

Simulation und Feldmessung der Abstrahlung seismischer Vibratoren im Nahfeld

Simulation and surveying of the near field radiation of
seismic vibration sources

Masterarbeit
von

Gunther Lüttschwager

An der Fakultät für Physik
Geophysikalisches Institut (GPI)

Erstgutachter: Prof. Dr. Thomas Bohlen
Zweitgutachter: PD Dr. Joachim Ritter

Abgabedatum: 10. Dezember 2014

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

Karlsruhe, 10. Dezember 2014

.....
(**Gunther Lüttschwager**)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Grundlagen zu seismischen Wellen und FD-Modellierung	3
2.1. Theorie seismischer Wellen	3
2.1.1. Seismische Wellengleichung und elastische Potentiale	3
2.1.2. Rayleighwellen an der Oberfläche eines homogenen Halbraumes	5
2.1.3. Seismische Dämpfung	7
2.2. Finite-Differenzen-Modellierung	9
2.2.1. FD-Implementierung in SOFI3D	9
2.2.2. Stabilitäts- und Dispersionskriterium	10
2.2.3. Randbedingungen	10
2.2.4. Implementierung der seismischen Dämpfung	11
3. Seismische Vibratoren und deren Bedeutung in der Explorationseismik	13
3.1. Funktionsweise und Limitationen seismischer Vibratoren	13
3.2. Gefährdung durch seismische Vibratoren	18
4. Finite-Differenzen-Modellierung seismischer Vibratorquellen	23
4.1. Vorüberlegungen	23
4.1.1. Wahl des Modells	23
4.1.2. Diskretisierung und Ausdehnung von Modellraum und -zeit	23
4.1.3. Seismische Empfänger und Seismogramme	24
4.1.4. Implementierung der Quelle und Erstellung des Quellsignals	25
4.2. Synthetische Tests	26
4.2.1. Frequenzgehalt und Dauer des Sweeps	26
4.2.2. Variationsrechnungen für die seismische Dämpfung	27
4.3. Modellierung seismischer Vibratorquellen für reale 1D-Untergrundmodelle	29
4.3.1. Aufbau der Untergrundmodelle	30
4.3.2. Modellierungsergebnisse für 1D-Modelle	30
4.4. Eindringtiefe von Oberflächenwellen	34
5. Umsetzung und Auswertung einer vibroseismischen Feldstudie	37
5.1. Vorüberlegungen	37
5.1.1. Wahl der Messfläche	37
5.1.2. Seismische Quelle und Quellsignal	38
5.1.3. Messkonfiguration und seismische Empfänger	39
5.2. Durchführung der Messungen	40
5.3. Datenauswertung	41
5.3.1. Vorprozessierung der Daten	43
5.3.2. Analyse der Signalanregung und -ausbreitung	44

5.3.3. Kombination der Einzelschüsse zu einem Arrayschuss	45
5.3.4. PPV-Kartierung	47
5.3.5. Analyse des Wellenfeldes	53
5.3.6. Seismische Dämpfung	55
6. Vergleichende Diskussion und Schlussfolgerungen	59
6.1. 1D-Untergrundmodell	59
6.2. 3D-Untergrundmodell - Ettlinger Linie	61
6.3. Schlussfolgerungen und Ausblick	64
7. Zusammenfassung	67
Literaturverzeichnis	69
Danksagung	73
Anhang	75
A. Verwendete Programme und Rechenkapazitäten	75
A.1. Verwendete Programme	75
A.2. Verwendeter Hochleistungsrechner	75
B. zur Modellierung	76
B.1. Physikalische Parameter der 1D-Untergrundmodelle	76
B.2. Ressourcenbedarf	76
C. zur Messauswertung	77

Abbildungsverzeichnis

2.1. Teilchenbewegung der Rayleighwelle im Untergrund.	7
2.2. Schematischer Aufbau eines GSLS.	12
2.3. Frequenzabhängigkeit des Qualitätsfaktors Q in der Modellierung.	12
3.1. Prinzip des Vibroseisverfahrens.	14
3.2. Funktionsprinzips eines hydraulischen Vibrators.	16
3.3. Obere Grenze der PPV in Abhängigkeit von der Entfernung zum Array. . .	19
3.4. Grenzwerte für maximale Erschütterungen.	20
4.1. Schematischer Aufbau des Modellraumes mit Quellen und Empfängern. . .	24
4.2. Vergleich der Queldiskretisierung (Punktquelle und flächige Quelle).	26
4.3. Signalform und Frequenzspektrum eines beispielhaften Quellsignales.	27
4.4. Vergleich der PPV für verschiedene Frequenzgehalte des Sweepsignals bei gleichbleibender Signaldauer.	28
4.5. Vergleich der PPV für verschiedene Signaldauern bei gleichbleibendem Frequenzgehalt des Sweepsignals.	28
4.6. Umsetzung und Auswirkung des Qualitätsfaktors in der FD-Modellierung. .	29
4.7. v_s und Q für die 1D-Untergrundmodelle SR und WL.	30
4.8. Flächenhafte Kartierung der PPV und der zugehörigen Frequenz für die Modelle SR und WL.	31
4.9. PPV vs. Abstand vom Arraymittelpunkt für die Modellrechnungen zu SR und WL.	32
4.10. Seismische Spuren an ausgewählten Positionen für die Modelle SR und WL.	33
4.11. Eindringtiefe der Rayleighwellen (Modellergebnisse).	35
5.1. Verwendete Vibratorquelle ELVIS Typ 6.	39
5.2. Planung des Messaufbaus	40
5.3. Lage und Aufbau des Messgebietes mit Messfläche, Schusspunkten und der Lage der Ettlinger Linie.	42
5.4. Blick über das Messgebiet Richtung Osten.	42
5.5. Spektrogramme und Seismogramme für einen Einzelschuss.	46
5.6. Spektrogramm und Seismogramm des Hintergrundrauschen.	46
5.7. Wiederholbarkeit der Schüsse (Schussposition 30).	48
5.8. Spektrogramme und Seismogramme für einen Arrayschuss.	49
5.9. Räumliche Entwicklung des Spektrums entlang eines Profils für Einzelschuss sowie Arrayschuss.	49
5.10. PPV und Frequenz der PPV im Nahfeld von seismischen Vibratoren.	51
5.11. Karte zur Lage der Ettlinger Linie im Untersuchungsgebiet.	52
5.12. Wellenfelder eines Einzelschusses für zwei verschiedene Frequenzgehalte (Schussposition 42).	55

5.13. Wellenfeld zur Bestimmung der seismischen Geschwindigkeitsanomalie.	56
5.14. Bestimmung des Qualitätsfaktors von Rayleighwellen.	57
6.1. Vergleich der PPV von Messungen sowie Modellen.	60
6.2. Schnitt durch das Scherwellengeschwindigkeitsmodell (3D-Modell)	62
6.3. Vergleich der Amplitudenabnahme mit der Entfernung für Messungen und Modellierungsergebnisse (1D- und 3D-Untergrundmodelle).	63
C.1. Wiederholbarkeit der Schüsse (Schussposition 18).	77
C.2. Wiederholbarkeit der Schüsse (Schussposition 42).	78
C.3. Wellenfelder eines Einzelschusses für zwei verschiedene Frequenzgehalte (Schuss- positionen 18 und 30).	79
C.4. Wellenfelder eines Arrayschusses für vier verschiedene Frequenzgehalte.	80

Tabellenverzeichnis

2.1. Eindringtiefen von Rayleighwellen, normiert auf die Wellenlänge λ , in Abhängigkeit von der Poissonzahl ν für einen homogenen Untergrund. Alle Werte sind Näherungswerte (nach Soczkiewicz, 1997).	6
3.1. Anteil der Energie der einzelnen Wellentypen an der von vertikalen Vibratoren erzeugten Signale für einen elastischen homogenen Halbraum (Werte aus Sallas, 2010).	17
4.1. Parameter des Basismodells K2 für die synthetischen Tests (2-Schicht-Fall), angelehnt an das Ausgangsmodell von Kalinski (2007).	24
5.1. GPS-Koordinaten zur Lokation der Messfläche. Die Koordinaten sind entsprechend der UTM Zone 32U angegeben.	41
5.2. Qualitätsfaktoren für die drei verschiedenen Schusspositionen, gemittelt über das gesamte Messgebiet.	57
B.1. Physikalische Parameter für das Untergrundmodell Segelfluggelände Rheinstetten (SR) (modifiziert nach Stelzer, 2010).	76
B.2. Physikalische Parameter für das Untergrundmodell Wössingen-Lugenberg (WL) (modifiziert nach Stelzer, 2010).	76
B.3. Bedarf der Rechenkapazität für zwei Modelle, wie sie in dieser Arbeit typischerweise verwendet werden. Aufgelistet sind die Parameter des Modellraumes und die benötigten Rechnerleistungen.	76

1. Einleitung

Reflexionsseismische Verfahren dienen zur Abbildung von Sediment- oder Gesteinsstrukturen im Untergrund. Für die Exploration von Kohlenwasserstoffen werden meist Signale mit sehr großem Energiegehalt benötigt. Zur Erzeugung der dazu benötigten seismischen Wellen wurden ursprünglich zumeist Sprengungen genutzt. Besonders zur Erkundung großer Tiefen sind gering energetische Quellen wie Hammerschläge oder Fallgewichte nicht geeignet. Im Zuge der Ausweitung der Exploration von Kohlenwasserstoffen sind seismische Untersuchungen auch in dichter besiedelten Gebieten notwendig. In solchen Umgebungen wird in den meisten Fällen das in den 1950er Jahren entwickelte Vibroseis-Verfahren genutzt. Als Quellen dienen in diesem Fall seismische Vibratoren. Diese Quellen haben unter anderem den Vorteil der wesentlich besser kontrollierbaren Signalanregung. Die gewünschte Quellenergie kann präzise über verschiedene Signal-Frequenzen sowie Zeiträume verteilt werden, sodass die Energiedichte des Signales im Vergleich zu Sprengungen erheblich geringer ist. Dies ermöglicht den Einsatz der Quelle auch in sehr dicht besiedeltem Gebiet.

Ein Nachteil dieser Quellen ist, dass sich ein Großteil der abgestrahlten Energie als Oberflächenwellen ausbreitet. Diese sehr energiereichen Wellen haben große Amplituden und erzeugen daher nicht zu vernachlässigende Bodenerschütterungen. Oberflächenwellen als Gefahr für Gebäude und Infrastruktur sind z.B. auch von Erdbeben bekannt. Die entstehenden Erschütterungen beunruhigen auch in erheblichem Maße die Anwohner. Die Durchführung der Messungen sollte aus diesem Grund auch immer eine umfangreiche Kommunikation mit den betroffenen Anwohnern beinhalten, um deren Bedenken gegenüber der Messmethode zu reduzieren.

Üblicherweise werden die auftretenden Erschütterungen mit entsprechenden Messgeräten an einzelnen potentiell gefährdeten Punkten überwacht. Als Referenzwert wird dabei die maximale Bodenschwinggeschwindigkeit (PPV) verwendet. Bei Überschreitung der Grenzwerte kann reagiert werden, indem die Quellenergie reduziert wird. Diese Vorgehensweise ist allerdings nicht zwingend beruhigend. Nicht alle Punkte können überwacht werden, sodass vor allem für betroffene Eigentümer und Anwohner ein scheinbares Restrisiko bestehen bleibt. Empirische Abschätzungen (Oriard, 1994, Kalinski und Taluskie, 2013) sowie Versuchsmessungen an und in Testhäusern (Teasdale et al., 2006) bilden zwar Ansätze für die Bestimmung des Umfang der Gefährdung, sind aber aufgrund der sehr unterschiedlichen Reaktion verschiedener Untergründe auf Vibrationsanregungen nicht zwingend verallgemeinerbar.

Um eine genauere Vorhersage der Bodenerschütterungen im Umfeld von seismischen

Vibratoren zu ermöglichen, werden in dieser Arbeit die Bodenschwinggeschwindigkeiten im Nahfeld von seismischen Vibratoren modelliert. Dazu werden für einzelne bzw. typischerweise mehrere synchron betriebene Vibratoren viskoelastische Finite-Differenzen-Modellierungen durchgeführt. Aus den synthetischen Seismogrammen, welche durch dieses Verfahren erzeugt werden, kann für jeden Punkt im Modell die maximale Erschütterung bestimmt werden. Um die Modellierungen zu validieren wird auf einer Testfläche die Abstrahlung von seismischen Vibratoren flächig gemessen und die Ergebnisse mit den Modellen verglichen. Die Arbeit soll für die Modellierungen insbesondere die beiden folgenden Fragen beantworten:

- Sind die Bodenschwinggeschwindigkeiten hinreichend genau modellierbar?
- Sind solche Modellierungen für die Vorhersage der PPV in der Praxis denkbar?

