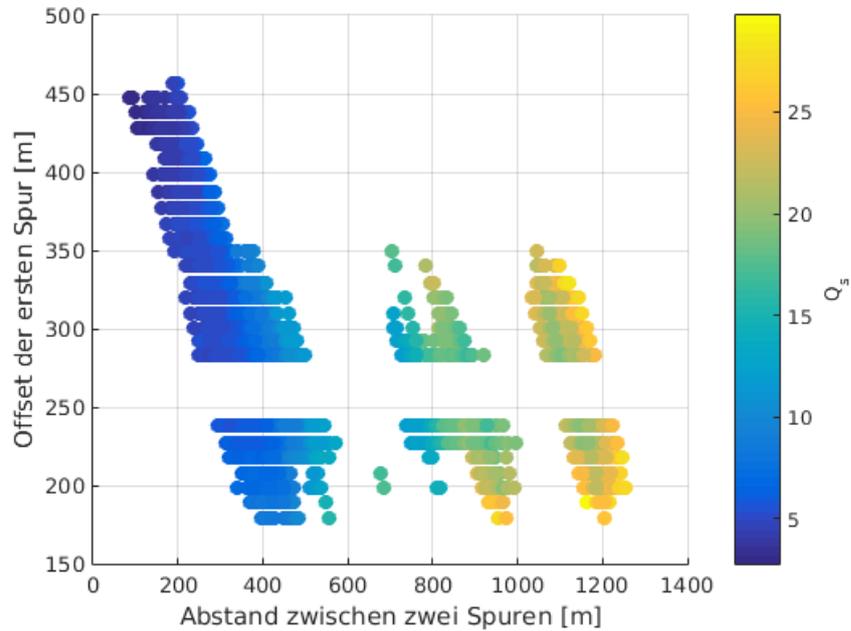


Abbildung 3.34 – Ausschnitt der Abbildung 3.33.

Bei dem Kriterium $R^2 > 70\%$ fallen die großen Werte heraus. Der eben beobachtete Trend ist hier ebenfalls klar sichtbar: Q_s nimmt kleine Werte an, wenn der Spurabstand zwischen den Spuren ebenfalls klein ist und größere Werte, wenn der Abstand dazwischen größer wird. Diese Beobachtung ist quasi unabhängig vom gewählten Profilschnitt, Q_s scheint hauptsächlich mit dem Spurabstand zu korrelieren. Die weiter von der Quelle entfernt liegenden Profilmeter werden aufgrund des Kriteriums nicht mehr mit einbezogen. Die erste Spur im Paar ist hier maximal bis 460 m Profil-Offset zu finden. Die Lücke zwischen 240 m und 280 m ist auf einen Ausfall der Airgun in diesem Bereich zurückzuführen.

Bestimmtheitsmaß R^2	Q_s -Wert (Median)	Anzahl Spurpaare
0 %	24	5875
30 %	17	3281
50 %	15	2158
70 %	9	718
90 %	6	21

Tabelle 3.6 – Q_s -Werte für verschiedene Bestimmtheitsmaße und Anzahl der einbezogenen Spurpaare. Es wurden nur positive Q_s -Werte zugelassen.

Für eine plausible Auswertung können die Berechnungen mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 > 70\%$ für weitere Rechnungen verwendet werden; hier ist ein guter Mittelweg zwischen genügender Datendichte und Güte der Anpassung gefunden. Für diese Berechnungen ist in [Abbildung 3.35](#) die Häufigkeitsverteilung als Quantildarstellung zu sehen. [Tabelle 3.7](#) listet die einzelnen Werte. Etwa 55 % der Werte sind bis zu einem Wert von $Q_s = 10$ zu finden, der Median liegt bei $Q_s = 9$. Auch in diesen Darstellungen ist die Zweiteilung der Werte gut zu sehen, die sich bei ca. 70 % durch einen sprunghaften Anstieg bemerkbar macht.

Elastische Moduln

Die elastischen Moduln (Elastizitäts-, Kompressions- und Schermodul) sind in [Abbildung 3.36](#) dargestellt. Alle Moduln nehmen mit der Tiefe zu. Der K-Modul nimmt Werte von ca. 3,7 GPa am Meeresboden bis knapp 8,5 GPa in 30 m Tiefe an. Dabei steigt der Wert zuerst steiler an und nimmt ab 12 m Tiefe nicht mehr so stark zu. Der E-Modul nimmt Werte von ca. 80 MPa am Meeresboden bis 1500 MPa in 30 m Tiefe an. Beim Schermodul sind Werte von ca. 30 MPa am Meeresboden bis 500 MPa in 30 m Tiefe zu beobachten. Die Steigungen dieser beiden Moduln zeigen

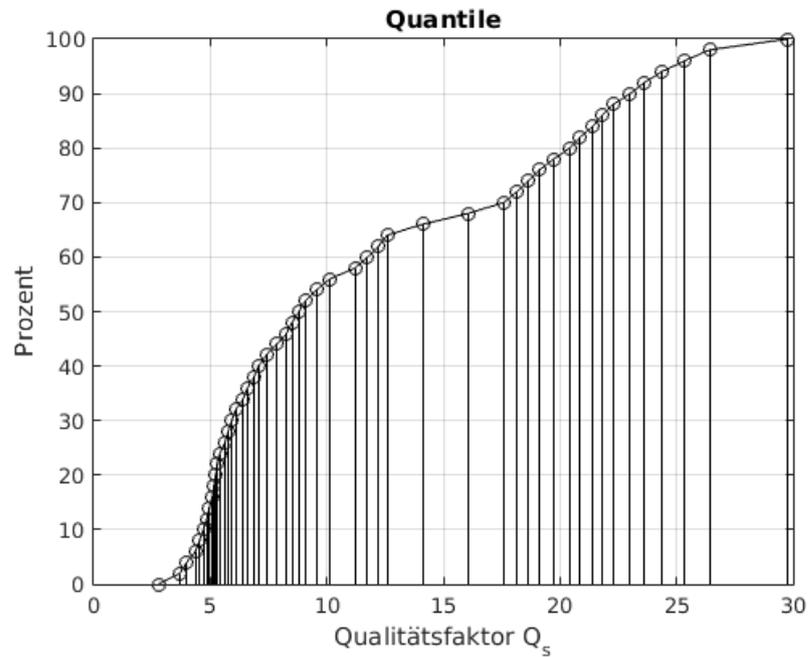


Abbildung 3.35 – Häufigkeitsverteilung in Quantilen der Q_s -Werte für ausgewählte Spurkombinationen (718) mit $Q > 0$, $R^2 > 70\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 9$.

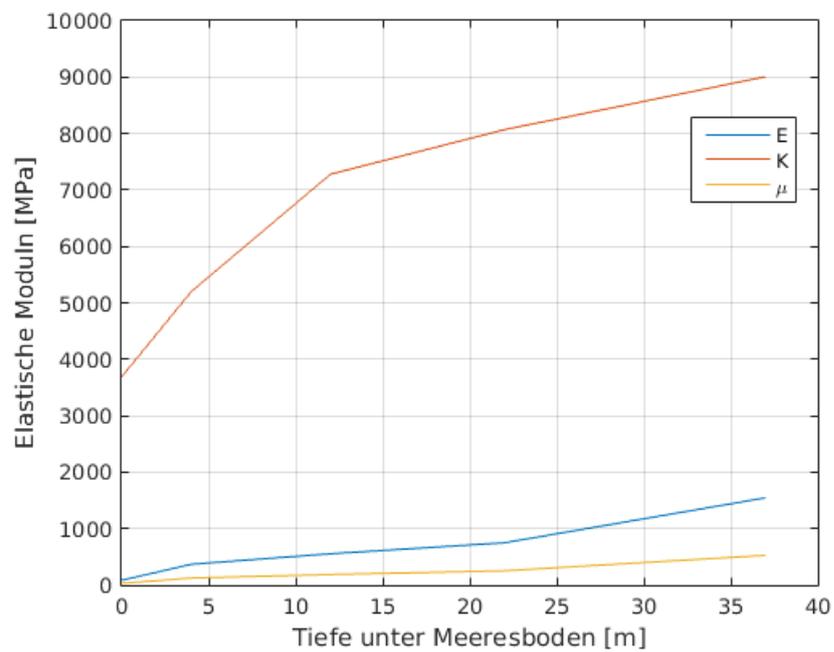


Abbildung 3.36 – Elastizitäts- (E), Kompressions- (κ) und Schermodul (μ) aufgetragen über die Tiefe unter dem Meeresboden.

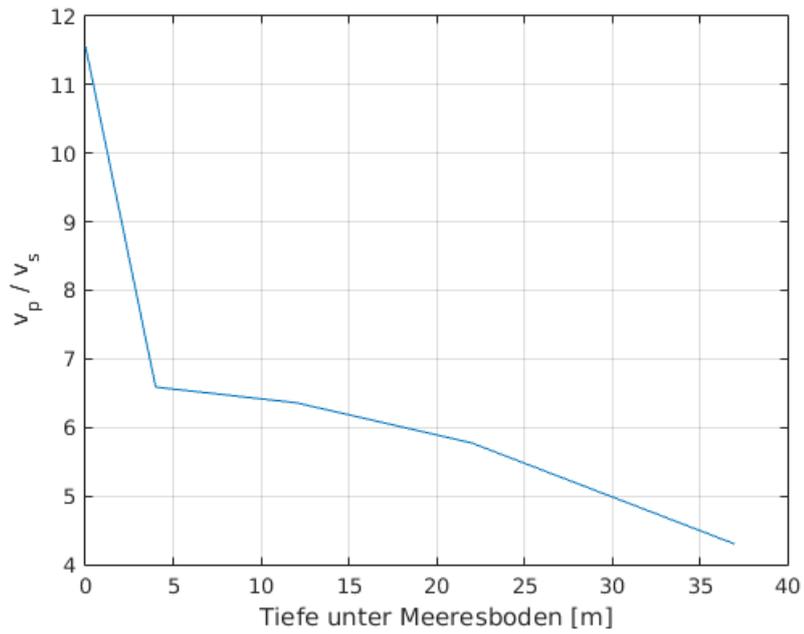


Abbildung 3.37 – Geschwindigkeitsverhältnis v_p/v_s aufgetragen über die Tiefe unter dem Meeresboden.

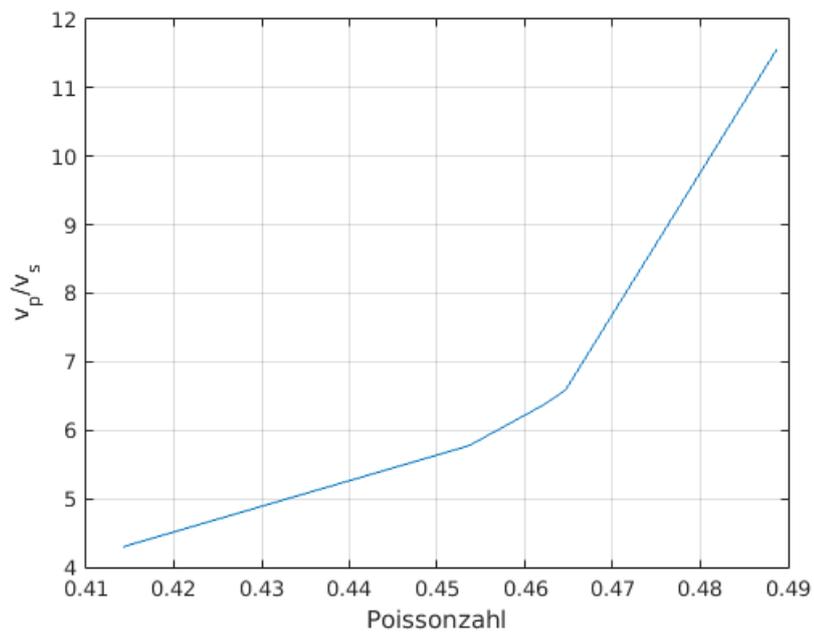


Abbildung 3.38 – Geschwindigkeitsverhältnis v_p/v_s in Abhängigkeit der Poissonzahl ν .

Quantil [%]	Q_s -Wert	Quantil [%]	Q_s -Wert
5	4	55	10
10	5	60	12
15	5	65	14
20	5	70	18
25	5	75	19
30	6	80	20
35	6	85	22
40	7	90	23
45	8	95	25
50	9	100	30

Tabelle 3.7 – Quantile und die entsprechenden Q_s -Werte für ausgewählte Spurkombinationen (718) mit $Q > 0$, $R^2 > 70\%$. Der Median liegt bei $Q_s = 9$.

keine Abflachung wie die des Kompressionsmoduls, sondern steigen eher gleichmäßig an. Abbildung 3.37 zeigt das Geschwindigkeitsverhältnis v_p/v_s in Abhängigkeit von der Tiefe. Es wird mit zunehmender Tiefe kleiner, wobei die stärkste Abnahme in den ersten Metern zu beobachten ist. Mit steigender Querdehnungszahl (Poissonzahl, ν) zeigt das Geschwindigkeitsverhältnis v_p/v_s hingegen eine Zunahme der Werte, wie aus Abbildung 3.38 ersichtlich wird.

3.4.2. Rammung

Die bei der Rammung eingesetzten Hydrophone haben aufgrund der enormen Schallbelastung während der Messung fast ausnahmslos übersteuert. Die wenigen nicht übersteuerten Rammschläge wurden mit einem Hydrophon aufgezeichnet, von dem die Übertragungsfunktion nicht bekannt ist. Daher kann anhand dieser Messungen weder die absolute Schallbelastung bestimmt noch eine Aussage über das Verhältnis der aufgenommenen Amplituden zwischen Geophon und Hydrophon gemacht werden.

3.5. Diskussion

P-Wellen-Geschwindigkeit v_p

Die erhaltenen Werte für die P-Wellen-Geschwindigkeiten lassen sich gut in die vorhandene Literatur einordnen. So ist v_p im Meerwasser u. a. abhängig von der Salinität. Die Salinität wird in der Nordsee mit ca. 33 ‰ (bspw. [Heyen & Dippner, 1998](#); [Jones & Howarth, 1995](#)) angegeben. Nach [Shumway \(1958\)](#) beträgt die Wassergeschwindigkeit bei 35 ‰ Salzgehalt ca. 1480 m/s, was sehr gut mit den Ergebnissen dieser Messungen übereinstimmt. Die v_p -Werte in den Sedimentschichten der Nordsee (1480-2050 m/s) stimmen mit Beobachtungen von [Hamilton \(1971\)](#) überein, der Werte im Bereich von 1500-1800 m/s für unkonsolidierte, wassergesättigte marine Sedimente angibt. Untersuchungen von [Van Dalfsen et al. \(2006\)](#) ergeben für die *upper north sea group* (ca. 250 m Tiefe) Geschwindigkeiten von 1800 m/s, die in tieferen Schichten Werte bis zu 2100 m/s erreichen (*chalk group*). Die v_p -Werte aus dieser Arbeit sind etwas höher, sie erreichen 2000 m/s ca. 25 m unterhalb des Meeresbodens. In der Arbeit von [Willert-Arndt \(2009\)](#) werden ebenfalls im Deutschen Nordseesektor P-Wellen-Geschwindigkeiten untersucht (Zechstein bis Miozän). Gerade im südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes, wo auch der hier untersuchte Windpark BO1 liegt, scheinen die Geschwindigkeiten etwas größer zu werden (Abb. 3.39, gelbe Farbkodierung) im Vergleich zu den umliegenden Gebieten (grüne Kodierung). Die Geschwindigkeitskarte zeigt im Windparkbereich für das Miozän (ca. 1 km Tiefe) Werte von knapp über 2000 m/s.

Viele Publikationen, die sich mit oberflächennahen und hochauflösenden reflexionsseismischen Messungen befassen, verwenden zur Tiefenbestimmung für die oberen Sedimentbereiche eine Geschwindigkeit von ca. 1500-1600 m/s. Es hat sich als gängige Praxis etabliert, v_p -Werte in diesem Bereich als passende Schätzung zu verwenden, wobei nicht immer darauf hingewiesen wird, woher diese Annahme stammt. [Syvitski & Praeg \(1989\)](#) berufen sich auf [Hamilton \(1985\)](#), der v_p -Werte von 1500-2000 m/s für oberflächennahe marine Sedimente angibt, und verwenden bewusst die unterste Geschwindigkeitsgrenze. Sie weisen darauf hin, dass die damit ermittelten Tiefenwerte ebenfalls Mindestwerte darstellen und durchaus größer sein können. [Lezzar et al. \(1996\)](#) wiederum orientieren sich bei der Bestimmung der Schichtmächtigkeiten an Minimal- und Maximalwerten aus anderen Messgebieten. Sie interpolieren linear zwischen der niedrigsten Geschwindigkeit von 1480 m/s an der Oberfläche und 3000 m/s für sehr viel tiefere Schichten. Gerade in oberflächennahen Sedimenten ist diese lineare Tiefen- (bzw. Druck-)abhängigkeit jedoch nicht gegeben ([Schön, 1983](#)). Auch [Hamilton \(1985\)](#) beobachtet für die obersten Sedimentmeter einen größeren Geschwindigkeitsgradienten, der dann mit der Tiefe

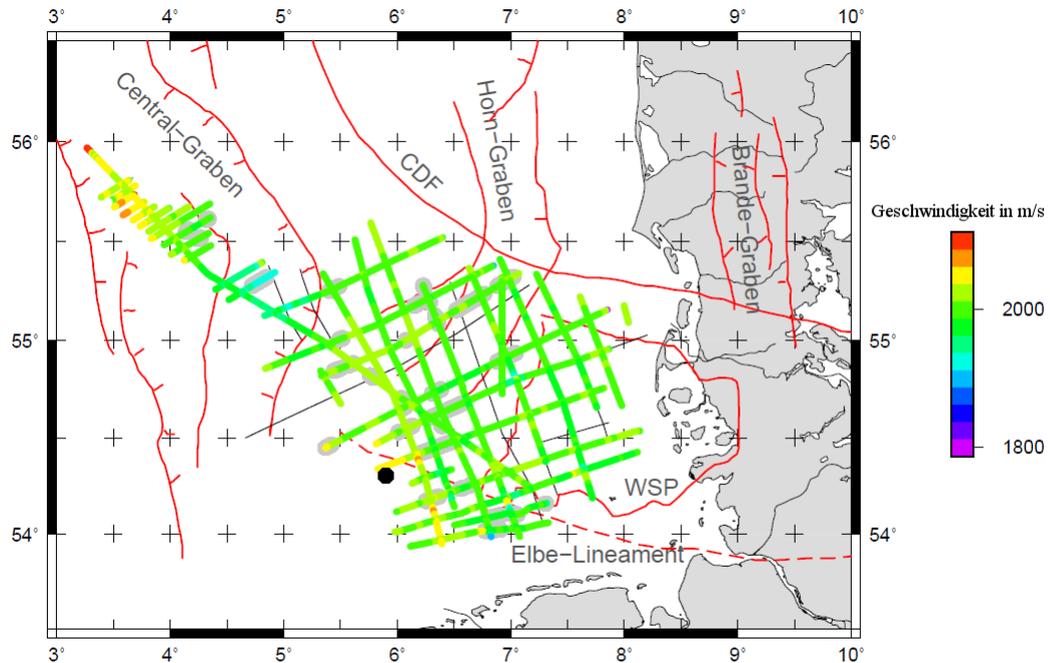


Abbildung 3.39 – Geschwindigkeitskarte für das Miozän (ca. 1 km Tiefe) nach Willert-Arndt (2009). Der schwarze Punkt markiert das Untersuchungsgebiet BARD Offshore 1. In diesem Gebiet (Südwesten der Deutschen Bucht) hat v_p etwas höhere Werte als in der Umgebung.

kleiner wird. Müller et al. (2002) verwenden für die Tiefenberechnung aus reflexionsseismischen Daten in der Ostsee einen v_p -Wert von 1500 m/s ohne weitere Erklärung.

P-Wellen-Geschwindigkeiten zeigen außerdem eine Abhängigkeit gegenüber dem Druck: Muckelmann (1985) untersucht marine Nordseesedimente von der Basis des Holozäns. Er beobachtet im wassergesättigten Sediment einen Anstieg von v_p von ca. 1980 m/s bei 0,5 MPa auf ca. 2050 m/s bei 1,5 MPa. Diese Drücke entsprechen ungefähren Tiefen von 30 bzw. 85 m, so dass die Werte ebenfalls gut mit den hier ermittelten Werten korrelieren. Bezüglich des stufenförmigen Anstiegs von v_p ist anzunehmen, dass die P-Wellen-Geschwindigkeiten auch innerhalb der Schichten im Sediment aufgrund des stetig zunehmenden Drucks graduell ansteigen. Mittels dieser Methode kann jedoch nur eine Stufenfunktion bestimmt werden, in der verschiedene Bodenbereiche zusammengefasst werden, denen eine Geschwindigkeit zugewiesen wird.

Das hier angewandte Verfahren zur Geschwindigkeitsbestimmung mithilfe hochauflösender Reflexionsseismik und der Drucksondierung war für diesen Fall die einzige Möglichkeit, die P-Wellen-Geschwindigkeitsverteilung im Boden zu ermitteln. Eine Geschwindigkeitsbestimmung über Reflexionshyperbeln ist aufgrund der Abstrahlcharakteristik des Boomers nicht möglich, wie zuvor beschrieben. Eine Auswertung über Reflexionshyperbeln aus den weitwinkelseismischen Daten kam für den oberflächennahen Untergrund ebenfalls nicht in Frage. Die vertikale Auflösungsgenauigkeit war aufgrund der tieffrequenten Schallquelle hierfür zu gering.

Es ist außerdem anzumerken, dass die geologische Interpretation durch BARD in die Auswertung mit einbezogen wurde. Einige der ermittelten Tiefen orientieren sich zumindest grob an der Einschätzung durch die externen Gutachter und setzen somit die Richtigkeit voraus. Zum Abgleich mit den Ergebnisse sei zusätzlich die geologische Interpretation eines Profils in der Nähe des Messgebiets hinzugezogen, welche im Rahmen des Projektes Geopotenzial Deutsche Nordsee (GPDN) durchgeführt wurde (Schnabel & Naumann, 2012). Abbildung 3.40 zeigt einen Teil eines Boomer-Profiles mit der geologischen Interpretation. Die dort identifizierten Horizonte sind so auch in den vorliegenden Daten zu finden. Der grün markierte Horizont stellt die Basis des Holozäns aus locker gelagerten Sedimenten dar. Dieser entspricht dem seismischen Horizont bei ca. 60 ms TWT und ca. 4 m Tiefe aus diesen Messungen. Der magenta-gefärbte Horizont bei knapp 70 ms TWT (≈ 10 m) und der orangefarben markierte Horizont bei ca. 80 ms TWT (≈ 20 m) sind ebenfalls in den vorliegenden Daten in etwa bei diesen Tiefen zu identifizieren. Es ist also davon auszugehen, dass die beschriebene Vorgehensweise zu plausiblen Ergebnissen führt.

In der von BARD zur Verfügung gestellten Drucksondierung ist in dem Bereich zwischen 8,5 und 12 m kein Ausschlag zu sehen. Es ist nicht bekannt, ob diese Werte durch die Beschaffenheit des Bodens zustande kommen oder hier ein Geräteausfall verantwortlich war. Somit können entsprechenden Laufzeiten in der seismischen Sektion keine Schichtgrenzen zugeordnet werden, obwohl diese in der Realität durchaus existieren können. Daher ist für diesen Bereich keine Unterteilung in weitere Schicht- bzw. Geschwindigkeitspakete möglich.

Ebenfalls unbekannt ist die Positionsgenauigkeit der Drucksondierung am Pfahlstandort. Es ist möglich, dass die eigentliche Messposition leicht verschoben ist und insbesondere nicht söhliche Schichtgrenzen zu einer ungenauen Geschwindigkeitsbestimmung führen.

Bei einer Tiefe von 25,5 m zeigt das abgeleitete Bodenprofil eine dünne Schicht mit Ton- und Schluffanteil. Hier wäre zu erwarten, dass durch die lithologische Änderung ein seismischer Impedanzkontrast entsteht. Während des Prozesses der

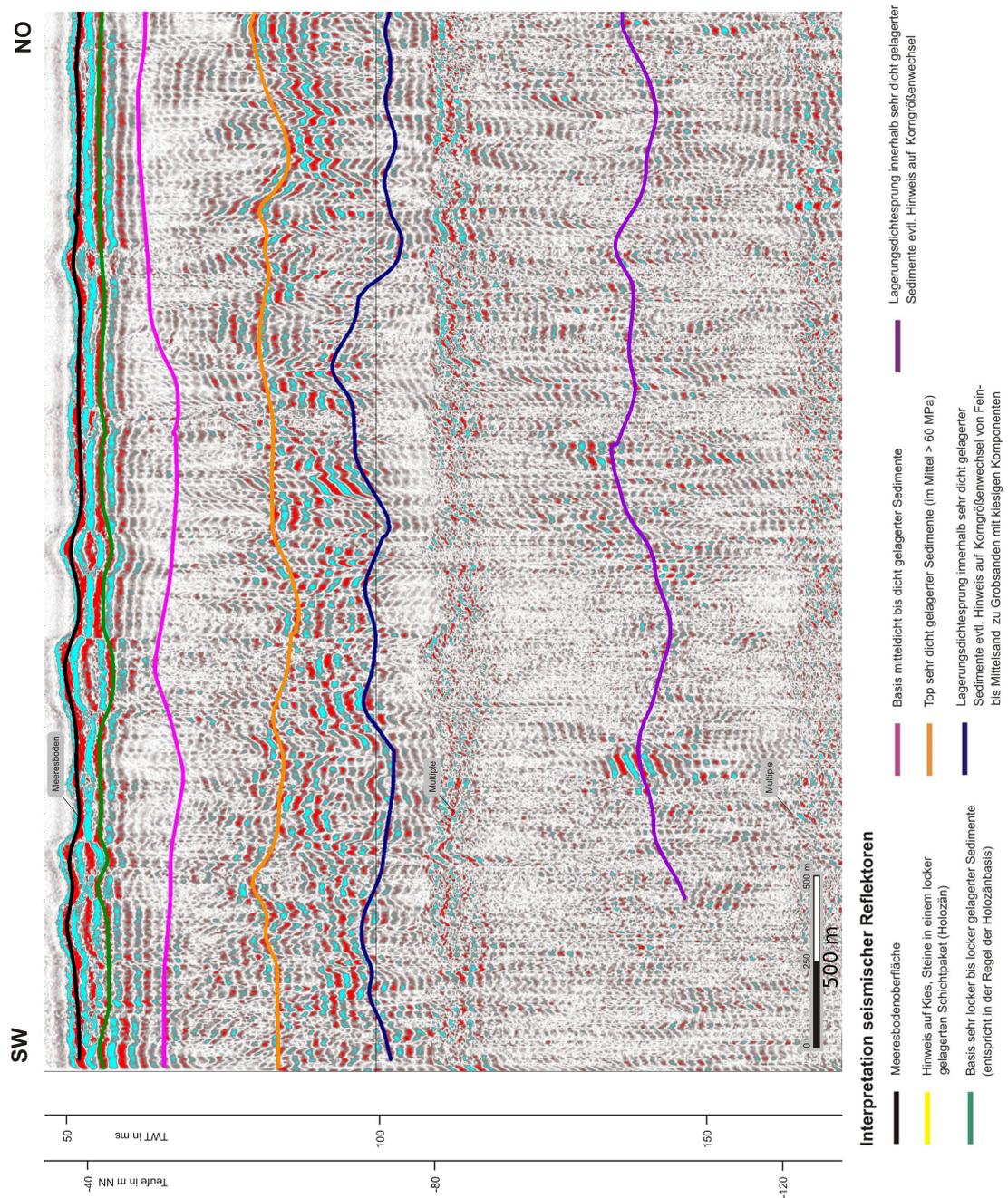


Abbildung 3.40 – Boomer-Profil aus dem Geopotential Deutsche Nordsee (GPDN) neben dem Windpark BO1(nach [Schnabel & Naumann, 2012](#)). Die seismischen Horizonte zeigen die gleichen Tiefen und Laufzeiten wie die hier ermittelten Horizonte.

Geschwindigkeitsbestimmung war dieser Horizont allerdings nicht sinnvoll einer Laufzeit in den Seismikdaten zuzuordnen. Es ist anzunehmen, dass das hochfrequente seismische Verfahren in dieser Tiefe seine Auflösungsgrenze erreicht und daher kein Impedanzkontrast mehr zu erkennen ist. Es ist auch möglich, dass die Schicht nur sehr lokal vorhanden und dadurch nicht vom Umgebungsrauschen zu unterscheiden ist. In den tieferen Bereichen lassen sich Horizonte in der Regel nur noch erkennen, wenn sie über eine größere Entfernung eine Kohärenz zeigen. Der tiefere Horizont bei ca. 37 m Tiefe zeigt beispielsweise solch eine Kohärenz und kann somit noch identifiziert werden. Außerdem kann auch die Verstärkungsfunktion (AGC) hier besser greifen, da im näheren Laufzeitbereich offenbar keine weiteren Horizonte vorhanden sind. Bei der tonigen Schicht gibt es mehrere Ausschläge im CPT in dicht aufeinander folgenden Tiefen (22,5 m, 27,5 m), so dass es fast nicht möglich ist, einen Horizont allein zu verstärken.

Allgemein ist noch zu erwähnen, dass die elastischen Eigenschaften seismischer Wellen von vielen Faktoren abhängig sind. Verschiedene Studien, auch aus nahegelegenen Messgebieten, können so immer nur einen kleinen Gültigkeitsbereich genau widerspiegeln. Jedoch fügen sich die ermittelten Werte der oberen Schichten aus dieser Arbeit gut in die Wertebereiche anderer Studien ein und können als plausibel angenommen werden. Für die unteren Bereiche wurden untypisch hohe Geschwindigkeiten berechnet. Es ist davon auszugehen, dass diese etwas überschätzt wurden und in Wirklichkeit eher am unteren Rand des Fehlerbereichs anzusiedeln sind. Sind in den seismischen Daten viele Diffraktionen, auch in größerer Tiefe, vorhanden, kann die ermittelte Geschwindigkeitsfunktion anhand einer einfachen Stolt-Migration (Stolt, 1978) überprüft werden. Dafür werden die Daten mit der jeweils betrachteten Geschwindigkeit einer Schicht migriert. Bei Übereinstimmung der realen Verhältnisse mit dem Modell würden die Hyperbeln der Diffraktionen eliminiert werden (persönliche Notiz von Dr. Christof Müller). In den vorliegenden Daten war dies aufgrund fehlender Diffraktionen nicht möglich.

S-Wellen-Geschwindigkeit v_s

Die für die Geschwindigkeitsbestimmung gerechneten Modelle, aus denen sich ein Erwartungswert sowie die letztendlich beste Geschwindigkeitsverteilung (= Minimum, kleinster Misfit) ergeben, zeigen in Abbildung 3.41 die Güte der Berechnungen. Die Grafik stellt alle in der Inversion gerechneten Modelle sowie deren Misfit dar (erste 10 Iterationen). Ein kleiner Misfit bedeutet eine gute Anpassung und ist durch dunkle Farben gekennzeichnet, ein hoher Misfit-Wert steht für eine schlechtere Anpassung (helle Farben). Sind die dunklen Farbpunkte (kleine Misfits) mit zunehmender Tiefe eher konzentriert zu beobachten, bedeutet dies,

dass es keine wichtigen Nebenminima gibt und die Lösung eindeutig ist. Bei den gegebenen Daten ist dies der Fall, es wird nur ein Haupttrend der Geschwindigkeiten mit der Tiefe beobachtet. Dass sich die Geschwindigkeiten in bestimmten Tiefen zweitweise in zwei Cluster aufteilen (bspw. bei ca. 37 m Tiefe) spricht für Geschwindigkeitssprünge an Schichtgrenzen.

Die ermittelten Werte für die Scherwellengeschwindigkeiten korrelieren sehr gut mit Werten aus der Literatur. [Wilken et al. \(2009\)](#) wenden für einen Standort in der Nordsee, der ca. 120 km nördlich des Windparks BO1 liegt, die gleiche Methode zur v_s -Bestimmung an. Kurz unterhalb des Meeresbodens erhalten sie Werte von ca. 100 m/s, die, mit lokalen Schwankungen, auf ca. 350 m/s in 40 m Tiefe ansteigen. Dies deckt sich genau mit dem Wertebereich der hier gewonnenen Scherwellengeschwindigkeiten. [Gimpel \(1987\)](#) beobachtet in der Ostsee für feinkörnige poröse Sedimente Geschwindigkeitswerte von 110 m/s am Meeresboden. Schlickige Sedimente ergeben einen deutlich kleineren v_s -Wert (ca. 50 m/s), stärker konsolidiertes Material führt hingegen zu einem Anstieg der oberflächennahen S-Wellen-Geschwindigkeit von durchschnittlich 180 m/s. Die hier ermittelten Geschwindigkeiten können auf eine feine poröse Sandschicht am Meeresboden hindeuten. Für etwas tiefere Bereiche um die 25 m unterhalb des Meeresbodens wurden v_s -Werte von ca. 400 m/s ermittelt. Auch diese Werte fügen sich gut in die Beobachtungen dieser Arbeit ein. Weiterhin untersucht [Richardson \(2002\)](#) sehr oberflächennahe Scherwellengeschwindigkeiten in der Nordsee und erhält in 0-30 cm Tiefe Werte zwischen 50 und 140 m/s. [Buckingham \(2005\)](#) bestätigt diese mit theoretischen Berechnungen.

[Suyama et al. \(1984\)](#) untersuchten S-Wellen-Geschwindigkeiten im Rahmen von Drucksondierungen (*Standard Penetration Test*, SPT). Beim SPT spielt der sogenannte N-Wert eine Rolle, der die Schlaganzahl (*blow count*) bezeichnet und unter anderem von der aufgebrachten Rammenergie abhängt. Über einen Faktor lässt sich der N-Wert mit dem Spitzenwiderstand aus CPT-Messungen korrelieren (bspw. [Robertson et al., 1983](#)), wobei auch hier starke Unterschiede z. B. in Abhängigkeit vom untersuchten Boden auftreten ([Chin et al., 1990](#)). Ein steigender N-Wert hat dabei im Allgemeinen einen steigenden Spitzenwiderstand zur Folge ([Chin et al., 1990](#); [Jarushi, 2015](#)), so dass eine Korrelation zwischen v_s und dem N-Wert auch für den Spitzenwiderstand gilt und umgekehrt. [Abbildung 3.42](#) zeigt diese von [Suyama et al. \(1984\)](#) beobachtete Korrelation zwischen dem N-Wert und v_s . Ein großer N-Wert resultiert eindeutig in höheren Geschwindigkeiten. Auch bei [Hoffmann et al. \(2008\)](#) zeigt sich ein Zusammenhang zwischen Eindringgeschwindigkeit (Vortrieb) und v_s (siehe [Abb. 3.43](#)), wobei ein großer Vortrieb einen kleinen Widerstand bedeutet und dieser daher in umgekehrter Weise zum N-Wert mit v_s korreliert.

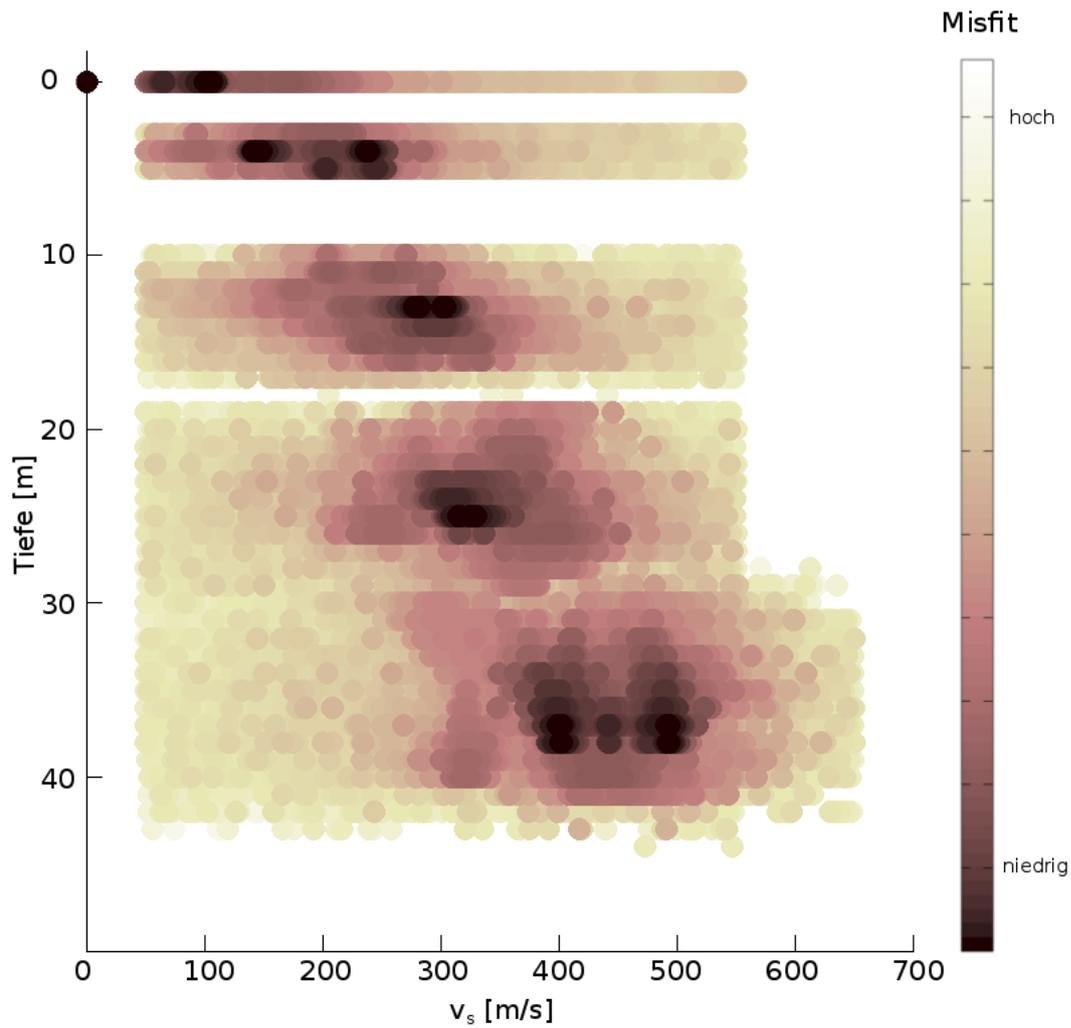


Abbildung 3.41 – Güte der v_s -Bestimmung. Die einzelnen Farbpunkte stellen die in der Inversion gerechneten Modelle dar. Ein niedriger Misfit ist durch dunkle Farben gekennzeichnet und bedeutet eine gute Anpassung.

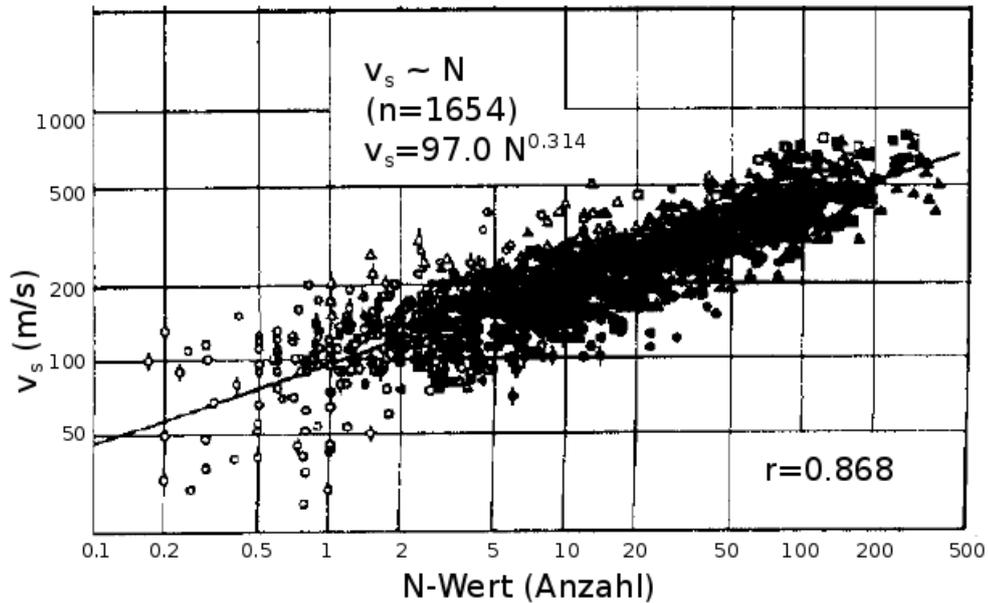


Abbildung 3.42 – V_s -Werte korreliert mit dem sogenannten N-Wert (*N-Value*) nach [Suyama et al. \(1984\)](#). Die dargestellten Symbole geben verschiedene Arten von Sand, Kies, Ton usw. an.

Vergleicht man die Spitzenwiderstände aus der vorliegenden Arbeit mit den ermittelten S-Wellen-Geschwindigkeiten (Abb. 3.44), so ist dieser klare Trend in der Gegenüberstellung nicht ganz eindeutig zu erkennen. Der Spitzenwiderstand zeigt über die Tiefe einige Schwankungen, die in den berechneten Geschwindigkeiten nicht zu beobachten sind bzw. nicht aufgelöst werden können. Ob diese Variationen und Unterschiede auf die Qualität des Messverfahrens oder auf wirkliche Untergrundbegebenheiten zurückzuführen sind, lässt sich nicht beurteilen. Ein Haupttrend ist in jedem Fall zu erkennen: Oberflächennah nimmt der Spitzenwiderstand eher kleine Werte an, mit steigender Tiefe werden die Werte dann eindeutig größer, welches mit der ansteigenden Scherwellengeschwindigkeit im Einklang steht (Abb. 3.45).

Außerdem wird allgemein eine Zunahme der Scherwellengeschwindigkeit mit steigender Dichte und mit der Tiefe bzw. dem Druck beobachtet (bspw. [Richardson, 2002](#); [Schön, 2004](#)). Empirisch ermittelte Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen für wassergesättigte, marine Sedimente wurden von [Hamilton \(1976\)](#) aufgestellt. Auch diese Beziehungen spiegeln die Werte dieser Messung gut wider (siehe Kasten 1), wobei die berechneten Werte für Grobsand etwas mehr den Messergebnissen entsprechen.

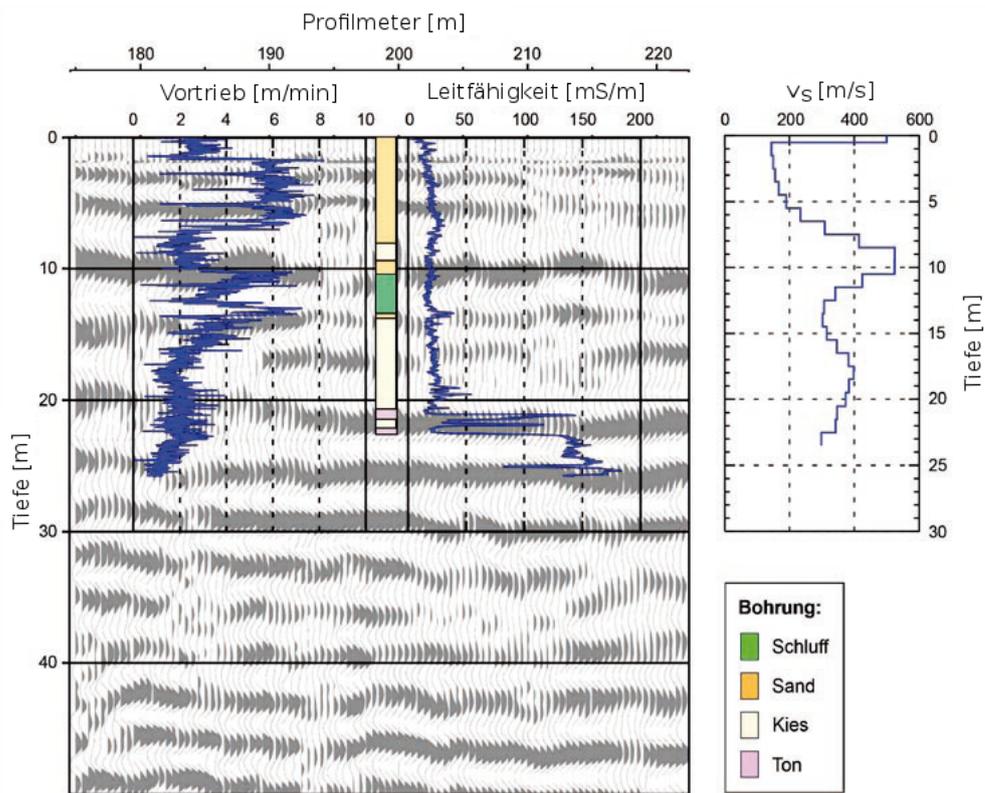


Abbildung 3.43 – v_s -Werte korreliert mit dem Vortrieb (nach Hoffmann et al., 2008).

3. Fallstudie: BARD Offshore 1

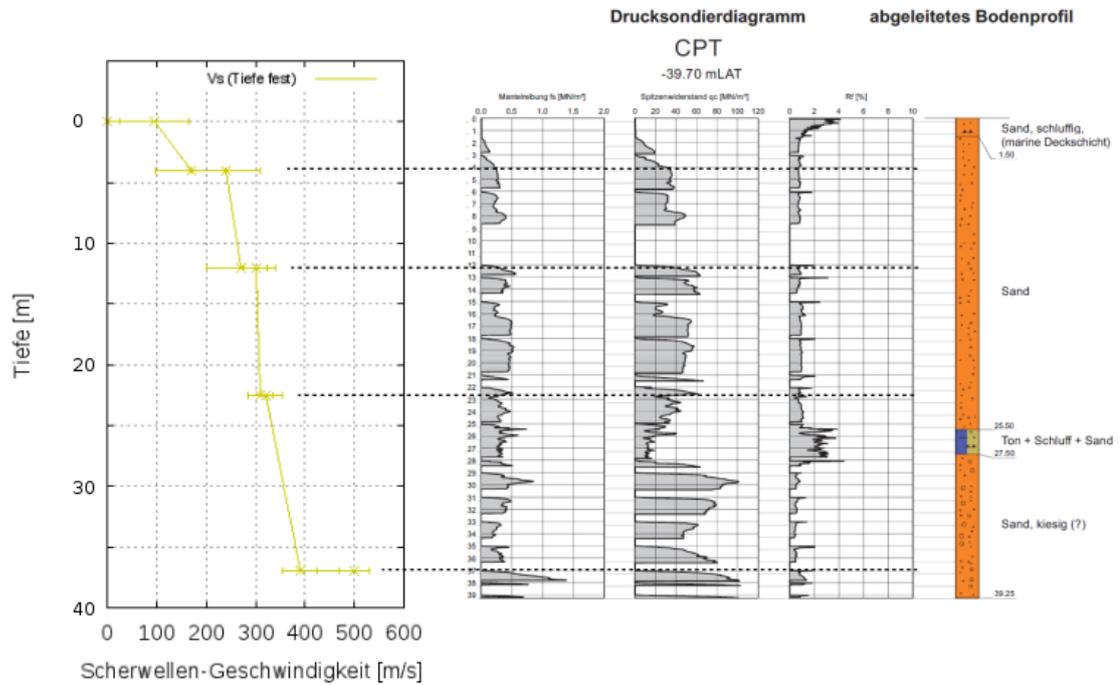


Abbildung 3.44 – V_s -Werte korreliert mit der Drucksondierung.

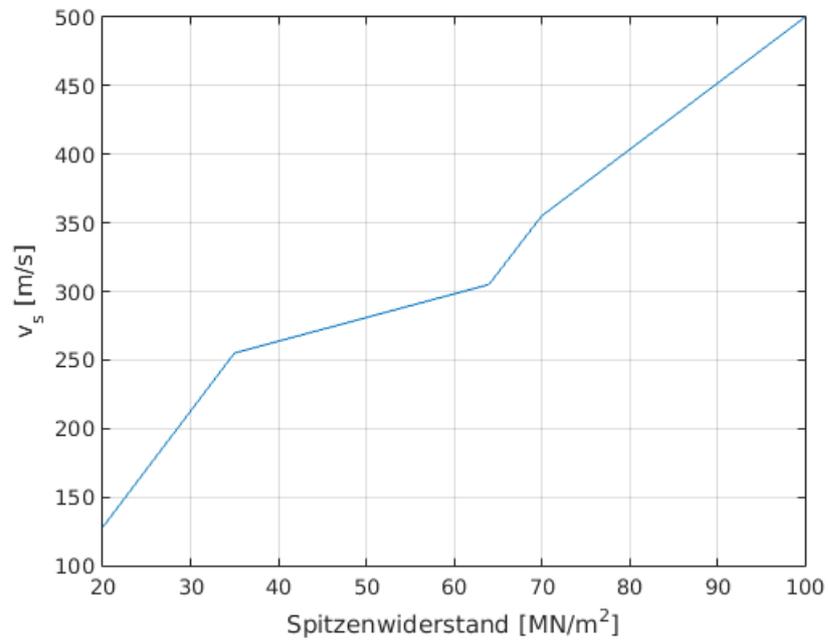


Abbildung 3.45 – V_s -Werte in Abhängigkeit des Spitzenwiderstands.

Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen (Hamilton, 1976)Feinsand (0 - 20 m): $v_s = 120 * z^{0,28}$ Grobsand (0 - 20 m): $v_s = 127 * z^{0,31}$

Tiefe z [m]	Feinsand: v_s [m/s]	Grobsand: v_s [m/s]	BO1 v_s [m/s]
0,3	85	85	95
4	175	195	160/240
12	240	275	270/300
22	285	330	310/320

Kasten 1

Die hier ermittelten Tiefen von Schichtgrenzen stimmen sehr gut mit den bei der v_p -Bestimmung erhaltenen Werten überein. Es gibt kleine Differenzen von 1 m in einer Tiefe von ca. 12 m und bis 2,5 m in einer Tiefe von etwa 22 m unter dem Meeresboden. Diese Differenzen sind wahrscheinlich auf die unterschiedlichen Messverfahren zurückzuführen. Während die P-Wellen-Geschwindigkeit aufgrund der Drucksondierung sehr lokal an einem Punkt bestimmt wurde, kann mithilfe der Scholte-Wellenanalyse ein etwas größerer Bereich abgedeckt werden (ca. 300 m). Daher ist v_p eher anfällig auch für sehr kleinräumige Schwankungen im Boden. Betrachtet man die seismische Sektion (Abb. 3.10), zeigt beispielsweise der Horizont bei etwa 0,08 s TWT gerade um die Messposition herum eine starke Tiefenvariation. Somit ist es nicht verwunderlich, dass die unterschiedlichen Verfahren zu voneinander abweichenden Tiefenwerten führen können.

Die seismische Güte Q**Qualitätsfaktor der P-Wellen**

Gleich bei der ersten Berechnung der seismischen Güte Q_p fällt die große Anzahl an negativ berechneten Werten auf. Schaut man sich das Frequenzspektrum der seismischen Sektion an (Abb. 2.9), zeigt sich, warum dies geschieht: Die Amplituden im Frequenzspektrum sollten sich mit zunehmender Entfernung in Richtung der kleineren Frequenzen verschieben und außerdem abnehmen. Im Allgemeinen ist dies auch der Fall, so dass am Anfang des Profils (kleine Entfernung, links) höhere Amplituden und Frequenzen zu finden sind als am anderen Ende (große Entfernung, rechts). Allerdings sind im Spektrum auch Schwankungen zu beobachten, wobei stellenweise leicht erhöhte Amplituden im Vergleich zu den vorhergehenden Spuren mit kleinerem Offset auftauchen. Werden nun gerade zwei Spuren in die Berechnung einbezogen, die dieses umgekehrte Amplitudenverhältnis aufweisen,

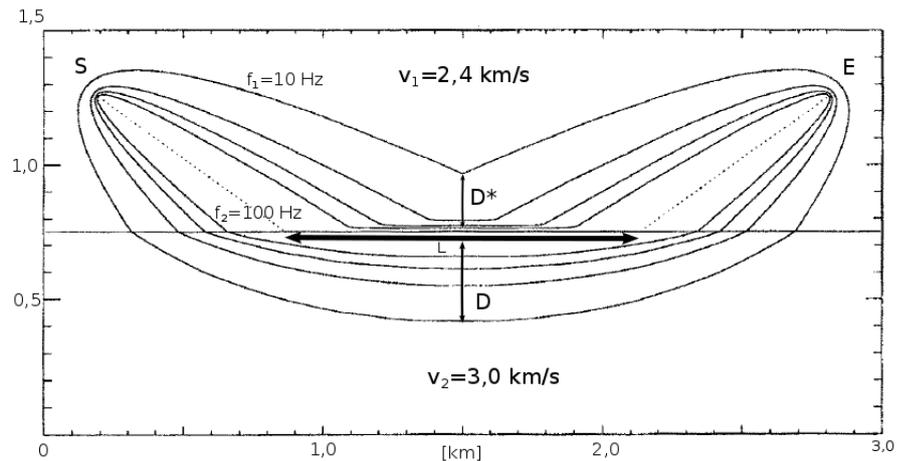


Abbildung 3.46 – Fresnelvolumen (nach Kvasnička & Červený, 1996)

ergeben sich negative Werte für den seismischen Qualitätsfaktor. Da generell über das gesamte Profil ein abklingendes Amplitudenverhalten zu beobachten ist, werden diese Berechnungen nicht mit in die Auswertung einbezogen.

Weiterhin lässt sich in den Daten eine gewisse Abhängigkeit der seismischen Güte vom Spurbstand im jeweiligen Paar feststellen. Bei größerem Abstand (vgl. Abb. 3.17) tendiert Q_p zu etwas höheren Werten. Bei den sehr gut angepassten Spuren ($R^2 > 99\%$) ist dieser Trend nur noch minimal zu erkennen. Dieser Zusammenhang könnte darin begründet sein, dass bei kleinen Abständen Inhomogenitäten im Boden stärker ins Gewicht fallen und sich somit andere Werte ergeben. Außerdem ist die Eindringung der Kopfwelle tiefer, je länger der Laufweg ist, also je weiter zwei seismische Spuren auseinander liegen. Läuft eine Kopfwelle entlang einer Schichtgrenze, so breitet sie sich aufgrund ihres Fresnel-Volumens (Kvasnička & Červený, 1996) auch immer etwas unterhalb und oberhalb dieser Grenze aus. Das bedeutet, dass die aus der Welle gewonnenen Informationen für einen Bereich um die Schichtgrenze herum gültig sind. Abbildung 3.46 zeigt den Strahlverlauf einer Kopfwelle (gestrichelte Linie) von einer seismischen Quelle (S) zum Empfänger (E). Das Fresnel-Volumen vergrößert sich mit kleinerer Frequenz f (also größerer Wellenlänge). Die Eindringtiefe in das obere (D^*) und untere (D) Schichtpaket ist somit abhängig von der Frequenz, dem Laufweg L entlang der Schichtgrenze und den Geschwindigkeiten. Daher können die mit dem Spurbstand ansteigenden Werte auf höhere Q_p -Werte mit zunehmender Tiefe hinweisen. Trotzdem finden sich bei größerem Spurbstand ebenso kleine Werte, das heißt, der Qualitätsfaktor streut stärker. Eine mögliche Erklärung hierfür ist das schlechter werdende Signal-Rausch-Verhältnis mit zunehmender Entfernung vom Empfänger. Eine laterale

Q_p -Änderung ist aus den gegebenen Datenpunkten über die betrachtete Entfernung von 200 m nicht abzuleiten. Die Datendichte nimmt mit größer werdendem Abstand natürlicherweise ab, da für große Abstände nicht mehr so viele Spurpaare in Frage kommen.

Aufgrund der geologischen Gegebenheiten (dünne oberflächennahe Schichten, siehe voriges Kapitel) war es nicht möglich, für andere Tiefen Kopfwelleneinsätze zu identifizieren. Die sehr geringen Mächtigkeiten der flachen Schichten führen zu einer Überlagerung der dort entstehenden Kopfwellen, so dass diese in den seismischen Daten nicht zu trennen sind. Auch aus den reflexionsseismischen Sektionen ließen sich mittels der Spektralanalyse von Reflexionen und Multiplen aus verschiedenen Tiefen (bspw. [Matsushima, 2006](#)) keine sinnvollen Werte für den Qualitätsfaktor ermitteln. Daher ist für den gesamten untersuchten Schichtkomplex ein integraler Wert verfügbar.

Bei der Frage, wie die seismische Güte der anderen Schichten aus dem ermittelten Wert abgeleitet werden kann, sei die Tiefen- bzw. Druckabhängigkeit der Größe betrachtet. Q_p im wassergesättigten Sand verändert sich nur leicht bis gar nicht mit steigendem Druck: Nach ([Prasad & Meissner, 1992](#)) steigt die Dämpfung (also die spezifische Dissipation Q_p^{-1}) von 0,043 bei einem Druck von kurz über 0 MPa auf 0,05 bei 5 MPa an. Dies entspricht Werten von $Q_p = 23$ bzw. 20. Auch [Muckelmann \(1985\)](#) beobachtet für verschiedene wassergesättigte Proben gleichbleibende Werte zwischen $Q_p = 13$ und 20. Für trockenene Proben zeigt sich eine Abnahme der Dämpfung, also Zunahme von Q_p mit steigendem Druck. Allerdings ist diese Abnahme bei nur wenigen MPa Druckänderung sehr gering. Daher ist davon auszugehen, dass sich die Dämpfung in den obersten Sedimentschichten, in denen die Wassersättigung langsam abnimmt, nicht signifikant ändert. Somit kann ein integraler Wert für den Gütefaktor über den gesamten untersuchten Tiefenbereich angenommen werden.

Literaturwerte für Q_p liegen in der Größenordnung der hier ermittelten Werte: [Muckelmann \(1985\)](#) misst die Dämpfungseigenschaften in Nordseesanden, die von der Basis des marinen Holozäns auf Sylt stammen. Er unterscheidet in verschiedene Korngrößen, wobei alle Korngrößen wassergesättigter Proben bei den niedrigsten gemessenen Drücken (ca. 0,5 MPa) ähnliche Werte im Bereich zwischen $Q_p = 10 - 20$ aufweisen. Die in dieser Arbeit ermittelten Werte ab $Q_p = 26$ liegen etwas darüber. [Jannsen et al. \(1985\)](#) berechnen für flachmarine Sedimente der Ostsee Q_p -Werte von 15-100; nach [Tullos & Reid \(1969\)](#) und [Shumway \(1960\)](#) schließen sie für den Bereich von $Q_p = 35 - 50$ auf Sand mittlerer Korngrößen. In einer Studie von [Prasad & Meissner \(1992\)](#) werden Laborwerte für wassergesättigten Sand in Höhe von

$Q_p = 20-60$ (runde Körner) bzw. $30-100$ (eckige Körner) angegeben. Und auch [Hamilton \(1972\)](#) liegt mit Q_p -Messungen an wassergesättigten marinen Sedimenten vor San Diego in dieser Größenordnung: Er erhält Werte von ca. 30 für sehr feinen bis groben Sand. Tonig-siltige Sedimente hingegen weisen höhere Werte von ca. 100-400 auf. Er weist darauf hin, dass die große Schwankungsbreite der Werte, auch von sehr ähnlichen marinen Sedimenten, unter anderem auf Unterschiede in Korngröße und -form, Porosität und Sedimentstruktur sowie auf Oberflächenbeschaffenheit und Kohäsionseffekte zurückzuführen seien.

Qualitätsfaktor der S-Wellen

Auch bei der Berechnung von Q_s ergeben sich sehr viele negative Werte, wenn alle Spurpaarkombinationen einbezogen werden. Das Frequenzspektrum (vgl. [Abb. 2.10](#)) zeigt mit zunehmender Entfernung sogar noch deutlichere Schwankungen in der Amplitude als das der Kopfwellen. Auch hier ist mit steigender Entfernung dennoch eine generelle Amplitudenabnahme und Verschiebung zu niedrigeren Frequenzen zu beobachten, wie es allgemein zu erwarten ist.

Die Spurpaare, die ein positives Q_s ergeben, zeigen eine starke Korrelation zwischen Spurabstand und Q_s (vgl. [Abb. 3.31](#) und [3.34](#)). Dies wird bei besserer Anpassung sehr deutlich. Der Einfluss von Inhomogenitäten im Untergrund bei geringen Abständen sowie ein schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis bei großen Entfernungen spielen hier sicher auch eine Rolle. Als alleinige Ursache ist dies aber unwahrscheinlich. Ein steigender Qualitätsfaktor mit zunehmendem Spurabstand deutet auch hier auf eine Tiefenabhängigkeit hin. Auffällig ist die Tatsache, dass der Q_s -Wert über den Profil-Offset ebenfalls diese Tendenz zeigt ([Abb. 3.34](#)): Bei gleichbleibendem Spurabstand findet man mit größerem Offset der ersten Spur auch höhere Q_s -Werte. Über eine Entfernung von etwa 250 m steigt der Gütefaktor von ca. 5 auf 12 (bei Profiloffsets von 200 m und 450 m, Spurabstand von 300 m).

Um mögliche Ursachen für diesen Effekt ausfindig zu machen, seien zwei Spurpaare betrachtet, die jeweils die erste Spur gemeinsam haben. Sie unterscheiden sich in ihrem Abstand zur zweiten Spur, das heißt, das eine Paar hat einen niedrigen Spurabstand, das andere einen hohen Abstand. Da höhere Frequenzen schneller gedämpft werden, ist der Anteil der höheren Frequenzen im Vergleich zu tiefen Frequenzen beim Paar mit dem großen Abstand geringer. Nun spielen folgende Vorgänge eine Rolle: Da die hohen Frequenzen schneller gedämpft werden, weisen tiefere Frequenzen auch eine größere Eindringtiefe auf. Bei der Bestimmung von Q_s wirken sich hohe und tiefe Frequenzen auf diesen Wert aus. Fallen bei dem zweiten Spurpaar nun die hohen Frequenzen weg, haben die tieferen Frequenzen, die gleichzeitig eine tiefere Eindringung besitzen, einen stärkeren Einfluss auf das resultierende Q_s . Das heißt, bei größerem Spurabstand fallen auch die Dämpfungseigenschaften der tieferen Schichten stärker ins Gewicht und ergeben somit

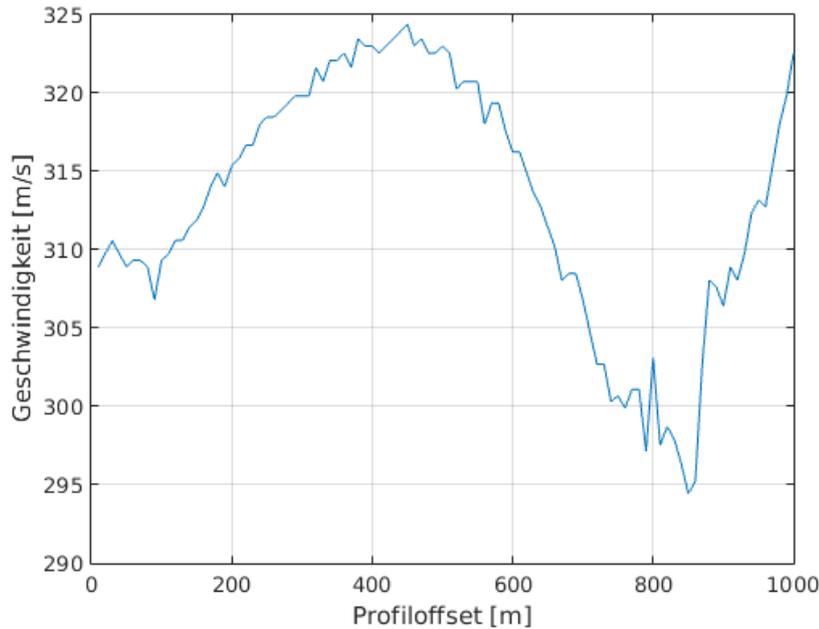


Abbildung 3.47 – Geschwindigkeiten, die aus dem jeweiligen Energiemaximum der Phasen-Langsamkeits-Spektren für verschiedene Profil-Offsets bestimmt wurden.

größere Gesamtwerte. Außerdem sei noch einmal das pf-Spektrum hinzugezogen (Abb. 3.23). Da das Energiemaximum sehr punktuell ausgebildet ist, wurde für die Berechnung von Q_s diese Langsamkeit (bzw. Geschwindigkeit) verwendet. Das Energiemaximum kann sich jedoch mit zunehmendem Offset entlang des Profils zu höheren Geschwindigkeiten, also zu kleineren Langsamkeiten verschieben. Grund dafür sind die Dispersionseigenschaften der Oberflächenwellen: Mit abnehmender Frequenz bei größeren Entfernungen werden die Geschwindigkeiten größer. Abbildung 3.47 zeigt die Energiemaxima für verschiedene Offsets in Abhängigkeit der Geschwindigkeit. Bis ca. 500 m Profil-Offset steigt die Geschwindigkeit des Energiemaximums von 310 auf etwa 323 m/s. Danach waren die Maxima sehr verzerrt und schwierig zu identifizieren. Das heißt, für die Berechnung des Qualitätsfaktors müsste für spätere Profil-Offsets eine größere Geschwindigkeit verwendet werden, was nach Gleichung 2.14 zu einem kleineren Q_s -Wert führt. Die Werte müssten somit im vorliegenden Fall zu groß berechnet worden sein. Die Berechnung der Q_s -Werte mit einer Geschwindigkeit von stattdessen 323 m/s führt allerdings zu keinen nennenswerten Unterschieden, der Median beträgt dann immer noch 8,5 statt vorher 9. In Fällen, bei denen dieser Effekt eine größere Rolle spielt, könnte die spektrale Kurve anstatt durch eine Gerade durch eine frequenzabhängige Kurve angepasst werden, um die seismische Güte zu bestimmen. Ansätze dazu finden sich in Splettstößer (2015). Es ist anzumerken, dass die Dispersionskorrektur der

Grenzflächenwellen vor der Berechnung von Q_s zu keinem zufriedenstellenden Ergebnis geführt hat. Somit sind unter Umständen für eine Frequenz unterschiedliche Phasenlangsamkeiten enthalten. Daher rührt eventuell auch die Aufteilung der Häufigkeitsverteilung in zwei erkennbare Maxima.

Die Größenordnung der Q_s -Werte ist zum Teil so auch in der Literatur zu finden, zum Teil weicht sie stärker ab: In Sanden allgemein beobachtet [Kudo & Shima \(1970\)](#) Werte zwischen $Q_s = 5$ und 20. [Prasad & Meissner \(1992\)](#) berichten für gesättigte Sande von Werten zwischen $Q_s = 20$ und 60 (abgerundete Körner), bei eckigen Sandkörnern liegen sie etwa um 10 höher, für trockene Sande etwas darunter ($Q_s = 13$ bis 30). Wassergesättigte Nordseesande zeigen in der Studie von [Muckelmann \(1985\)](#) bei niedrigen Drücken und verschiedenen Korngrößen Werte von ca. $Q_s = 12, 30$ und 45. [Broadhead et al. \(1993\)](#) erhalten aus Scholtewellenmessungen an Tiefseesedimenten Q_s -Werte zwischen 30 und 40. [Gibbs & Roth \(1989\)](#) messen in unverfestigten Sanden Q_s -Werte von 4. Die in dieser Arbeit ermittelten Median-Werte von ca. 10 ordnen sich am unteren Rand der Literaturbeobachtungen ein und treffen eher auf trockene Sande zu. Das Nebenmaximum liegt mit ca. $Q_s = 22$ wiederum gut in dem Bereich anderer Studien, welches wahrscheinlich den tieferen Schichten zuzuordnen ist. Nach [Prasad & Meissner \(1992\)](#) nimmt die Dämpfung der Scherwellen in wassergesättigtem Sand mit steigenden Drücken erkennbar ab und die seismische Güte zu. Eine Änderung von $\Delta Q_s \approx 2$ pro 1 MPa wirkt sich auf die obersten Sedimentmeter, wie die der vorliegenden Messungen, jedoch nicht signifikant aus. Die Q_s -Dichte-Beziehung (bspw. empirisch bestimmt von [Richardson, 2002](#)) zeigt den gleichen Trend: mit zunehmender Dichte ergeben sich höhere Q_s -Werte, also eine kleinere Dämpfung. Somit sollte Q_s mit der Tiefe zunehmen. Aus den Daten dieser Arbeit kann jedoch nicht eindeutig eine Tiefenabhängigkeit der seismischen Güte für die obersten Sedimentmeter abgeleitet werden. So ergibt sich ein gemittelter Wert, in den die Eigenschaften des ganzen betrachteten Schichtpakets einfließen.

Moduln

Lockere Sande und Kies zeigen in der Literatur für den E-Modul Werte von ca. 150-800 MPa ([Schön, 2011](#)). In dieser Arbeit wurden auf Basis der seismischen Geschwindigkeiten Werte des E-Moduls im Bereich von 80-750 MPa bis 20 m unter dem Meeresboden ermittelt. Diese Werte entsprechen der Größenordnung der genannten Werte aus der Literatur. Bei knapp 40 m unterhalb des Meeresbodens steigt der Wert für den E-Modul noch einmal stärker an auf ca. 1500 MPa und liegt somit deutlich höher als die Werte aus anderen Studien.

Bis in eine Tiefe von 20 m unter dem Meeresboden sind die hier erhaltenen Werte für den Schermodul mit ca 30 - 250 MPa ähnlich denen aus der Literatur. Hamdi & Smith (1982) beobachten beispielsweise bei feinen Sanden Werte bis ca. 320 MPa, die mit steigender Porosität abnehmen. Diesem Trend folgend, würde bei den vorliegenden Daten die Porosität mit der Tiefe abnehmen. Dies ist aufgrund des steigenden Drucks und der dichteren Kompaktierung plausibel. In einer anderen Studie von Gimpel (1987) werden Werte zwischen 2 und 98 MPa für die oberste Schicht mariner Sedimente in der Eckernförder Bucht angegeben, die ebenfalls mit den Berechnungen dieser Arbeit übereinstimmen. Erst zu größeren Tiefen hin (30 - 40 m) liegen die hier ermittelten Werte bis $\mu = 500$ MPa etwas über den Literaturwerten.