Um diese Fragen beantworten zu können, ist die Kenntnis der zugrundeliegenden Vorgänge notwendig. Daher wird für diese Arbeit die folgende Vorgehensweise gewählt: Zur Einführung in die Physik der seismischen Wellen werden in Kapitel 2 elastische Wellen betrachtet. Dabei wird vor allem auf Rayleighwellen, die am stärksten angeregten Oberflächenwellen eingegangen. Zudem wird das Konzept der Dämpfung der seismischen Wellen diskutiert, welches für die Abschätzung der Gefährdung besonders wichtig ist. Im zweiten Teil wird eine kurze Einleitung in die FD-Modellierung gegeben, ebenfalls unter Berücksichtigung der seismischen Dämpfung.

In Kapitel 3 wird intensiv auf seismische Vibratoren eingegangen. Neben der Funktionsweise ist an dieser Stelle auch die Bestimmung der Quellkraft ein Thema, da diese für die Modellierung bekannt sein muss. Im zweiten Teil dieses Kapitels werden bestehende Arbeiten zur Gefährdung durch Vibratoren vorgestellt, sowie die gesetzlichen Normen bzgl. künstlicher Erschütterungen gezeigt.

Im darauffolgenden Kapitel 4 werden dann FD-Modellierungen durchgeführt. Dazu werden einzelne Aspekte wie z.B. der Aufbau des Modellraumes und der Quelle beschrieben, sowie Parametertests für das Quellsignal und die seismische Dämpfung durchgeführt. Daraufhin können erste Gefährdungskarten für zwei verschiedene reale Untergrundmodelle berechnet werden.

Das Kapitel 5 befasst sich mit den durchgeführten Messungen. Dazu werden von der Planung über die Durchführung bis zur Auswertung der Daten alle Schritte erläutert und die Ergebnisse gezeigt. Die so gewonnenen Ergebnisse können schließlich in Kapitel 6 mit den Modellen verglichen werden. Hier wird die Frage beantwortet, inwiefern die Modellierungen zuverlässige Ergebnisse liefern. Dazu werden die Modelle auch auf Grundlage der Messergebnisse weiter optimiert.

Abschließend wird in Kapitel 6.3 die praktische Umsetzbarkeit der in dieser Arbeit getesteten Vorgehensweise diskutiert. Weitere Optimierungsmöglichkeiten sowie Probleme und Beschränkungen der in dieser Arbeit gezeigten Modellierungen werden dort ebenfalls erläutert.

2. Grundlagen zu seismischen Wellen und FD-Modellierung

2.1. Theorie seismischer Wellen

In diesem Abschnitt werden in Kürze die physikalischen Theorien zu seismischen Wellen beschrieben, welche in dieser Arbeit relevant sind. Dies umfasst die grundlegenden Betrachtungen zu anisotropen elastischen Wellen, die Beschreibung von Rayleighwellen und als Ansatz die Umsetzung der seismischen Dämpfung in der Wellengleichung. Die Ausführungen basieren wenn nicht anders angegeben auf Aki und Richards (2009), Sheriff und Geldart (1995) sowie Lay und Wallace (1995).

2.1.1. Seismische Wellengleichung und elastische Potentiale

Die allgemeine elastische Wellengleichung hat die Form

$$\rho \frac{\partial u_i}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i \quad (2.1)$$

und beschreibt das Kräftegleichgewicht im elastischen Medium. Das Material wird in der Gleichung durch die Dichte ρ und den Spannungstensor σ_{ij} charakterisiert. Externe Kräfte, welche die elastischen Wellen anregen, werden im Kraftterm f_i zusammengefasst. Die Indizes i und j entsprechen den 3 Richtungen im Raum (üblicherweise als x , y und z bezeichnet).

Die Spannung kann aus den infinitesimalen Deformationen des Körpers hergeleitet werden, was im Folgenden gezeigt wird. Der Deformationstensor ϵ_{ij} beschreibt die elastische Verformung bei äußerer Kraftanregung. Diese Verformung kann sowohl in Normal- ($i = j$) als auch in Scherrichtung ($i \neq j$) stattfinden. Die Deformation setzt sich aus den verschiedenen Anteilen der räumlichen Ableitungen der Verschiebungen u_i zusammen. Die Gleichung für den Deformationstensor

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.2)$$

zeigt, dass im Falle von $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ nur 6 unabhängige Komponenten bestehen bleiben. Die beschriebenen Deformationen im Material erzeugen Spannungen im Körper. Unter der Annahme von adiabatischen und ideal elastischen Bedingungen gilt die folgende Spannungs-Dehnungs-Beziehung:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ij}(\epsilon_{11}, \epsilon_{12}, \dots, \epsilon_{33}). \quad (2.3)$$

Sind die Änderungen der Spannungen infinitesimal klein und linear, so lässt sich die Beziehung 2.3 in der Form des Hookeschen Gesetzes auch in folgender Form schreiben:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl}, \quad (2.4)$$

mit den Elastitätskonstanten C_{ijkl} . Auch hier lässt sich der Tensor wieder auf wenige Dimensionen reduzieren. Unter der Annahme, dass das Drehmoment verschwindet, verbleiben noch 6 Komponenten. Es herrscht dabei die gleiche Symmetrie, wie für den Deformationstensor. Im anisotropen Fall reduziert sich der Elastizitätstensor noch weiter auf zwei Komponenten, die so genannten Laméschen Konstanten λ und μ . Für die Dehnung σ ergibt sich mit dieser Vereinfachung

$$\sigma_{ij} = \lambda\Theta\delta_{ij} + 2\mu\epsilon_{ij}, \quad (2.5)$$

wobei das Kronecker-Delta die Werte $\delta_{ij} = 1$ für $i = j$ und $\delta_{ij} = 0$ für $i \neq j$ annehmen kann. Die kubische Dilatation Θ beschreibt dabei die reine Volumenänderung bei anlegen einer äußeren Spannung:

$$\Theta = \epsilon_{11} + \epsilon_{22} + \epsilon_{33}. \quad (2.6)$$

Ein wichtiger Parameter zur Charakterisierung des Untergrundes ist die Poissonzahl oder auch Querkontraktionszahl ν . Die Poissonzahl charakterisiert das Material bzgl. der relativen Änderung der Länge bzw. Dicke in zwei zueinander orthogonalen Richtungen. ν kann dabei sowohl aus den Laméschen Parametern, als auch aus den seismischen Geschwindigkeiten berechnet werden.

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} = \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)} \quad (2.7)$$

Wird (2.5) in Gleichung (2.1) eingesetzt ergibt sich eine elastische Bewegungsgleichung, welche in Verbindung mit (2.2) und (2.6) einzig vom Verschiebungsvektor \vec{u} sowie den Materialeigenschaften λ , μ und ρ abhängig ist. Unter der stark vereinfachenden Annahme der Ortsunabhängigkeit von μ und λ (homogener Halbraum) ergibt sich nach einigen Umformungen die vektorielle Darstellung der Bewegungsgleichung:

$$\rho\ddot{\vec{u}} = (\lambda + 2\mu)\nabla\nabla * \vec{u} - \mu\nabla \times \nabla \times \vec{u} + \vec{f}. \quad (2.8)$$

Diese Gleichung gilt in dieser Form nur für kartesische Koordinaten. Für kleinräumige oberflächenseismische Betrachtungen ist dieses Koordinatensystem ausreichend. Für radialsymmetrische Quellen oder die Betrachtung größerer Gebiete unter Berücksichtigung der Erdkrümmung sind Zylinder- oder Kugelkoordinatensysteme u.U. nützlicher. Zur Lösung dieser Gleichung sind Anfangs- sowie Randbedingungen notwendig. Als Anfangsbedingung wird zumeist das Fehlen von externen Kräften angenommen ($\vec{f} = 0$, homogene Differentialgleichung). Als Randbedingung an der Erdoberfläche müssen die vertikalen Anteile des Spannungstensors verschwinden.

Das Vektorfeld \vec{u} lässt sich auch durch zwei elastische Potentiale, das Kompressionspotential Φ und das Scherpotential $\vec{\Psi}$ ausdrücken, wobei das Scherpotential divergenzfrei ($\nabla \cdot \vec{\Psi} = 0$) sein muss. Mit

$$\vec{u} = \nabla\Phi + \nabla \times \vec{\Psi} \quad (2.9)$$

und der Annahme, dass keine äußeren Volumenkräfte wirken, lässt sich Gleichung 2.8 in zwei unabhängige Terme aufspalten:

$$\nabla^2\Phi - \frac{1}{v_p^2}\ddot{\Phi} = 0 \quad v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.10)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{\Psi} - \frac{1}{v_s^2}\ddot{\vec{\Psi}} = 0 \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.11)$$

Diese beiden Terme beinhalten Kompressionswellen (Gl. 2.10) sowie Scherwellen (Gl. 2.11). Zusätzlich zu diesen beiden Raumwellentypen gibt es noch diverse Grenzflächenwellen. Diese setzen sich teilweise aus den beiden Potentialen zusammen und sind durch entsprechende Randbedingungen charakterisiert. Im folgenden Unterkapitel wird die für diese Arbeit relevante Grenzflächenwelle genauer beschrieben. Das Verhalten für einen inhomogenen Untergrund ist mathematisch deutlich komplizierter und wird daher an dieser Stelle nicht weiter betrachtet. In der praktischen Anwendung wird ein inhomogener Untergrund meist durch horizontale oder geneigte Schichten beschrieben. Dies findet z.B. in der Refraktionsseismik oder Strahlentheorie Anwendung.

2.1.2. Rayleighwellen an der Oberfläche eines homogenen Halbraumes

Oberflächenwellen sind die amplitudenstärksten Wellentypen im Spektrum der seismischen Wellen. Diese Wellen werden auch bei der Verwendung von seismischen Vibratoren angeregt. In den allermeisten Fällen gehören diese Wellen aber nicht zum Nutzsignal. An der Grenzfläche gasförmig-fest werden zwei verschiedene Oberflächenwellentypen unterschieden: Love-Wellen basieren auf der grenzflächennahen Ausbreitung von horizontal polarisierten Scherwellen. Rayleighwellen setzen sich aus Kompressionswellen und vertikal polarisierten Scherwellen zusammen. Im weiteren werden nur Rayleighwellen betrachtet, weil diese von vertikalen Vibratoren besonders angeregt werden und daher für die später diskutierten Modellergebnisse relevant sind. Zudem werden durch vertikale seismische Vibratoren überwiegend Oberflächenwellen solchen Typs angeregt.

Als Ansatz für die Potentiale Φ und Ψ werden wie üblich ebene Wellen folgender Form verwendet:

$$\Phi = A(z) \exp(i(\omega t - kx)) \quad \Psi = B(z) \exp(i(\omega t - kx)) \quad (2.12)$$

Da sich die Rayleighwelle nur entlang der Oberfläche ausbreitet, müssen die Potentiale mit der Tiefe langsam verschwinden. Somit ergeben sich folgende Randbedingungen:

$$\lim_{z \rightarrow \infty} A(z) = 0 \quad \lim_{z \rightarrow \infty} B(z) = 0 \quad (2.13)$$

Setzt man nun die Ansätze aus 2.12 in die Gleichung 2.10 ein, ergibt sich:

$$\frac{\partial^2 A(z)}{\partial z^2} + k^2 \left(\frac{c^2}{v_p^2} - 1 \right) A(z) = 0. \quad (2.14)$$

Das Ergebnis für 2.11 ergibt sich analog dazu. Unter der Erfüllung der Randbedingung 2.13 kann für die Lösung von Gleichung 2.14 folgender Ansatz genutzt werden:

$$A(z) = A_1 e^{-i k \eta z} \quad (2.15)$$

Die Potentialansätze zur Lösung der Wellengleichung bzgl. Rayleighwellen sehen sodann folgendermaßen aus:

$$\Phi = A_1 \exp[i(\omega t - kx - k \eta_\alpha z)], \quad \Psi = A_1 \exp[i(\omega t - kx - k \eta_\beta z)], \quad (2.16)$$

wobei $\eta_\alpha = \sqrt{\frac{c^2}{v_p^2} - 1}$ und $\eta_\beta = \sqrt{\frac{c^2}{v_s^2}}$ sind.