Die Poissonzahl der ermittelten seismischen Geschwindigkeiten liegt im Bereich von 0,41 - 0,49 (Abb. 3.38), den auch Schön (2011) für wassergesättigten Sand angibt. Das zugehörige v_p/v_s -Verhältnis liegt mit ca. 4 bis 6,5 in den obersten Schichten etwas höher als beispielsweise bei Schön (2011) aufgeführt ($v_p/v_s \approx 2,5 - 3,5$). Ein Wert von $v_p/v_s = 11$ für die unterste ermittelte Schicht bei ca. 40 m Tiefe fügt sich allerdings in beobachtete Werte von Gimpel (1987) aus der Ostsee ein. Dort werden für quartäre Ablagerungen Werte zwischen 10 und 12 angegeben, die mit steigender Tiefe stark abnehmen. Für sehr oberflächennahen marinen Schlick werden dort sogar Werte > 30 beobachtet.

Der Kompressionsmodul der vorliegenden Daten zeigt Werte von ca. 3,7 - 8,5 GPa. Leurer (1994) listet verschiedene Sedimentparameter für feinkörnige marine Sedimente, unter anderem den Kompressionsmodul mit Werten um 2,2 GPa. Auch Gimpel (1987) beobachtet Werte zwischen 3 und 4,4 GPa. Die in dieser Arbeit ermittelten Werte liegen für die oberste Sedimentschicht gut in diesen Bereichen. Bei Tiefen ab 10 m unter dem Meeresboden nimmt der Kompressionsmodul deutlich höhere Werte an.

Der Schermodul und der Elastizitätsmodul zeigen für die oberen 20 m typische Werte, darunter liegen sie höher als anhand von Literaturwerten zu erwarten ist. Der Kompressionsmodul zeigt außer in der obersten Schicht sehr viel höhere Werte als erwartet. Dieser Zusammenhang kann zum Teil auf die hohen P-Wellengeschwindigkeiten zurückzuführen sein. Die hier ermittelten Werte weisen gerade in den unteren betrachteten Schichten eine große Unsicherheit auf, so dass die eigentlichen Werte und damit der Kompressionsmodul auch kleiner sein könnten.

Dichte

Es war nicht möglich, im Rahmen dieser Arbeit die Dichte im Untersuchungsgebiet zu messen bzw. aus anderen Parametern abzuleiten, da hierfür kein Verfahren zur Verfügung steht. Daher muss auf allgemeine Werte aus der Literatur zurückgegriffen werden. [Tenzer & Gladkikh \(2014\)](#) bestimmen anhand von 716 Bohrproben den globalen Durchschnitt der Dichte für marine Sedimente: Dieser liegt bei $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Sie beobachten außerdem, dass die Dichte der Sedimente bei geringen Wassertiefen am größten ist (durchschnittlich ebenfalls ca. $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) und mit zunehmender Wassertiefe etwas abnimmt. Das vorliegende Untersuchungsgebiet hat im Vergleich zu allen globalen Meerestiefen mit 40 m eine sehr geringe Wassertiefe, so dass dieser Wert für die obersten Sedimentschichten am ehesten zutrifft. [Schön \(2004\)](#) listet Dichtewerte für nassen Sand von $1,7 - 2,3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und auch [Gimpel \(1987\)](#) misst Werte von $1,3$ und $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für oberflächennahe Sedimente in der Ostsee. Dies bekräftigt eine Dichtewahl von $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für die oberste Sedimentschicht im Untersuchungsgebiet der Nordsee.

Für die Dichte-Tiefen-Relation kann keine allgemein gültige Funktion aufgestellt werden, da die Dichte immer auch von Porosität, Material, Sättigung, Kompaktion usw. abhängt (bspw. [Schön, 2004](#)). Allerdings konnte in vielen Studien eine generelle Zunahme der Dichte mit der Tiefe beobachtet werden (u. a. [Schön, 2004](#); [Tenzer & Gladkikh, 2014](#); [Cowie & Karner, 1990](#)). [Elverhøi et al. \(1997\)](#) berichten von einem Anstieg der Dichte von ca. $1,5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ in 0 m auf ca. $2,0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ in ca. 40 m Tiefe. Diese hatten sie anhand von Sedimenten mit Ton-, Silt- und Sand-Anteil vor der Küste von Spitzbergen bestimmt.

[Morgan \(1969\)](#) beschreibt eine Dichtezunahme mit steigender P-Wellen-Geschwindigkeit: In unverfestigten Sedimenten des Lake Erie liegt die Dichte bei einer P-Wellen-Geschwindigkeit von 1500 m/s bei etwa $1,3 - 1,8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Eine steigende Geschwindigkeit auf 1900 m/s hat ebenfalls eine zunehmende Dichte auf $2,1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ zur Folge. Auch bei [Gimpel \(1987\)](#) nehmen die o. g. Werte mit der P-Wellen-Geschwindigkeit zu, nämlich auf $1,9 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ bei ca. 1700 m/s und weiter auf $2,2 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ bei 2400 m/s.

Die Dichte von Wasser ist von der Salinität abhängig. In der Nordsee beträgt der Salzgehalt ca. 33 ‰ (bspw. [Heyen & Dippner, 1998](#); [Jones & Howarth, 1995](#)), so dass sich nach [Schön \(2004\)](#) eine Dichte von ca. $1,02 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ ergibt. Dieser Wert kann auf $1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ abgerundet werden.

Aufgrund dieser Beobachtungen und Zusammenhänge wird die in Tabelle 3.8 dargestellte Dichteverteilung für das Untersuchungsgebiet angenommen.

Tiefe [m]	Geschwindigkeit(P) [m/s]	Dichte [10^3 kg/m^3]
- 40 - 0	1480 (Wasser)	1,0
0 - 4	1480	1,7
4 - 13	1680	1,9
13 - 22,5	1940	2,0
22,5 - 37	2050	2,0

Tabelle 3.8 – Dichtewerte mit zugehörigen Schichttiefen (unter Meeresboden) und P-Wellen-Geschwindigkeiten für das Untersuchungsgebiet.

Zusammenfassung aller ermittelten Parameter

Tabelle 3.9 zeigt zusammengefasst alle Parameter des Bodenmodells, das für den Windpark BARD Offshore 1 in diesem Kapitel bestimmt wurde. Dieses Modell dient leicht verändert als Grundlage für die im nächsten Abschnitt folgenden Modellierungen. Wie oben erläutert, werden die in einer früheren Berechnung ermittelten Schichtgrenzen hierfür verwendet.

Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m^3]	Q_p	Q_s
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	13		270			
3	13	1940	300	2000	38	9
	22,5		310			
4	22,5	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle 3.9 – Bodenmodell im Windpark BARD Offshore 1: Übersicht aller ermittelten Parameter. Werte, für die keine Informationen verfügbar waren, wurden anhand von Parameterwerten aus der Literatur bestimmt.

4. Modellierung und Sensitivitätsstudie

Dieses Kapitel befasst sich mit der Simulation eines Rammschlages anhand von visko-elastischen Modellierungen. Die Simulation nutzt gemessene Rammschlagdaten aus dem Windpark BARD Offshore 1 für einen ca. 20 m tief eingebundenen Pfahl als Quellfunktion. Im ersten Teil wird die Methodik der Modellierungen vorgestellt, wobei besonders auf die Rekonstruktion der Rammschlagsituation und auf das Anregungssignal im Boden eingegangen wird. Der zweite Teil des Kapitels untersucht in einer Sensitivitätsstudie, welche Bodenparameter einen signifikanten Einfluss auf die Übertragung von Offshore-Rammschall haben. Abbildung 4.1 fasst die anfallenden Arbeitsschritte der Modellierung zusammen, auf die in den nächsten Abschnitten einzeln eingegangen wird.

4.1. Modellierung - Methodik

Für die vollständige Modellierung eines Rammschlages müssen hauptsächlich die folgenden drei Vorgänge berücksichtigt werden:

- (1) die Energieübertragung von der Ramme auf den Pfahl
- (2) die Energieübertragung vom Pfahl in den Boden
- (3) die Energieübertragung durch den Boden zu den Empfängern.

Die Modellierungen all dieser einzelnen Übergänge erfordern komplexe Berechnungen. Aufgabe dieser Arbeit ist die Betrachtung der visko-elastischen Energieübertragung durch den Boden (Schritt (3)). Die Modellierung der Vorgänge (1) und (2) wurde für diesen Fall von K. Heitmann (2014, unveröffentlichtes Material, TUHH) durchgeführt. Die während der Rammung tatsächlich gemessenen Größen wie beispielsweise Rammenergie und Pfahldesign bilden die Grundlage für die Modellierungsschritte (1) und (2). Das in Schritt (2) berechnete Signal, das vom Pfahl in den Boden abgegeben wird, dient als Input in die Modellierung dieser Arbeit. Für alle Modellierungsschritte (1) - (3) wurden identische Bodenparameter angenommen, die für den Windpark BARD Offshore 1 im Rahmen dieser Arbeit bestimmt wurden.

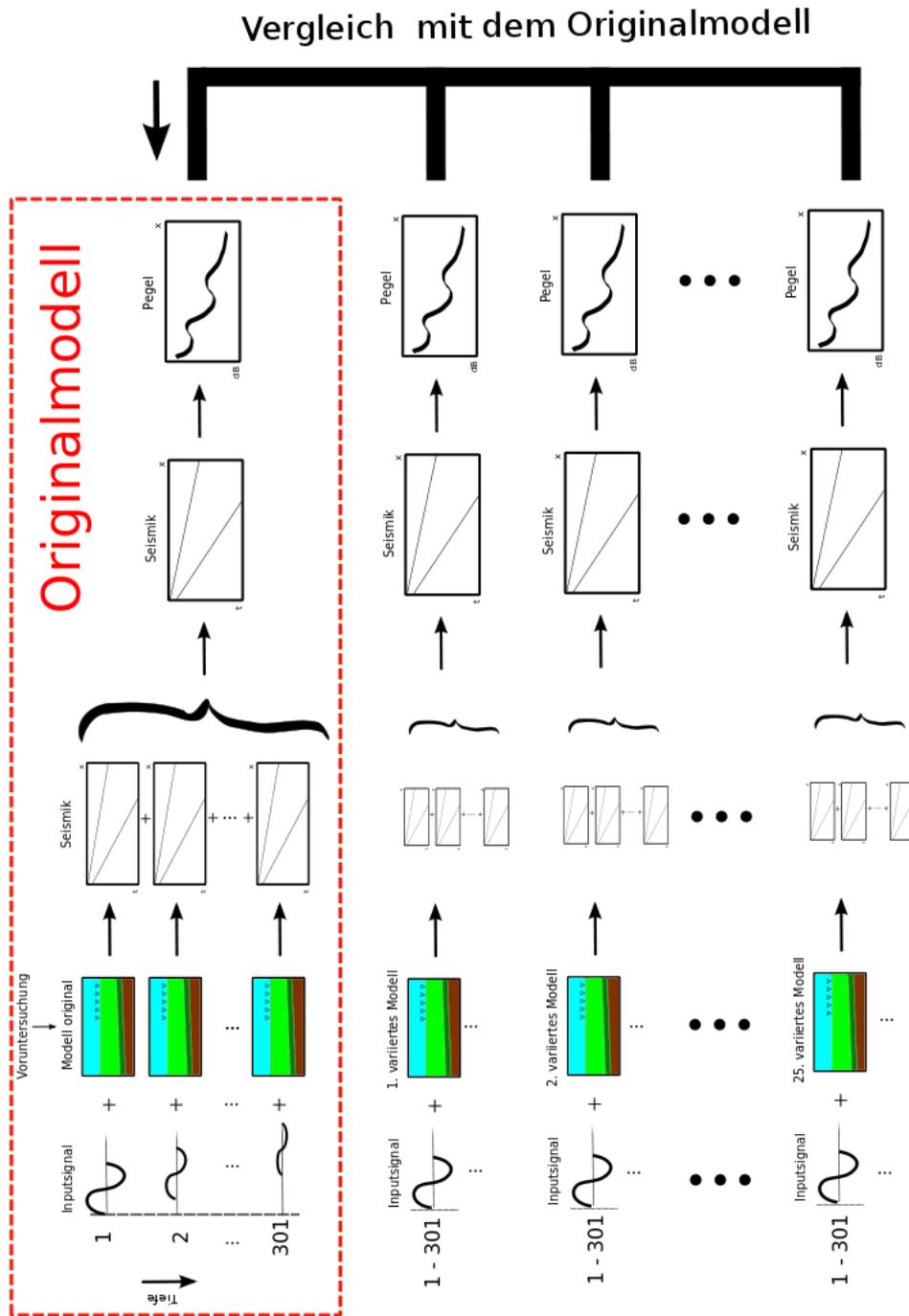


Abbildung 4.1 – Anfallende Arbeitsschritte für die Modellierungen. Zuerst werden für das Originalmodell die Seismogrammsectionen der 301 einzelnen Punktquellen berechnet, die verschiedene Inputsignale beinhalten. Nach einer Stapelung wird daraus der Lärmpegel berechnet. Nachdem ein Parameter im Modell variiert wurde, wird dieses Vorgehen wiederholt und der resultierende Lärmpegel mit dem Pegel des Originalmodells verglichen. Dies wird für insgesamt 25 Parameterkonfigurationen durchgeführt.

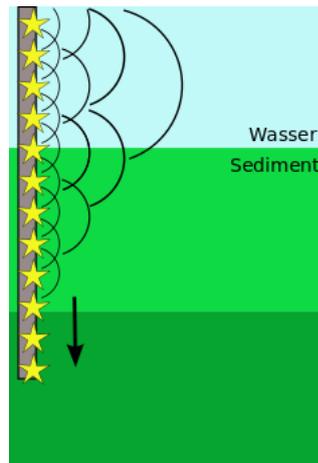


Abbildung 4.2 – Simulation eines Rammschlages mittels vieler Punktquellen

4.1.1. Simulation eines Rammschlages

Während eines Rammschlages läuft die Energie vom Pfahlkopf, an dem die Anregung stattfindet, über den gesamten Pfahl bis zum Pfahlfuß. Sie wird dabei über einen bestimmten Zeitraum vom Pfahl an den Boden abgegeben. Gemäß des Huygens'schen Prinzips kann dieser Schlag bzw. die Energieausbreitung durch viele einzelne Punktquellen im Pfahl (bzw. im Boden direkt neben dem Pfahl) beschrieben werden. Die Punktquellen werden zeitlich versetzt nacheinander in unterschiedlichen Tiefen ausgelöst und ihre Energien überlagern sich (Superpositionsprinzip, siehe Abb. 4.2).

Um eine im Pfahl herablaufende Welle durch Punktquellen korrekt abzubilden, müssen die Abstände dx zwischen den Quellen so gewählt werden, dass die kleinste auftretende Wellenlänge λ oft genug abgetastet wird. Unter Einbeziehung der größten auftretenden Frequenz f und der kleinsten Geschwindigkeit v der Welle ergibt sich folgender Zusammenhang

$$dx = \frac{\lambda}{nt} = \frac{v}{nt f} = \frac{v}{8 f} , \quad (4.1)$$

wobei $nt = 8$ Mal pro Wellenlänge das Nyquist-Kriterium mehr als erfüllt und als großzügige und ausreichend große Abtastung gewählt wurde.

Bei der Rammung befindet sich der Pfahl gleichzeitig in der Luft, im Wasser und im Boden. Für die Modellierung wird die Anregung im Wasser sowie im Boden be-

rücksichtigt, so dass sich die relevante Pfahlänge l aus Wasser- plus Einbindetiefe ergibt. Die Anzahl n der Punktquellen berechnet sich aus

$$n = \frac{l}{dx} + 1 \quad . \quad (4.2)$$

Tabelle 4.1 listet die in dieser Modellierung benutzten Parameterwerte für einen Standort im Windpark BO1, aufgrund derer dx bestimmt wurde. Für eine relevante Pfahlänge von 60 m und einen Abstand $dx = 20$ cm ergeben sich somit 301 Punktquellen.

Variable	Wert	Beschreibung
f	1000 Hz	größte auftretende Frequenz (Inputsignal)
v	1480 m/s	kleinste P-Wellen-Geschwindigkeit
λ	1,48 m	kleinste auftretende Wellenlänge
l	60 m	Pfahlänge (40 m Wassertiefe + 20 m Einbindetiefe)
dx	0,20 m	Abtastintervall zwischen Punktquellen
n	301	Anzahl der Punktquellen

Tabelle 4.1 – Für die Bestimmung des Abtastintervalls verwendete Parameterwerte für den Windpark BARD Offshore 1.

4.1.2. Modellierungstool QSEIS

Für die Modellierungen wird ein auf FORTRAN basierender Code (QSEIS) von Wang (1999) mit einem visko-elastischen Ansatz verwendet. Dieses Programm wird hauptsächlich zur Modellierung von Erdbeben genutzt und ist daher auf die Verwendung bestimmter Erdbebenparameter ausgerichtet. Für eine möglichst realitätsnahe Modellierung von Rammschlägen müssen einige der Parameter für die Zwecke dieser Untersuchungen angepasst werden. Ein großer Vorteil von QSEIS besteht in der Möglichkeit, die hier ermittelten bodenphysikalischen Parameter zur Charakterisierung des Bodens direkt anzugeben.

Die für die Rammschlagsimulation relevanten einstellbaren Parameter sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst. Zu den drei wichtigsten dieser Parameter sei im Hinblick auf diese Untersuchungen noch erläutert:

Einstellungen	Beschreibung, Besonderheiten
Tiefe des Quellsignals	eine Quelltiefe pro Modellierungsvorgang einstellbar
Empfängergeometrie	Tiefe, Anzahl, Abstand (z. B. äquidistant), Profillänge
Sampling	Samplingrate, zeitliche Berechnungslänge der seismischen Sektion
Partial solutions	bspw. Ausschalten von Multiplen oder Scherwellen im Wasser möglich
Quellsignal	seismisches Wavelet mit Amplituden
Quellart	z. B. Explosion
Bodenmodell	Beschreibung des Bodens durch die Parameter $v_p, v_s, Q_p, Q_s, D, \rho$

Tabelle 4.2 – Die für die Rammschallmodellierung wichtigsten einstellbaren Parameter im Modellierungstool QSEIS.

Tiefe des Quellsignals: Für Erdbeben kann u. a. die Tiefe einer Punktquelle angegeben werden. Für die Simulation eines Rammschlages muss diese Anregung jedoch, wie oben beschrieben, auf viele Punktquellen erweitert und für jeden Quellpunkt jeweils eine Rechnung durchgeführt werden. Alle daraus resultierenden seismischen Sektionen werden hinterher aufeinander addiert, um die herablaufende Welle nachzuempfinden.

Quellsignal: Hier werden Form und Länge eines seismischen Wavelets angegeben (z. B. ein Delta-Impuls), welches später mit der Quellstärke multipliziert wird. Im Falle des Rammschlages wird der Quelle eine Stärke von 1 zugewiesen, so dass sich die resultierenden Amplituden direkt aus dem Input für das Wavelet ergeben. Für die verschiedenen Tiefen der Quellpunkte werden verschiedene Wavelets eingelesen, die sich sowohl in ihrer Amplitude als auch in der Form unterscheiden, welches auf die abnehmende Energie und späteren Laufzeiten mit zunehmender Tiefe zurückzuführen ist.

Bodenmodell: Das Bodenmodell beschreibt die Eigenschaften des Bodens anhand bodenphysikalischer Parameter. Dazu gehören für die jeweiligen Schichten ihre Tiefen D , die seismischen P- und S-Wellen-Geschwindigkeiten v_p und v_s , die seismische Dämpfung, beschrieben durch die Qualitätsfaktoren Q_p und Q_s sowie die Dichte ρ . Für marine Zwecke wird die vorhandene Wasserschicht als oberste Bodenschicht behandelt, der typische Parameterwerte von Wasser zugewiesen

werden. Einige Parameter können hier nur angenähert werden, indem sehr große oder kleine Werte angenommen werden und somit einen Extremfall darstellen. Das hier verwendete Bodenmodell, das im vorigen Kapitel bestimmt wurde, wurde um die Wasserschicht ergänzt und ist in Tabelle 4.3 zu sehen. Es sei wieder angemerkt, dass in einer früheren Berechnung die Schichttiefen leicht anders verteilt waren. Die hier durchgeführten Berechnungen beruhen auf diesen älteren Werten. Die Schichtgrenze bei 13 m Tiefe wurde ursprünglich mit 12 m Tiefe, diejenige bei 22,5 m Tiefe mit 22 m angegeben. Aus praktischen Gründen war es nicht möglich, die Modellierungen für die neue Tiefenverteilung erneut durchzuführen. Aufgrund der kleinen Änderung ist aber davon auszugehen, dass die Sensitivitätsstudie davon nicht signifikant beeinflusst wird.

Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle 4.3 – Bodenmodell im Windpark BARD Offshore 1: Übersicht aller ermittelten Parameter. Werte, für die keine Informationen verfügbar waren, wurden anhand von Parameterwerten aus der Literatur bestimmt.

4.1.3. Das Anregungssignal

Die Einbindung des Anregungssignals in das Tool QSEIS ist nicht ganz trivial, so dass im Folgenden näher auf die auftretenden Schwierigkeiten und deren Lösung eingegangen wird:

1. Das ursprüngliche Anregungssignal hat eine sehr hohe Abtastrate von 10^{-6} s und ist mit 0,15 Sekunden sehr lang.

Problem: Sollte das komplette Signal in unveränderter Auflösung für die Modellierung in QSEIS eingelesen werden, kämen extrem lange Rechenzeiten zustande. Durch eine Verminderung der Auflösung ginge jedoch ein Teil der höheren Frequenzen verloren. Außerdem verschiebt sich der Bereich des Signals, der den Hauptimpuls enthält, laufzeitbedingt mit der Tiefe hin zu späteren Zeiten. Daher kann das Signal nur bedingt gekürzt werden.

Lösung: Da sehr hohe Frequenzen im Boden schnell gedämpft werden, spielen sie bei der Übertragung von Schall eine untergeordnete Rolle und können vernachlässigt werden. Die Hauptenergie eines typischen Rammschlages liegt unterhalb von 1000 Hz (Abb. 4.3). Daher ist es gerechtfertigt, die Daten mit einem Tiefpassfilter mit einer maximalen Durchlassfrequenz von 1000 Hz zu bearbeiten und danach die Auflösung der Daten entsprechend zu verringern (*Downsampling*). Die Abbildung 4.4 zeigt das unveränderte Anregungssignal für eine Wassertiefe von 20 m, das gleiche Signal tiefpassgefiltert und als letztes das Signal mit verringerter Abtastfrequenz. Auf den ersten Blick sind keine Unterschiede zu erkennen, da die Hauptenergie im niederfrequenten Bereich liegt. Bei genauer Betrachtung des Signals (Abb. 4.4) sind kleine Unterschiede zu erkennen: die sehr kleinen Wellenlängen verschwinden mit dem Filter sichtbar, die niedrige Samplingfrequenz fällt jedoch kaum auf. Nach Anwendung dieser Bearbeitungsschritte bleibt die grundlegende Signalform erhalten. Die neue Samplingrate beträgt 0,0016 s.

Um später die korrekte Aufsummierung der seismischen Sektionen zu gewährleisten, ist es wichtig, dass die Anregungssignale in jeder Tiefe immer zum gleichen Zeitpunkt beginnen, zum Beispiel bei $t=0$. Der Hauptausschlag des Signals verschiebt sich dabei allerdings in Richtung späterer Zeiten mit zunehmender Tiefe. Das führt dazu, dass es immer größer werdende Zeiten mit einer Amplitude $A=0$ gibt, bevor der eigentliche Ausschlag beginnt (Abb. 4.5). Für die automatisierten Rechnungsdurchläufe später sollen alle Anregungssignale insgesamt die gleiche Länge aufweisen. Frühestens nach Ende des Hauptsignals bei der größten Tiefe kann also das Zeitsignal für alle Tiefen gekürzt werden. Alle Anregungssignale

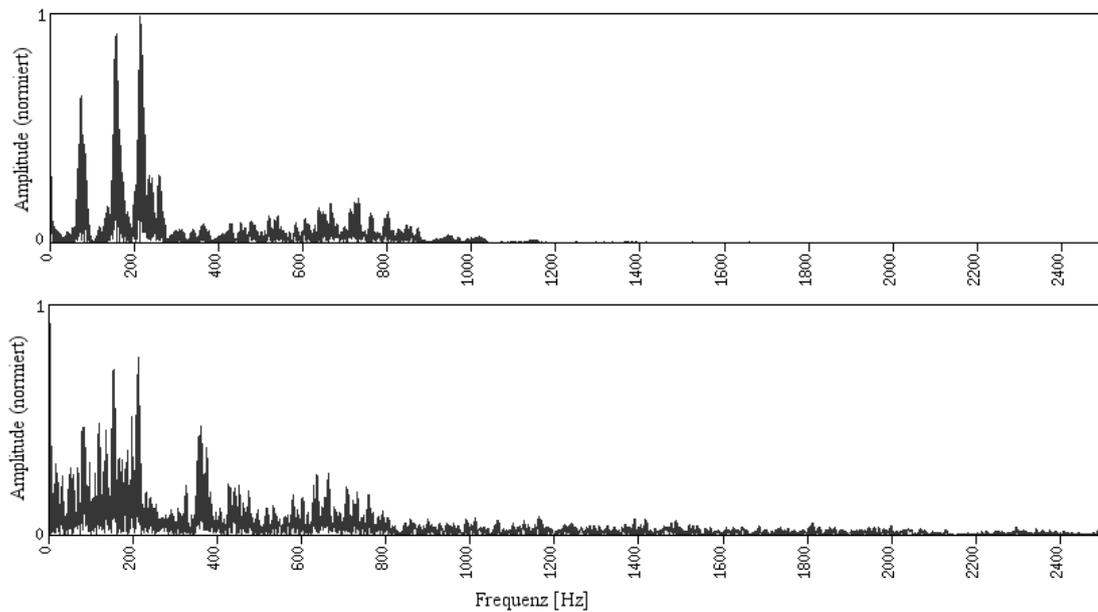


Abbildung 4.3 – Frequenzspektren eines Rammschlages aus dem Windpark BARD Offshore 1, aufgenommen in 750 m Entfernung. *Oben:* Geophon, *unten:* Hydrophon. Die Hauptenergie liegt unterhalb von 1000 Hz.

werden später auf eine einheitliche Länge von $t = 0,03$ Sekunden gebracht, in dem der Hauptwellenzug jeweils komplett enthalten ist. Diese Bearbeitungsschritte stellen somit einen guten Mittelweg zwischen ausreichend großer zeitlicher Auflösung, Signallänge und Rechenaufwand dar.

2. Das Anregungssignal enthält numerische Artefakte, die an der Kontaktfläche Pfahl-Boden-Wasser durch die vorhergehende Modellierung entstehen.

Problem:

Die Störsignale und Artefakte regen den Boden zusätzlich an, was nicht erwünscht ist.

Lösung:

Um eine klare Anregung im Wasser und Boden zu gewährleisten, müssen diese Störanteile aus dem Anregungssignal eliminiert werden. [Abbildung 4.5](#) zeigt alle Anregungssignale in der Wassersäule untereinander dargestellt. Die Signalform ändert sich mit zunehmender Tiefe, hauptsächlich zu späteren Laufzeiten, jedoch können die ersten beiden Wellenberge (Hauptwellenzug) mit einer Länge von ca. 0,11 s in jeder Tiefe gut identifiziert werden. Diese in jeder Spur ähnliche

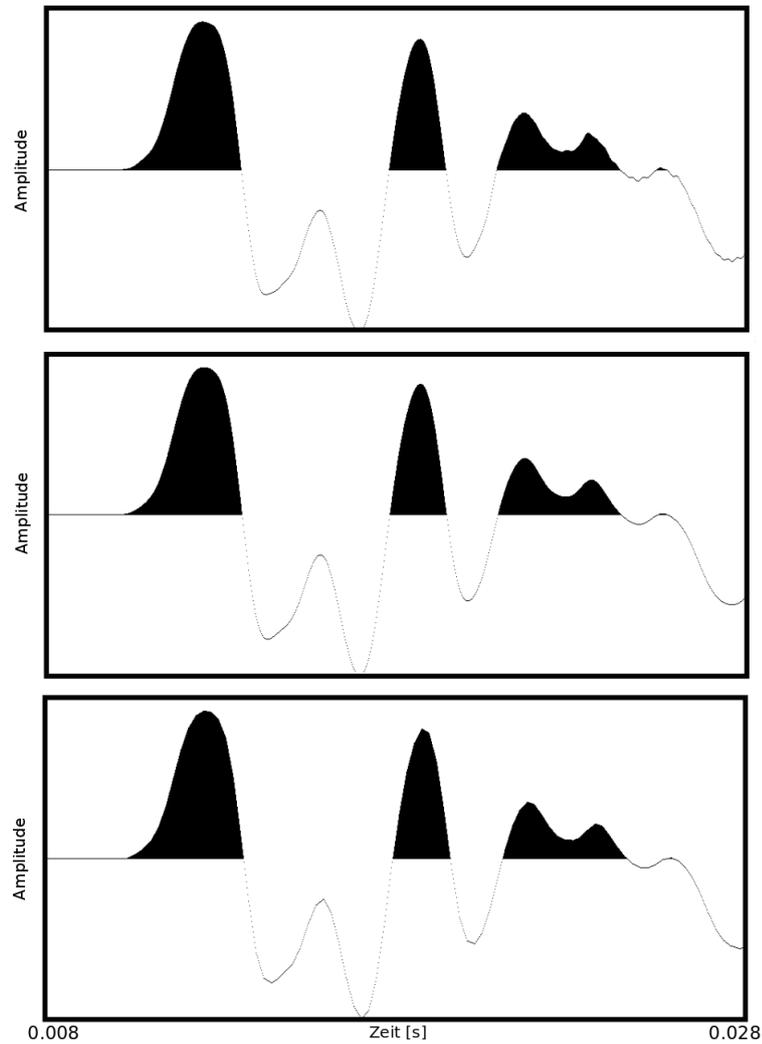


Abbildung 4.4 – Anregungssignal aus 20 m Wassertiefe (Ausschnitt). *Oben:* Ursprüngliches Signal ohne Bearbeitung, *Mitte:* tiefpassgefiltertes Signal ($<1000\text{ Hz}$), *unten:* tiefpassgefiltertes Signal mit niedrigerer Samplefrequenz. Im mittleren und unteren Bild sind die sehr hohen Frequenzen aus dem oberen Signal verschwunden. Die verringerte Samplingfrequenz im unteren Bild fällt kaum auf.

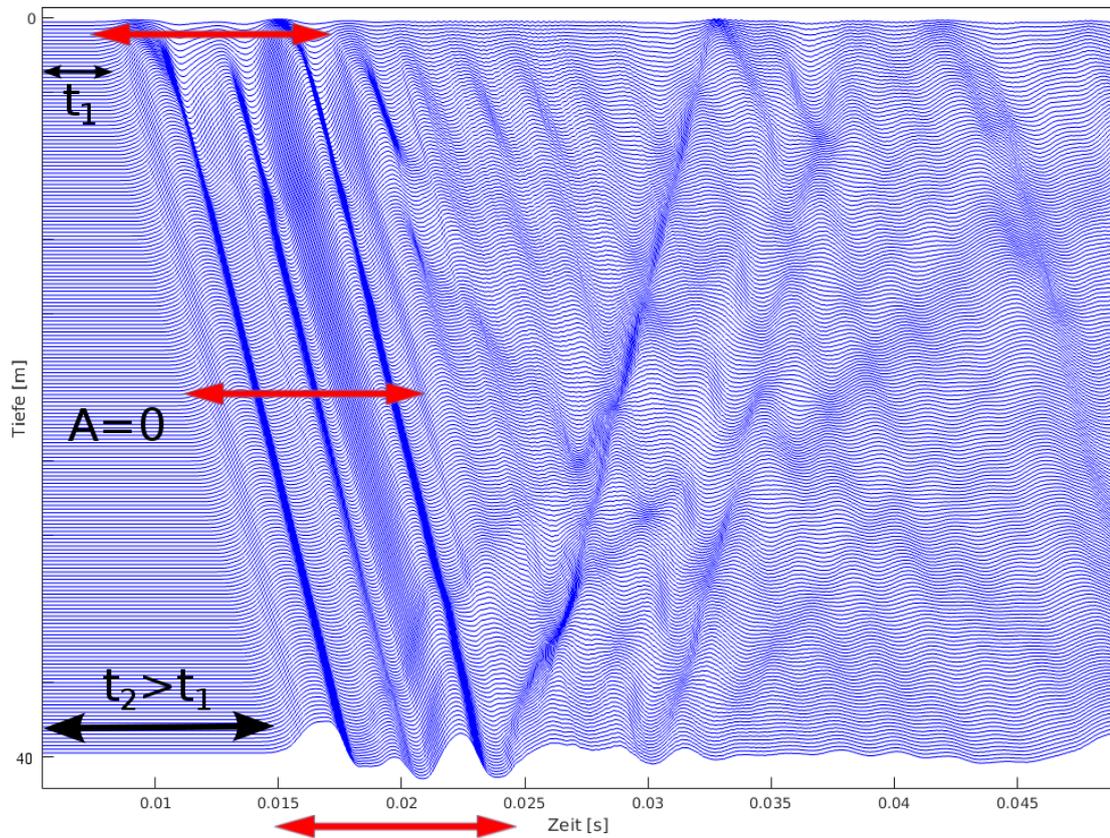


Abbildung 4.5 – Originale Anregungssignale für die Wassersäule (Ausschnitt). Der in allen Tiefen gut identifizierbare Hauptwellenzug hat eine Länge von ca. 0,11 s (roter Pfeil). Vor dem ersten Ausschlag nimmt die Zeit t mit der Tiefe zu, in der die Amplitude $A=0$ ist (schwarzer Pfeil).

Wellenform wird als der Hauptausschlag des Signals definiert und soll als Inputsignal zur Anregung des Bodens verwendet werden. Im unteren Teil der Wassersäule interferiert dieser Einsatz mit der rücklaufenden Welle und verändert somit das Inputsignal. Über alle Spuren betrachtet, hat die rücklaufende Welle jedoch eine andere Laufrichtung und kann aufgrund dessen mit Hilfe eines Dipfilters vom Hauptsignal getrennt werden. Die Geschwindigkeit der herab- und rücklaufenden Welle beträgt ca. 5300 m/s, welche der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Stahlrohr des Pfahls entspricht. Mit einer Ausblendefunktion (*mute*) können nun noch die Amplituden hinter dem Hauptsignal für allen Tiefenspuren auf Null gesetzt werden. Abbildung 4.6 zeigt das Signal vor und nach Anwendung des Dipfilters und der *mute*-Funktion.

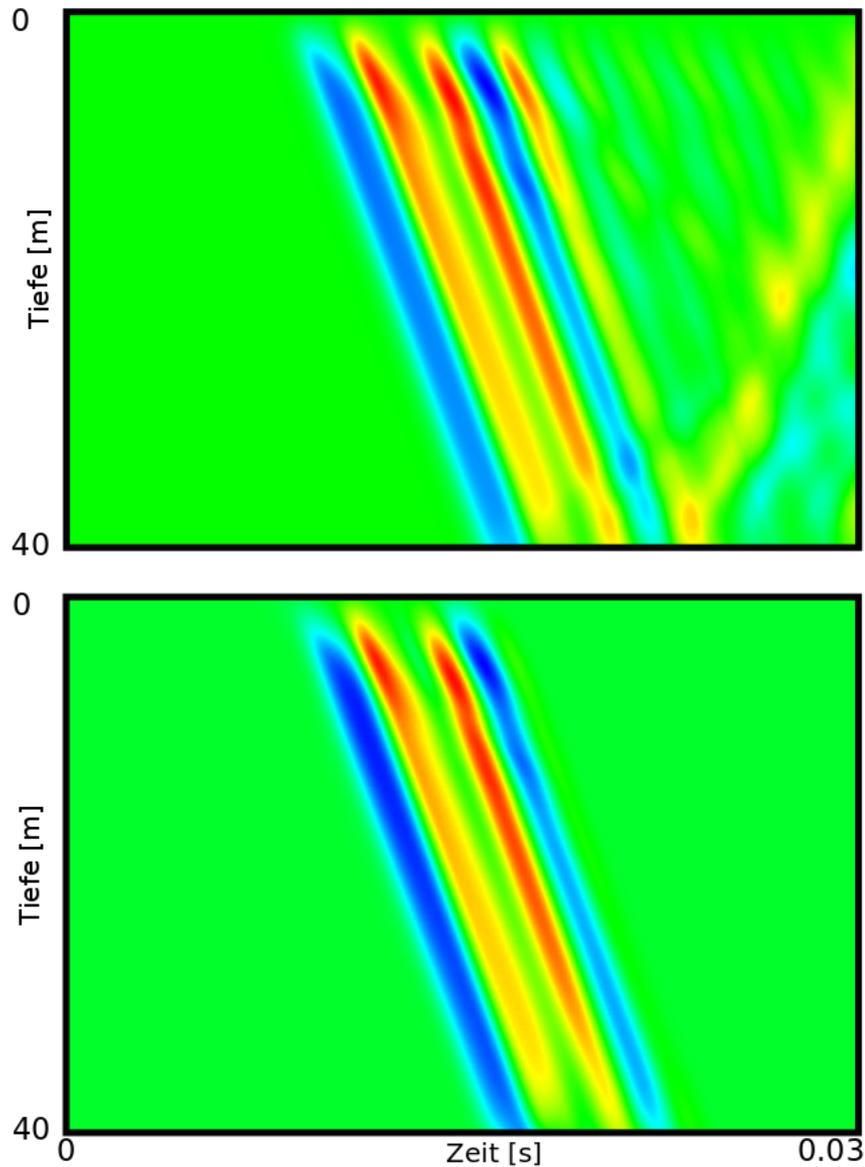


Abbildung 4.6 – Verkürzte Anregungssignale für die Wassersäule. *Oben:* Ohne Dipfilter sind die rücklaufenden Wellen bei späteren Laufzeiten sehr gut zu erkennen, ab ca. 35 m Wassertiefe interferieren sie mit dem Hauptwellenzug. *Unten:* Nach Anwendung des Dipfilters und der *mute*-Funktion ist nur noch der Hauptwellenzug zu erkennen, die Interferenzen bei größeren Tiefen sind verschwunden.

3. Das Anregungssignal liegt im Wasser als Druckwert vor, im Boden werden für das Signal Beschleunigungen in x- und y-Richtung angegeben.

Problem: Das Modellierungstool ist auf Erdbeben ausgerichtet und benötigt als Eingangswert der Schallquelle Energien. Es ist nicht möglich, hier Beschleunigungen einzulesen.

Lösung: Es war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, die Druck- und Beschleunigungswerte aus dem Boden bzw. Wasser so anzugleichen, dass ein einheitliches Signal als Input entsteht. Zudem enthalten die Beschleunigungswerte im Boden sehr viel mehr Störsignale und Artefakte als das Wassersignal. Daher werden die Beschleunigungswerte im Boden nicht mit einbezogen. Stattdessen werden die Signale aus dem Wasser, deren Amplituden mit zunehmender Tiefe kleiner werden, für eine Extrapolation in den Boden verwendet. Es stellt sich die Frage, in welcher Form die Extrapolation erfolgen soll. Die Energie im Pfahl breitet sich entlang eines Zylinders aus, so dass die Amplitude im Pfahl mit $1/\sqrt{d}$ abnimmt, wobei d die Tiefe bedeutet. Zur Überprüfung, ob die Amplituden im ursprünglichen Anregungssignal gemäß dieser Beziehung abnehmen, bietet sich die folgende Herangehensweise an:

Das ursprüngliche Anregungssignal ist in Abbildung 4.7 dargestellt. Die verschiedenen Tiefen sind durch eine zeitliche Verschiebung gekennzeichnet. Es wurde ein Ausschnitt der Daten ausgewählt, in dem sich die Signalform über die Tiefe sehr gleichmäßig verhält. Die Signalform ändert sich zu Beginn des jeweiligen Signals fast gar nicht, zu späteren Zeiten hin kann man einige Unterschiede erkennen (z. B. im Zeitraum $t = 0,016 - 0,02$ s). Nun werden die Maxima jedes Einzelsignals identifiziert und durch verschiedene Kurven angepasst. Abbildung 4.8 zeigt die zylindrische und lineare Anpassung mit den identifizierten Maxima. Zu Beginn folgen die Datenpunkte mehr der linearen Anpassung, gegen Ende trifft eher die zylindrische Anpassung zu.

Nun wird ein aus den Ursprungssignalen gemittelt Signal mit einer Maximalamplitude A_{max} als Referenzsignal definiert. Anhand der zylindrischen Anpassungskurve (= Maximum) wird das Referenzsignal für alle Tiefen skaliert und eine Schar von Kurven berechnet, die eine zylindrische Amplitudenabnahme aufweisen. In Abbildung 4.9 sind außer der Kurvenschar noch drei Zeitsignale des ursprünglichen Anregungssignals zu sehen (schwarz und blau markiert). Zu Beginn wird das ursprüngliche Signal in der Amplitude etwas überschätzt (schwarz), später unterschätzt (blau).

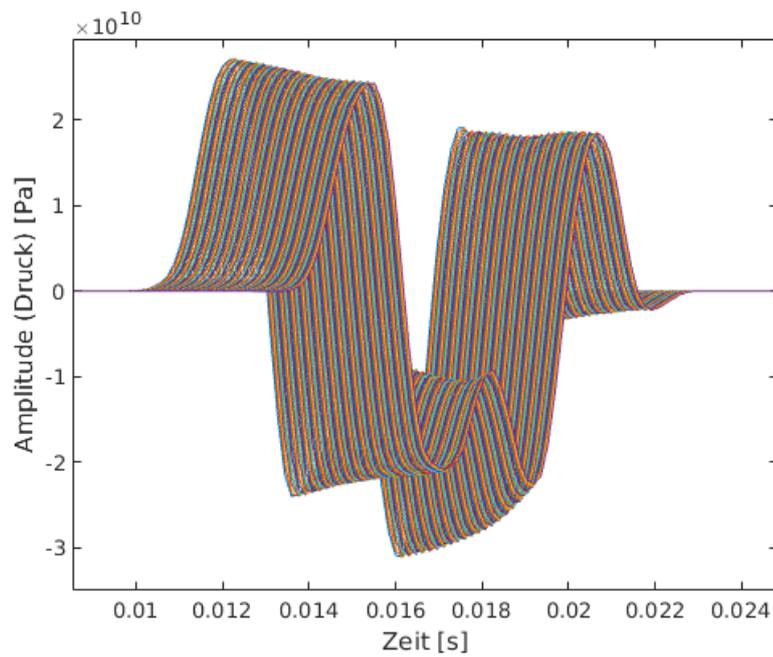


Abbildung 4.7 – Anregungssignal im Wasser für zunehmende Tiefen. Die Amplitude des Signals nimmt ab, während sich die Form fast nicht verändert.

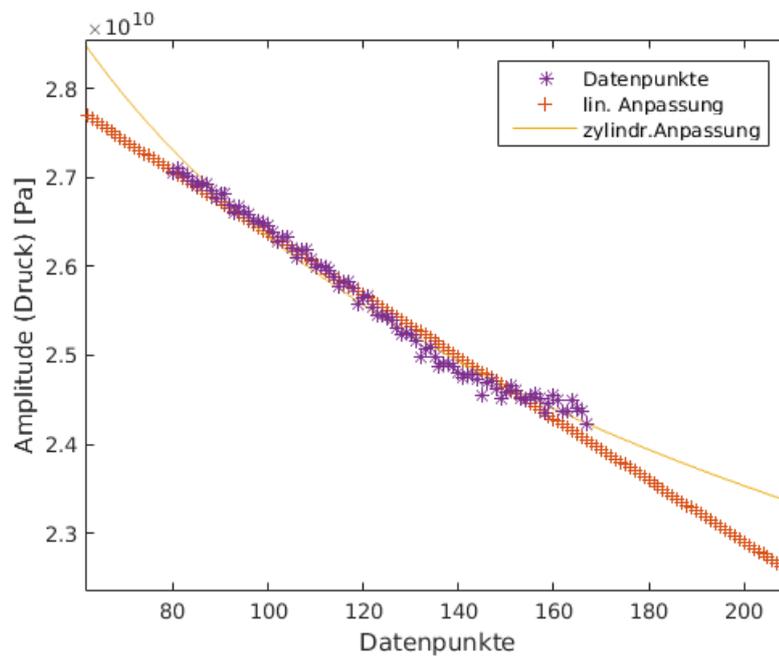


Abbildung 4.8 – Maxima der Anregungssignale sowie ihre lineare und zylindrische Anpassungskurve.

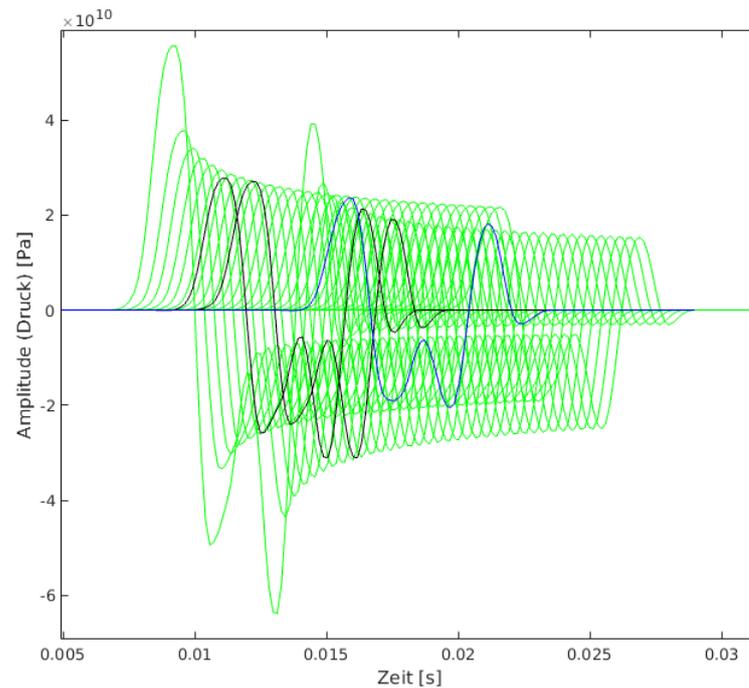


Abbildung 4.9 – Überprüfung der Anpassung: Mit zylindrischer Anpassung berechnete Schar von Anregungssignalen (grün). Schwarz markiert sind die originalen Anregungssignale für geringe Wassertiefen, blau markiert ist ein originales Anregungssignal in größerer Wassertiefe. Das ursprüngliche Signal wird anfangs etwas unterschätzt (schwarz), später überschätzt (blau).

Für die lineare Anpassung wird dies ebenfalls durchgeführt; die Kurvenschar ist in [Abbildung 4.10](#) dargestellt. Hier geben die berechneten Kurven (grün) die ursprünglichen Signale am Beginn (schwarz) sehr gut wieder; gegen Ende werden auch hier die Originalsignale überschätzt (blau). Das heißt, die lineare Anpassung liefert die etwas bessere Reproduktion des Signals, wobei die Unterschiede aber gering sind.

Außerdem ist anzunehmen, dass der Pfahl im Boden nicht so stark schwingt wie in der Wassersäule und somit die Amplitude dort deutlich geringer ist als in der Wassersäule. Die lineare Extrapolation weist eine stärkere Amplitudenabnahme mit zunehmender Tiefe auf und gleicht diesen Effekt somit teilweise aus.

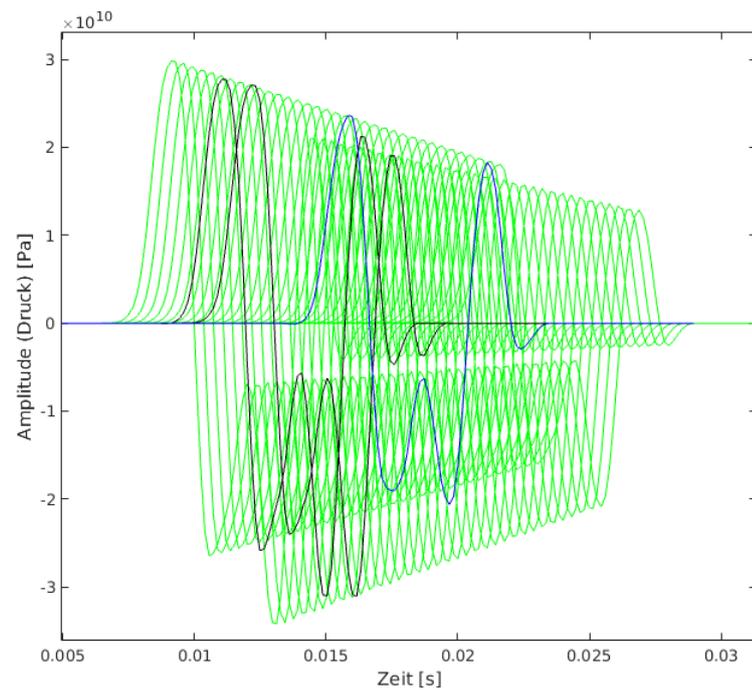


Abbildung 4.10 – Überprüfung der Anpassung: Mit linearer Anpassung berechnete Schar von Anregungssignalen (grün). Schwarz markiert sind die originalen Anregungssignale für geringe Wassertiefen, blau markiert ist ein originales Anregungssignal in größerer Wassertiefe. Das ursprüngliche Signal wird anfangs gut wiedergegeben (schwarz), später etwas überschätzt (blau).

4.1.4. Automatisierung der Rechnungsdurchläufe

Aufgrund der Vielzahl an einzelnen Modellierungsdurchläufen war es sinnvoll, die Vorgänge so weit wie möglich zu automatisieren. In jeder Einzelrechnung galt es, die korrekten Anregungssignale mit den richtigen Tiefen und dem entsprechenden Bodenmodell zu kombinieren. Außerdem musste dabei eine geeignete Ordnerstruktur erstellt werden, um viele Rechnungen parallel durchzuführen zu können und die vielen Ausgabedateien zu koordinieren. Ein Schema zur Vorgehensweise findet sich im Anhang (Abb. A.1).

4.1.5. Berechnung von Pegeldifferenzen

Das Ziel der Modellierungen ist es, den Einfluss der verschiedenen Parameter als Differenzen des Einzelereignispegels (ΔSEL) auszudrücken. Mit Gleichung 1.2 ergibt sich für ΔSEL zwischen zwei Schalldrücken $p_1(t)$ und $p_2(t)$:

$$\begin{aligned}
 \Delta SEL &= SEL_1 - SEL_2 \\
 &= 10 \log \left(\frac{1}{T_0} \int_{T_1}^{T_2} \frac{p_1(t)^2}{p_0^2} dt \right) - 10 \log \left(\frac{1}{T_0} \int_{T_1}^{T_2} \frac{p_2(t)^2}{p_0^2} dt \right) \\
 &= 10 \log \left(\frac{\frac{1}{T_0 p_0^2} \int_{T_1}^{T_2} p_1(t)^2 dt}{\frac{1}{T_0 p_0^2} \int_{T_1}^{T_2} p_2(t)^2 dt} \right) \\
 &= 10 \log \left(\frac{\int_{T_1}^{T_2} p_1(t)^2 dt}{\int_{T_1}^{T_2} p_2(t)^2 dt} \right) \tag{4.3}
 \end{aligned}$$

4.2. Sensitivitätsstudie

In diesem Teil werden anhand verschiedener Modellierungsdurchläufe SEL - Kurven erstellt und miteinander verglichen. Ein Durchlauf besteht dabei immer aus den im vorigen Abschnitt beschriebenen 301 Einzelmodellierungen mit anschließender Aufsummierung und Berechnung des Schalldruckes. Es werden insgesamt 25 verschiedene Konfigurationen betrachtet, die jeweils eine SEL-Kurve ergeben und eine Aussage über die Sensitivität verschiedener Bodenparameter machen sollen.

4.2.1. Variation der Parameter

Um festzustellen, welche Parameter den größten Einfluss auf den Schallpegel haben, wird jeweils ein Parameter im Bodenmodell (vgl. Tab. 4.3) verändert, während alle anderen Parameter festgehalten werden. Hierbei spielt die Größe der Änderung eine Rolle und verfolgt unterschiedliche Ziele:

- (1) Zum einen soll untersucht werden, wie stark der SEL innerhalb der Fehlergrenzen der ermittelten Parameter schwankt.
- (2) Da dies nicht für alle Parameter möglich oder sinnvoll ist, werden für die verbleibenden Parameter spezifische Werte oder auch Extremwerte getestet.
- (3) Als letztes sollen noch einige besondere Konfigurationen betrachtet werden, wie beispielsweise das Ausschalten der Wassermultiplen.

Abbildung 4.12 zeigt einen Überblick über alle berechneten Konfigurationen mit den vorgenommenen Parametervariationen (unten). Die genauen Werte sind in Anhang A.1 - A.25 zu finden.

Parameteränderungen zu (1):

Die Parameter, die innerhalb ihrer Fehlerbereiche variiert wurden, sind die Größen v_p und v_s . In der ersten Schicht wurde der Wert für v_p nur nach oben variiert, da v_p in dieser Schicht den Wert der Wassergeschwindigkeit annimmt und mit einer Variation nach unten kleiner als diese würde (Konfiguration # 2). In den anderen Schichten wurden die Geschwindigkeiten nach unten und oben variiert (# 3-8). Die Scherwellengeschwindigkeit weist innerhalb der Schichten einen Gradienten auf, so dass es für jede Schicht zwei Geschwindigkeitswerte gibt - einen für den Beginn der Schicht oben und einen vor dem Übergang zur nächsten Schicht unten. Eine Variation der Parameter nach unten (bzw. nach oben) setzt beide Geschwindigkeitswerte um den gleichen Betrag herunter (bzw. herauf, # 10-11).

Parameteränderungen zu (2):

Für die seismische Güte Q wurde in Kapitel 3 der Median (ca. 40) berechnet. Aufgrund der Verteilungsform und Streubreite wird hier kein Fehlerbereich angegeben. Als Extremfall wird die Dämpfung einmal fast ausgeschaltet, indem Q ein sehr hoher Wert von 5000 zugewiesen wird (# 16). Dies wird für alle Schichten nacheinander durchgeführt, um den generellen Einfluss der jeweiligen Schicht für die Schallübertragung zu untersuchen (# 17-19). In einer anderen Konfiguration wird Q ein nur etwas erhöhter Wert von 100 zugewiesen, welcher einem eher tonig-siltigen Sediment (Hamilton, 1972) entspricht (# 20). Die Schichtmächtigkeit D soll ebenfalls mit spezifischen Werten anstelle eines Fehlerbereichs variiert werden, da hier eher die absoluten Werte die Schallübertragung beeinflussen (# 12-15, # 21-22).

Parameteränderungen zu (3):

Als letztes sollen noch einige spezielle Konfigurationen betrachtet werden. Zum einen wird die Übertragung des Rammschalls auf das Wasser beschränkt, indem die Wellenübertragung im Boden ausgeschaltet wird (# 9). Zum anderen werden Mehrfachreflexionen (Multiplen) im Wasser herausgenommen (# 23). In einer weiteren Konfiguration (# 25) wird ein stark geschichtetes Medium, also mehrere dünne Schichten, angenommen, wobei die Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten nicht so stark ansteigen wie im originalen Modell, um die stärkere Schichtung auszugleichen. Außerdem wird noch der Einfluss untersucht, der bei Annahme eines niedrigeren Geschwindigkeitsgradienten auftritt (# 24), wie es in vielen Veröffentlichungen angenommen wird (bspw. Syvitski & Praeg, 1989; Lezzar et al., 1996).

4.2.2. Ergebnisse

Abbildung 4.11 zeigt alle berechneten SEL-Kurven der verschiedenen Konfigurationen. Analog zur Richtlinie über die Schallbelastung in 750 m Entfernung zur Lärmquelle (< 160 dB re 1 μ Pa) sind die Δ SEL - Werte bei 750 m markiert. Für die Ursprungskonfiguration (# 1) wird dieser Wert auf Null gesetzt. Alle anderen Kurven orientieren sich an diesem Wert: Die jeweilige Kurve wird, je nach Differenz zur Ursprungskonfiguration, komplett entlang der SEL - Achse nach oben oder unten verschoben. Das Balkendiagramm in Abbildung 4.12 zeigt zusammengefasst alle SEL - Werte in 750 m Entfernung für jede Konfiguration.

Differenzen des SEL:

Zu (1): Die Variationen von v_p lassen für die erste Schicht erkennen, dass ein höherer v_p -Wert einen großen SEL - Unterschied von 8,5 dB zur Folge hat (# 2). In

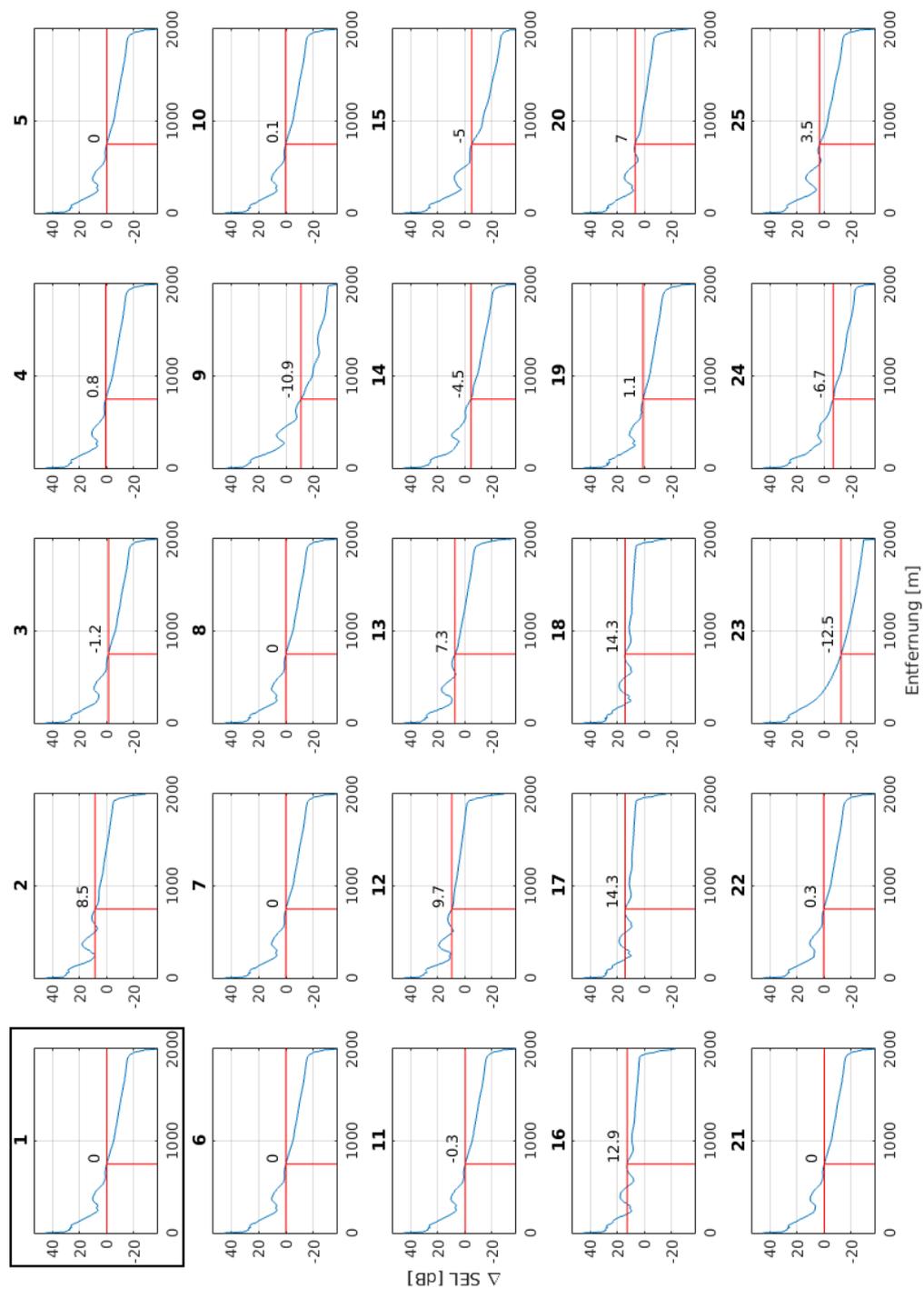


Abbildung 4.11 – SEL-Kurven aller Konfigurationen. Konfiguration # 1 bezeichnet die Ursprungskonfiguration (schwarzer Rahmen), an der alle SEL-Werte in 750 m Entfernung orientiert werden. Größere Abbildungen für alle Konfigurationen sind im Anhang [A.1-A.25](#) zu finden.

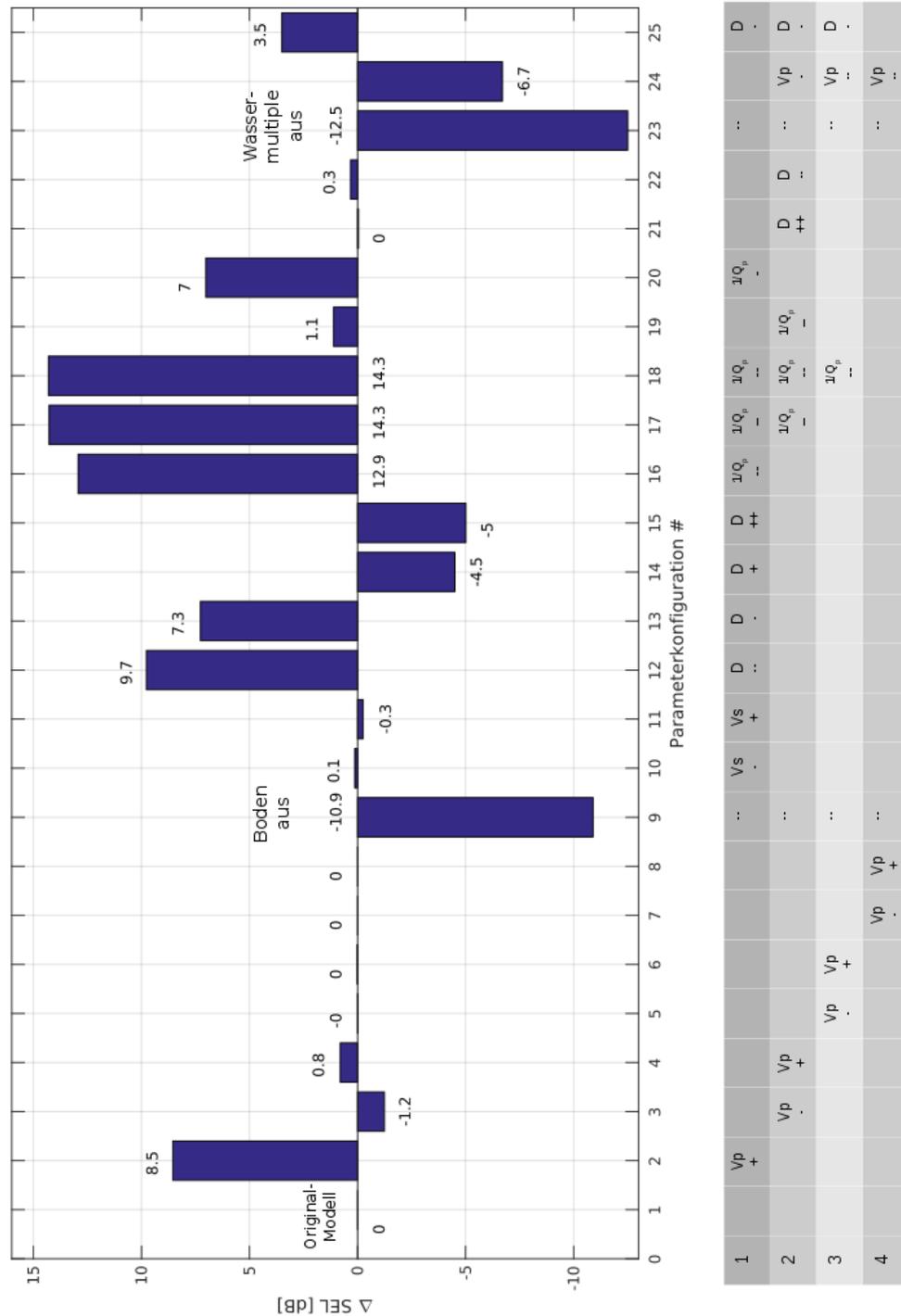


Abbildung 4.12 – Pegeldifferenzen dargestellt als Balkendiagramm mit den zugehörigen Konfigurationsnummern (#). Die Tabelle zeigt an, in welcher Schicht (1-4) die jeweiligen Parameter wie geändert wurden: etwas erhöht (+), stark erhöht (++), etwas verkleinert (-), stark verkleinert (-). Die genauen Werte finden sich im Anhang (A.1-A.25).

den Schichten darunter nehmen die Unterschiede stark ab (# 3-8). Hier ist ein ΔSEL in Höhe von -1,2 bzw. +0,8 dB zu beobachten. Die positive Korrelation zwischen v_p und SEL bleibt aber bestehen: eine kleinere Geschwindigkeit bewirkt einen kleineren ΔSEL , höhere v_p ergeben einen größeren ΔSEL . In der dritten und vierten Schicht ist der Einfluss für das gegebene Modell nicht mehr zu erkennen ($\Delta\text{SEL} = 0$ dB).

Die Scherwellengeschwindigkeit v_s hat einen noch kleineren Einfluss. Schon in der obersten Schicht ist der Unterschied kaum merkbar, es ergeben sich Werte zwischen -0,3 und +0,1 dB (# 10-11). Allerdings ist hier die Korrelation umgekehrt: Eine größere Scherwellengeschwindigkeit zieht einen kleineren ΔSEL nach sich und ein niedrigerer v_s -Wert einen leicht höheren ΔSEL .

Zu (2): Die Schichtmächtigkeiten zeigen einen starken Einfluss auf den SEL. Bei sehr kleiner Mächtigkeit der obersten Schicht von 1 m ergibt sich ein Unterschied von $\Delta\text{SEL} = 9,7$ dB (# 12). Mit zunehmender Mächtigkeit nimmt der SEL deutlich ab (# 13-14). Verglichen mit ursprünglich 4 m Mächtigkeit sinkt der SEL bei 8 m Schichtdicke auf $\Delta\text{SEL} = -5$ dB (# 15). In der zweiten Schicht spielt die Mächtigkeit fast keine Rolle (# 21-22). Selbst bei einer sehr dünnen Schicht von 3 m ($\Delta D = -5$ m) steigt der SEL nicht wesentlich an: Es ergibt sich ein Unterschied von $\Delta\text{SEL} = +0,3$ dB (# 22). Eine sehr viel mächtigere Schicht ($D = 14$ m, # 21) hat fast keinen Einfluss auf den SEL ($\Delta\text{SEL} \approx 0$ dB).

Die seismische Güte Q_p trägt entscheidend zur Höhe des SEL bei. Senkt man die Dämpfung in der obersten Schicht fast ganz ab (entspricht einem hohem Qualitätsfaktor Q , hier: $Q_p = 5000$), so nimmt der SEL sehr stark um 12,9 dB zu (# 16). Weist man diesen Wert auch der zweiten und dritten Schicht zu (# 17-18), so erhöht sich der SEL zusätzlich nur noch schwach ($\Delta\text{SEL} = 14,3$ dB) bzw. gar nicht mehr ($\Delta\text{SEL} = 14,3$ dB). Zum Vergleich dazu sei nur die Dämpfung der zweiten Schicht herabgesetzt (ebenfalls $Q_p = 5000$, # 19). Dies führt zu einem ΔSEL von 1,1 dB. Die zweite Schicht hat also einen sehr viel geringeren Einfluss als die oberste Schicht. Als letzte Q_p -Variation wird für die oberste Schicht ein realitätsnäherer, aber trotzdem noch deutlich höherer Wert für Q_p -Wert von 100 angenommen (# 20). Dies könnte in etwa einem tonig-siltigen Sediment entsprechen (Hamilton, 1972). Diese Erhöhung hat einen starken Einfluss auf den SEL, er erhöht sich um 7 dB.

Zu (3): Das Ausschalten der Bodenübertragung hat eine sehr viel geringere Schallbelastung zur Folge. Hier ergibt sich ein ΔSEL von -10,9 dB (# 9). Der Beitrag der Multiplen in der Wassersäule ist ähnlich hoch. Bei fehlenden Wassermultiplen verringert sich der SEL in 750 m Entfernung um 12,5 dB (# 23). Eine stärkere Schichtung des Untergrundes im oberen Bereich bewirkt einen Anstieg des SEL,

in diesem Fall um 3,5 dB (# 25). Nimmt man ab der zweiten Schicht einen kleineren Geschwindigkeitsgradienten an, senkt dies ebenfalls den SEL. Er wird in der vorgegebenen Konfiguration um 6,7 dB kleiner (# 24).

Form der Abklingkurve:

Betrachtet man die Form der Abklingkurve des SEL, so fallen die deutlichen Schwankungen (Undulationen) in der Kurve bis ca. 1000 m Entfernung ins Auge. Diese Schwankungen sind bei allen Konfigurationen unterschiedlich stark ausgeprägt bzw. fehlen teilweise ganz. Das Ursprungsmodell zeigt die Undulationen mit einer Wellenlänge von ca. 300 m und einem Amplitudenunterschied (*Peak-to-Peak*) von 9 dB. Die Wellenlänge bleibt für alle Berechnungen ungefähr gleich. Wird v_p in der obersten Schicht erhöht, verstärken sich die Undulationen, so dass zwischen Minimum und Maximum 11 dB liegen. Bei abnehmender P-Wellengeschwindigkeit in der obersten Schicht werden die Schwankungen etwas kleiner. Die Änderung von v_s beeinflusst die Kurvenform nicht. Eine kleinere Dämpfung (größerer Gütefaktor Q) bewirkt eine deutlichere Ausprägung der Undulationen bei ähnlicher Schwankungsamplitude. Mit zunehmender Mächtigkeit der obersten Schicht werden die Schwankungen etwas kleiner. Findet die Übertragung nur im Wasser statt (# 9), sind die Schwankungen auch in über 1000 m Entfernung noch sichtbar. Bei einem kleineren Geschwindigkeitsgradienten sind die Undulationen nur noch schwach ausgeprägt. Die Schwankungen verschwinden komplett, wenn die Wassermultiplen aus der Modellierung herausgenommen werden.