Die Randbedingungen fordern, dass η_α und η_β rein imaginär sind. Diese Bedingung lässt sofort erkennen, dass die Geschwindigkeit der Rayleighwelle c geringer als v_p und v_s ist. η ist also der Dämpfungsparameter für das Amplitudenverhalten mit der Tiefe. Setzt man die Potentialansätze für die Rayleighwelle in die Randbedingung $\sigma_{zz} = \sigma_{zx} = 0$ für $z = 0$ ein, erhält man eine Bestimmungsgleichung für c :

$$\frac{c^2}{v_s^2} \left[\frac{c^6}{v_s^6} - 8 \frac{c^4}{v_s^4} + \left(24 - 16 \frac{v_s^2}{v_p^2} \right) \frac{c^2}{v_s^2} - 16 \left(1 - \frac{v_s^2}{v_p^2} \right) \right] = 0 \quad (2.17)$$

Der Rechenweg ist etwas länglich und soll daher hier nicht weiter demonstriert werden. Die Rechnung wird z.B. in Sheriff und Geldart (1995) in ähnlicher Notation ausführlich hergeleitet. Die Phasengeschwindigkeit der Rayleighwelle im homogenen Halbraum hängt also sowohl von der Scherwellen- als auch von der Kompressionswellengeschwindigkeit ab. Die Existenz einer Lösung der Gleichung lässt sich leicht überprüfen, indem die physikalisch sinnvollen Grenzwerte für c eingesetzt werden (0 und v_s). Gleichung 2.17 besitzt eine Lösung, da der linke Term für $c = 0$ negativ wird und für $c = v_s$ positiv.

Für Gesteine gilt häufig näherungsweise $\lambda = \mu$ bzw. $v_p = \sqrt{3}v_s$. Eingesetzt in Gl. 2.17 ergibt sich $c = 0,92v_s$. Die Geschwindigkeit der Rayleighwelle liegt also sehr nah an der Scherwellengeschwindigkeit. In den allermeisten Fällen wird der Einfluss von v_p auf c_R daher auch ignoriert. Die Bezeichnung c_R beschreibt im Folgenden die Phasengeschwindigkeit der Rayleighwelle. Für stark wassergesättigte Sande mit $\nu = 0,45$ ist der Einfluss der Kompressionswellen auf die Rayleighwelle größer und es ergibt sich $c = 0,95v_s$. In feuchten Sedimenten, wie z.B. bei Einfluss des Grundwasserspiegels ist der Abstand der Laufzeiten von S-Welle und Rayleighwelle folglich sehr gering. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit auch keine Unterscheidung zwischen diesen beiden Wellentypen gemacht. Die durch vertikale Vibratoren angeregten Schwerwellen weisen im Vergleich zu den Oberflächenwellen sehr geringe Amplituden auf, sodass die Vernachlässigung gerechtfertigt ist. Die Kompressionswelle ist dagegen meist sehr einfach anhand der deutlich kürzeren Laufzeit zu identifizieren.

Soczkiewicz (1997) hat für verschiedene Geschwindigkeitsverhältnisse v_s/v_p , bzw. analog den entsprechenden Poissonzahlen ν , die Eindringtiefe von Rayleighwellen berechnet. Die Werte gelten zwar nur für einen homogenen Untergrund, können aber als Näherung genutzt werden. Es ergeben sich die in Tabelle 2.1 gezeigten wellenlängenabhängigen Werte.

Tabelle 2.1.: Eindringtiefen von Rayleighwellen, normiert auf die Wellenlänge λ , in Abhängigkeit von der Poissonzahl ν für einen homogenen Untergrund. Alle Werte sind Näherungswerte (nach Soczkiewicz, 1997).

ν	z
0,49	3λ
0,41	$2,5\lambda$
0,22	2λ

Neben den Phasengeschwindigkeiten sind auch die Verschiebungen bzw. Teilchenbewegungen von Bedeutung. Diese beschreiben die Bewegung des Bodens während der Einwirkung einer Rayleighwelle. Die Verschiebungen lassen sich ebenfalls aus den Lösungsansätzen für die Rayleighwellen herleiten. Auf die Ausführung wird hier verzichtet. Für den Realteil der horizontalen Verschiebung ergibt sich:

$$u = kA_1a(z) \sin(\omega t - kx) \quad (2.18)$$

mit der vertikalen Amplitudenabnahme

$$a(z) = e^{ik\eta_\alpha z} + \left(\frac{c^2}{2\beta^2} - 1 \right) e^{-ik\eta_\beta z}, \quad (2.19)$$

sowie die vertikale Verschiebung

$$w = |\eta_\alpha|kA_1b(z) \cos(\omega t - kx) \quad (2.20)$$

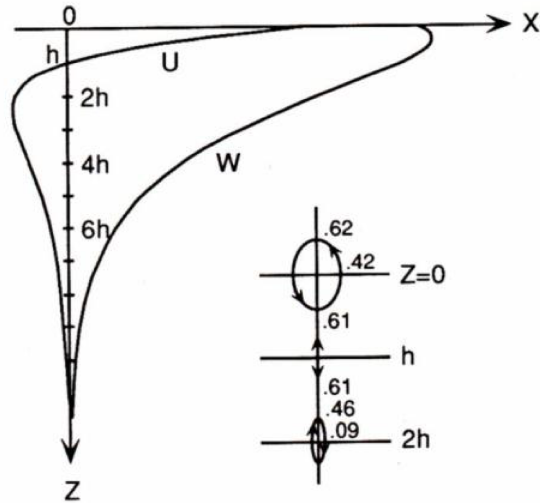


Abbildung 2.1.: Teilchenverschiebung einer Rayleighwelle im homogenen Halbraum. U: horizontale Verschiebung, W: vertikale Verschiebung. h : Tiefe einer einzelnen elyptischen Teilchenbahn (Quelle: Lay und Wallace, 1995).

mit der vertikalen Amplitudenabnahme

$$b(z) = e^{-ik\eta_\alpha z} + \left(\frac{c^2}{2\beta^2} - 1 \right)^{-1} e^{-ik\eta_\beta z}. \quad (2.21)$$

In Abb. 2.1 sind diese Verschiebungen u und w einer Rayleighwelle in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Die Auslenkungen nehmen mit der Tiefe exponentiell ab. u und w sind relativ zueinander um 90° phasenverschoben. Die Teilchen bewegen sich folglich auf Ellipsen. Bewegungen, wie sie hier dargestellt sind, gelten nur für einen homogenen Untergrund. Für einen geschichteten Untergrund entstehen zusätzliche Moden der Rayleighwelle, welche dazu führen können, dass es weitere Nebenmaxima der Verschiebung geben kann. Diese müssen nicht zwingend an der Erdoberfläche auftreten.

2.1.3. Seismische Dämpfung

Bei der Betrachtung viskoelastischer Wellen muss die seismische Dämpfung beachtet werden. Für die Herleitung und Darstellung der Dämpfung existieren verschiedene Ansätze. Hier beschränken sich die Überlegungen auf den Teil, welcher für die spätere Bestimmung der Dämpfung essentiell ist. Die Amplitudenabnahme einer seismischen Welle in Raum und Zeit wird durch verschiedene Einflüsse bedingt. Einige sind z.B. die sphärische Divergenz, die Abstrahlcharakteristik der Quelle, die Kopplung der Quelle an den Untergrund, Hintergrundrauschen sowie Fremdquellen (Tonn, 1988). Hier soll nur die anelastische Dämpfung durch den Untergrund betrachtet werden. Mit Ausnahme der geometrischen Ausbreitungsverluste werden andere Einflussfaktoren ignoriert. Für einige der Faktoren gibt es analytische Näherungen und Abschätzungen. Die in dieser Arbeit folgenden Modellierungen vernachlässigen ebenfalls überwiegend das genaue Verhalten der Quelle. In Kapitel 3.1 wird ein kurzer Abriss zu Forschungsergebnissen bzgl. der genauen Anregung seismischer Wellen durch seismische Vibratoren gegeben.

Die seismische Dämpfung oder auch anelastische Dämpfung lässt sich durch einen zusätzlichen Dämpfungsterm $e^{-\alpha x}$ oder alternativ durch die Einführung einer komplexwertigen Wellenzahl $K = k - i\alpha$ darstellen. Mit der Einführung des seismischen Qualitätsfaktors Q und unter der Annahme geringer Dämpfung ($Q \gg 1$) lässt sich der Dämpfungsfaktor in

genäherter Form auch folgendermaßen darstellen:

$$Q(\omega) = \frac{\omega}{2c(\omega)\alpha(\omega)} \quad (2.22)$$

Für inhomogene Untergründe tritt wie in Kapitel 2.1.2 gezeigt wurde Dispersion auf, sodass $c = c(\omega)$ gelten muss. Im Allgemeinen ist dagegen der Qualitätsfaktor frequenzunabhängig. Diverse Untersuchungen haben aber auch für Q für bestimmte Bedingungen Frequenzabhängigkeit festgestellt. Die Form dieser Abhängigkeit ist allerdings sehr variabel und nicht analytisch bestimmbar.

Grundsätzlich gibt es für Scherwellen sowie Kompressionswellen die zwei verschiedenen Qualitätsfaktoren Q_p und Q_s . Das Verhältnis $\frac{Q_p}{Q_s}$ ist für die Dämpfung dabei genauso, wie der Wert der beiden Größen von Relevanz. Das Verhältnis der beiden Größen ist u.a. von der Poissonzahl abhängig. Zur Abschätzung von Q existieren zudem verschiedene Modelle, auf welche hier nicht weiter eingegangen werden soll (vgl. dazu auch Schön, 2004). Da für diese Arbeit keine weiteren Vorarbeiten zur genauen Bestimmung der Qualitätsfaktoren vorliegen, wird vereinfacht $Q_p = Q_s$ angesetzt. Vor allem für stark wassergesättigte Sedimente ist dies allerdings keine ausreichende Näherung (z.B. Grundwasserspiegel).

In dieser Arbeit wird der Dämpfungskoeffizient der Rayleighwellen nach Xia et al. (2002) folgendermaßen berechnet:

$$\alpha_R(f) = - \frac{\ln \left[\left| \frac{W(r+dx, f)}{W(r, f)} \right| \sqrt{\frac{r+dx}{r}} \right]}{dx}. \quad (2.23)$$

Dabei bezeichnet W das Amplitudenspektrum, r die Entfernung zur Quelle und dx die Entfernung der Empfänger untereinander. Dabei kann dx entweder konstant gehalten werden, oder alternativ eine Referenzposition betrachtet werden, sodass dx ortsabhängig wird. α beschreibt die Amplitudenabnahme einer Welle über eine bestimmte Entfernung. Die Angabe variiert dabei je nach Publikation, typische Einheiten sind (dB/m) oder (1/m). Die Berechnung des Qualitätsfaktors kann vereinfacht durch Gleichung 2.22 erfolgen. Diese Gleichung ist aber nur für große Qualitätsfaktoren eine gute Näherung. Im Detail ist die Abhängigkeit allerdings nichtlinear, die Frequenzabhängigkeit von c_R muss dann ebenfalls berücksichtigt werden. In dieser Arbeit wird allerdings nur die einfache Näherung verwendet.