4.3. Diskussion

4.3.1. Modellierung

Anregungssignal:

Bei der Extrapolation in den Boden wird angenommen, dass sich das Signal im Boden genauso verhält wie im Wasser. Da der Boden eine andere Steifigkeit hat, schwingt der Pfahl im Boden aber weniger stark. Dadurch gibt es in Wirklichkeit ein Anregungssignal mit einer kleineren Amplitude als der angenommenen. Es kann aber aus den vorliegenden Daten nicht abgeleitet werden, um wieviel die Amplitude im Boden kleiner ist. Das führt natürlicherweise zu einer Überschätzung des Einflusses durch den Boden, wenn absolute Werte betrachtet werden. Das Ziel dieser Modellierungen ist jedoch, den Einfluss verschiedener Parameter deutlich zu machen und nur Unterschiede zwischen ihnen zu bewerten. Bei allen hier vorgenommenen Modellierungen wird dasselbe Anregungssignal verwendet, so dass die starke Gewichtung des Bodeneinflusses bei allen Modellierungen gleich ist. Bei Berechnung der Differenzen mittels des SEL spielt dieser Effekt somit keine Rolle, da die Differenzen nur auf Unterschiede in den Bodenparametern zurückzuführen sind. Die einzige Ausnahme bildet die Modellierung mit ausgeschaltetem Boden. Bei diesem Vergleich wird der Einfluss des Bodens als zu groß angenommen und kann somit nicht sinnvoll ausgewertet werden.

Durch die Signalverkürzung wird beim Anregungssignal ein Teil der Energie ignoriert, der auch zur eigentlichen Bodenanzregung beiträgt: die im Pfahl an dessen Fuß reflektierte und zurück nach oben laufende Welle. Aus Gründen der Rechenkapazität kann nicht das gesamte Signal verwendet werden. Betrachtet man die absolute Schallbelastung, hat dies sicher einen Einfluss. Für die Differenzenberechnung ist aber davon auszugehen, dass dies keine oder nur eine sehr geringe Rolle spielt.

4.3.2. Sensitivitätsstudie

Einfluss der unterschiedlichen Parameter

Zuerst ist anzumerken, dass nicht alle Parameter in jeder Schicht variiert wurden. Stellete sich nach einer Modellierung heraus, dass die Variation eines Parameters in der obersten Schicht keinen signifikanten Einfluss auf den SEL ergab, wurde wegen der aufwändigen Berechnung auf die Untersuchung des Parametereinflusses in den tieferliegenden Schichten verzichtet. Allgemein lässt sich feststellen, dass die

Schallbelastungen am meisten auf Parameteränderungen in der obersten Schicht reagieren. Dies trifft auf alle Parameter zu. Im Folgenden seien die Parameter einzeln betrachtet.

P-Wellen-Geschwindigkeit v_p

Die große Änderung des SEL bei geringer Änderung von v_p in der obersten Schicht ist sehr wahrscheinlich auf das Geschwindigkeitsverhältnis zwischen v_p in der ersten und zweiten Schicht anstatt auf den eigentlichen Betrag zurückzuführen. Eine Änderung des Verhältnisses führt nach dem Snellius'schen Brechungsgesetz zu anderen Brechungswinkeln und kritischem Winkel, so dass ein größerer Teil der Wellenenergie wieder nach oben gelangen kann. In tieferen Schichten ist diese Korrelation nicht so stark ausgeprägt. Aufgrund des geometrischen Effekts nimmt die Wellenenergie mit zunehmender Laufzeit (und Tiefe) stark ab, weswegen die Geschwindigkeitsverhältnisse der unteren Schichten an Einfluss verlieren. Gerade in der obersten Schicht reagiert der SEL sehr anfällig auf Fehler. Ein kleiner Fehlerbereich hat hier einen großen Einfluss auf den SEL. Die Geschwindigkeit der obersten Schicht sollte somit möglichst genau bekannt sein, um bei einer Vorhersage belastbare Ergebnisse zu erzielen.

S-Wellen-Geschwindigkeit v_s

Die Energie, die durch S-Wellen transportiert wird, hat keinen erkennbaren Einfluss auf den Rückeintrag in die Wassersäule.

Qualitätsfaktor der P-Wellen Q_p

Die Tatsache, dass hauptsächlich die oberflächennahe Dämpfung einen signifikanten Einfluss auf die Schallübertragung hat, lässt darauf schließen, dass der Hauptteil der in die Wassersäule zurückgelangenden Wellenenergie in den oberen Metern übertragen wird. Sedimente mit einem größeren Gütefaktor (also mit kleinerer Dämpfung) wie tonig-siltige oder sehr feine Sande führen zu einem messbar größeren SEL im Vergleich zu groben Sanden (mit kleinerem Gütefaktor). Es scheint also eine nicht geringe Rolle zu spielen, welche Art von Sediment in den oberen Metern zu finden ist.

Qualitätsfaktor der S-Wellen Q_s

Da S-Wellen offensichtlich keine große Rolle spielen, kann auch auf die Untersuchung der S-Wellen-Dämpfung verzichtet werden.

Schichtmächtigkeit D

Die Mächtigkeit der obersten Schicht hat einen sehr starken Einfluss auf die Schallbelastung. An der Grenze zur nächsten Schicht werden die Wellen reflektiert und

kritisch gebrochen und gelangen so wieder nach oben und in die Wassersäule. Bei einer dünnen Schicht ist die Amplitudenabnahme entlang des kurzen Weges natürlich geringer als bei einer stärkermächtigen Schicht. Auch hier ist davon auszugehen, dass der Impedanzkontrast zur darunterliegenden Schicht diesen Effekt noch verstärkt. Ähnliches gilt für die zweite Schicht: Mit abnehmender Mächtigkeit der darüber liegenden Schicht nimmt der Einfluss der nächsten Schicht zu.

Einfluss der Spezialfälle

Übertragung nur im Wasser

Mithilfe der Sensitivitätsstudie ist es nicht möglich, zwischen dem genauen Anteil der Energie zu unterscheiden, der durch den Boden geht, und dem, der durch das Wasser übertragen wird. Grund dafür ist die Überbewertung des Bodeneinflusses durch die starkamplitudige Anregungsfunktion im Boden. Der Δ SEL-Wert von -10,9dB ist daher (wahrscheinlich stark) überschätzt und nicht repräsentativ.

Einbindelänge des Pfahls

Genauso ist mit dem gegebenen Anregungssignal nicht zu quantifizieren, wie sich verschiedene Einbindelängen auf den SEL auswirken. Zum einen würde sich die Signalform mit größerer Einbindelänge ändern, welche aus dem gegebenen Signal nicht abgeleitet werden kann. Zum anderen könnte man zwar eine Berechnung des SEL mit jeweils einem größeren Teil der Anregungsfunktion durchführen. Jedoch könnten diese Werte nicht miteinander verglichen werden, da die Ausgangssituation durch die unterschiedliche Bodenanregung jedesmal anders wäre. Die Differenzen können dann nicht mehr allein auf die Einbindelänge zurückgeführt werden.

Schwankungen in der SEL-Kurve

Die Schwankungen in der SEL-Kurve verschwinden mit Ausschalten der Wassermultiplen gänzlich. Dies weist auf eine sehr starke Abhängigkeit zwischen den multiplen Reflexionen und der schwankenden Schallbelastung hin. Der Schall wird zwischen Wasseroberfläche und Meeresboden hin- und herreflektiert, überlagert sich dabei konstruktiv und destruktiv und bildet somit die typischen Schwankungsmuster. Durch den großen Impedanzkontrast zwischen Wasser und Luft wird ein Großteil der Energie ins Wasser zurückreflektiert. Je glatter die Wasseroberfläche ist, desto eher kommt es zur Ausbildung von Maxima und Minima durch eine stärker gerichtete Reflexion der Energie. Bei einer rauheren Oberfläche wird die Energie weniger gebündelt an der Wasseroberfläche reflektiert. So dürfte auch bei verschiedenen Wetterbedingungen und Seegang die Ausbildung der Schwankungen variieren. Je größer außerdem der Impedanzkontrast zum Meeresboden ist,

desto eher wird auch hier die Energie in die Wassersäule reflektiert und trägt zur Ausbildung der Schwankungen bei. Zudem führen verschiedene Wassertiefen zu unterschiedlichen Wellenlängen der Undulationen.

Stärkere Schichtung

Der Anstieg des SEL mit stärkerer Schichtung in den obersten Metern ist auf den Einfluss der kleinen Schichtmächtigkeiten zurückzuführen. Die Laufwege der reflektierten und kritisch gebrochenen Wellen verkürzen sich, so dass die Wellen entlang des Weges einen kleineren Amplitudenverlust aufweisen und somit mehr Energie in die Wassersäule zurückgeben können. Der ermittelte Wert von $\Delta\text{SEL} = 3,5 \text{ dB}$ ist nicht absolut zu interpretieren, sondern vielmehr als Tendenz zu verstehen, da dieser Wert nur für die hier gewählte Konfiguration zutrifft.

Kleinerer Geschwindigkeitsgradient

Ein kleinerer Geschwindigkeitsgradient (v_p) bedeutet einen kleineren Impedanzkontrast zu der jeweils nächsten Schicht. Damit wird mehr Wellenenergie in die Tiefe transmittiert und weniger nach oben reflektiert. Dies führt natürlich zu einer kleineren Schallbelastung in der Wassersäule.

Letztendlich wird der resultierende SEL durch das Zusammenspiel von vielen Faktoren bestimmt. Diese können den SEL in ihrer Wirkungsweise zusammen verstärken, indem zum Beispiel eine geringe Mächtigkeit der obersten Schicht und ein starker Impedanzkontrast zur nächsten Schicht aufeinander treffen. Sie können aber auch entgegengesetzt wirken, wenn stattdessen eine geringe Deckschichtmächtigkeit und ein niedriger Geschwindigkeitsgradient auftreten. Letzterer gleicht den Einfluss des ersten aus. So werden tonig-siltige Oberflächensedimente, die zudem stark geschichtet sind, zu einer höheren Schallbelastung führen als eine starkmächtige oberste Schicht aus groben Sanden.

Aus diesem Grund ist es nicht möglich, einen einzigen der hier untersuchten Parameter zu benennen, der den größten Einfluss auf die Schallübertragung hat. Allein der Parameter mit dem geringsten Einfluss kann anhand der Sensitivitätsstudie ermittelt werden: Das sind die Ausbreitungsgeschwindigkeit und folglich auch der Gütefaktor der Scherwellen.

4.3.3. Tiefergehende Betrachtung zweier Fälle

Schwankungen der SEL-Kurve

Im vorigen Abschnitt wurden die Gründe diskutiert, die zu den Schwankungen in der Amplitudenkurve führen. Dieser in den Modellierungen beobachtete Effekt

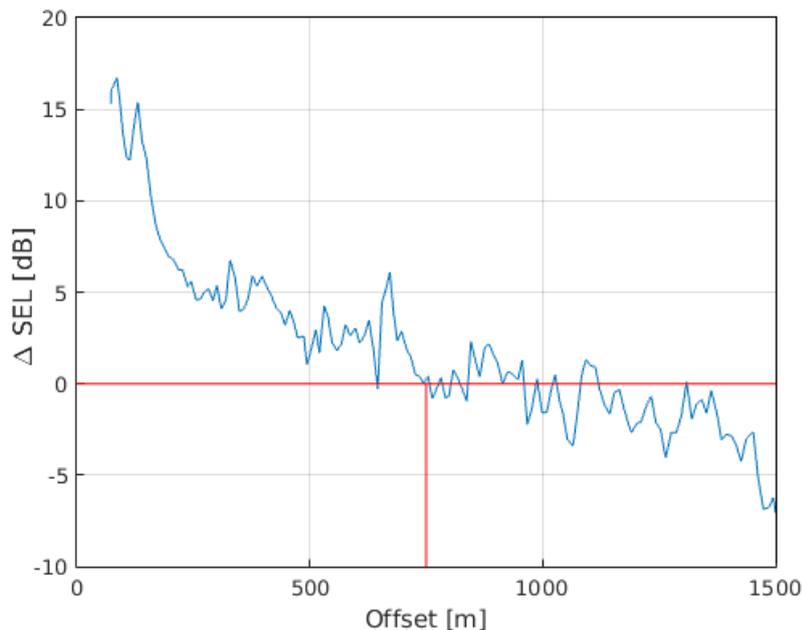


Abbildung 4.13 – SEL-Kurve über ein seismisches Profil aus dem Windpark BO1. Wetter und Seegang führen zu einem unruhigen Kurvenverlauf. Ohne Glättung ist kein eindeutiges Schwankungsmuster zu erkennen. Rot gekennzeichnet ist eine Entfernung von 750 m.

sollte sich ebenso in Messdaten zeigen. Aus den Voruntersuchungen im Offshore-Windpark BO1 sind weitwinkelseismische Daten verfügbar, die auf Undulationen überprüft werden können. Jede Spur der seismischen Sektion (vgl. Abb. 3.9) ergibt einen Schalldruck. Die Kurve für das ganze Profil ist in Abbildung 4.13 dargestellt. Aufgrund von Wetter und Seegang ist der Kurvenverlauf sehr unruhig und lässt auf den ersten Blick kein richtiges Schwankungsmuster erkennen. Nach einer Glättung der Kurve sind die Undulationen deutlich sichtbar (Abb. 4.14). Die Wellenlänge der Schwankungen liegt, wie in den Modellierungen vorhergesagt, bei ca. 300 m. Der Unterschied zwischen Maximum und Minimum beträgt ca. 3 dB. Ein Unterschied findet sich aber in der Entfernung, in der die Maxima und Minima auftreten. Während im realen Fall bei 750 m Entfernung ein Minimum anzutreffen ist, ergeben die Modellierungen hier ein Maximum. Diese Verschiebung ist wahrscheinlich auf die Art der Schallanregung in der Wassersäule zurückzuführen. Im weitwinkelseismischen Versuch wurde ein einzelner Quellpunkt zur Anregung benutzt (Auslösen eines Luftpulsers). In der Modellierung findet hingegen die Anregung an vielen Punkten in der Wassersäule statt, die eine Pfahlrammung nachempfinden soll. So kommt es zwangsläufig zu Unterschieden in den Interferenzmustern des Schalls.

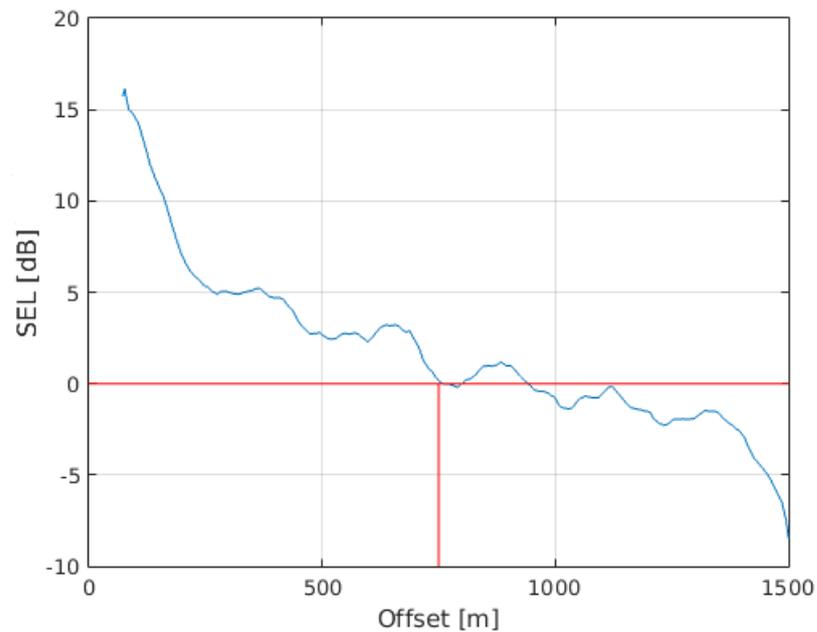


Abbildung 4.14 – SEL-Kurve nach der Glättung über ein seismisches Profil aus dem Windpark BO1. Es ist ein eindeutiges Schwankungsmuster zu erkennen, die Wellenlänge der Undulationen beträgt ca. 300 m. Rot gekennzeichnet ist eine Entfernung von 750 m.

Deckschichtmächtigkeit

Die Mächtigkeit der obersten Schicht hat, wie aus den Modellierungen ersichtlich wird, einen großen Einfluss auf die Schallbelastung. Für eine realistische Schallprognose ist die Kenntnis dieses Parameters also essentiell. Will man etwas über die zuoberst gelegenen Sedimente in der Nordsee erfahren, bietet sich ein Blick auf eine Sedimentkarte an (Abb. 4.15). Sie beschreibt die Meeresbodenbedeckung anhand einer Klassifizierung von Korngrößen nach Figge (1981). Weiße Bereiche bedeuten sandige Sedimente ohne Ton- oder Schluffanteil. Von gelben über grüne bis zu blauen Bereichen nimmt der Ton- und Schluffanteil immer mehr zu. Bereiche ohne Ton- und Schluffanteil am Meeresboden befinden sich hauptsächlich im südlichen, nördlichen und nordöstlichen Teil der Deutschen Nordsee. Dazwischen gibt es Bereiche mit höherem Ton- und Schluffgehalt, die südöstlich von Helgoland den größten Anteil aufweisen (blauer Bereich). Die Errichtung der geplanten Windparks in der Nordsee ist in den weiß, gelb und grün kodierten Bereichen vorgesehen, also in Gebieten mit mittlerem (< 50 %) bis keinem Gehalt an Ton und Schluff.

Nun stellt sich die Frage, ob die Bodenbedeckung auch Schlüsse über den oberflächennahen Untergrund, insbesondere über die Mächtigkeit der obersten Schicht

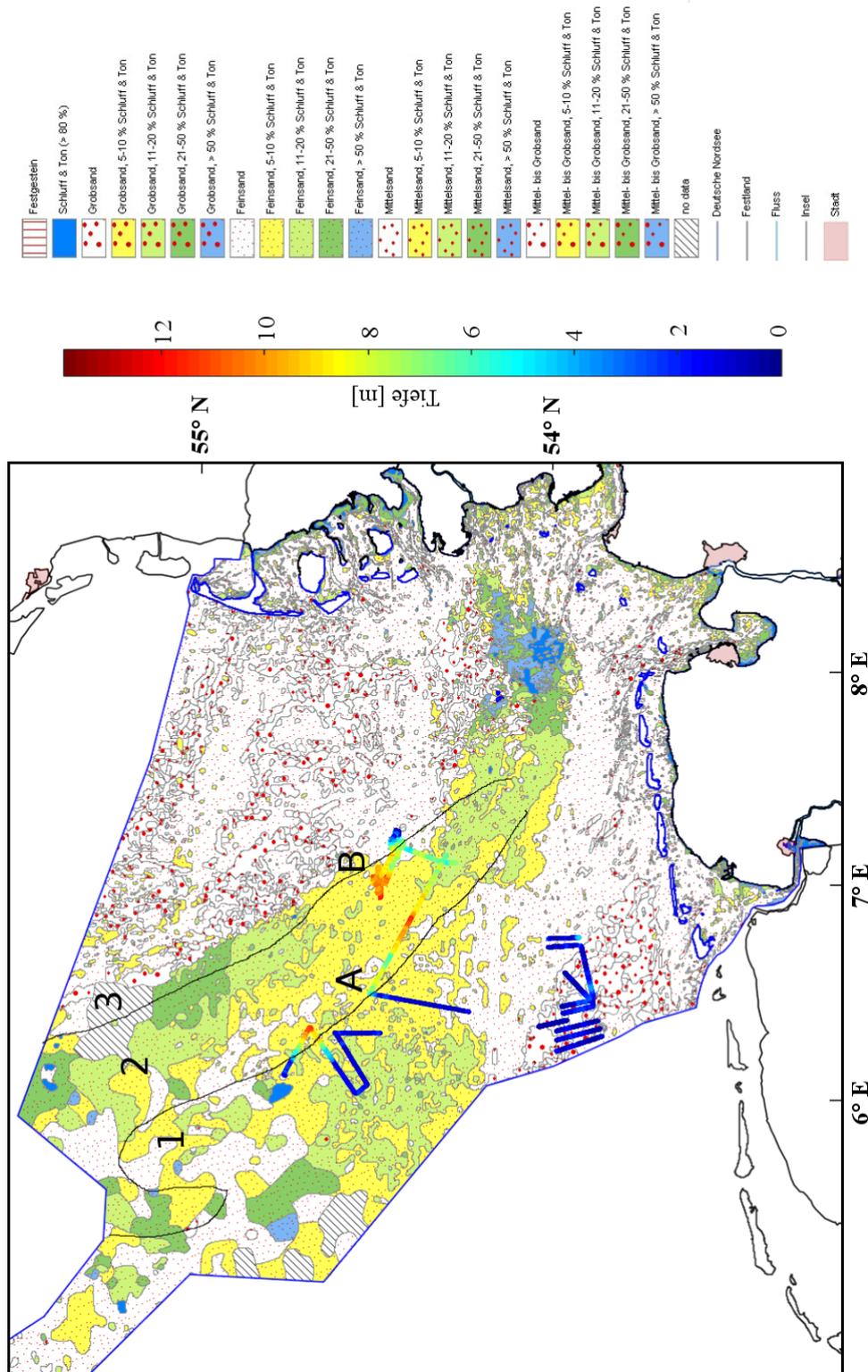


Abbildung 4.15 – Sedimentverteilung im deutschen Nordseesektor, Klassifikation nach Figge (1981). Schichtmächtigkeiten der holozänen Basis sind profilhaft farblich kodiert. Reflexionsseismische Beispiele an den Orten A und B sind in Abbildung 4.16 zu sehen. Karte verändert nach GPDN (2015).

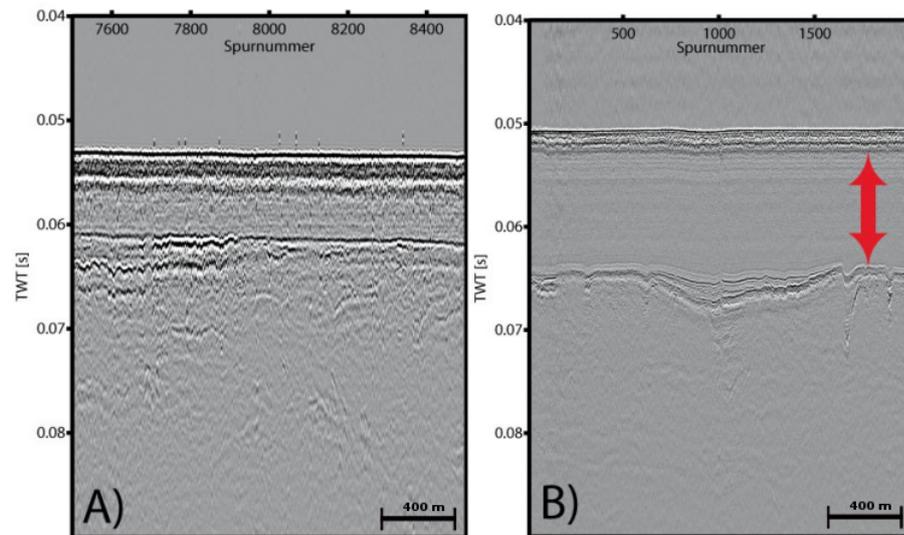


Abbildung 4.16 – Reflexionsseismische Profile an den Orten A und B aus Abbildung 4.15. Die holozäne Basis ist sehr gut zu identifizieren, die Mächtigkeiten der Schicht (roter Pfeil) variieren in den Gebieten stark. A: Sparkermessung, B: Boomer-Messung.

zulässt. Im Rahmen des Projektes Geopotenzial Deutsche Nordsee (GPDN) wurden die geologischen Bedingungen für den gesamten deutschen Nordseesektor analysiert. Es ließen sich hier drei Bereiche definieren, die jeweils eine ähnliche geologische Entstehung aufweisen. Diese Bereiche sind (Abb. 4.15, 1-3)

1. die westliche Deutsche Bucht,
2. das Elbe-Urstromtal und
3. die östliche Deutsche Bucht.

Diese Bereiche lassen sich nur an der Grenze zwischen Bereich 1 und 2 in der Sedimentkarte erkennen. Die Gebiete 1 und 2 sehen sich in der Bodenbedeckung ähnlich. Anhand der Datenbasis von [Schnabel & Naumann \(2012\)](#) weisen [Fricke et al. \(2014\)](#) diesen Bereichen bestimmte Deckschichtmächtigkeiten zu

1. westliche Deutsche Bucht: 2 m
2. Elbe-Urstromtal: 6 m
3. östliche Deutsche Bucht: 2 m.

Für eine etwas detailliertere Untersuchung und mit Fokus auf die Errichtung zukünftiger Windparks wurden zusätzliche reflexionsseismische Messungen durchgeführt. Das Messgebiet umfasste speziell Gebiete in der deutschen Nordsee, in denen die Errichtung von Windparks geplant ist. Die Lage der seismischen Profile wur-

de so gewählt, dass damit Bereiche verschiedener Sedimentvorkommen nach [Figge \(1981\)](#) abgedeckt werden. In den resultierenden seismischen Daten (Abb. [4.16](#), A, B) wurde der erste Horizont unterhalb des Meeresbodens identifiziert und deren Mächtigkeit (roter Pfeil) bestimmt. In den untersuchten Gebieten wurden auf diese Weise Mächtigkeiten der ersten Schicht zwischen 0 m und 13 m ermittelt. [Abbildung 4.15](#) zeigt die Mächtigkeiten eingebettet in die Karte der Sedimentbedeckung. Im südlichen und westlichen Teil des untersuchten Gebietes (1) scheint eine Deckschicht zu fehlen oder nicht sehr stark ausgeprägt zu sein (blaue Datenpunkte). Während im südwestlichen (1) und nordöstlichen Teil (3) die blauen Datenpunkte (geringmächtige Schicht) mit den Gebieten ohne Ton- und Schluffanteil (weiß) übereinstimmen, sieht man diese Korrelation im Nordwesten nicht (Übergang der Bereiche 1 zu 2, bei A). Die Mächtigkeiten fügen sich aber sehr gut in die Klassifizierung der geologischen Bereiche 1 bis 3 ein: geringe Mächtigkeiten in den Bereichen 1 und 3, größere Mächtigkeiten im Bereich 2. Für die Gebiete 1 und 3 stimmt die Klassifizierung nach Deckschichtmächtigkeiten von [Fricke et al. \(2014\)](#) mit den Beobachtungen überein (geringe Mächtigkeiten bis ≈ 2 m). Für den Bereich 2 weisen die Mächtigkeiten aber eine große Variabilität auf und übersteigen den Wert von 6 m in vielen Bereichen.

5. Schlussfolgerungen

5.1. Bestimmung der Sedimentparameter

Im Rahmen dieser Arbeit sollte untersucht werden, welchen Beitrag die Anwendung geophysikalischer Methoden zu einer Offshore-Rammschallprognose leisten kann. Dafür wurde ein Untergrundmodell für den Offshore-Windpark BARD Offshore 1 anhand von Parametern aufgestellt, die geophysikalisch den Boden beschreiben. Weiterhin wurde auf Basis dieser Bodenparameter eine Sensitivitätsstudie mithilfe visko-elastischer Modellierungen durchgeführt, die den Einfluss der Parameter auf die Übertragung von Rammschall deutlich machen.

Dabei stellte sich zunächst die Frage, welche Methoden geeignet sind, um auf die jeweiligen geophysikalischen Parameter zu schließen. Die Bestimmung der seismischen P-Wellen-Geschwindigkeiten v_p im Untergrund erfolgte mittels reflexionsseismischer Messungen und einer Drucksondierung, um Laufzeit- und Tiefeninformationen für die Wellen zu erhalten. Für eine gute Strukturauflösung im sehr oberflächennahen Bereich erwies sich der Boomer als seismische Schallquelle als geeignetes Mittel. Bei Seegang nimmt die Datenqualität allerdings schnell ab. Die Tiefenbestimmung anhand der Drucksondierung ist als alleinige Methode weniger geeignet, da die Sondierung nur über einen räumlich sehr begrenzten Bereich Aussagen treffen kann. Daher ist es notwendig, die Tiefeninformation mit anderen Methoden abzugleichen. Hier bietet sich die Analyse von Scholtewellen an, wie sie im vorliegenden Fall auch zur Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit verwendet wurde. Durch die Kombination beider Verfahren konnten relevante Schichtgrenzen identifiziert werden. Andere Verfahren zur Bestimmung der P-Wellen-Geschwindigkeit, wie beispielsweise die Auswertung von Reflexionshyperbeln oder eine AVO-Analyse, kamen für die vorliegenden Messungen im marinen Bereich nicht in Frage.

Die seismische Scherwellengeschwindigkeit v_s wurde anhand von Oberflächenwellenmessungen bestimmt. Die Methode, die die Dispersionseigenschaften von Scholtewellen analysiert, funktioniert sehr gut und gibt zusätzlich Informationen über die Tiefe von Schichten im Untergrund. Diese können somit auch für die Bestimmung

der P-Wellen-Geschwindigkeit genutzt werden, besonders in dem Fall, wenn keine Drucksondierung zur Verfügung steht. Die Messungen mittels Luftpulser sind zudem weniger wetteranfällig als Untersuchungen mit dem Boomer, wodurch auch bei stärkerem Seegang noch auswertbare Daten akquiriert werden können.

Rückschlüsse auf Schichtmächtigkeiten und die Struktur im Untergrund geben ebenfalls die reflexionsseismischen Messungen kombiniert mit den Tiefeninformationen aus der Drucksondierung und aus der Scholtewellenanalyse. Dies wurde bereits in den vorigen Abschnitten beschrieben.

Der seismische Qualitätsfaktor der Kompressionswellen Q_p wurde für Kopfwellen mittels weitwinkelseismischer Untersuchungen und der Spektrendivisionsmethode bestimmt. Für den Bereich unmittelbar unterhalb des Meeresbodens war keine Analyse von Kopfwellen möglich, da die geringmächtigen Schichten hier eine Überlagerung dieser Kopfwelleneinsätze sowie von Reflexionen zur Folge hatten. Es konnte daher nur ein Kopfwelleneinsatz aus den darunterliegenden Schichten hinsichtlich der Dämpfungseigenschaften analysiert werden. Ein großer Vorteil der Bestimmung von Q_p aus weitwinkelseismischen Daten liegt in der Vielzahl der Spurpaarkombinationen und somit Berechnungen vieler Werte. Auf diese Weise ist es möglich, Ausreißer zu identifizieren und laterale Änderungen zu erkennen. Für die Bestimmung oberflächennaher Werte für Q_p bietet sich das reflexionsseismische Verfahren an. Dieses ist jedoch stark von der Qualität der Daten abhängig und liefert nur bei herausragender Datenqualität verwertbare Ergebnisse. Anhand von Signalen aus unterschiedlichen Tiefen kann so sehr lokal die seismische Güte bestimmt werden. Die vorliegenden Daten weisen allerdings eine zu geringe Datenqualität für diese Methode auf, so dass die relevanten Signale nicht gut genug getrennt werden können und somit Q_p für oberflächennahe Schichten hier nicht bestimmbar ist.

Für die Scherwellen konnte die seismische Güte Q_s anhand von Oberflächenwellenmessungen und der Spektrendivisionsmethode ermittelt werden. Aufgrund der weitreichenden Energie können auch große Offsets analysiert werden, welches zu sehr vielen möglichen Spurkombinationen führt. Dadurch ist es wie bei Q_p möglich, Ausreißer zu identifizieren und eventuelle Abhängigkeiten der seismischen Güte von anderen Faktoren zu benennen. Die seismische Güte zeigt größere Werte, also eine kleinere Dämpfung, mit steigendem Spurabstand, welches durch den geringeren Anteil an hohen Frequenzen und durch die größere Eindringtiefe der tiefen Frequenzen erklärt werden kann. Dadurch fallen bei größerem Abstand die tieferen Bereiche stärker ins Gewicht, so dass mit dieser Methode auf eine allgemeine Tiefenabhängigkeit von Q_s geschlossen werden kann. Eine Dispersionskorrektur

führte in den vorliegenden Daten zu keinem verwertbaren Ergebnis. Allerdings könnte eine bessere Datenqualität dies beheben und somit noch genauere Werte für die seismische Güte ergeben. Ein Zusammenhang mit der durch die Dispersion begründeten Geschwindigkeitsänderung spielte hier keine signifikante Rolle.

Die Dichte ist geophysikalisch mit den vorhandenen Möglichkeiten nicht bestimmbar. Daher wurden passende Werte aus anderen Studien für die Bedingungen im Windpark BARD Offshore 1 übernommen.

Als nächstes galt es, den kompletten Parametersatz an einem Standort zu bestimmen, um später plausible Werte als Basis für die Modellierung zur Verfügung zu haben. Dies wurde beispielhaft für den Offshore-Windpark BARD Offshore 1 in der Deutschen Bucht durchgeführt. Alle Ergebnisse sind in Tabelle 3.9 gelistet.

Die P-Wellen-Geschwindigkeiten im Untersuchungsgebiet zeigen eine typische Zunahme mit der Tiefe, beginnend mit der Wassergeschwindigkeit in der ersten Sedimentschicht. In den darunterliegenden Schichten wurde ein etwas größerer Gradient beobachtet, als dies sonst in der Literatur üblicherweise zu finden ist. Die hohen Werte am unteren Ende des Modells in ca. 30 m Tiefe sind sehr wahrscheinlich etwas überschätzt. Scherwellengeschwindigkeiten zeigen typische Werte und einen graduellen Anstieg innerhalb der Schichtpakete. Auch die Werte der seismischen Güte Q_p sind mit Werten aus anderen Studien vergleichbar. Eine leichte Tiefenabhängigkeit konnte festgestellt, aber nicht näher quantifiziert werden. Aufgrund der Messmethode wurde ein gemeinsamer integraler Wert für alle Schichten angenommen. Der Qualitätsfaktor der Scherwellen liegt im Vergleich zu Literaturwerten eher am unteren Rand. Eine Tiefenabhängigkeit ist auch hier zu sehen, die sich bei größeren Spurabständen aufgrund der steigenden Dämpfung der höheren Frequenzen sehr deutlich zeigt. Die höheren Q_s -Werte der Messung, die also wahrscheinlich aus den tieferen der untersuchten Schichten stammen, liegen näher an den Literaturwerten.

In der Vergangenheit sind allgemein schon viele Parameterwerte in verschiedenen Gebieten der Nordsee bestimmt worden, die auch als Basis für die Modellierungen dienen könnten. Allerdings stammen diese Parameter dann jeweils aus unterschiedlichen Bereichen mit anderen Eigenschaften, die im ungünstigen Fall nicht zueinander passen. Um eine möglichst genaue Modellierung der Pfahlrammung nachzuempfinden, war es hier wichtig, einen gemeinsamen Satz an Parameterwerten für ein Gebiet zu bestimmen. Die Parameter konnten so auf der Grundlage desselben Bodenmaterials, unter gleichen Lagerungsbedingungen und in situ ermittelt werden.

5.2. Sensitivitätsstudie

Mithilfe der Modellierungen sollte nun untersucht werden, welchen Einfluss die einzelnen Bodenparameter auf die Übertragung von Rammschall haben. Dabei zeigte sich, dass Änderungen in der Geschwindigkeit und Dämpfung der P-Wellen signifikante Auswirkungen auf den übertragenen Schall haben, wohingegen S-Wellen (v_s und damit auch Q_s) den Rammschall nicht beeinflussen. Variationen der Schichtmächtigkeiten trugen ebenfalls zu einer Änderung des übertragenen Rammschalls bei. Allen Parametern war gemeinsam, dass eine Änderung in den oberen Bereichen größere Auswirkungen hatte als in den tieferen Schichten. Dabei kam es aber nicht nur auf die allgemeine Tiefe an, sondern auch auf die Größe der Parameter selbst und die Verhältnisse zueinander. Zum Beispiel spielte bei der Schichtmächtigkeit auch das Geschwindigkeitsverhältnis zur darunterliegenden Schicht eine Rolle und kann nicht unabhängig davon betrachtet werden. Somit können sich die Parameter gegenseitig in der Übertragung von Rammschall hemmen oder zur Verstärkung beitragen. Tonig-siltige Sedimente mit einer kleineren Dämpfung als reine Sande werden bei einer kleinen obersten Deckschicht den Rammschall besser transportieren als die Sande bei einer größeren Mächtigkeit. Die Untersuchung einer stärkeren oberflächennahen Schichtung, die eine größere Schallbelastung hervorruft, sowie eines kleineren Geschwindigkeitsgradienten, der zu einer kleineren Belastung führt, bestätigen diese Zusammenhänge.

Zur Variation der P-Wellengeschwindigkeit innerhalb der Fehlergrenzen ist anzumerken, dass die resultierende Schallbelastung darauf sehr sensitiv reagiert, besonders in geringen Tiefen. Dies ist natürlich auch auf den veränderten Impedanzkontrast zurückzuführen, der sich durch die Änderung von v_p in nur einer Schicht ergibt. Mit zunehmender Tiefe spielt dies keine Rolle mehr, so dass die (wahrscheinlich überschätzten) Geschwindigkeiten in größerer Tiefe für die Schallübertragung keine Bedeutung haben.

Es konnte anhand der Modellierungen nicht festgestellt werden, wie groß der Einfluss des Bodens bei der Schallübertragung im Vergleich zur Übertragung nur durch das Wasser ist. Grund hierfür ist das starkamplitudige Anregungssignal im Boden, das den Einfluss desselben absolut gesehen überschätzt. Somit können nur Modellierungen verglichen werden, die die gleiche Bodenanregung aufweisen, so dass die Unterschiede in der Schallbelastung auf die Parametervariation zurückgeführt werden können. Das gleiche gilt für die zunehmende Einbindelänge des Pfahls im Verlauf der Rammung, bei der ein immer größer werdender Teil des Bodens angeregt würde.

Durch dieses komplexe Zusammenwirken aller Parameter (mit Ausnahme der Geschwindigkeit und Dämpfung der Scherwellen) ist es nicht möglich, absolute Anga-

ben über die Sensitivitäten zu machen. Auch ein Vergleich der Parametersensitivitäten untereinander gestaltet sich schwierig, da die Änderung des einen Parameters immer auch Auswirkungen auf die anderen Parameter hat.

Die in den Modellierungen beobachteten Schwankungen in der Abklingkurve in Höhe von ca. 3 dB konnten auch in Messdaten aus dem Untersuchungsgebiet festgestellt werden. Durch die Modellierung konnte gezeigt werden, dass die Undulationen durch die in der Wassersäule reflektierte Energie bedingt sind (Multiplen). Die Wellenlänge betrug in beiden Fällen ca. 300 m, die Maxima und Minima befanden sich jedoch an unterschiedlichen Stellen. Dies ist wahrscheinlich auf die unterschiedlichen Anregungen und dadurch verschiedenen Interferenzen der Wellen zurückzuführen: In den Modellierungen wurden der Boden und das Wasser entlang eines Pfahls angeregt, bei den Messungen fand die Anregung nur an einer Punktquelle in der Wassersäule statt.

In den Modellierungen stellte sich außerdem heraus, dass die Mächtigkeit der obersten Schicht einen besonderen Einfluss bei der Übertragung von Rammschall hat. Reflexionsseismische Profile, aufgenommen in verschiedenen Teilen der Deutschen Bucht, zeigten eine große Variabilität dieser Mächtigkeiten. Anhand einer Sedimentverteilungskarte der Nordsee ließ sich die Tendenz erkennen, dass in Gebieten ohne Ton- und Schluffanteil diese Deckschichten quasi nicht vorhanden oder sehr dünn sind. Bereiche, die hingegen einen Anteil an Ton und Schluff aufweisen, zeigten sowohl größere als auch kleine und gar keine Mächtigkeiten.

5.3. Ausblick

Von besonderer Bedeutung sind die Schwankungsmuster in der Schallkurve für rammbegleitende Messungen. Hier wird in 750 m Entfernung von der Rammstelle überprüft, ob die vorgeschriebenen Richtwerte für die Schallbelastung in Höhe von 160 dB re 1 μ Pa eingehalten werden. Je nach Wassertiefe und gegebenen Umständen können sich die Maxima und Minima der Schallkurve an anderen Stellen befinden und sich von Windpark zu Windpark stark unterscheiden. Somit ist bei einer einzelnen Messung in 750 m nicht bekannt, ob dort eventuell ein Minimum liegt. In dem Fall würde das eine gemittelte Kurve unterschätzen und einen Wert ergeben, der in kurzer Entfernung vom Messpunkt viel höher sein kann. Hier wäre es sinnvoll, bei den Überprüfungsmessungen zum Beispiel mehrere Messpunkte über eine Wellenlänge zu verteilen und somit Minima und Maxima abzudecken.

Weiterhin muss gerade bei kleinen oberen Schichtmächtigkeiten ein besonderes Augenmerk auf den Abstand des Schallschutzsystems von der Rammung gelegt

werden. Je nach Mächtigkeit der ersten Schicht können reflektierte und Kopfwellen den Schallschutz an einer anderen Stelle unterlaufen und somit wieder in die Wassersäule zurückgelangen. Für die optimale Lage eines Schallschutzsystems bietet es sich an, die Schichtmächtigkeiten im Rahmen der gesetzlich vorgeschriebenen Baugrundvoruntersuchung mit zu bestimmen und einzubeziehen. Gemeinsam mit den Geschwindigkeiten im Untergrund lässt sich der Laufweg der Reflexionen und Kopfwellen abschätzen und eine optimale Lage zum Beispiel für einen Blasenschleier finden. Nähere Betrachtungen dazu wurden von Kristof Heitmann durchgeführt (persönliche Mitteilung).

Bei der Baugrunduntersuchung ist es üblich, die statischen Moduln anhand von vereinzelt Bohrungen und Drucksondierungen zu bestimmen, um Informationen über Bodenstabilitäten zu erhalten. Aus den seismischen Parametern können die elastischen Moduln abgeleitet werden, die wiederum zur Bestimmung der statischen Moduln genutzt werden können. Insbesondere die Bestimmung der Moduln mittels der Scherwellengeschwindigkeiten kann wichtige Informationen über die Bodenstabilität liefern. Da die Bohrungen nicht an allen WEA-Standorten durchgeführt werden (BSH, 2008), können seismische Messungen mit wenig Aufwand dazu beitragen, an vielen Standorten die Bodenstabilität zu bestimmen (Köhn et al., 2012).

Die Bedeutung der Deckschichtmächtigkeiten findet auch in der Praxis Anwendung. Im Rahmen des vom BMWi (Bundesministerium für Wirtschaft und Energie) geförderten Projekts BORA („Berechnung von Offshore-Rammschall“) wurde ein datenbankbasiertes Expertensystem entwickelt. Dieses soll eine grobe Abschätzung des zu erwartenden Rammschalls in verschiedenen (auch geplanten) Windparks in der Nordsee liefern. In die der Datenbank zugrundeliegenden Berechnungen flossen die Ergebnisse aus dieser Studie ein. Unter anderem kann für die Erstellung der Rammschallprognose das betreffende Gebiet ausgewählt werden. Zur Abschätzung der Deckschichtmächtigkeit wird die Unterteilung nach Fricke et al. (2014) benutzt, welche die Deutsche Bucht in drei Bereiche verschiedener Böden einteilt. Für eine erste Abschätzung des zu erwartenden Rammschalls im Vorfeld des Baus ist diese Einteilung sicherlich geeignet. Jedoch sollten für eine spätere optimale Positionierung des Schallschutzsystems letztendlich die tatsächlichen Untergrundverhältnisse am Standort berücksichtigt werden, da hauptsächlich im Bereich 2 große Variabilitäten der Mächtigkeit vorzufinden sind. Durch die Parameterbestimmung im Vorfeld kann so mit geringen finanziellen Mitteln ein wichtiger Beitrag zum Schutz der marinen Tierwelt geleistet werden.

Abkürzungsverzeichnis

In diesem Verzeichnis sind die wichtigsten und am häufigsten verwendeten Abkürzungen und Parameterbezeichnungen aufgeführt.

AGC	<i>automatic gain control</i>
AVO	<i>amplitude versus offset</i>
BO1	BARD Offshore 1
CMP	<i>common mid point</i>
CPT	<i>cone penetration test</i> (Drucksondierung)
dB re 1 μ Pa	Dezibel respektive (bezogen auf einen Bezugswert von) 1 μ Pa
FS	Forschungsschiff
MW	Megawatt (Einheit)
OBS	Ozeanbodenseismometer
OWEA/WEA	(Offshore-)Wind-Energie-Anlage
SEL	<i>sound exposure level</i> (Einzelereignispegel L_E)
TUHH	Technische Universität Hamburg-Harburg
TWT	<i>two way travel time</i> (Zweiweg-Laufzeit)
α	Absorptionskoeffizient
D	Schichtmächtigkeit
E	Elastizitätsmodul
f	Frequenz
f_s	Mantelreibung
κ	Kompressionsmodul
λ	Lamé-Parameter oder Wellenlänge
L_E	Einzelereignispegel (<i>sound exposure level</i> SEL)
μ	Lamé-Parameter, Schermodul
ν	Poissonzahl, Querdehnungszahl

p	Langsamkeit
Q_p, Q_s	seismische Güte, Qualitätsfaktor (für P-Wellen und S-Wellen)
Q^{-1}	spezifische Dissipation
q_c	Spitzenwiderstand
r	Strahlweg, Laufweg
R_f	Reibungsverhältnis
R^2	Bestimmtheitsmaß
ρ	Dichte
t	Laufzeit
v_p, v_s	Ausbreitungsgeschwindigkeit (für P-Wellen und S-Wellen)
x_1, x_2	Ortskoordinate
Z	seismische Impedanz

Literaturverzeichnis

- Bailey, H., Senior, B., Simmons, D., Rusin, J., Picken, G., & Thompson, P. M. (2010). Assessing underwater noise levels during pile-driving at an offshore wind-farm and its potential effects on marine mammals. *Marine Pollution Bulletin*, 60(6), 888–897. [1.1](#)
- Bath, M. (1974). Spectral analysis in geophysics. *Developments in Solid Earth Geophysics, Elsevier, Amsterdam*, 285, 287. [2.1](#)
- Biot, M. A. (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 28(2), 168–178. [2.1](#), [2](#)
- Biot, M. A. (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 28(2), 179–191. [2.1](#), [2](#)
- Bohlen, T., Kugler, S., Klein, G., & Theilen, F. (2004). 1.5 D inversion of lateral variation of Scholte-wave dispersion. *Geophysics*, 69(2), 330–344. [2.2.2](#)
- Broadhead, M. K., Ali, H. B., & Bibee, L. D. (1993). Scholte wave attenuation estimates from two diverse test sites. In *OCEANS'93. Engineering in Harmony with Ocean. Proceedings* (pp. I114–I118).: IEEE. [2.1](#), [2.2.3](#), [3.5](#)
- BSH, B. (2008). Standard: Baugrunderkundung für Offshore-Windenergieparks. [2.2.1](#), [5.3](#)
- Buckingham, M. J. (2000). Wave propagation, stress relaxation, and grain-to-grain shearing in saturated, unconsolidated marine sediments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 108(6), 2796–2815. [1](#)
- Buckingham, M. J. (2005). Compressional and shear wave properties of marine sediments: Comparisons between theory and data. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1), 137–152. [3.5](#)
- Carr, S., Holmes, R. v. d., Van der Meer, J., & Rose, J. (2006). The Last Glacial Maximum in the North Sea Basin: micromorphological evidence of extensive glaciation. *Journal of Quaternary Science*, 21(2), 131–153. [3.1](#)

- Chelminski, S. V. (1977). Airgun marine seismic survey streamer method and apparatus. US Patent 4,038,630. [2.2.1](#)
- Chin, C.-T., Duann, S.-W., & Kao, T.-C. (1990). SPT-CPT correlations for granular soils. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, volume 27 (pp. A91–A91).: Elsevier Science. [2.2.1](#), [3.5](#)
- Cowie, P. A. & Karner, G. D. (1990). Gravity effect of sediment compaction: examples from the North Sea and the Rhine Graben. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1), 141–153. [3.5](#)
- de Haas, H., Boer, W., & van Weering, T. C. (1997). Recent sedimentation and organic carbon burial in a shelf sea: the North Sea. *Marine Geology*, 144(1), 131–146. [3.1](#)
- Ehlers, J. & Wingfield, R. (1991). The extension of the late Weichselian/late Devensian ice sheets in the North Sea basin. *Journal of Quaternary Science*, 6(4), 313–326. [3.1](#)
- Elverhøi, A., Norem, H., Andersen, E., Dowdeswell, J., Fossen, I., Haflidason, H., Kenyon, N., Laberg, J., King, E., Sejrup, H., et al. (1997). On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian–Barents Sea continental margin. *Geo-Marine Letters*, 17(2), 119–125. [3.5](#)
- Erbe, C. (2013). International regulation of underwater noise. *Acoustics Australia*, 41(1). [1.1](#)
- Figge, K. (1981). Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht, Deutsches Hydrographisches Institut, Karte Nr. 2900 (mit Begleitheft). [4.3.3](#), [4.15](#), [4.3.3](#)
- FINO3 (2015). Gründungsarten. <http://www.fino3.de/en/frontpage/14-glossar>. [1.2](#)
- Fricke, M., Neddermann, B., Lübben, A., & Gabriel, J. (2014). Realistische Hydrochallszenarien auf der Basis von Prognosemodellen und Monitoring für den Bau von Offshore-Windparks in der deutschen Nordsee (HyproWind). Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben. [4.3.3](#), [5.3](#)
- Geiger, L. (1910). Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. *Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, (pp. 331–349). [2.2.2](#)
- Gibbs, J. F. & Roth, E. F. (1989). Seismic velocities and attenuation from borehole measurements near the Parkfield prediction zone, central California. *Earthquake spectra*, 5(3), 513–537. [3.5](#)

- Gimpel, P. (1987). *Marine flachseismische Untersuchungen in der Kieler Bucht unter besonderer Berücksichtigung von Scherwellenmessungen*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 3.5, 3.5, 3.5
- GPDN, G. (2015). Sedimentverteilung nach Figge. <http://www.gpdn.de/gpdn/cardomap3.aspx?TH=99.88>. 4.15
- Haase, A. B., Stewart, R. R., et al. (2004). Attenuation estimates from VSP and log data. In *2004 SEG Annual Meeting: Society of Exploration Geophysicists*. 2.2.3
- Hamdi, F. & Smith, D. T. (1982). The influence of permeability on compressional wave velocity in marine sediments. *Geophysical prospecting*, 30(5), 622–640. 3.5
- Hamilton, E. L. (1971). Elastic properties of marine sediments. *Journal of Geophysical Research*, 76(2), 579–604. 3.5
- Hamilton, E. L. (1972). Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics*, 37(4), 620–646. 3.5, 4.2.1, 4.2.2
- Hamilton, E. L. (1976). Shear-wave velocity versus depth in marine sediments: a review. *Geophysics*, 41(5), 985–996. 3.5
- Hamilton, E. L. (1985). Sound velocity as a function of depth in marine sediments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 78(4), 1348–1355. 3.5
- Hertweck, G. & Reineck, H. (1969). Sedimentologie der Meeresbodensenke NW von Helgoland (Nordsee). *Senckenbergiana maritima*, 1(50), 153–164. 3.1
- Heyen, H. & Dippner, J. W. (1998). Salinity variability in the German Bight in relation to climate variability. *Tellus A*, 50(4), 545–556. 3.5, 3.5
- Hoffmann, S., Beilecke, T., Polom, U., Werban, U., Leven, C., & Engeser, D.-I. B. (2008). Integrierter Einsatz von Scherwellenseismik und Direct-Push-Verfahren zur Erkundung eines urbanen Grundwasserleiters. *Grundwasser*, 13(2), 78–90. 2.2.1, 3.5, 3.43
- Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. (2000). Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quaternary Science Reviews*, 19(12), 1233–1253. 3.1, 3.2
- IHC (2015). IHC Hydrohammer. http://www.ihhydrohammer.com/fileadmin/IHC_Hydrohammer_-_ihhydrohammer.com/Home/v.001_Offshore_Large_pile_diameters_Landscape.pdf. 1.3

- Jannsen, D., Voss, J., & Theilen, F. (1985). Comparison of methods to determine Q in shallow sediments from vertical reflection seismograms. *Geophysical Prospecting*, 33(4), 479–497. [3.5](#)
- Jansen, J., Van Weering, T. C., Eisma, D., et al. (1979). Late Quaternary sedimentation in the North Sea. In *The Quaternary History of the North Sea*, volume 2 (pp. 175–187). [3.1](#), [3.1](#)
- Jarushi, F. (2015). A New Correlation between SPT and CPT for Various Soils. *International Journal of Environmental, Chemical, Ecological, Geological and Geophysical Engineering*, 9(2). [3.5](#)
- Jones, J. & Howarth, M. (1995). Salinity models of the southern North Sea. *Continental Shelf Research*, 15(6), 705–727. [3.5](#), [3.5](#)
- Klein, G., Bohlen, T., Theilen, F., Kugler, S., & Forbriger, T. (2005). Acquisition and inversion of dispersive seismic waves in shallow marine environments. *Marine Geophysical Researches*, 26(2-4), 287–315. [2.1](#), [2.2.2](#)
- Knödel, K., Krummel, H., & Lange, G. (1997). *Geophysik, Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*. Springer Verlag. [2.2.1](#)
- Koschinski, D. B. S. & Lüdemann, D. B. K. (2011). Stand der Entwicklung schallminimierender Maßnahmen beim Bau von Offshore-Windenergieanlagen. *Studie im Auftrag vom Bundesamt für Naturschutz (BfN), Nehnten*, 7. [1.2](#)
- Kramer, F., Peterson, R., & Walter, W. (1968). *Seismic Energy Sources 1968 Handbook*. United Geophysical Corporation. [2.2.1](#)
- Kudo, K. & Shima, E. (1970). Attenuation of shear waves in soil. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 48, 145–158. [3.5](#)
- Kuster, G. T. & Toksöz, M. N. (1974). Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part I. Theoretical formulations. *Geophysics*, 39(5), 587–606. [2.1](#)
- Kvasnička, M. & Červený, V. (1996). Analytical expressions for Fresnel volumes and interface Fresnel zones of seismic body waves. Part 2: transmitted and converted waves. Head waves. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 40(4), 381–397. [3.46](#), [3.5](#)
- Köhn, D., Wilken, D., & Rabbel, W. (2012). Application of an elastic 2D tube-waveform tomography to estimate the shear modulus in the vicinity of the FINO3 offshore platform. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 14 (pp. 10060). [5.3](#)

- Leurer, K. C. (1994). *Geschwindigkeit und Absorption von Kompressions- und Scherwellen in gesättigten unkonsolidierten feinkörnigen marinen Sedimenten: Modell des effektiven Kornmaterials und Kompaktionsexperiment*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 2.1, 3.5
- Lezzar, K., Tiercelin, J.-J., De Batist, M., Cohen, A., Bandora, T., Van Rensbergen, P., Le Turdu, C., Mifundu, W., & Klerkx, J. (1996). New seismic stratigraphy and Late Tertiary history of the North Tanganyika Basin, East African Rift system, deduced from multichannel and high-resolution reflection seismic data and piston core evidence. *Basin Research*, 8(1), 1–28. 3.5, 4.2.1
- Lucke, K., Siebert, U., Lepper, P. A., & Blanchet, M.-A. (2009). Temporary shift in masked hearing thresholds in a harbor porpoise (*Phocoena phocoena*) after exposure to seismic airgun stimuli. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6), 4060–4070. 1.1
- Lutz, R., Kalka, S., Gaedicke, C., Reinhardt, L., & Winsemann, J. (2009). Pleistocene tunnel valleys in the German North Sea: spatial distribution and morphology [Pleistozäne Rinnen in der deutschen Nordsee: Verbreitung und Morphologie]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 160(3), 225–235. 3.1, 3.3
- Matsushima, J. (2006). Seismic wave attenuation in methane hydrate-bearing sediments: Vertical seismic profiling data from the Nankai Trough exploratory well, offshore Tokai, central Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 111(B10). 2.2.3, 3.5
- Matuschek, R. & Betke, K. (2009). Measurements of construction noise during pile driving of offshore research platforms and wind farms. In *Proceedings of the NAG/DAGA International Conference on Acoustics* (pp. 262–265). 1.1
- McMechan, G. A. & Yedlin, M. J. (1981). Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46(6), 869–874. 2.2.2
- Morgan, N. A. (1969). Physical properties of marine sediments as related to seismic velocities. *Geophysics*, 34(4), 529–545. 3.5
- Muckelmann, R. (1985). *Theoretische und experimentelle Untersuchungen von P- und S-Wellen in Sanden unter besonderer Berücksichtigung ihrer Dämpfungseigenschaften*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 3.5, 3.5, 3.5
- Muyzert, E. (2000). Scholte wave velocity inversion for a near surface S-velocity model and PS-statics. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000* (pp. 1197–1200). Society of Exploration Geophysicists. 2.2.2

- Müller, A. & Zerbs, C. (2011). Offshore-Windparks - Messvorschrift für Unterwasserschallmessungen, Aktuelle Vorgehensweise mit Anmerkungen. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, BSH, Hamburg. [1.2](#)
- Müller, C., Milkereit, B., Bohlen, T., & Theilen, F. (2002). Towards high-resolution 3D marine seismic surveying using Boomer sources. *Geophysical Prospecting*, 50(5), 517–526. [3.5](#)
- Müller, C., Woelz, S., Ersoy, Y., Boyce, J., Jokisch, T., Wendt, G., & Rabbel, W. (2009). Ultra-high-resolution marine 2D–3D seismic investigation of the Liman Tepe/Karantina Island archaeological site (Urla/Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 68(1), 124–134. [2.2](#)
- Nedwell, J. & Howell, D. (2004). A review of offshore windfarm related underwater noise sources. *Cowrie Rep*, 544, 1–57. [1.1](#)
- Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Detection of near-surface voids using surface wave. In *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 1999), Oakland, CA, March* (pp. 14–18). [2.2.3](#)
- Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., Ivanov, J., Hunter, J. A., Good, R., Burns, R., et al. (2000). Multichannel Analysis of Underwater Surface Waves Near Vancouver, BC, Canada. In *2000 SEG Annual Meeting: Society of Exploration Geophysicists*. [2.2.2](#)
- Petit, J.-R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735), 429–436. [3.1](#)
- Pinson, L. J., Henstock, T. J., Dix, J. K., & Bull, J. M. (2008). Estimating quality factor and mean grain size of sediments from high-resolution marine seismic data. *Geophysics*, 73(4), G19–G28. [2.1](#), [2.2.3](#)
- Prasad, M. & Meissner, R. (1992). Attenuation mechanisms in sands: Laboratory versus theoretical (Biot) data. *Geophysics*, 57(5), 710–719. [3.5](#), [3.5](#)
- Richardson, M. D. (2002). Variability of shear wave speed and attenuation in surficial marine sediments. In *Impact of Littoral Environmental Variability of Acoustic Predictions and Sonar Performance* (pp. 107–114). Springer. [3.5](#), [3.5](#), [3.5](#)
- Ritzwoller, M. H. & Levshin, A. L. (2002). Estimating shallow shear velocities with marine multicomponent seismic data. *Geophysics*, 67(6), 1991–2004. [2.2.2](#)

- Robertson, P. (2009). Interpretation of cone penetration tests – a unified approach. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(11), 1337–1355. 2.2.1
- Robertson, P. (2010). Soil behaviour type from the CPT: an update. In *2nd International symposium on cone penetration testing* (pp. 2–56). 2.2.1
- Robertson, P., Campanella, R., & Wightman, A. (1983). SPT-CPT Correlations. *Journal of Geotechnical Engineering*. 3.5
- Ru-Shan, W. (1982). Attenuation of short period seismic waves due to scattering. *Geophysical Research Letters*, 9(1), 9–12. 1.3
- Sain, K., Singh, A., Thakur, N., & Khanna, R. (2009). Seismic quality factor observations for gas-hydrate-bearing sediments on the western margin of India. *Marine Geophysical Researches*, 30(3), 137–145. 2.2.3
- Schnabel, C. & Naumann, M. (2012). Geopotenzial Deutsche Nordsee (GPDN): Baugrundschnitte des deutschen Nordseesektors, Baugrundschnitt 8. <http://www.gpdn.de/iwilma.ashx?request=getMedia&ts=635204597832030000&mediaId=1164>. 3.5, 3.40, 4.3.3
- Schoenberger, M. & Levin, F. (1974). Apparent attenuation due to intrabed multiples. *Geophysics*, 39(3), 278–291. 1.3
- Schön, J. (1983). *Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen*. F. Enke. 3.5
- Schön, J. (2004). *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics*, volume 18. Elsevier. 3.4.1, 3.5, 3.5
- Schön, J. (2011). *Physical properties of rocks: A workbook*, volume 8. Elsevier. 3.5
- Sejrup, H., Larsen, E., Landvik, J., King, E., Hafliðason, H., & Nesje, A. (2000). Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), 667–685. 3.1
- Sherrif, R. & Geldart, L. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge University Press USA. 2.2.1, 2.2.1
- Shumway, G. (1958). Sound Velocity vs Temperature in Water-Saturated Sediments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 30(7), 684–684. 3.5
- Shumway, G. (1960). Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method-Part II. *Geophysics*, 25(3), 659–682. 3.5

- Spencer, T., Sonnad, J., & Butler, T. (1982). Seismic Q – stratigraphy or dissipation. *Geophysics*, 47(1), 16–24. [2.1](#)
- Spletstößer, S. (2015). *High-frequency Sources for Near-Surface Seismic Experiments*. Masterarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. [3.5](#)
- Stephen, R. (2001). Data report: Physical properties measurements in ODP Hole 735B. In *Proc. ODP., Sci. Results*, volume 176. [2.5](#)
- Stoll, R. D. (1974). Acoustic waves in saturated sediments. In *Physics of sound in marine sediments* (pp. 19–39). Springer. [2](#)
- Stolt, R. (1978). Migration by Fourier transform. *Geophysics*, 43(1), 23–48. [3.5](#)
- Streif, H. (2004). Sedimentary record of Pleistocene and Holocene marine inundations along the North Sea coast of Lower Saxony, Germany. *Quaternary International*, 112(1), 3–28. [3.1](#), [3.1](#)
- Suyama, K., Imai, T., Ohtomo, H., Ohta, K., Oishi, Y., et al. (1984). Surveying Subsurface Structure of Soft Ground Using the SH-wave Seismic Reflection Method In Combination With VSP. In *1984 SEG Annual Meeting: Society of Exploration Geophysicists*. [3.5](#), [3.42](#)
- Syvitski, J. P. & Praeg, D. B. (1989). Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary and adjoining areas, Eastern Canada: an overview based on high-resolution seismo-stratigraphy. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), 291–310. [3.5](#), [4.2.1](#)
- Tenzer, R. & Gladkikh, V. (2014). Assessment of density variations of marine sediments with ocean and sediment depths. *The Scientific World Journal*, 2014. [3.5](#)
- Toksöz, M. N. & Johnston, D. H. (1981). *Seismic wave attenuation*. Number 2. Society of Exploration Geophysicists. [2.1](#), [2.1](#)
- Tonn, R. (1988). *Die Bestimmung der seismischen Güte Q: Ein Vergleich unterschiedlicher Berechnungsmethoden*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. [2.1](#), [2.2.3](#)
- Tonn, R. (1989). Comparison of seven methods for the computation of Q. *Physics of the earth and planetary interiors*, 55(3), 259–268. [2.2.3](#)
- Tougaard, J., Carstensen, J., Teilmann, J., Skov, H., & Rasmussen, P. (2009). Pile driving zone of responsiveness extends beyond 20 km for harbor porpoises (*Phocoena phocoena* (L.)). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 126(1), 11–14. [1.1](#)

- Tullos, F. N. & Reid, A. C. (1969). Seismic attenuation of Gulf Coast sediments. *Geophysics*, 34(4), 516–528. 3.5
- Vagle, S. (2003). On the impact of underwater pile-driving noise on marine life. *Ocean Science Productivity Division, Institute of Ocean Sciences, DFO/Pacific*. 1.1
- Van Dalssen, W., Doornenbal, J., Dortland, S., & Gunnink, J. (2006). A comprehensive seismic velocity model for the Netherlands based on lithostratigraphic layers. *Netherlands Journal of Geosciences*, 85(4), 277. 3.5
- Walsh, J. (1968). Attenuation in partially melted material. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 2209–2216. 2.1
- Wang, R. (1999). A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3), 733–741. 2.2.2, 4.1.2
- White, J. (1966). Static friction as a source of seismic attenuation. *Geophysics*, 31(2), 333–339. 2.1
- White, J. E. (1983). *Underground sound: Application of seismic waves*, volume 253. Elsevier Amsterdam. 2.1
- Wilke, F., Klose, K., & Bellmann, M. (2012). ESRa-Evaluation von Systemen zur Rammschallminderung an einem Offshore-Testpfahl. *Technischer Abschlussbericht im Auftrag vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit*. 1.2, 1.4, 1.5, 1.6, 1.3
- Wilken, D. (2009). *Zur Anwendung von Schwarmintelligenz-Optimierung auf die Dispersionsanpassung von Scholtewellen*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 2.2.2
- Wilken, D. & Rabbel, W. (2012). On the application of Particle Swarm Optimization strategies on Scholte-wave inversion. *Geophysical Journal International*, 190(1), 580–594. 2.2.2
- Wilken, D., Wölz, S., Müller, C., & Rabbel, W. (2009). FINOSEIS: A new approach to offshore-building foundation soil analysis using high resolution reflection seismic and Scholte-wave dispersion analysis. *Journal of Applied Geophysics*, 68(1), 117–123. 3.5
- Willert-Arndt, S. (2009). *Seismische Untersuchungen zur geotektonischen Entwicklung des deutschen Nordsee-Beckens*. Dissertation, Kiel, Christian-Albrechts-Universität. 3.5, 3.39

Abbildungsverzeichnis

1.1. Windparks in der Nordsee	2
1.2. Gründungsarten	4
1.3. Hydraulischer Hammer	5
1.4. Frequenzspektrum einer Rammung	6
1.5. Minderungswirkung verschiedener Schallschutzsysteme	7
1.6. Frequenzvergleich verschiedener Schallschutzsysteme	8
1.7. Unterlaufen des Schallschutzes	9
1.8. Amplitudenabnahme im Boden	11
2.1. Geophysikalische Methoden und Datenbeispiele	18
2.2. Beispiel einer Einkanal-Boomer-Messung	20
2.3. Signalisierung von Scholtewellen für die Inversion	24
2.4. Phasen-Langsamkeits-Spektrum der Scholtewellen	25
2.5. Schema der Spektrendivisionsmethode	28
2.6. Signalisierung von Kopfwellen.	30
2.7. Signalisierung von Scholtewellen für die Spektrendivision	32
2.8. Dispersionskorrektur von Scholtewellen	33
2.9. Frequenzspektrum der isolierten Kopfwellen	34
2.10. Frequenzspektrum der isolierten Scholtewellen	34
2.11. Frequenzspektren zweier Kopfwellensignale	35
2.12. Spektrendivision zweier Kopfwellensignale	36
2.13. Spektrendivision zweier Scholtewellensignale	37
3.1. Glaziale und Interglaziale	40
3.2. Ausdehnung der Vergletscherung	41
3.3. Eiszeitliche Strukturen in seismischen Daten	42
3.4. Messgebiet im Windpark BO1	45
3.5. Voruntersuchung: Reflexions- und weitwinkelseismische Profile	46
3.6. Drucksondierung und Bodenprofil	47
3.7. Geologische Interpretation am Pfahlstandort	48
3.8. Meeresbodenkorrektur des reflexionsseismischen Profils	50
3.9. Weitwinkelseismisches Profil und direkte Welle	51
3.10. Reflexionsseismik und Drucksondierung mit Horizonten	52
3.11. Länge des Boomersignals	53

3.12. Scherwellengeschwindigkeiten aus der Inversion	57
3.13. Spektrendivisionskurven und ihre lineare Anpassung für Kopfwellen	58
3.14. Häufigkeitsverteilung der Q_p -Werte für alle Spurkombinationen . . .	59
3.15. Häufigkeitsverteilung der Q_p -Werte für $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$	59
3.16. Häufigkeitsverteilung der Q_p -Werte für $Q_p > 0$ und $R^2 > 99\%$	60
3.17. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand für $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$	60
3.18. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand für $Q_p > 0$ und $R^2 > 99\%$	61
3.19. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset für $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$	61
3.20. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset für $Q_p > 0$ und $R^2 > 95\%$, veränderte Farbskala	62
3.21. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset für $Q_p > 0$ und $R^2 > 99\%$	62
3.22. Quantile der Q_p -Werte	64
3.23. Energiemaximum des p - f -Spektrums	65
3.24. Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für $Q_s > 0$	67
3.25. Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für $Q_s > 0$ und $R^2 > 30\%$	68
3.26. Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für $Q_s > 0$ und $R^2 > 50\%$	68
3.27. Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für $Q_s > 0$ und $R^2 > 70\%$	69
3.28. Häufigkeitsverteilung der Q_s -Werte für $Q_s > 0$ und $R^2 > 90\%$	69
3.29. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand für $Q_s > 0$	70
3.30. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand für $Q_s > 0$ und $R^2 > 70\%$	70
3.31. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset für $Q_s > 0$	71
3.32. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset für $Q_s > 0$ mit anderer Farbskala	71
3.33. Qualitätsfaktor in Abhängigkeit vom Spurabstand und Profil-Offset für $Q_s > 0$ und $R^2 > 70\%$	72
3.34. Ausschnitt der Abbildung 3.33	72
3.35. Quantile der Q_s -Werte	74
3.36. Moduln in Abhängigkeit von der Tiefe	74
3.37. Geschwindigkeitsverhältnis in Abhängigkeit von der Tiefe	75
3.38. Geschwindigkeitsverhältnis in Abhängigkeit von der Poissonzahl . .	75
3.39. Geschwindigkeitskarte für das Miozän	78
3.40. Boomer-Profil aus dem GPDN	80
3.41. Güte der v_s -Bestimmung	83
3.42. V_s -Werte korreliert mit dem N-Wert	84

3.43. V_s -Werte korreliert mit dem Vortrieb	85
3.44. V_s -Werte korreliert mit der Drucksondierung	86
3.45. V_s -Werte in Abhängigkeit des Spitzenwiderstands	86
3.46. Fresnelvolumen	88
3.47. Geschwindigkeiten aus den Energiemaxima	91
4.1. Arbeitsschritte bei der Modellierung	98
4.2. Simulation eines Rammschlages	99
4.3. Frequenzspektren eines Rammschlages aus dem Windpark BO1	104
4.4. Resampling des Anregungssignals	105
4.5. Originale Anregungssignale	106
4.6. Bearbeitete Signale für die Wassersäule	107
4.7. Form der Anregungssignale	109
4.8. Maxima der Anregungssignale mit Anpassungskurven	109
4.9. Zylindrische Anpassung	110
4.10. Lineare Anpassung	111
4.11. SEL-Kurven für alle Konfigurationen	115
4.12. Balkendiagramm der Pegeldifferenzen	116
4.13. Ungeglättete Abklingkurve im Windpark BO1	123
4.14. Geglättete Abklingkurve im Windpark BO1	124
4.15. Sedimentverteilung im deutschen Nordseesektor	125
4.16. Reflexionsseismische Datenbeispiele zu Mächtigkeit der obersten Schicht in der Nordsee	126
A.1. Automatisierung der Rechnungsdurchläufe	i