Zur Bestimmung von Q aus Messdaten gibt es verschiedene Methoden, eine Übersicht gibt Tonn (1991). In dieser Arbeit wird die Spectral-Ratio-Methode verwendet. Hierbei werden die Frequenzspektren für die aufgezeichneten Signale an verschiedenen Positionen x_i jeweils zueinander ins Verhältnis gesetzt. Es ergibt sich

$$\ln \left(\frac{|W_i(x_i, \omega)|}{|W_{\text{ref}}(x_{\text{ref}}, \omega)|} \right) = - \frac{x_i - x_{\text{ref}}}{2Q(\omega)c(\omega)} \omega \quad (2.24)$$

mit dem Amplitudenspektrum $W_i(x_i, \omega)$ an der Position x_i und dem Spektrum einer Referenz $W_{\text{ref}}(x_{\text{ref}}, \omega)$ an der Referenzposition x_{ref} (Tonn, 1991). Die von Tonn verwendete Gleichung gilt allerdings nur für Raumwellen. Da in dieser Arbeit der Qualitätsfaktor über die Rayleighwellen bestimmt werden soll, muss die geometrische Ausbreitung entsprechend anders korrigiert werden. Dazu kann der von Xia et al. (2002) verwendete Term $\sqrt{\frac{r+dx}{r}}$ in Gleichung 2.24 integriert werden. Die Gleichung sieht nach Umstellung nach Q folgendermaßen aus:

$$Q_R(x, dx, \omega) = - \frac{dx \cdot \omega}{\ln \left(\frac{|A(\omega)|}{|A_{\text{ref}}(\omega)|} \sqrt{\frac{r+dx}{x}} \right) 2c_R}, \quad (2.25)$$

dabei sind wie in Gleichung 2.23 $dx = x_i - x_{\text{ref}}$ der Abstand zum Referenzgeophon und r der Abstand zur seismischen Quelle. In dieser Gleichung kann nun die Phasengeschwindigkeit der Rayleighwellen c_R auch frequenzabhängig verwendet werden. Der Qualitätsfaktor Q_R entspricht in den meisten Fällen in guter Näherung Q_s . Für $v_s/v_p > 0,4$ wird der Einfluss von Q_p allerdings relevant (Xia et al., 2002). Da in dieser Arbeit allerdings $Q_s = Q_p$ angenommen wird ist eine genauere Bestimmung der Qualitätsfaktoren nicht nötig. Diese Näherung ist nicht zwingend physikalisch zu begründen sondern dient dem gewünschten Zweck der Vereinfachung der Gefährdungsbestimmung.

Unter der Annahme, dass die Dispersion vernachlässigbar ist und Q konstant, ergibt sich nach der Mittelwertbildung von $Q(\omega)$ aus 2.25 über alle Frequenzen ein mittleres \bar{Q} für den gesamten Untergrund des Untersuchungsgebietes.

2.2. Finite-Differenzen-Modellierung

Zur Modellierung der seismischen Wellenfelder wird das Verfahren der finiten Differenzen verwendet. Die Wellengleichungen werden durch Verwendung von Differentialoperatoren genähert und auf einem regelmäßigem Gitter mit den räumlichen Abständen dh gelöst. Die seismischen Geschwindigkeiten, die Dichte sowie der seismische Qualitätsfaktor Q können dazu auf jedem Gitterpunkt einzeln definiert werden. Die Anregung wird durch eine beliebige Kraftquelle erwirkt und das Wellenfeld im gesamten Modellraum für alle Zeitschritte dt von $t = 0$ bis $t = T$ (T : Modelllaufzeit) gelöst. Um die Stabilität der Lösung zu gewährleisten, müssen räumliche und zeitliche Dispersionskriterien eingehalten werden, welche von den Materialeigenschaften und der Ordnung des FD-Operators abhängen. Im Folgenden werden allgemeine Implementierung, Dispersionskriterien und die Randbedingungen für den in dieser Arbeit verwendeten FD-Code erläutert.

2.2.1. FD-Implementierung in SOFI3D

Der hier verwendete dreidimensionale viskoelastische FD-Code SOFI3D basiert u.a. auf der Arbeit von Bohlen (2002). Die Modellparameter und die berechneten Geschwindigkeiten und Spannungen werden auf einem sogenannten geschachtelten Gitter (engl.: staggered grid) gespeichert (Virieux, 1986). Dazu werden die einzelnen Variablen zwischen den eigentlichen Gitterpunkten in einem Abstand von einem halben Gitterpunkt gespeichert. Die zur Berechnung benötigten Werte werden dem Gitter durch harmonische Mittelwertbildung der jeweils zwei benachbarten Variablen entnommen. Da diese Variablen aber nur jeweils einen halben Gitterpunkt entfernt sind, kann die Auflösung gegenüber einem "normalen" Gitter bei gleichem Gitterpunkt-Abstand erhöht werden. Die zu lösenden viskoelastischen Wellengleichungen müssen für die numerische Berechnung diskretisiert werden. Dazu werden die räumlichen Ableitungen durch die folgenden Differentialoperatoren (Vorwärts- bzw. Rückwärtsoperator). ersetzt:

$$\left. \frac{\partial f(x)}{\partial x} \right|_{(i+1/2)dh} \approx D_x^+[f(i)] \quad (2.26)$$

$$\left. \frac{\partial f(x)}{\partial x} \right|_{(i-1/2)dh} \approx D_x^-[f(i)] \quad (2.27)$$

Durch Taylorreihen-Entwicklung können diese Operatoren quasi beliebig verlängert werden (abhängig von den im Code implementierten Ordnungen), um die Genauigkeit der Lösung zu erhöhen. Der Fehler kann entsprechend auf höhere Ordnungen reduziert werden. Höhere Ordnungen erfordern aufgrund ihrer größeren Genauigkeit eine geringere Anzahl an Gitterpunkten pro Wellenlänge und somit eine geringere räumliche Auflösung des Gitters. In dieser Arbeit werden durchgängig räumliche Operatoren der Ordnung 4 verwendet, da

für die hier bevorzugte Randbedingung (s. Kap. 2.2.3) Operatoren höherer Ordnung nicht implementiert sind. Es werden zudem Holbergkoeffizienten genutzt (numerisch optimierte Koeffizienten), welche die Genauigkeit der Differentialoperatoren zusätzlich erhöhen.

Die zeitlichen Ableitungen werden mit einem sogenannten Zentraloperator zweiter Ordnung folgendermaßen genähert:

$$\left. \frac{\partial f^n(x, y, z, t)}{\partial t} \right|_{(i,j,k,n)} \approx \frac{f^{n+}(i, j, k) - f^{n-}(i, j, k)}{\delta t} \quad (2.28)$$

Die vollständigen in der Software verwendeten viskoelastischen Wellengleichungen und Spannungs-Dehnungs-Beziehungen bzw. deren numerische Umsetzung können in der Arbeit von Bohlen (2002) nachgelesen werden.

Bei großen Modellräumen und einer hohen Anzahl von Zeitschritten ist der Rechen- und Speicheraufwand sehr hoch. Aus diesem Grund ist der Code parallelisiert, sodass die Berechnungen auf Großrechnern mit sehr vielen Knoten (in diesem Fall InstitutsCluster II, KIT, s. Anhang A.2) durchgeführt werden können. Dazu wird der Modellraum in einzelne Segmente unterteilt, sodass jedem Prozessor ein Unterraum zugeordnet wird. Die einzelnen Segmente können zeitgleich berechnet werden. Nach jedem Zeitschritt erfolgt an den Segmenträndern ein Austausch der Informationen zwischen den benachbarten Prozessoren. Die Kommunikation zwischen den Prozessoren wird mittels einer Message-Passing Interface (MPI) realisiert.

2.2.2. Stabilitäts- und Dispersionskriterium

Der Abstand zwischen den Gitterpunkten bestimmt die räumliche Auflösung des Modells. Um Fehler durch numerische Dispersion zu verhindern, muss eine minimale Auflösung dh eingehalten werden, welche von der minimalen zu modellierenden Wellenlänge λ_{\min} und dem Grad des FD-Operator abhängt.

$$dh \leq \frac{\lambda_{\min}}{n} = \frac{v_{\min}}{n \cdot f_{\max}} \quad (2.29)$$

Der Holberg-Koeffizient für den FD-Operator vierter Ordnung, wie in dieser Arbeit genutzt, ist $n = 8,32$. Für die zeitliche Auflösung gilt ähnliches. In diesem Fall ist maximale seismische Geschwindigkeit im Modellraum ausschlaggebend, weil diese die kleinste Periodendauer T definiert. Somit gilt für die zeitliche Abtastung dt das sogenannte Courant-Friedrichs-Lewy Kriterium:

$$dt \leq \frac{dh}{h\sqrt{3} \cdot v_{\max}} \quad (2.30)$$

Für den in dieser Arbeit genutzten FD-Operator der Ordnung 4 hat der Holbergkoeffizient für die zeitliche Abtastung den Wert $h = 1,184614$. Für die Modellierungen in dieser Arbeit werden die so berechneten minimalen Auflösungen abgerundet um eine stabile Modellierung zu gewährleisten.

2.2.3. Randbedingungen

Da der Modellraum nur begrenzte Ausmaße besitzt, muss das Verhalten an den Modellrändern definiert werden. Um Reflexionen an den Rändern zu verhindern, müssen diese als absorbierende Ränder definiert werden. Im "Untergrund" wird das PML-Verfahren (Perfectly Matched Layer) gewählt. Dieses Verfahren basiert auf den Arbeiten von Collino und Tsogka (2001), Komatitsch und Martin (2007) sowie Martin und Komatitsch (2009). An der Modelloberfläche wird die "Erdoberfläche" als freie Oberfläche definiert, indem $\sigma_{zz} = 0$ gesetzt wird. Zudem werden die für die Differentialoperatoren benötigten Werte oberhalb der Oberfläche durch Spiegelung am ersten (in vertikaler Richtung) Gitterpunkt erstellt.

Die indirekte Definition der Oberfläche durch Einfügen einer Vakuum-Schicht am oberen Modellrand wird in dieser Arbeit nicht verfolgt, stellt aber eine einfache Methode zur Implementierung von Topographie dar.

2.2.4. Implementierung der seismischen Dämpfung

Um die Modellierung auch viskoelastisch zu ermöglichen, muss ein Absorptionsmechanismus integriert werden, welcher kontinuierlich Energie der Wellen absorbiert und somit dem System entzieht. In Realität wird die kinetische Energie in thermische Energie umgewandelt. Da aber die Modellierung ohne Betrachtung der Temperatur auskommt (adiabatisch), muss die Energie dem System anderweitig entzogen werden. Die Approximation dazu basiert auf dem "generalized standard linear solid" (GSLs) (Zener, 1948), welches unter der Annahme von Linearität mehrere sogenannte Maxwellkörper (auch Relaxationsmechanismen) kombiniert. Diese bestehen jeweils aus parallelen Kombinationen je einer elastischen Feder k_i , sowie eines Newtonschen Dämpfers η_i (siehe Abb. 2.2). Der komplexe Modul M ergibt sich dann folgendermaßen (Bohlen, 2002):

$$M(\omega) = k_0 \left\{ 1 - L + \sum_{l=1}^L \frac{1 + i\omega\tau_{el}}{1 + i\omega\tau_{\sigma l}} \right\}, \quad (2.31)$$

wobei die Entspannungszeit $\tau_{\sigma l}$ und die Retardationszeit der Dehnung τ_{el} mit k_i und η_i folgendermaßen zusammen hängen:

$$\tau_{\sigma l} = \frac{\eta_l}{k_l} \qquad \tau_{el} = \frac{\eta_l}{k_0} + \frac{\eta_l}{k_l} \quad (2.32)$$

Die seismische Dämpfung Q ergibt sich dann aus dem komplexen Modul M , als

$$Q = \frac{\Re(M)}{\Im(M)}. \quad (2.33)$$

Um die Variablen $\tau_{\sigma l}$ und τ_{el} für die Modellierung zu bestimmen, wird Gleichung 2.33 durch eine Least-Square Inversion behandelt und an den gewünschten Wert angenähert. Dieser Vorgang wird sowohl für den Qualitätsfaktor Q_p für die Dämpfung der Kompressionswellen, als auch für Q_s (Schwerwellen) durchgeführt.

Abb. 2.3 zeigt die Frequenzabhängigkeit des Qualitätsfaktors, wie sie sich bei der Verwendung von nur einem Relaxationsmechanismus ergibt. Für die direkte Frequenzumgebung der Relaxationsfrequenz f_l ist Q nahe dem gewünschten Wert. Bei einer größeren Bandbreite der Signale werden die Qualitätsfaktoren allerdings zunehmend ungenauer. Die Genauigkeit würde sich durch die Verwendung weiterer Mechanismen ($L > 1$) deutlich verbessern. Dazu könnten dann weitere Relaxationsfrequenzen definiert werden. Für SOFI3D ist allerdings bis zum jetzigen Stand nur $L = 1$ implementiert.