Tabellenverzeichnis

2.1. Header-Informationen der seismischen Sektion	37
2.2. Matrix der Header-Informationen	38
3.1. Zweiweglaufzeiten, Tiefen und Geschwindigkeiten	49
3.2. Schichttiefen und P-Wellen-Geschwindigkeiten	54
3.3. Schichtmächtigkeiten aus der Drucksondierung	55
3.4. Tiefen und Scherwellengeschwindigkeiten	55
3.5. Quantile der Q_p -Werte	66
3.6. Q_s -Werte für verschiedene Bestimmtheitsmaße	73
3.7. Quantile der Q_s -Werte	76
3.8. Dichtewerte mit Schichttiefen	95
3.9. Ermitteltes Bodenmodell im Windpark BO1	95
4.1. Parameterwerte für das Abtastintervall	100
4.2. Parametereinstellungen in QSEIS	101
4.3. Bodenmodell im Windpark BO1 für die Modellierungen	102
A.1. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 1	ii
A.2. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 2	iii
A.3. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 3	iv
A.4. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 4	v
A.5. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 5	vi
A.6. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 6	vii
A.7. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 7	viii
A.8. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 8	ix
A.9. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 9	x
A.10. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 10	xi
A.11. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 11	xii
A.12. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 12	xiii
A.13. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 13	xiv
A.14. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 14	xv
A.15. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 15	xvi
A.16. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 16	xvii
A.17. Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 17	xviii

A.18.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 18	xix
A.19.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 19	xx
A.20.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 20	xxi
A.21.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 21	xxii
A.22.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 22	xxiii
A.23.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 23	xxiv
A.24.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 24	xxv
A.25.Bodenmodell und SEL-Kurve für Konfiguration 25	xxvi

A. Anhang

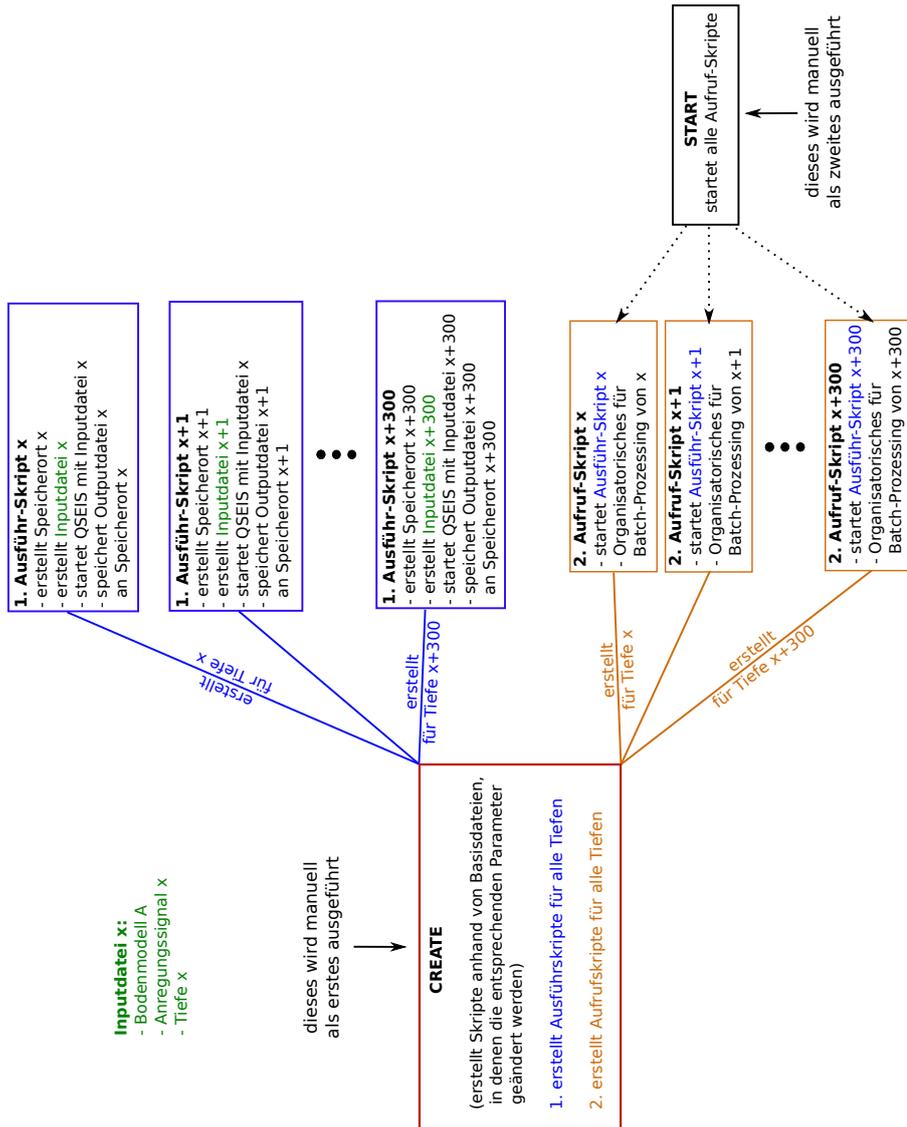
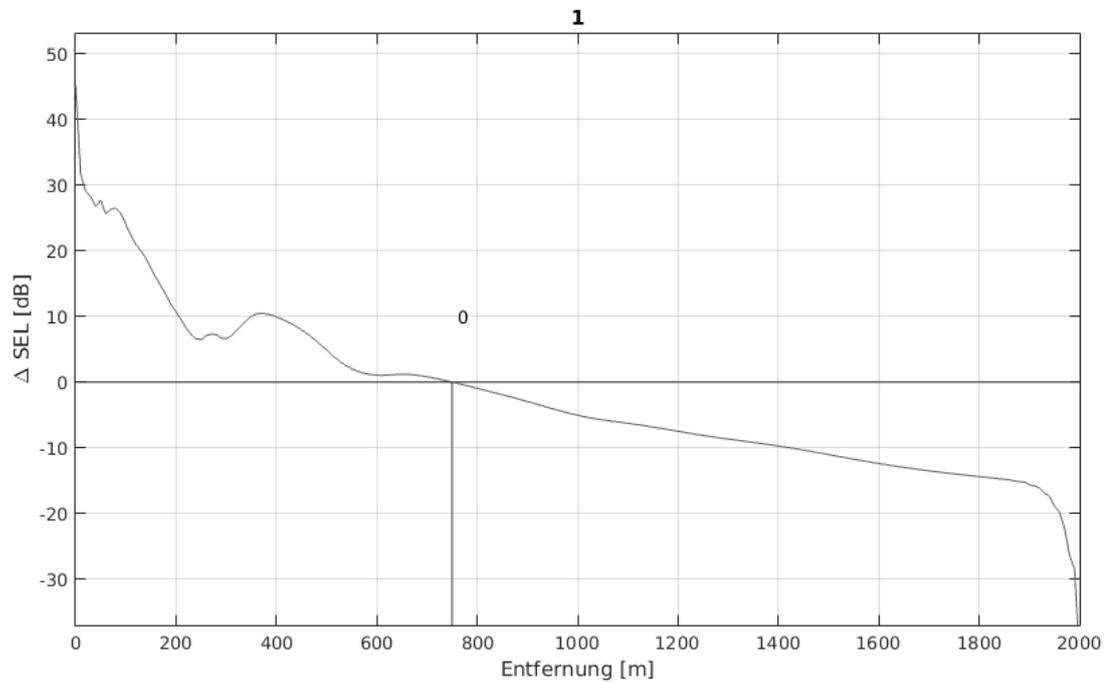
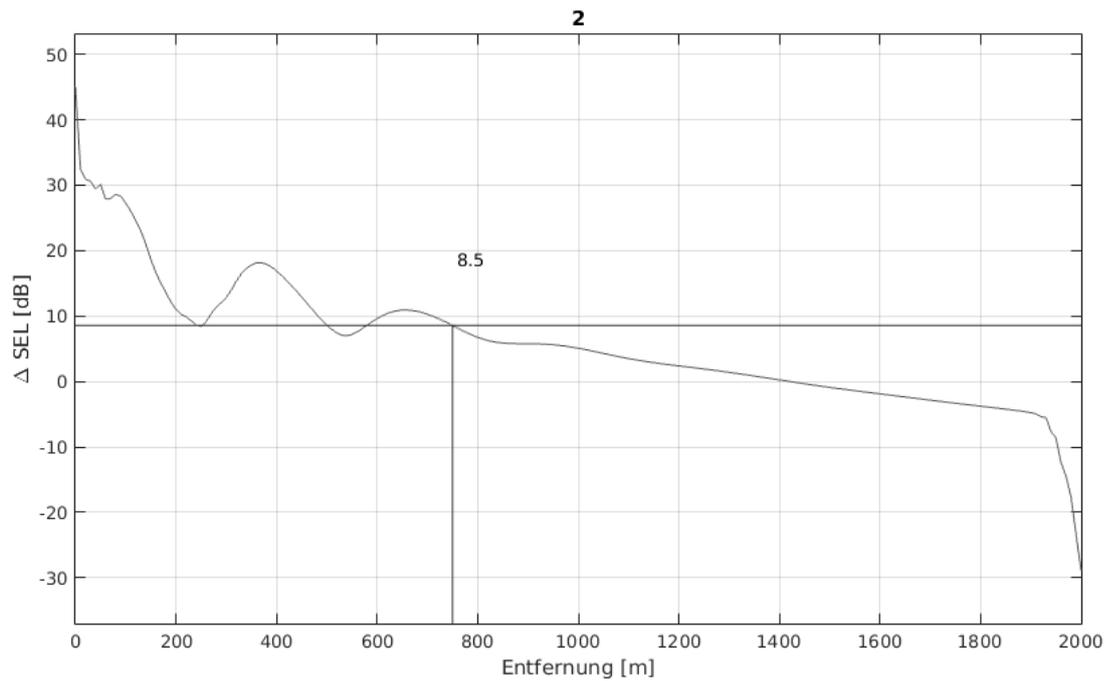


Abbildung A.1 – Automatisierung der Rechnungsdurchläufe.



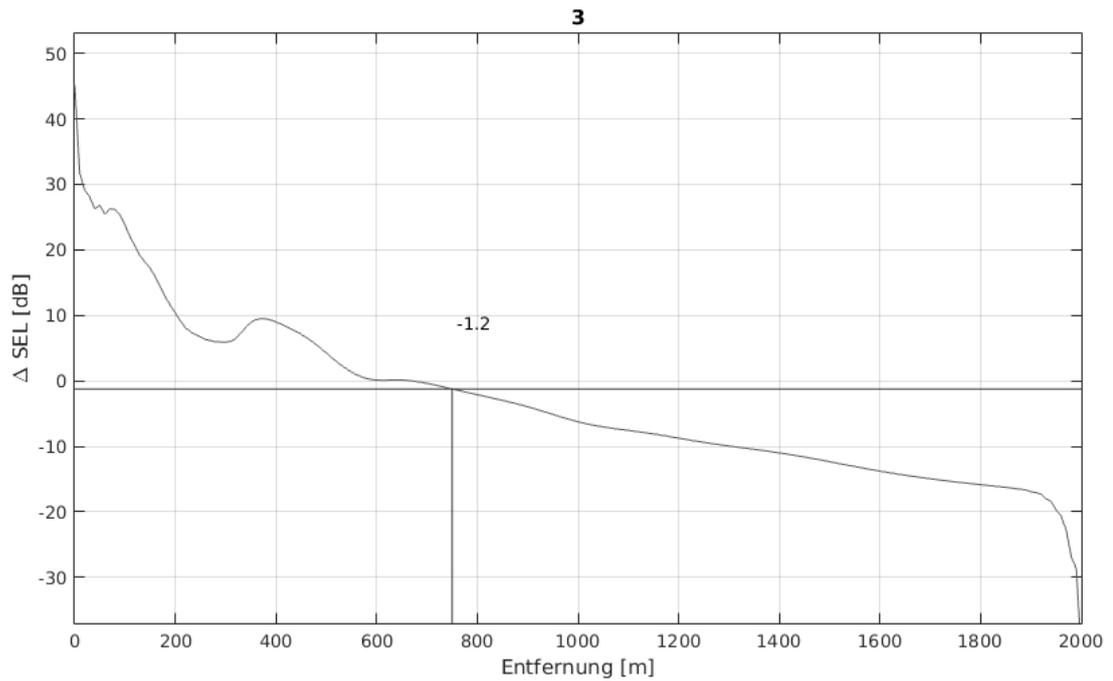
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.1 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 1.



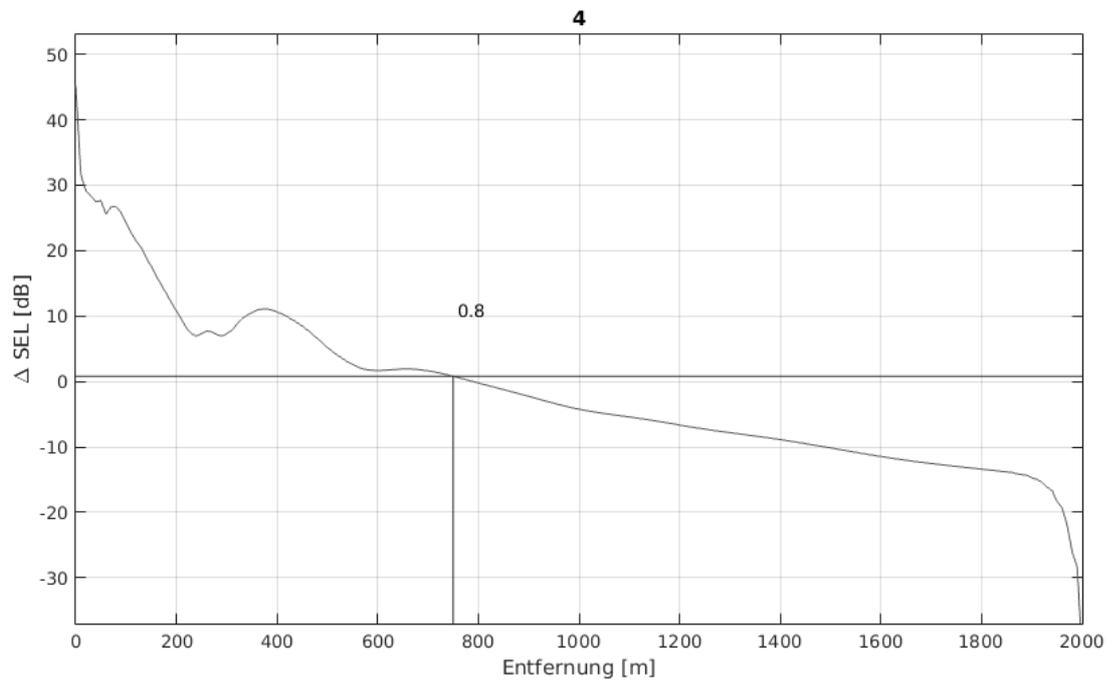
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1550	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.2 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 2. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



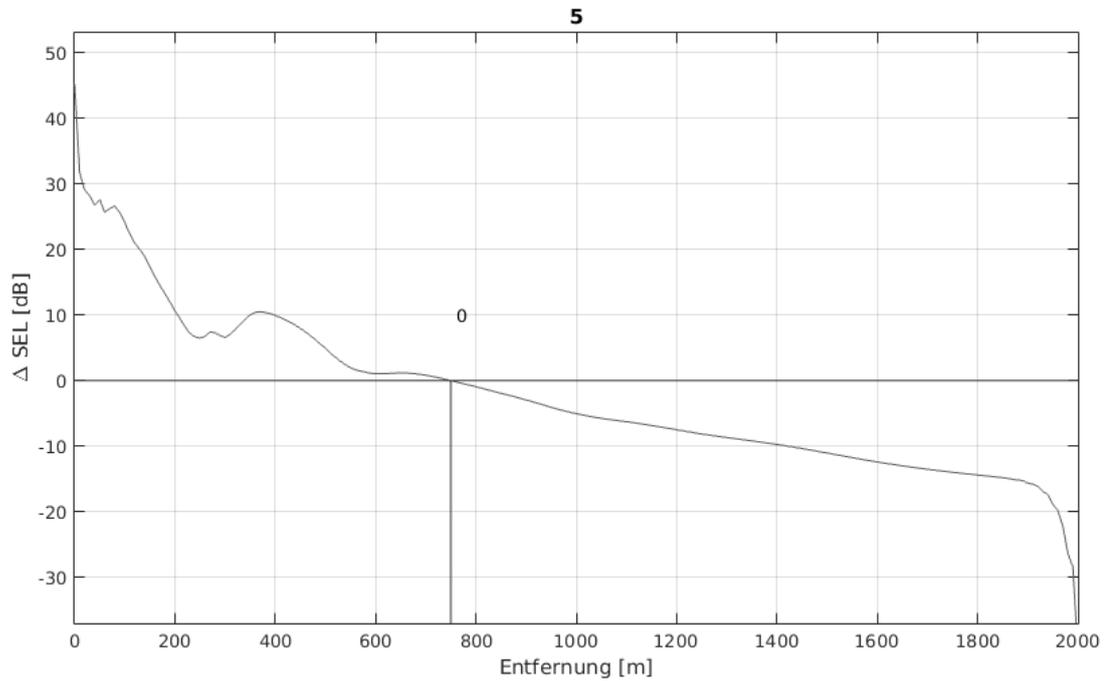
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1630	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.3 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 3. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



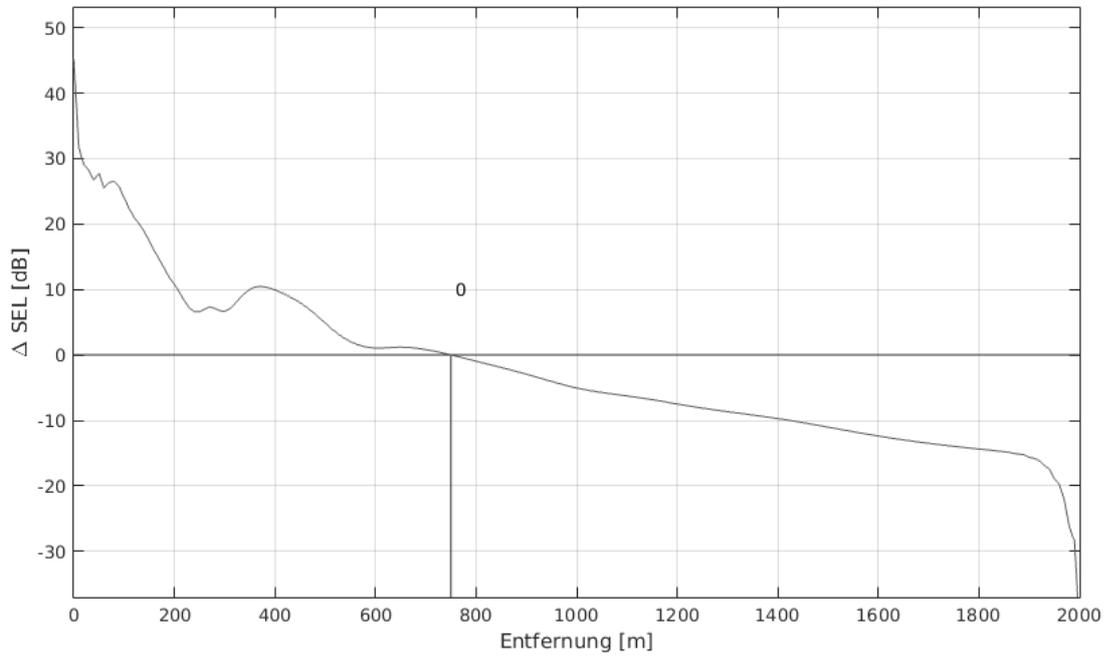
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1730	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.4 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 4. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



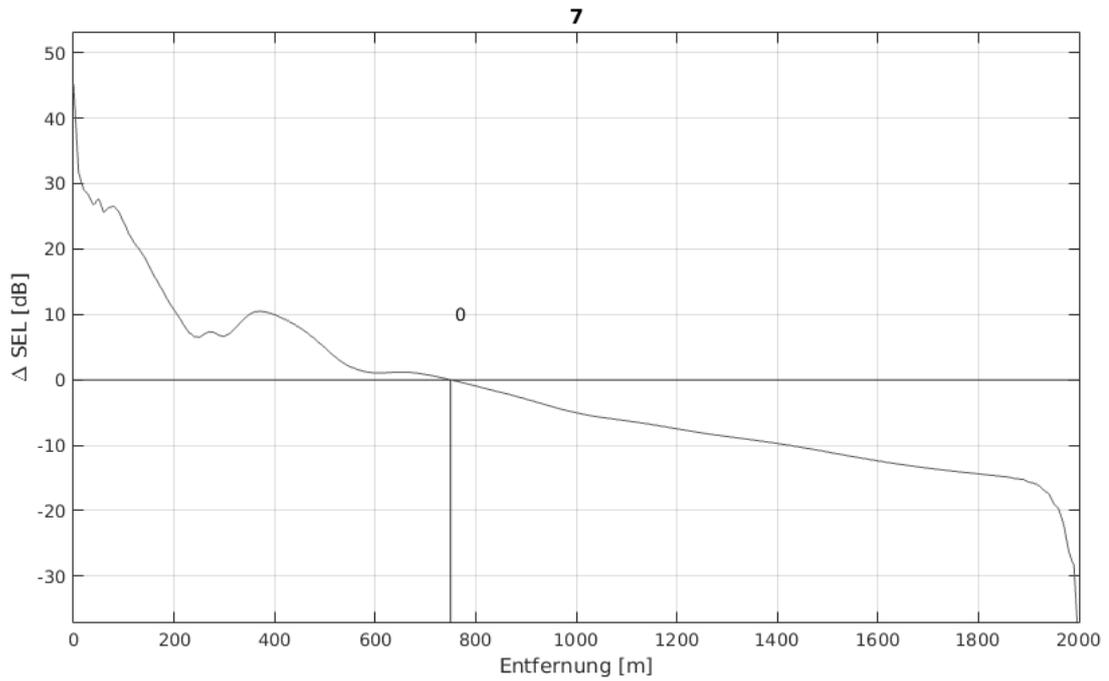
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1890	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.5 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 5. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



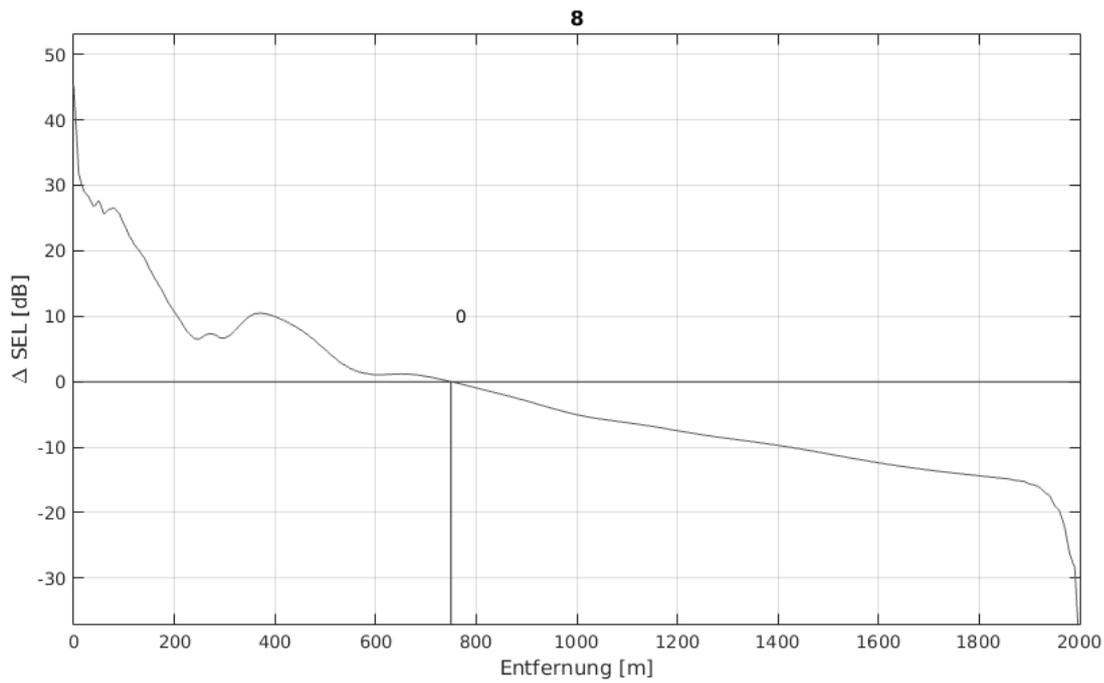
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1990	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.6 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 6. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



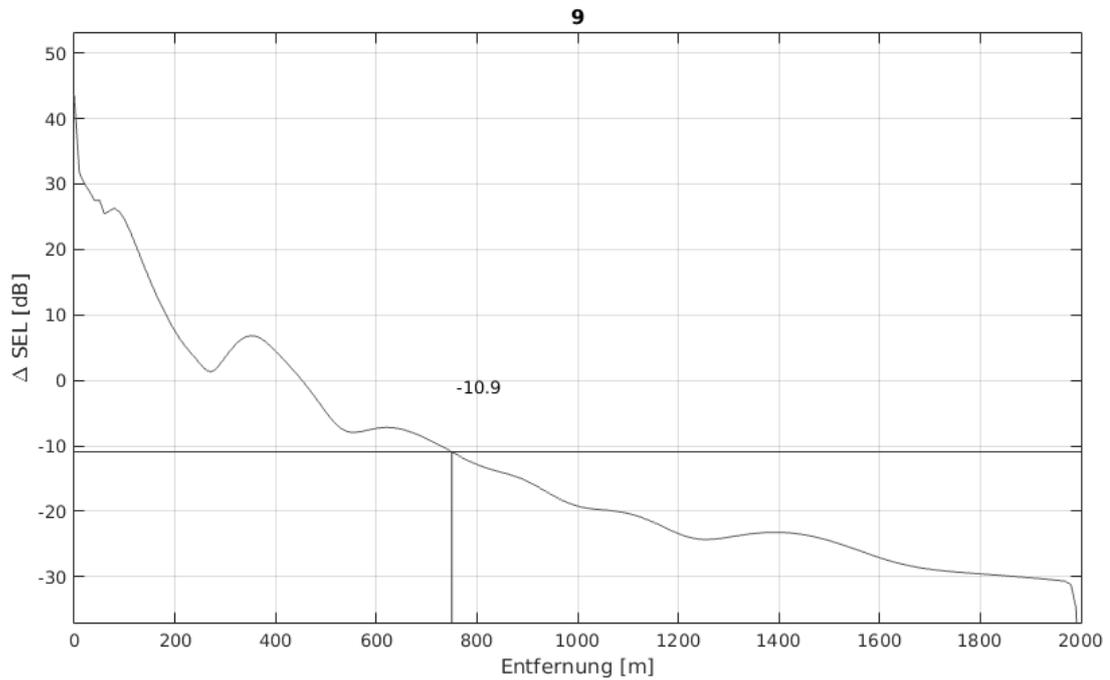
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2000	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.7 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 7. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



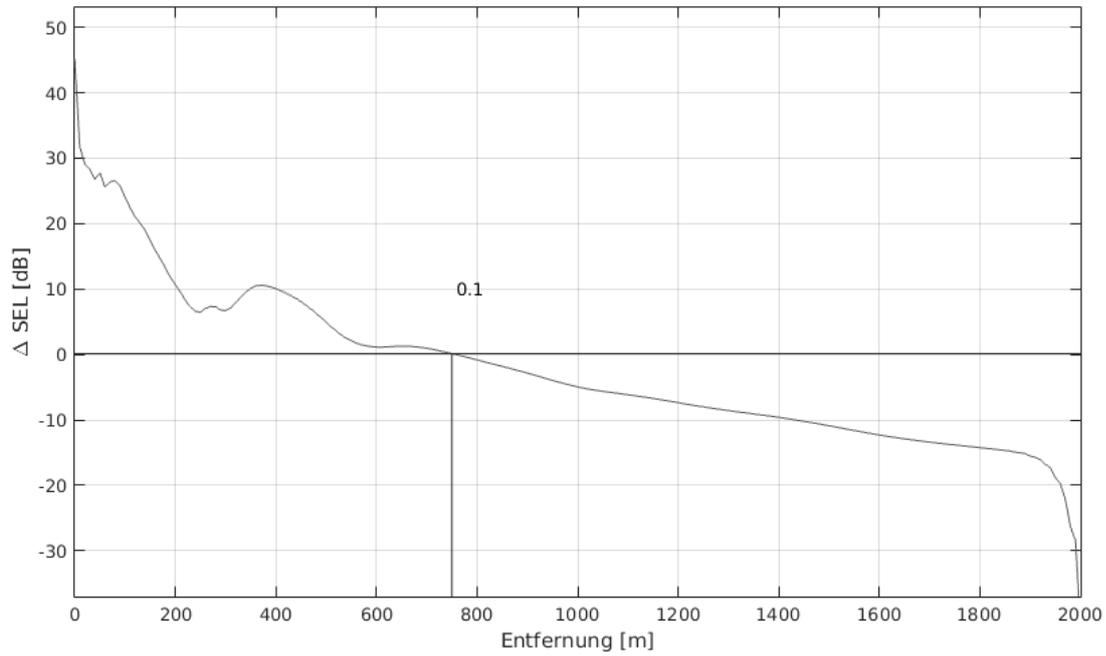
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2100	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.8 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 8. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



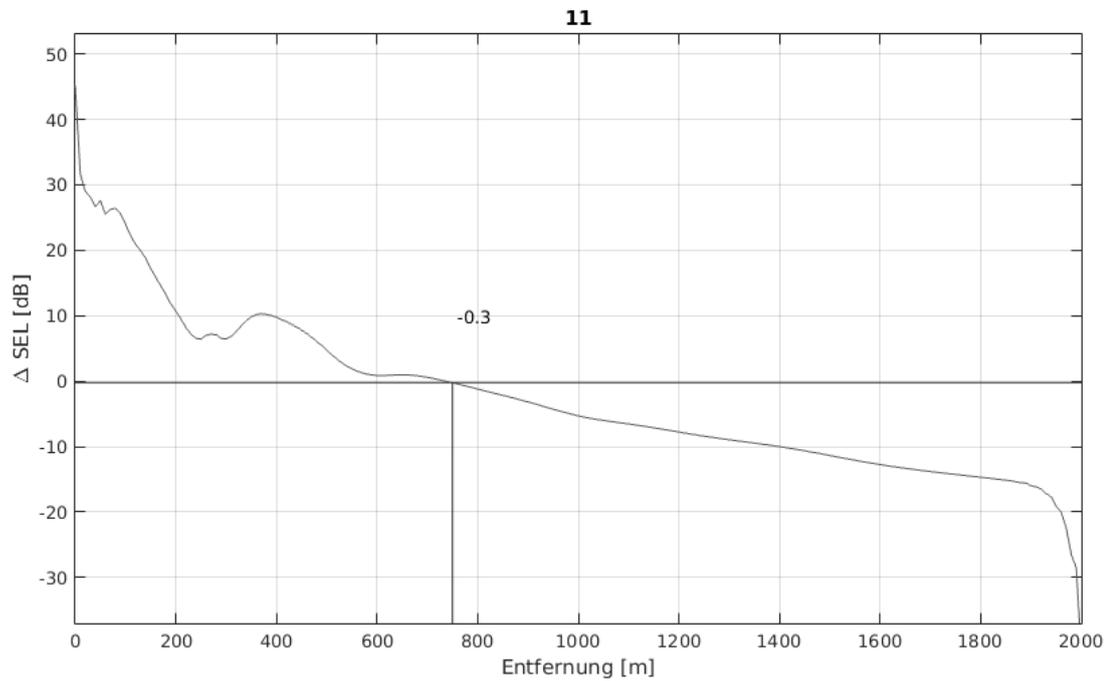
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.9 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 9. Die Übertragung im Boden ist ausgeschaltet, die Parameter sind unverändert wie in Konfiguration 1.