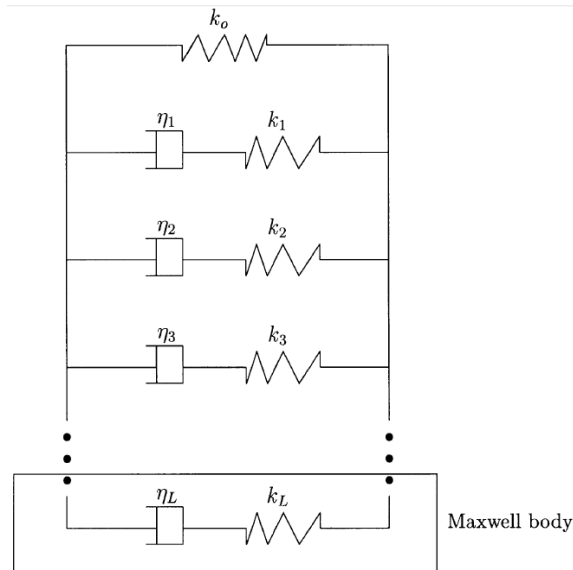


Abbildung 2.2.: Schematischer Aufbau eines GSLS: Der komplexe Modul M setzt sich aus beliebig vielen parallelen Kombinationen von k_i (elastische Moduln) und η_i (Newtonsche Viskositäten), den Maxwellkörpern, zusammen. Für $L = 0$ ergibt sich ein rein elastisches System. (Abb. aus Bohlen, 2002).

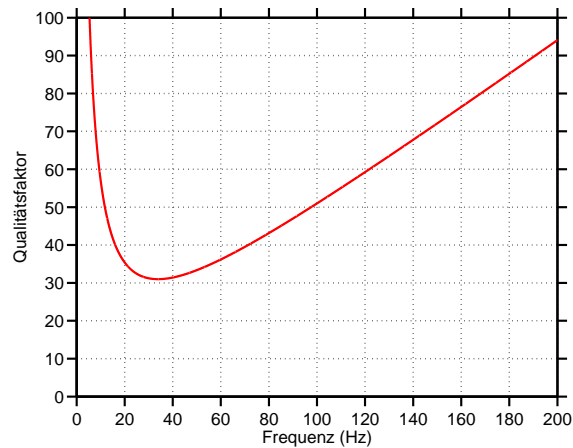


Abbildung 2.3.: Frequenzabhängigkeit des Qualitätsfaktors Q für einen Relaxationsmechanismus $L = 1$. Der Code SOFI3D beinhaltet nur eine Relaxationsfrequenz.

3. Seismische Vibratoren und deren Bedeutung in der Explorationsseismik

In diesem Kapitel wird die seismische Vibratorquelle vorgestellt, sowie deren Funktionsweise und Nutzen erläutert. Wichtige Aspekte, welche berücksichtigt werden müssen, sind die technisch und physikalisch bedingten Beschränkungen, sowie deren Auswirkung auf das angeregte Quellsignal. Der aktuelle Stand der Entwicklung diesbezüglich wird kurz angerissen, um die Grenzen und Anforderungen der später durchzuführenden Modellierungen zu kennen. Besonders wichtig ist hierbei die genaue Definition der Kraft und somit des Quellsignales, welches durch den seismischen Vibrator in den Untergrund abgestrahlt wird. Dazu ist u.a. das genaue Verständnis des vibrierenden Systems notwendig.

Der zweite Teil stellt eine Bestandsaufnahme bezüglich Untersuchungen zur Gefährdung durch seismische Vibratoren dar. Dazu wird ein Überblick über Arbeiten zur Gefährdung von Infrastruktur und entsprechende gesetzliche Richtwerte gegeben. Zudem wird eine Publikation vorgestellt (Kalinski, 2007), welche sich bereits mit der Modellierung der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit in der direkten Umgebung (Radius von ≈ 50 m) von Vibrationsquellen beschäftigt hat. Dieses Kapitel dient somit als Grundlage für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen.

3.1. Funktionsweise und Limitationen seismischer Vibratoren

Einführung in die Vibroseis-Methode

Seismische Vibratoren sind seismische Quellen, welche seit 1961 kommerziell genutzt werden und eine immer größere Bedeutung in der Kohlenwasserstoff-Exploration erlangt haben. Etwa die Hälfte aller industriell durchgeführten Messungen werden mit seismischen Vibratoren als Quelle durchgeführt (Sallas, 2010). Die Anregung des Signals wird überwiegend hydraulisch bewerkstelligt, kleinere Vibratoren werden auch elektrodynamisch betrieben. Das Quellsignal hat eine genau definierbare Form und Amplitude. Dies ermöglicht das emittieren von Energie in einem breiten Frequenzspektrum, was durch anschließende Kreuzkorrelation der Messdaten mit dem Quellsignal ein besseres Signal ergibt, als z.B. durch Sprengseismik. Ein weiterer Vorteil ist die geringere Energiedichte, da die Quellenergie im Gegensatz zu Impulsquellen (z.B. Sprengstoff, Hammerschlag) über einen deutlich größeren Zeitraum in den Untergrund eingebracht wird. Dies führt zu deutlich geringeren allerdings zeitlich langwierigeren Erschütterungen (s. dazu auch Abschnitt 3.2 und Baeten, 1989).

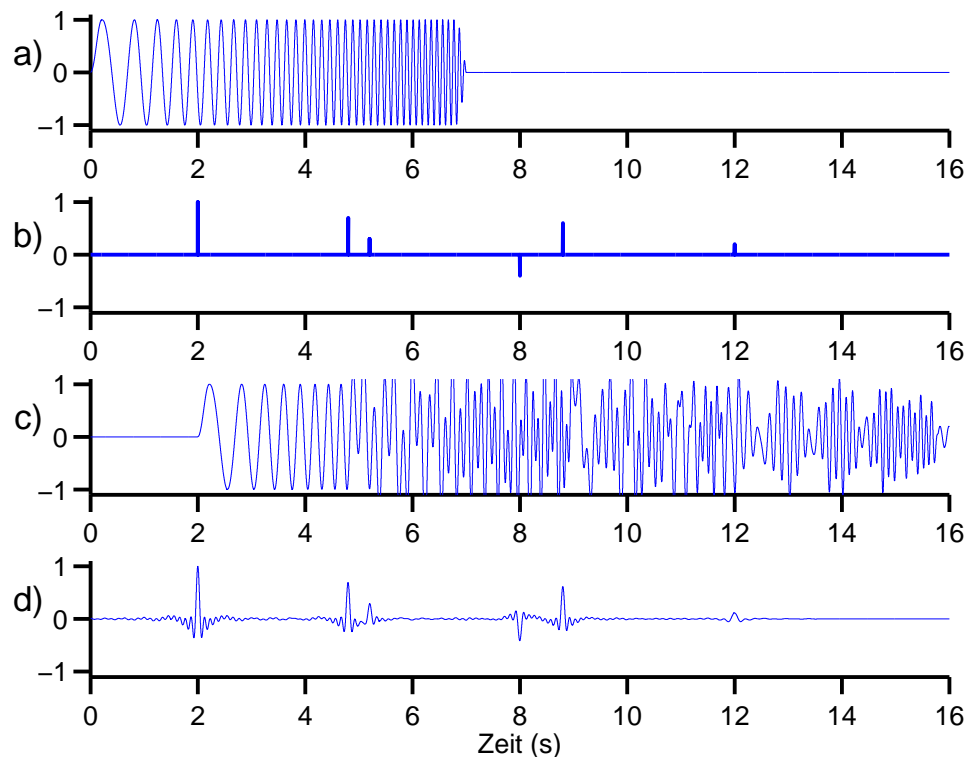


Abbildung 3.1.: Prinzip des Vibroseisverfahrens. a) Angeregter Upsweep (1 Hz – 10 Hz). b) Reflektivitätsfunktion des Untergrundes. c) Aufgezeichnetes Vibrogramm. d) Seismogramm nach Kreuzkorrelation des Vibrogramms mit dem Sweepsignal.

Die Funktionsweise des Vibroseisverfahrens ist in Abb. 3.1 veranschaulicht. Das Quell-signal ist hier ein Upsweep mit einer Dauer von 7 s und dem Frequenzbereich 1 Hz – 10 Hz. Dieser in der Praxis untypische Frequenzbereich wurde zur einfacheren Anschaulichkeit gewählt. Die Reflektivitätsfunktion des Untergrundes (Abb. 3.1b) wird im Untergrund mit dem Quellsignal gefaltet. Ergebnis ist ein sogenanntes Vibrogramm (Abb. 3.1c), dessen reflektierter Anteil wieder an der Oberfläche gemessen werden kann. Durch Kreuzkorrelation des aufgezeichneten Vibrogramms mit dem Quellsweep wird das Signal idealerweise (im Falle eines weißen Spektrums: Frequenzgehalt 0 Hz – ∞ Hz) derart geschärft, sodass jede Reflexion durch einen Deltaimpuls definiert wird. Da das Frequenzband aber begrenzt ist, zeigt sich stattdessen die Autokorrelationsfunktion des Sweeps (Abb. 3.1d). Je breiter das angeregte Spektrum ist, desto definierter sind die Reflexionssignale. Voraussetzung für dieses Vorgehen ist die möglichst genaue Kenntnis des in den Untergrund abgestrahlten Signales. Ist dieses fehlerbehaftet, entstehen bei der Kreuzkorrelation zahlreiche Fehler. Das Signal-Rausch-Verhältnis wird dadurch erheblich schlechter.

Funktionsweise eines hydraulischen Vibrators

Bei industriellen Vibratoren handelt es sich hauptsächlich um hydraulische Vibratoren. Diese ermöglichen im Vergleich zu z.B. elektrodynamischen Vibrationsquellen deutlich größere Kraftanregungen, sowie die Anregung von tieferen Frequenzen. Nichthydraulische Alternativen erlangen allerdings im Bereich der oberflächennahen Untersuchungen, welche deutlich höherfrequente Anregungen erfordern, immer mehr an Bedeutung. In dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt allerdings auf der Gefährdung durch "große" hydraulische Vibratoren.

Das Grundprinzip eines hydraulischen Vibrator ist in Abb. 3.2 abgebildet. Der Vibra-

tor selbst besteht aus einer Basisplatte mit angeschlossenem Gestell, sowie der Reaktionsmasse. Die Anregung der Schwingungen erfolgt hydraulisch. Dazu wird hydraulisches Öl abwechselnd in die Kolbenkammern gepresst, wodurch die Reaktionsmasse beschleunigt wird und eine inverse Kraft auf die Basisplatte wirkt. Die erzeugten Beschleunigungen liegen je nach Größe des Vibrators bei $> 20g$ (g : Schwerebeschleunigung auf der Erde), Spitzenwerte aufgrund von Resonanzen können auch $100g$ erreichen. Der Fluss der Hydraulikflüssigkeit wird durch ein elektrisch gesteuertes Servoventil gesteuert (engl.: servo valve). Die Beschwerung der Basisplatte erfolgt durch die Masse des gesamten Fahrzeuges. Die Kopplung zwischen dem vibrierenden System und dem Aufbau wird durch den Einsatz von Airbags (luftgefüllte Stoßdämpfer) gedämpft, sodass niederfrequente Störsignale ($f < 5$ Hz), wie z.B. die Eigenschwingungen des gesamten Vibro-Fahrzeuges, unterdrückt werden. Die Basisplatte muss in der Ausdehnung kleiner als $\frac{\lambda}{2}$ sein, um die einzelnen Wellen sauber anregen zu können. Durch eine annähernd symmetrische Basisplatte wird das Quellsignal auch radialsymmetrisch abgestrahlt (Baeten, 1989).