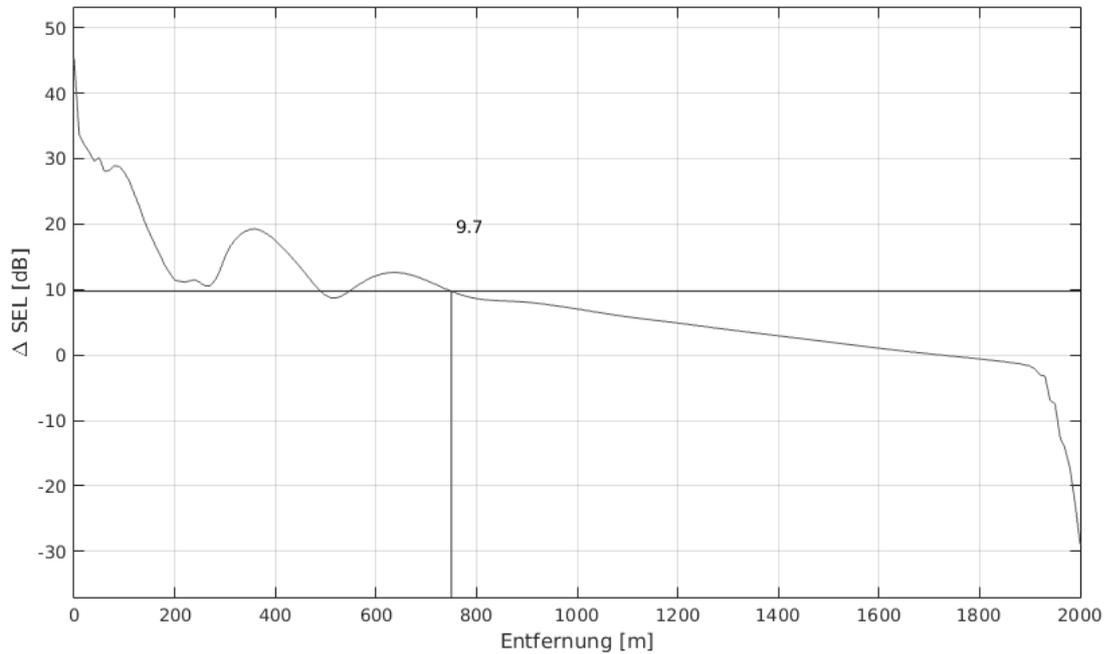
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	60	1700	38	9
	4		125			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.10 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 10. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



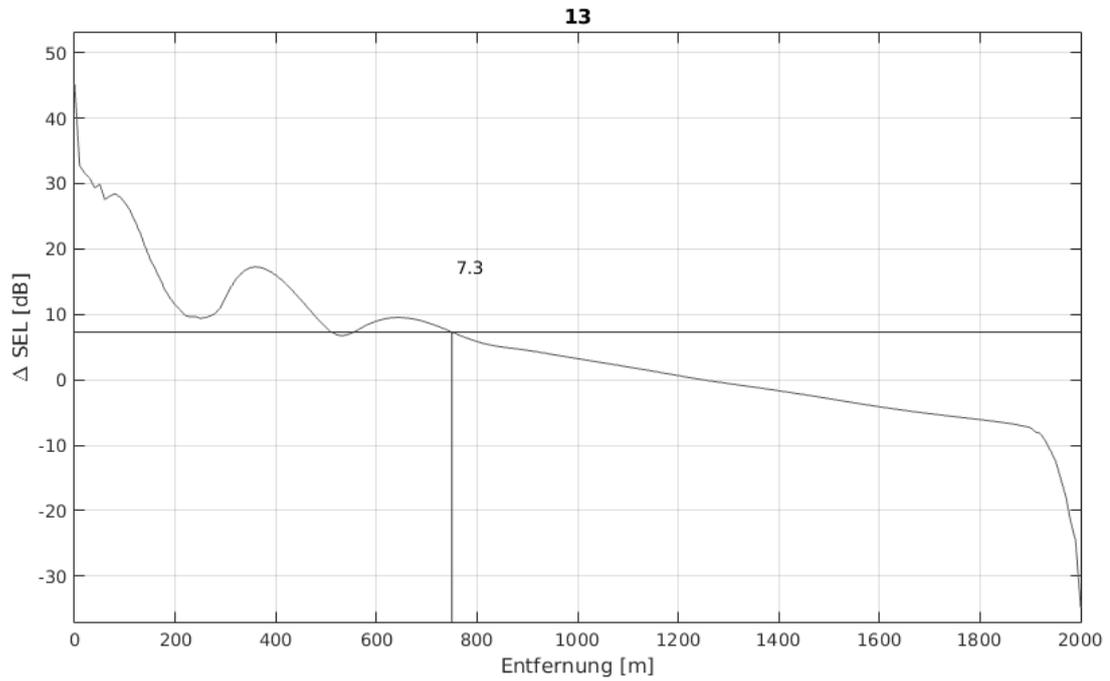
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	130	1700	38	9
	4		195			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.11 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 11. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



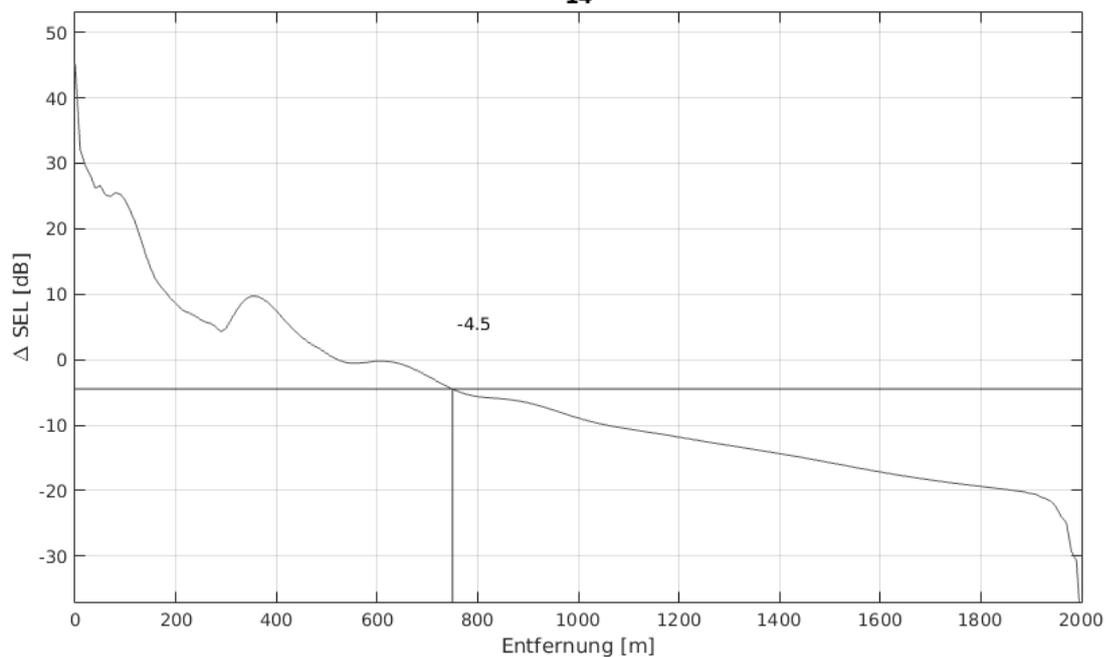
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	1		160			
2	1	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.12 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 12. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



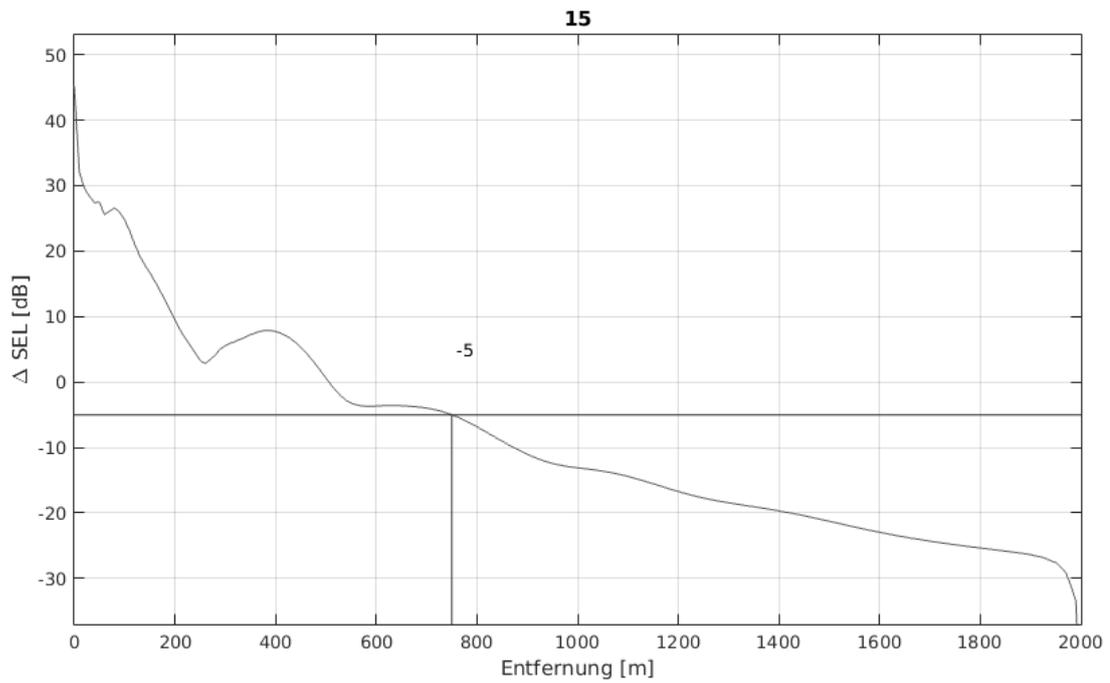
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	2		160			
2	2	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.13 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 13. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



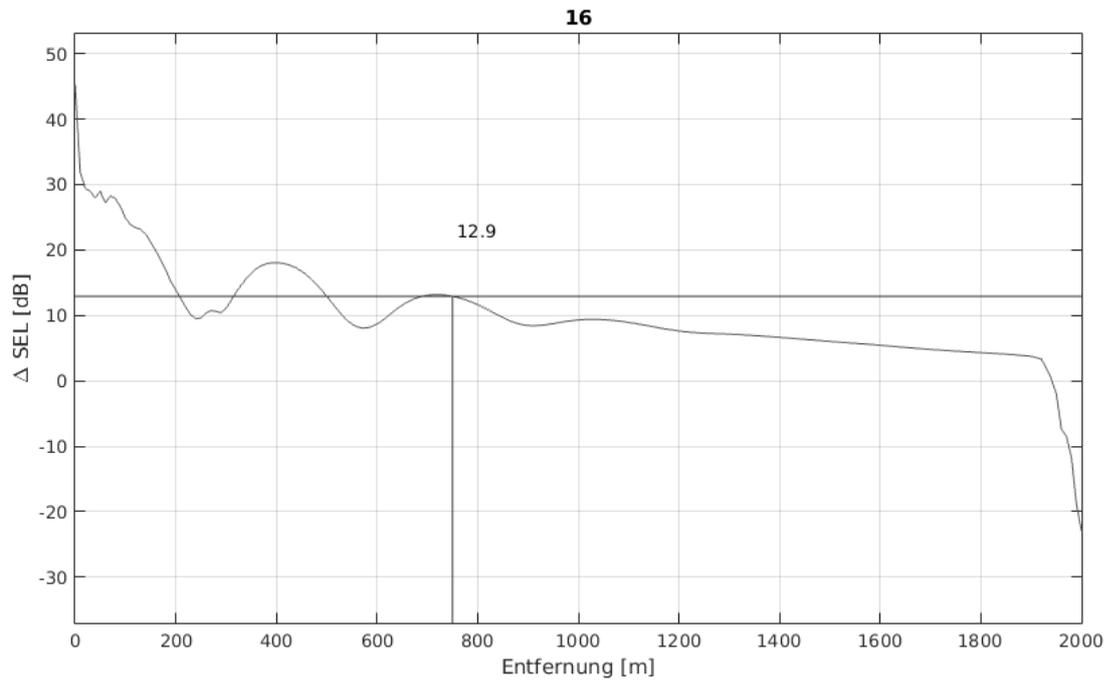
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	6		160			
2	6	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.14 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 14. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



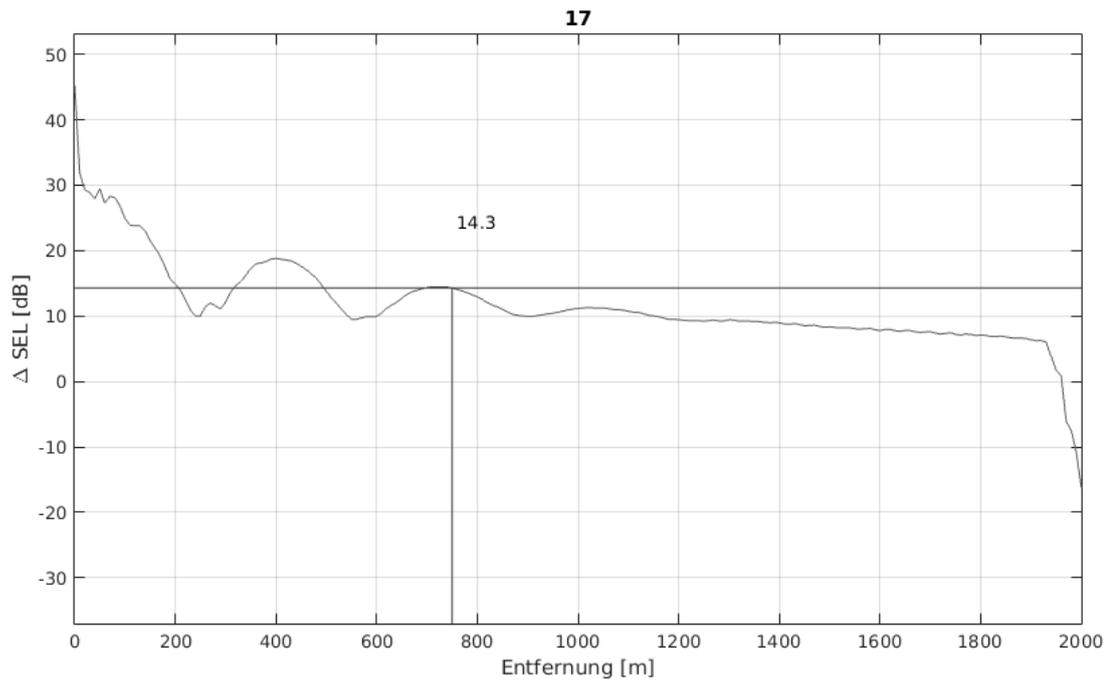
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	10		160			
2	10	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.15 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 15. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



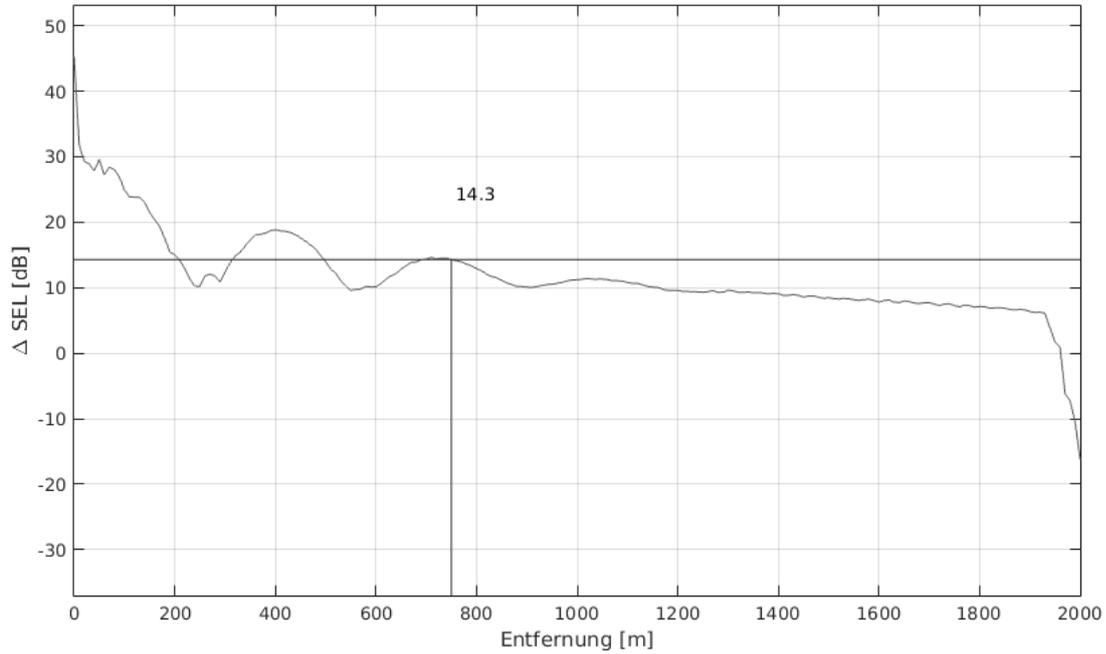
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	5000	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.16 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 16. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



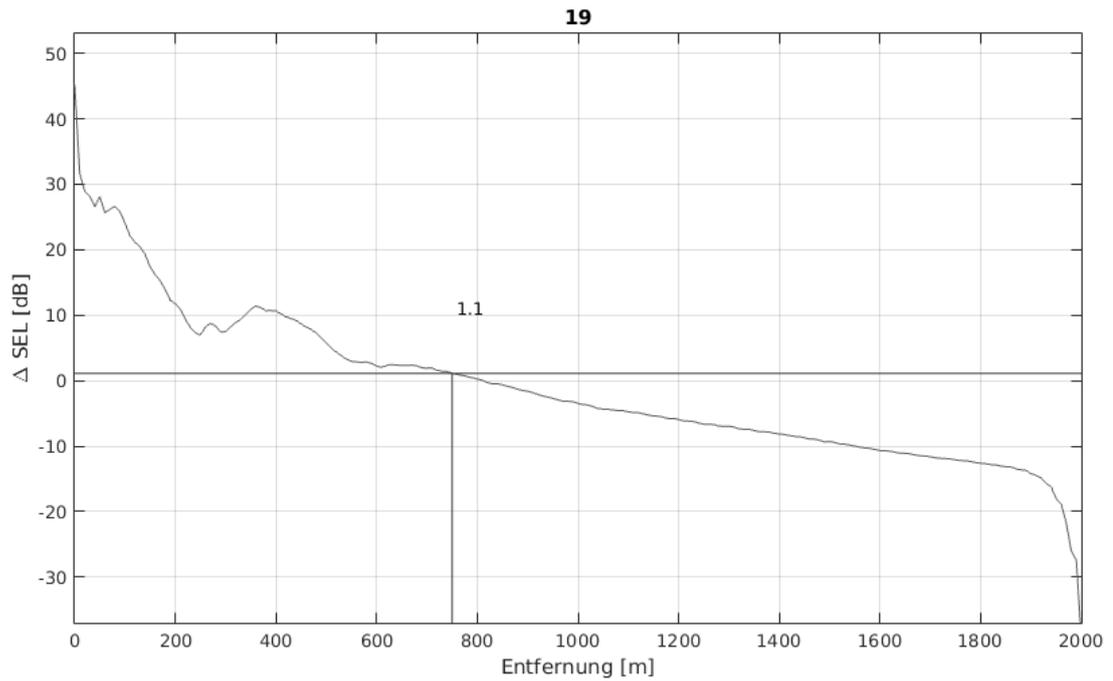
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	5000	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	5000	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.17 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 17. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



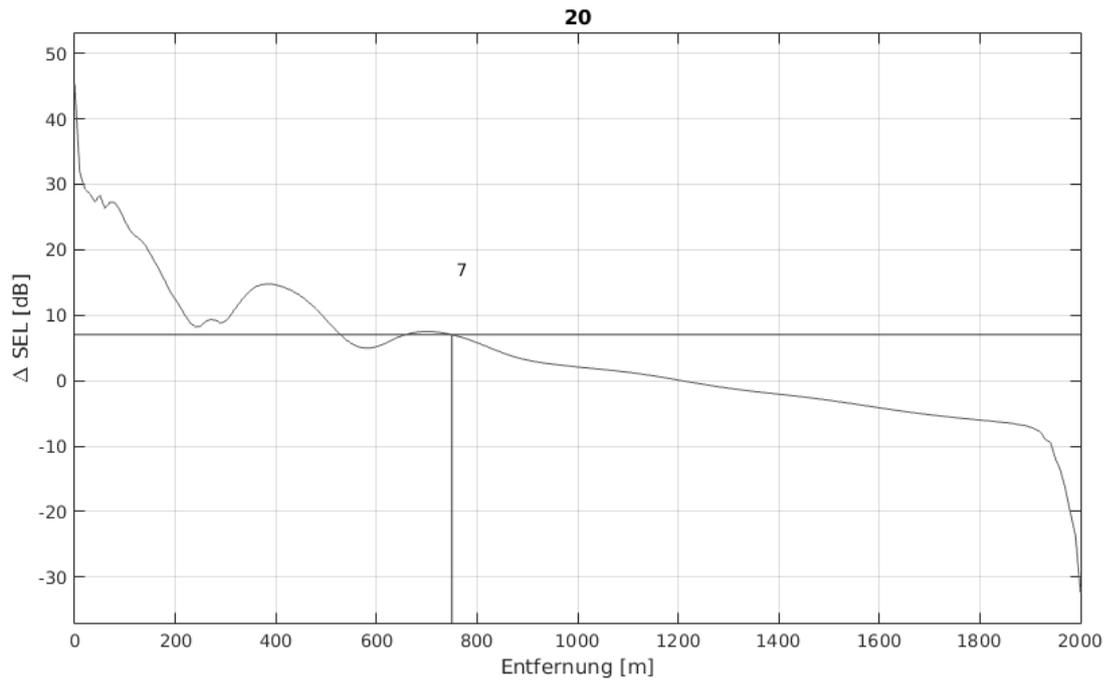
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	5000	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	5000	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	5000	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.18 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 18. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



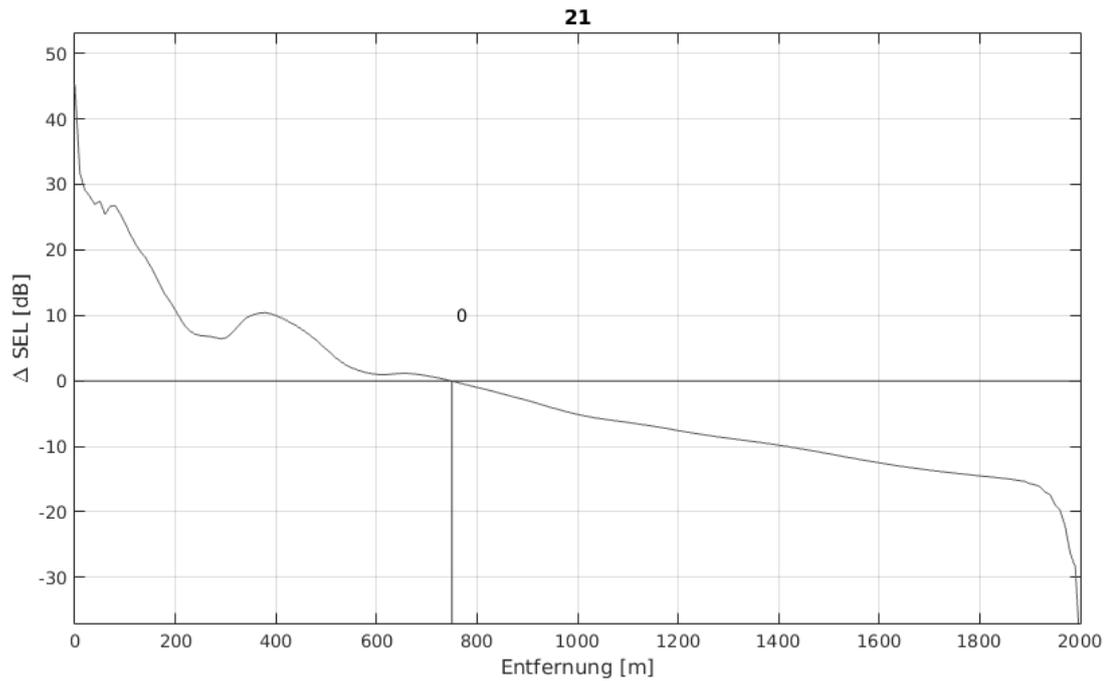
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	5000	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.19 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 19. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



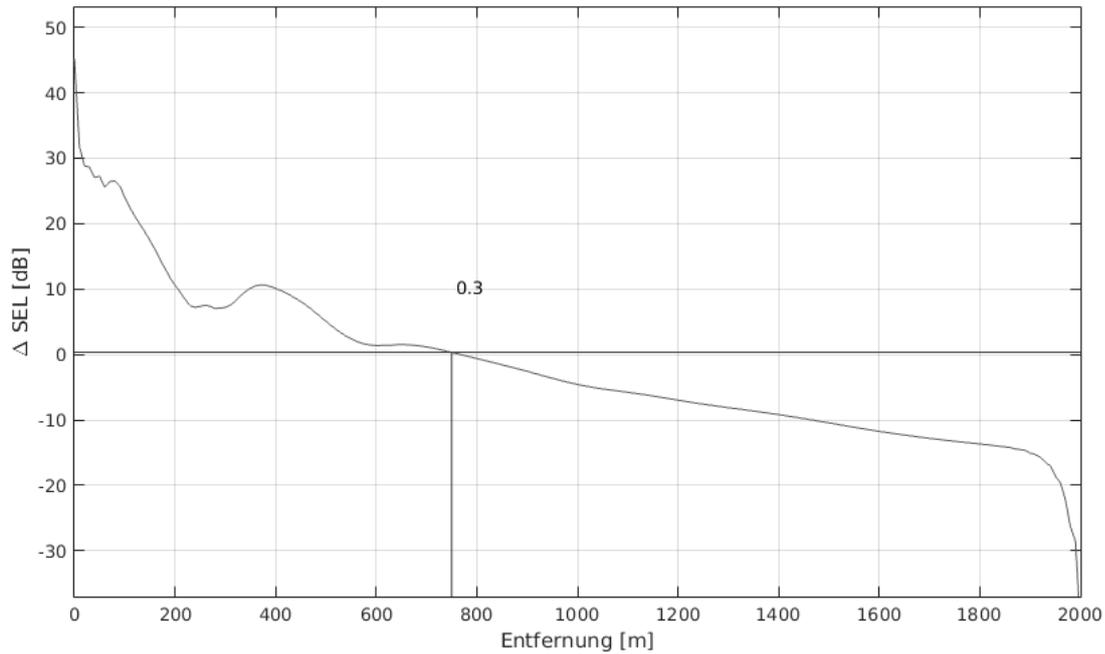
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	100	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.20 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 20. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



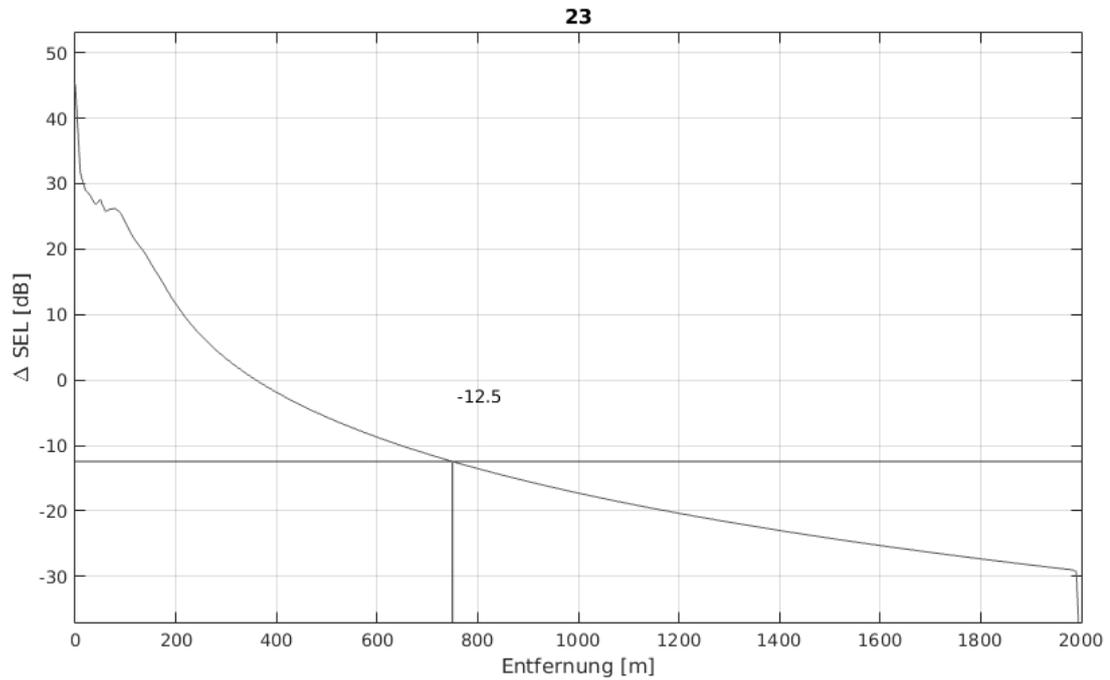
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	18		270			
3	18	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.21 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 21. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



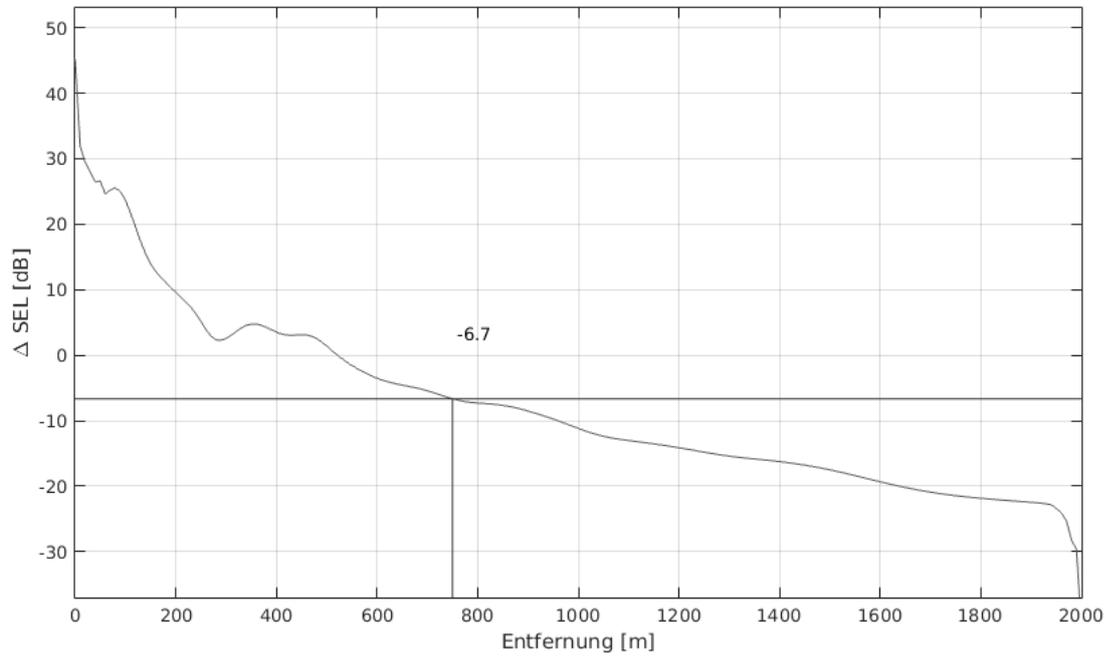
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	7		270			
3	7	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.22 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 22. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



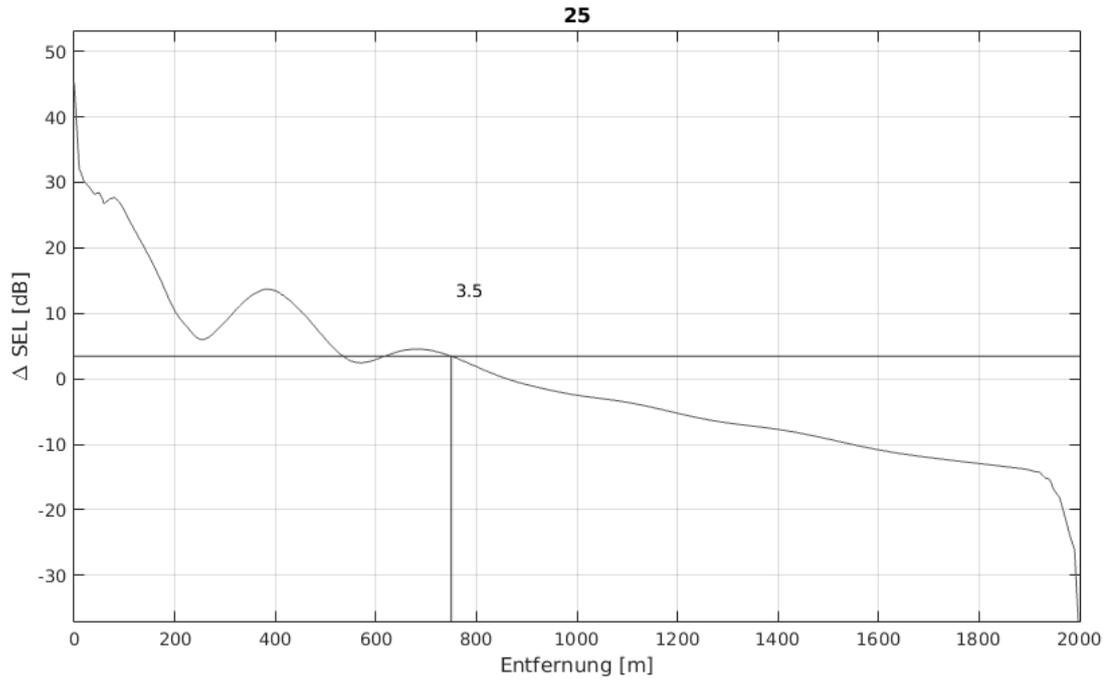
Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1680	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1940	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	2050	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.23 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 23. Multiple Reflexionen im Wasser sind ausgeschaltet, die Parameter sind unverändert wie in Konfiguration 1.



Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	4		160			
2	4	1550	240	1900	38	9
	12		270			
3	12	1600	300	2000	38	9
	22		310			
4	22	1650	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.24 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 24. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.



Schicht	Tiefe	P-Wellen-Geschwindigkeit	S-Wellen-Geschwindigkeit	Dichte	seism. Güte (P)	seism. Güte (S)
Nr.	D [m]	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	Q_p	Q_s
0 Wasser	-40	1482	10	1000	19000	1
	0		10			
1	0	1482	95	1700	38	9
	2		160			
2	2	1550	240	1900	38	9
	4		270			
3	4	1600	300	2000	38	9
	12		310			
4	12	1650	320	2100	38	9
	3000		390			

Tabelle A.25 – Modellierung: Bodenmodell und resultierende SEL-Kurve für Konfiguration 25. Variierte Parameter sind fettgedruckt markiert.

Danksagung

So viele Menschen haben mich während der Anfertigung dieser Arbeit auf die ein oder andere Weise unterstützt. Dafür möchte ich mich herzlich bedanken! Ein besonderer Dank geht dabei an

- **Herrn Prof. Dr. Wolfgang Rabbel** für die Betreuung der Arbeit, die vielen Anregungen und stets neue Blickwinkel
- **Herrn Prof. Dr. Sebastian Krastel-Gudegast** für die Erstellung des Zweitgutachtens und die wunderbar freundliche Zusage dafür
- **Dr. Dennis Wilken** für viele Gespräche, hilfreiche Gedanken und große Geduld mit all meinen Fragen, aber auch für unvergessliche Schiffsfahrten und die nachmittägliche Kaffeepausenbegleitung
- **Dr. Martin Thorwart** für seine stete Hilfsbereitschaft, so manch verzwicktes Problem zu lösen, und für meinen ersten Orientierungslauf
- **Dr. Kathrin Lieser** für wirklich wertvolle Hinweise und Ratschläge bei der Korrektur der Arbeit, aber ganz besonders für die Motivation, die gemeinsamen Yogastunden und einfach die schöne Zeit zusammen in Kiel
- **allen Kollegen** für das entspannte Miteinander und für die erfrischenden Mittagspausen, in denen man herrlich abschalten kann, sowie für viele lustige Bürostunden und L^AT_EX-Hilfen
- **Detlef Schulte-Kortnack, Manfred Wenk** und allgemein die Werkstatt für die gute Zusammenarbeit und den technischen Support, besonders auf See
- das **Team von BORA** und alle am Projekt Beteiligten für den regen Austausch und eine tolle Zusammenarbeit, vor allem auch auf See
- die **Schiffsbesatzungen** der Alkor, Heincke und Meander und alle Fahrtteilnehmer
- **Thorsten Bittner** für die spontane technische Erste Hilfe auf den letzten Metern

- **Janna Abalichin, Dr. Anne-Kathrin Rühr** und **Sarah Held** für ihre Freundschaft, offenen Ohren und die großartigen, zusammen verbrachten Zeiten
- meine gesamte Familie, aber vor allem meine Eltern **Holger Podolski** und **Petra Podolski**, meine Schwester **Katja Bombei** mit Familie sowie meine Großeltern, die mich in meiner gesamten Studienzeit und auch danach immer voll unterstützt haben
- und nicht zuletzt **Matthias Janssen** für die unglaubliche Geduld, die Überbrückung weiter Strecken und ganz besonders dafür, dass Du immer für mich da bist und an mich glaubst.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Doktorarbeit selbständig - abgesehen von der Beratung durch den Betreuer - und ohne Zuhilfenahme unerlaubter Hilfsmittel erstellt habe. Weder diese noch eine ähnliche Arbeit wurde an einer anderen Abteilung oder Hochschule im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegt, veröffentlicht oder zur Veröffentlichung vorgelegt. Ferner versichere ich, dass die Arbeit unter Einhaltung der Regeln guter wissenschaftlicher Praxis der Deutschen Forschungsgemeinschaft entstanden ist.

Kiel, den

Claudia Podolski