Hydraulische Vibratoren verfügen zudem über ein Feedback-System. Dieses korrigiert den Fluid-Fluss, indem das mittels Sensoren gemessene Ausgangssignal mit dem gewünschten theoretischen Sweep-Signal verglichen wird. Dazu wird die in Realität erzeugte Kraft durch die Gewichtete-Summen-Methode berechnet (Erläuterungen dazu weiter unten). Dies ist notwendig, da aufgrund der Fluidflüsse bei einem Druck von über 200 bar im hydraulischen System Nichtlinearitäten auftreten (Fließrate durch die Leitungen, Kompressibilität des Öls). Dies würde zur Ausbildung von unerwünschten Harmonischen führen (Sallas, 2010). Die Kraftanregung ist vor allem im sehr tieffrequenten Bereich (< 10 Hz) limitiert. Dies ist vor allem durch zwei Eigenschaften bedingt. Zum einen besteht bei tiefen Frequenzen die Gefahr der Entkopplung der Basisplatte vom Untergrund. Ist der Anpressdruck des Vibrators auf den Boden nicht ausreichend, fängt das gesamte System an zu springen, was eine Signalkontrolle unmöglich macht. Die Maximalkraft im niederfrequenten Bereich ist somit durch die Masse des seismischen Vibrators beschränkt. Zum anderen ist der Fluidfluss und somit die Kraft, welche durch die schwingende Masse erzeugt werden kann beschränkt. Dieser Effekt hat ebenfalls nur im niederfrequenten Bereich relevante Auswirkungen, da in diesem Fall die Flussraten der Hydraulikflüssigkeiten am höchsten sind. Die Pumpenleistung ist dann nicht ausreichend. Stärkere Pumpen wären zur Lösung des Problems allerdings nicht ausreichend, da auch die im System zur Verfügung stehende Fluidmenge eine Beschränkung darstellt (Sallas, 2010).

Signalform und emittierte Wellen

Das von seismischen Vibratoren erzeugte Signal wird als Sweep bezeichnet. Der Einfachheit halber werden in dieser Arbeit die englischen Bezeichnungen beibehalten, weil diese auch in der gängigen deutschsprachigen Literatur auftauchen. Die gängigsten Signale sind Upsweeps, bei welchen das Signal mit einer tiefen Frequenz beginnt und kontinuierlich zu höheren Frequenzen hin verändert wird. Dies kann linear oder nichtlinear erfolgen. Bei Downsweeps wird entsprechend die Frequenz reduziert. Die folgende Gleichung stellt ein typisches lineares Upsweep-Signal $s(t)$ dar:

$$s(t) = A_0 \sin\left(2\pi \left(f_1 + \frac{f_2 - f_1}{T} t\right) t\right) \quad (3.1)$$

Das Signal umfasst in diesem Fall den Frequenzbereich zwischen f_1 (untere Grenzfrequenz) und f_2 (obere Grenzfrequenz), die Dauer des Sweeps ist T . A_0 ist ein Amplitudenfaktor, welcher nicht zwingend konstant sein muss. Wie bereits erwähnt können technische Gründe für einen frequenzabhängigen Amplitudenverlauf $A_0(f)$ sorgen. Das Sweep-Design kann zielbedingt und untergrundabhängig sehr komplex werden. Im niederfrequenten Bereich

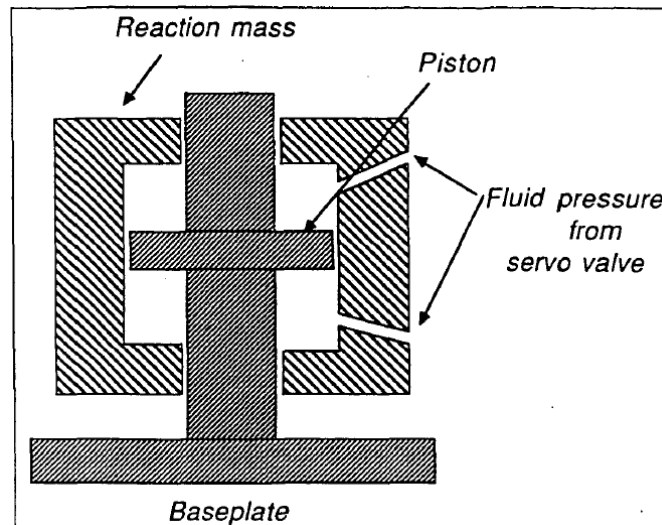


Abbildung 3.2.: Schematische Darstellung des Funktionsprinzips eines hydraulischen Vibrators. Erläuterung siehe Text (Quelle: Baeten, 1989).

wird manchmal eine längere Signaldauer angestrebt (Wei, 2013), weil für niedrige Frequenzen (meist < 10 Hz) die Amplitude nicht beliebig hoch gewählt werden kann. Um die technische Umsetzbarkeit zu vereinfachen und Fehler aufgrund des Gibbsschen Phänomens in der digitalen Datenverarbeitung zu reduzieren, werden Sweeps zusätzlich getapert, d.h. die Amplitude wird am Signalanfang langsam erhöht (Länge des Tapers meist 0,5 s) und am Sweeppende genauso langsam wieder reduziert. Typisch ist ein Taper in Sinusform.

Eine alternative Methode sind pseudozufällige Sweeps, bei welchen die Frequenzen nicht der Größe nach, sondern scheinbar zufällig angeregt werden. Entsprechende Algorithmen versuchen eine optimale Frequenzfolge und somit Signalform zu ermitteln. Vorteile dieser Methode sind z.B., dass durch die hohe Frequenzvariabilität die Gefährdung der umliegenden Infrastruktur reduziert werden kann. Außerdem ermöglichen diese Sweeps einen technisch einfacher umsetzbaren, höheren Tieffrequenzanteil, da dieser über die gesamte Sweepdauer verteilt werden kann. Die Problematik des Gibbsschen Phänomens wird zudem durch solche Signalformen deutlich reduziert. Diskutiert wird diese Signalvariante bereits seit den 1970er Jahren, die praktische Anwendung ist allerdings beschränkt, was auch an der technischen Umsetzbarkeit derart komplizierter Signale liegt. Ein schneller Frequenzwechsel im vibrierenden System ist vor allem bei großen Vibratoren technisch anspruchsvoll. Eine umfangreiche Diskussion zu pseudozufälligen Sweeps und deren Vor- und Nachteile wird in der Arbeit von Dean (2014) durchgeführt.

Ziel der vertikalen Vibratoren ist die Anregung von Kompressionswellen im Untergrund. Aufgrund der Position der Quelle an der Erdoberfläche wird der überwiegende Anteil der Energie allerdings als Oberflächenwellen (Rayleighwellen) emittiert. Dies ist auch ein Hauptnachteil der Vibroseis-Methode gegenüber Sprengquellen. Berechnungen von Sallas (2010) auf Grundlage der Gleichungen von Miller und Pursey (1955) geben für einen homogenen elastischen Untergrund eine Vorstellung von der Verteilung der Energie auf die verschiedenen Wellentypen (s. Tabelle 3.1).

Neben der Fundamentalmode der seismischen Oberflächenwelle, welche mit entsprechender Frequenz angeregt wird, treten auch immer Harmonische (auch Oberschwingungen genannt) auf. Bei diesen Signalanteilen handelt es sich um Wellen mit einem Vielfachen der eigentlich gewünschten Frequenz. Ziel ist die bestmögliche Vermeidung solcher Anteile, weil Harmonische im korrelierten Seismogramm als Rauschen auftreten und somit

Tabelle 3.1.: Anteil der Energie der einzelnen Wellentypen an der von vertikalen Vibratoren erzeugten Signale für einen elastischen homogenen Halbraum (Werte aus Sallas, 2010).

Wellentyp	Anteil (%)
P-Wellen	6,8
SV-Wellen	25,8
Rayleighwellen	67,4

das Messergebnis deutlich verschlechtern. Die Ursache für Harmonische sind Nichtlinearitäten. Harmonische ungerader Ordnung werden überwiegend durch den Vibrator selbst erzeugt (Reust, 1995, Sallas, 2010). Das hydraulische Öl, welches die Reaktionsmasse in Bewegung setzt ist zum einen bei den verwendeten hohen Drücken leicht kompressiv, zum anderen sind die Flussmengen des Öls im Antriebssystem nichtlinear (Reust, 1995). Diese Effekte sind meist symmetrisch und überwiegend für die Harmonischen ungerader Ordnung verantwortlich. Dieses Phänomen tritt besonders im niederfrequenten Bereich auf, weil die Durchflussraten der hydraulischen Flüssigkeiten dann besonders hoch sind. Es gibt Ansätze, mit Kontrollalgorithmen diese Effekte zu reduzieren (Wei, 2013).

Die Oberschwingungen gerader Ordnung werden dagegen z.B. durch Nichtlinearitäten im Untergrund und die ungleichmäßige Ankopplung der Basisplatte an den Untergrund erzeugt. Die Erde wird weicher, wenn der Vibrationsdruck zunimmt, was dazu führt, dass wiederholte Schüsse andere Signale aussenden (Reust, 1995). Ein anschauliches Beispiel für diesen Effekt ist die sogenannte Bodenverflüssigung bei Erdbeben. Weitere Ursachen für die Anregung von harmonischen sind die Kompression von Sedimenten (eine umfassende Studie dazu von Saragiotis et al., 2010), das "pointy rock"-Problem, bei welchem die Vibratorplatte nur an einzelnen Stellen Bodenkontakt hat, sowie das Einsinken in Sand (Sallas, 2010). Eine weitere Herausforderung in Bezug auf die Abschätzung des genauen Quellsignales ist die Biegung der Vibratorplatte, welche für einen erhöhten Eintrag von Moden höherer Ordnung führt. Das Vibrator-System weist abhängig von der Stabilität des verwendeten Materials deutliche Biegungen und Torsionen auf. Modellierungsergebnisse von Wei (2010) zeigen allein im relevanten Frequenzbereich (5 Hz – 100 Hz) sechs verschiedene Resonanzfrequenzen. Die Biegungen der Grundplatte führen z.B. zur zeitweisen Entkopplung des Vibrators vom Untergrund. Die Schwingungen der Grundplatte treten verstärkt bei höheren Frequenzen auf.

Abschätzung und Kontrolle der Quellkraft

Für die Kreuzkorrelation der Vibrogramme mit dem Quellsignal muss dieses genau bestimmt werden. Das theoretische Sweep-Signal ist dafür, wie bereits diskutiert nicht ausreichend. Üblicherweise wird zur Bestimmung der Quellkraft (engl.: ground force) die Gewichtete-Summen-Methode (WSM) verwendet (Wei, 2009). Diese setzt sich folgendermaßen aus dem statischen sowie schwingenden Vibratoranteil zusammen:

$$- F_g = M_r A_r + M_b A_b \quad (3.2)$$

Dabei werden die Beschleunigungen der Grundplatte (A_b) und der Reaktionsmasse (A_r) gemessen und mit den entsprechenden Massen (M_b und M_r) gewichtet. Die so berechnete Kraft F_g gibt an, welche Kraft auf die Grundplatte wirkt. Diese Kraft ist allerdings nur eine Näherung der in Wirklichkeit abgestrahlten Energie. Die WSM ist bis zu einer Frequenz von 50 Hz (Saragiotis et al., 2010) oder 80 Hz (Wei, 2010) einigermaßen zuverlässig. Darüber hinaus gewinnt die zunehmende Biegung der Bodenplatte unter den sehr hohen Beschleunigungen (bis 100g) zunehmend an Bedeutung. Bodenplatten mit einer deutlich

höheren Steifigkeit können die Fehler, welche durch die WSM entstehen, reduzieren (Wei, 2010). Diese bestehen allerdings zumeist aus speziellen Materialien, welche deutlich teurer sind. Optimal für die Bestimmung des emittierten Quellsignales ist die Verwendung von sogenannten Wiegezellen (engl.: load cells) auf der Unterseite der Basisplatte. Diese Sensoren messen zuverlässig die abgestrahlte Energie und somit das ausgesandte Signal durch die Bestimmung der Gegenkraft, welche von der Erde Richtung Vibrator gerichtet ist. Für den Dauereinsatz ist diese Technologie allerdings noch nicht robust genug (Wei, 2009).

Finite-Differenzen Modellierungen zeigen inzwischen eine gute Reproduzierbarkeit der abgestrahlten Signale (Baeten, 1989, Wei, 2010). Da die Abstrahlcharakteristik eines seismischen Vibrators sehr komplex ist, wird in dieser Arbeit auf eine detaillierte Implementierung der Quelle verzichtet (zur Frage der Umsetzung der Quelle in der Modellierung s. Abschnitt 4.1.4). Die Quellamplitude wird als konstant erachtet, wie es bei fehlender Quellcharakterisierung üblich ist.

3.2. Gefährdung durch seismische Vibratoren

Wie im Abschnitt 3.1 gezeigt, erzeugen seismische Vibratoren an der Erdoberfläche starke Vibrationen. Der überwiegende Teil der emittierten Energie entfällt dabei auf die wissenschaftlich meist nicht weiter verwendeten Oberflächenwellen (s. Tabelle 3.1). Diese Wellentypen stellen für die Umgebung der seismischen Vibratoren eine nicht zu vernachlässigende Gefahr dar. Gebäude und Infrastruktur können durch die Schwingungen der Erdoberfläche unter Umständen beschädigt werden.

In diesem Abschnitt soll der aktuelle Stand der Forschung grob umrissen werden und entsprechende Ergebnisse für praktische Untersuchungen, sowie auch numerische Modellierungen vorgestellt werden. Auffällig ist, dass zur Gefährdung durch seismische Quellen nur sehr wenig in Zeitschriften publiziert wurde. Einzelne Beiträge finden sich überwiegend im Rahmen von Konferenzen. Eine tiefere Untersuchung im akademischen Kontext wäre daher u.U. wünschenswert. Zudem wird die DIN4150-3 betrachtet, welche für Deutschland die oberen Grenzwerte für künstlich erzeugte Bodenschwingungen definiert und somit für alle praktischen Belange beachtet werden muss.

Die für die Gefährdung relevante Messgröße ist die Teilchenschwinggeschwindigkeit an der Erdoberfläche. Das Maximum dieser Größe (PPV, engl.: peak particle velocity) wird üblicherweise zur Beschreibung der Gefährdung genutzt. Die in der Seismologie übliche Betrachtung der Beschleunigung ist für die Vibroseis-Signale aufgrund der großen Frequenzbandbreite nicht sinnvoll. Die Abhängigkeit der Bodenverschiebung u von der Frequenz: $u \sim f^2$, würde die Aussagekraft der Beschleunigung deutlich verringern (Teasdale et al., 2006).

Einen umfassenden Überblick über die Problematik von Bodenerschütterungen infolge von Vibratorquellen, aber auch Sprengungen gibt Oriard (1994). Seismische Vibrator-Arrays sind grundsätzlich von Sprengungen oder andersartigen Punktquellen (Hammer Schlag, Fallgewichte) zu unterscheiden, da die Vibroseis-Quelle ausgedehnt ist und somit die Abstrahlung nicht rein radial auftritt. Ein weiterer Unterschied gegenüber tiefen Explosivquellen ist die Art der Wellentypen, welche an der Oberfläche auftreten bzw. angeregt werden. So ist der Anteil an Oberflächenwellen bei Vibratoren deutlich größer, da die Energie direkt in die Oberflächenwellen gehen kann, während bei tiefen Sprengungen die Oberflächenwellen erst nach einigem Laufweg aus den Raumwellen konvertiert werden.

Die Amplitudenabnahme mit der Entfernung vom Vibrator-Array ist je nach Abstand von der Quelle sehr unterschiedlich. Oriard (1994) unterteilt dieses Verhalten in drei Bereiche:

1. Die direkte Nähe zur Vibratorplatte. Wie in Abschnitt 3.1 erläutert ist die Abstrahlung nicht konstant oder ideal symmetrisch. Die Quelle ist dann eigentlich eine

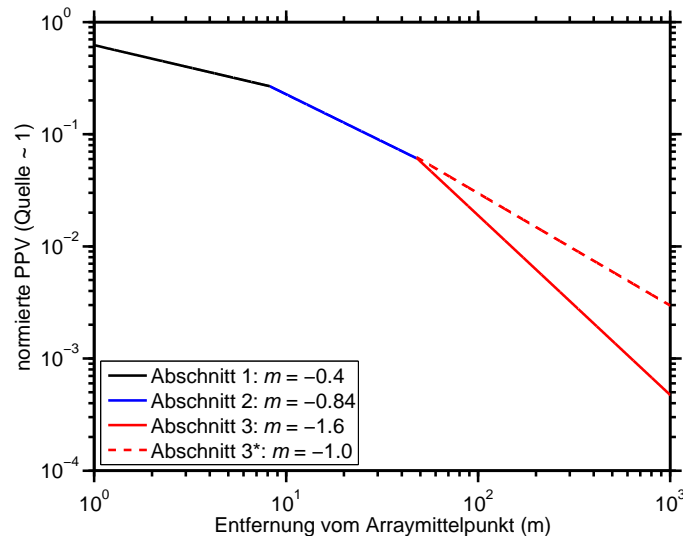


Abbildung 3.3.: Obere Grenze der PPV in Abhängigkeit von der Entfernung zum Array. Die Funktion ist in 3 Abschnitte geteilt (s. Text), wobei für Abschnitt 3 zwei verschiedene mögliche Verläufe dargestellt sind (nach Oriard, 1994). m bezeichnet den Anstieg der Geraden.

flächige Quelle.

2. Den Bereich der Interferenzen um die Vibratoren, in welchem die Entfernungsunterschiede zu den einzelnen Quellpositionen relevant sind. Die Quelle kann näherungsweise als Linienquelle betrachtet werden.
3. Das Fernfeld, welches das Array annähernd als Punktquelle sieht.

Das Verhalten der Amplitudenabnahme mit der Entfernung ist in Abbildung 3.3 dargestellt. Die Anstiege der Kurven wurden von Oriard (1994) empirisch über einen längeren Zeitraum bestimmt und stellen obere Grenzwerte dar (Konfidenzniveau 90%). Nach Teasdale et al. (2006) sind PPV-Werte, welche Inhomogenitäten im Untergrund (Tunnel, Bodenverfestigung, Fundamente etc.) durchlaufen, üblicherweise unterhalb dieses maximalen Niveaus zu finden. Die Entfernung, über welche die einzelnen unterscheidbaren Abschnitte wirksam sind, hängt vom Abstand der Vibratoren untereinander und deren Anzahl ab. Oriard (1994) legt den Übergang von Abschnitt 1 zu 2 bei dem einfachen Abstand zwischen zwei Vibratoren fest und den Übergang von 2 zu 3 bei der Länge des gesamten Vibroarrays. Der Anstieg von Abschnitt 3 ist stark vom Untergrund abhängig. Die Daten wurden im Los Angeles Becken aufgezeichnet (tiefes Sedimentbecken). Auf anstehendem Gestein können die Kurven deutlich abweichen, für explorationsseismische Untersuchungen sind mehr oder weniger konsolidierte Sedimente an der Oberfläche allerdings die typische Messbedingung. Das in Abb. 3.3 gezeigte Verhalten ist auch für Erdbebenquellen typisch, was den Ansatz einer Linienquelle unterstützt (Oriard, 1994). Die Annahme einer Punktquelle würde die Gefährdung deutlich unterschätzen, die Extrapolation aus dem Fernfeld (z.B. als Abschätzung der Gefährdung durch wenige weiter entfernte Sensoren) dagegen würde die Gefährdung deutlich überschätzen.

Wie bereits gezeigt, geht der Hauptteil der abgestrahlten Energie in Oberflächenwellen ein. Diese weisen die höchsten Amplituden unter allen Wellentypen auf. Die Interferenz dieser Oberflächenwellen führt zu einer ungleichmäßigen Verteilung der maximalen Schwingungen. Kalinski (2007) hat in seiner Arbeit diese Überlagerung für einen sehr

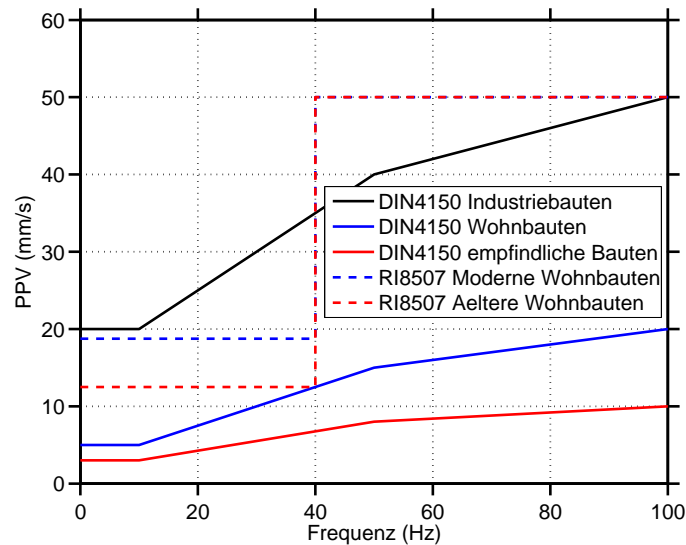


Abbildung 3.4.: Frequenzabhängige Grenzwerte für maximale Bodenschwingungen für verschiedene Bausubstanzen nach DIN4150-3 (1999), (Deutschland) und RI8507 (Siskind et al., 1980), USA.

vereinfachten Untergrund (1D, 2-Schicht-Fall) modelliert und darauf hingewiesen, dass die PPV-Werte an der Erdoberfläche lateral auch kleinräumig sehr hohen Schwankungen unterliegen. Die Variationen können dabei 100% Anstieg über eine Distanz von nur 2 bis 3 m betragen. Diese Variationen stellen eine zusätzliche Gefährdung von Bausubstanz infolge von Scherung dar. Kalinski empfiehlt daher eine bessere Auswahl der Überwachungsstandorte der PPV, u.U. sogar auf Grundlage von numerischen Modellierungen. Die Abhängigkeit der PPV-Verteilung von der Inhomogenität des Untergrundes wird in der Arbeit von Kalinski weitestgehend vernachlässigt. Ein wichtiges Ergebnis dieser Studie für die hier durchzuführende Masterarbeit ist die Unabhängigkeit der PPV-Verteilung von der Sweeprichtung und der Sweepdauer, welche Kalinski (2007) mittels Modellierung bestimmt hat.

In einer Folgepublikation erweitern Kalinski und Taluskie (2013) die synthetischen Modellierungsergebnisse mit einem umfangreichen Felddatensatz. Aus dem entfernungsabhängigen Abklingverhalten der PPV lässt sich wie bei Oriard (1994) eine exponentielle Gesetzmäßigkeit erhalten. Im Gegensatz zu Oriards Ansatz nutzt Kalinski und Taluskie (2013) den Abstand zum nächstliegenden Vibrator als Referenz. Die Arbeit zeigt, dass die synthetischen Ergebnisse die PPV überschätzen. Eine von Kalinski und Taluskie nicht diskutierte Erklärung ist vermutlich das Fehlen von seismischer Dämpfung in der Modellierung. Zumindest ist aus der Publikation keine genutzte Dämpfungsmethode erkennbar. Ein mehrgliedriges Verhalten, wie bei Oriard (1994) ist nicht zu erkennen. Aus diesen Untersuchungen lassen sich Überschreitungswahrscheinlichkeiten ableiten, welche zur Vorhersage der PPV im Feld für spätere Messkampagnen genutzt werden können. Die gewonnenen Gesetzmäßigkeiten sind allerdings u.a. auf die genutzte Vibratoranordnung und örtlichen Untergrundgegebenheiten beschränkt.

Neben Abschätzungen der PPV im Allgemeinen existieren auch Betrachtungen zur Empfindlichkeit und dem Verhalten von Gebäuden (z.b. Teasdale et al., 2006) unter Vibrationsbelastung. Diese Untersuchungen beinhalten die Antwort von Bausubstanz auf kontinuierliche frequenzmodulierte Vibrationen und Eigenschwingungen der Gebäude. Im Folgenden werden solche Aspekte der Bebauung und dessen Verhalten allerdings nicht weiter betrachtet.

Für den Deutschen Raum gibt es für Bodenvibrationen vorgegebene Normwerte nach DIN4150-3 (1999). Diese geben für zeitlich begrenzte Vibrationen frequenzabhängige Maximalamplituden an. Abb. 3.4 zeigt für verschiedene Bebauungskategorien (Industrielle Bauten, normale Wohnbauten, denkmalgeschützte oder anderweitig empfindliche Bauten) die entsprechenden frequenzabhängigen Grenzwerte. Die zulässigen Amplituden der Geschwindigkeiten steigen mit zunehmender Frequenz an. Dies beruht auf der Frequenzabhängigkeit der Geschwindigkeiten, bei gleichzeitig gleichbleibender Bodenverschiebung. Zusätzlich zu den deutschen Grenzwerten sind die Richtwerte nach Siskind et al. (1980) eingetragen. Diese werden von der zuständigen US-Behörde empfohlen, sind aber nicht verbindlich. Sämtliche vibroseismischen Untersuchungen sollten diese Grenzwerte überwachen und einhalten. In der Praxis muss bei Überschreitungsgefahr der Grenzwerte die Anregungskraft der seismischen Vibratoren reduziert werden. Ähnliche leicht voneinander abweichende Grenzwerte gibt es auch in fast allen anderen Europäischen Staaten.

4. Finite-Differenzen-Modellierung seismischer Vibratorquellen

In diesem Kapitel werden die Parameter und Einstellungen für die durchgeführten Vorwärtsmodellierungen getestet. Ziel ist, die FD-Modellierungen möglichst realistisch umzusetzen. Teilweise muss aufgrund der Komplexität von Quelle und Untergrund allerdings auf Vereinfachungen zurück gegriffen werden. Der erste Teil befasst sich mit Themen, welche durch die FD-Modellierung selbst bedingt sind. Im zweiten Abschnitt werden Tests zu variierten Modellparametern durchgeführt, diese umfassen den für seismische Vibratoren spezifischen Aspekt des Quellsignals, sowie die Problematik der korrekten Umsetzung der seismischen Dämpfung im Untergrund.

4.1. Vorüberlegungen

4.1.1. Wahl des Modells

Für die Testläufe wird ein einfacher Zweischichtfall genutzt. Dieses Modell besteht aus einer 6 m mächtigen Deckschicht und einem darunter liegenden homogenen Halbraum. Das Modell basiert ungefähr auf dem bereits von Kalinski (2007) genutzten Modell Aufbau. Die seismischen Geschwindigkeiten entsprechen näherungsweise einem Poisson-Körper ($v_p = \sqrt{3}v_s$). Bei der Schichtgrenze handelt es sich also nicht um den Grundwasserspiegel, sondern möglicherweise um das Grundgestein. Die Qualitätsfaktoren für die zwei Schichten werden aufgrund von nicht sehr präzise definierten Angaben geschätzt. Tabelle 4.1 zeigt alle genutzten Werte für das Basismodell. Für einzelne Betrachtungen werden im Folgenden einzelne Parameter variiert, um die Auswirkung von Untergrundvariationen zu testen. Die Wahl eines relativ einfach gehaltenen Zweischicht-Modells hat den Vorteil, dass die Anzahl der Variablen noch relativ überschaubar ist. Somit sind die Auswirkungen von Änderungen einzelner Parameter aus sehr leicht ersichtlich und interpretierbar.

4.1.2. Diskretisierung und Ausdehnung von Modellraum und -zeit

Die Ausdehnung des Modellraumes muss an das Ziel der Modellierungen angepasst werden. Das Modell muss ausreichend ausgedehnt sein, um alle relevanten Amplitudeneffekte bei der Wellenausbreitung zu beinhalten. Als Grundlage wird auch hier das Modell von Kalinski (2007) genutzt. Die horizontale Größe wird für die Testmodelle auf $144 \text{ m} \times 144 \text{ m}$ festgelegt. Aufgrund des hohen Rechenaufwandes für 3D-FD-Modellierungen wird die Größe des Modellraumes möglichst gering gehalten. Die Tiefe des Modellraumes ist von der Eindringtiefe der Rayleighwellen abhängig. Unter der Annahme der in Tabelle 2.1 gezeigten Näherungen ergibt sich für das Modell K2 eine Eindringtiefe der Rayleighwellen von

Tabelle 4.1.: Parameter des Basismodells K2 für die synthetischen Tests (2-Schicht-Fall), angelehnt an das Ausgangsmodell von Kalinski (2007).

Parameter	Schicht 1	Halbraum
v_p (m/s)	400	1991
v_s (m/s)	244	1219
ρ (kg/m ³)	1930	2400
Q	20	50
Tiefe (m)	0 – 6	> 6

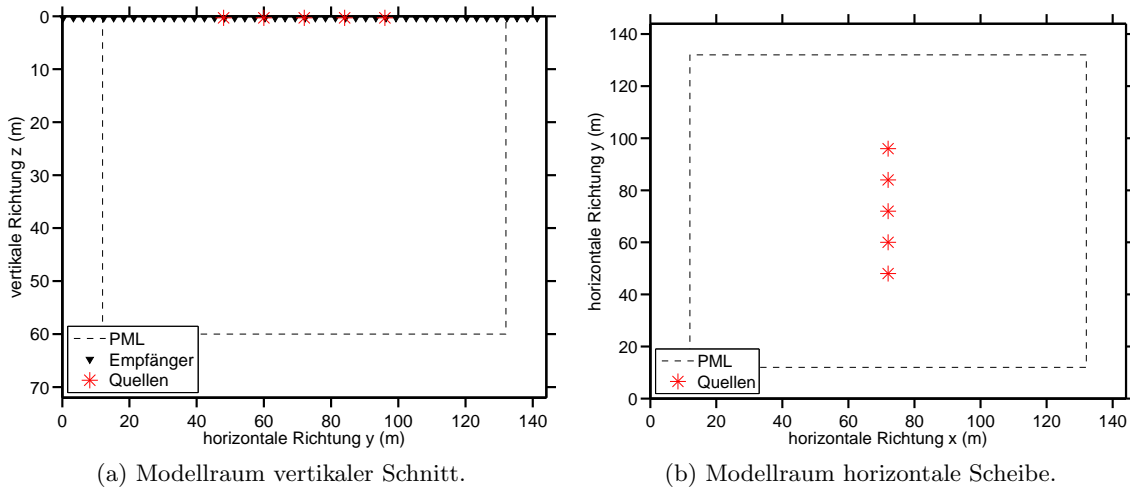


Abbildung 4.1.: Schematischer Aufbau des Modellraumes mit der Ausdehnung der PML, den Quellpositionen und in (a) der Lage der Empfänger. Zu Darstellungszwecken ist nur jeder fünfte Empfänger abgebildet.

$z = 46$ m für die Werte von Schicht 1 und eine Frequenz von 10 Hz. Für den Halbraum würde sich eine Eindringtiefe von $z = 230$ m ergeben. Die Modelltiefe wird auch auf Grund des sonst zu hohen Rechenaufwandes auf 72 m begrenzt. Abb. 4.1 zeigt den Aufbau des Modellraumes. Die absorbierenden Ränder haben für Modellierungen auf Basis des Modells K2 eine Mächtigkeit von 12 m. Es ist zu beachten, dass die Bereiche der absorbierenden Ränder vom auswertbaren Modellraum abgezogen werden müssen.

Die minimale räumliche Auflösung muss entsprechend der Bedingung von Gleichung 2.29 gewählt werden. Für das Modell K2 ist eine räumliche Auflösung von $dx = 0,3$ m ausreichend. Die räumliche Auflösung wurde für alle drei Dimensionen identisch gewählt. Entsprechend dem Courant-Kriterium folgt die zeitliche Abtastung von $dt = 5 * 10^{-5}$ s.

Für Punktquellen auf der Oberseite eines lateral homogen geschichteten Mediums erwartet man eine klare Radialsymmetrie der Ergebnisse, für eine lineare Vibrator-Anordnung entsprechend Spiegelsymmetrie zur Auslagelinie der Quellen. Grundsätzlich würde daher die Hälfte der in Abb. 4.1 gezeigten horizontalen Ausdehnung ausreichen. Da aber im Rahmen der Arbeit auch 3D-Untergrundmodelle betrachtet werden sollen, wird auf eine Reduzierung des Modellraumes an dieser Stelle verzichtet.

4.1.3. Seismische Empfänger und Seismogramme

Die seismischen Empfänger (Geophone) werden gleichmäßig über die gesamte Modelloberseite an der Position des ersten Gridpunktes (modellabhängig $z = 0,3$ m bzw. $z = 0,2$ m) gesetzt (s. Abb. 4.1). Die Empfänger zeichnen, wie in der Seismik üblich Ge-

schwindigkeiten auf. Die Ausgabe der Seismogrammdaten erfolgt für die Richtungskomponenten getrennt jeweils im Seismic Un*x Format (SU). In dieser Arbeit wird ausschließlich die vertikale Komponente betrachtet. Diese Komponente weist zum einen die höchsten Amplituden auf, zum anderen kommen in den Feldmessungen ausschließlich Vertikalgeophone zum Einsatz. Die horizontale Auflösung der Empfänger entspricht der halben Gitterauflösung. Die zeitliche Auflösung der Seismogramme wird ebenfalls geringer als die Modellauflösung gewählt. Unter der Beachtung der Nyquistfrequenz in Abhängigkeit von der max. Frequenz des Quellsignales kann dadurch das entstehende Datenvolumen reduziert werden. Dies ist notwendig um die Seismogramme bereits im Rahmen des Modellierungsvorganges in eine zusammenhängende Ausgabedatei zu speichern. Bei größeren Datenvolumen müsste das Zusammenfügen der einzelnen Spuren eines jeden Geophons in einem zusätzlichen Arbeitsschritt erfolgen oder das Speichervolumen erweitert werden. Die reduzierte zeitliche Auflösung der Spuren hat keine weiteren Auswirkungen auf das Modellergebnis.

4.1.4. Implementierung der Quelle und Erstellung des Quellsignals

In SOFI3D kann eine vertikale Kraftquelle implementiert werden. Die Stärke wird exakt definiert und wirkt auf einen einzelnen Gitterpunkt. Die Verwendung mehrerer Quellpunkte ist möglich. Für alle Modellierungen in Kap. 4 wird eine Kraft von 160 kN gewählt. Die Grundplatte einer Vibratorquelle ist in der Realität allerdings keine Punktquelle und auch nicht zwingend radialsymmetrisch. Eine flächige Quelle kann durch die Verteilung der Querkraft auf nebeneinanderliegende Gitterpunkte konstruiert werden. Abb. 4.2 zeigt die PPV entlang zweier Profile für eine einzelne Punktquelle und eine Quelle welche aus 4×8 im Rechteck angeordneten Quellpunkten besteht. Es werden 5 in einer Linie positionierte Vibratoren dieser Art genutzt. Die Gesamtkraft verteilt sich gleichmäßig auf alle Quellpunkte einer solchen zusammengesetzten Quelle.

Das Ergebnis für eine flächige Quelle zeigt im Vergleich zur Punktquelle im Nahbereich um die Vibratoren leicht erhöhte Amplituden, welche ab einer Entfernung von etwa 35 m vom Arraymittelpunkt auf das Niveau der Ergebnisse für die Punktquelle abgefallen sind. Zudem ist die Abstrahlung nicht radial einheitlich. Quer zur Auslage liegen die modellierten Amplituden leicht über dem Niveau der Amplituden für die Modellierung der Punktquellen, was bei der genutzten Quellform eines Rechteckes zu erwarten ist. Die ausgedehnte Quelle wird für alle in Kap. 4 gezeigten Ergebnisse genutzt.

Grundsätzlich ist auch die Implementierung einer dreidimensionalen Quellplatte denkbar. Dazu müsste aber der Modellraum in die aufliegende Luft hinein erweitert werden und die zeitliche Auflösung aufgrund der hohen seismischen Geschwindigkeiten in Stahl deutlich erhöht werden (min. 3-fache Auflösung). Die freie Oberfläche muss dann durch eine Luft- oder Vakuum-Schicht ersetzt werden. Zusätzlich wäre eine höhere räumliche Auflösung sinnvoll um die Platte detaillierter zu modellieren. Der Rechenaufwand würde sich dadurch insgesamt mindestens um den Faktor 10 erhöhen. Aufgrund des deutlich höheren Aufwandes wird in dieser Arbeit auf das beschriebene Vorgehen verzichtet.

Als Quellsignal wird ein wie Kap. 3.1 beschriebener Upsweep mit einem Kosinustaper der Länge 0,2s verwendet. Das für die in Kapitel 6 durchzuführenden Modellierungen verwendete Quellsignal und das dazugehörige Frequenzspektrum sind in Abb. 4.3 beispielhaft dargestellt. Zur besseren Erkennbarkeit der Signalform ist nur die erste Sekunde des Sweeps abgebildet. Das Spektrum weist geringfügige Spikes an den Ansätzen der Flanken auf (Gibbssches Phänomen). Für die Modellierungen im Rahmen des Kapitels 4 wird teilweise ein anderes Signal verwendet. Dies kann je nach Untersuchungsziel eine abweichende zeitliche Dauer, aber auch einen anderen Frequenzgehalt aufweisen. Die entsprechenden Parameter des Sweep-Signales sind bei den entsprechenden Abbildungen jeweils vermerkt.

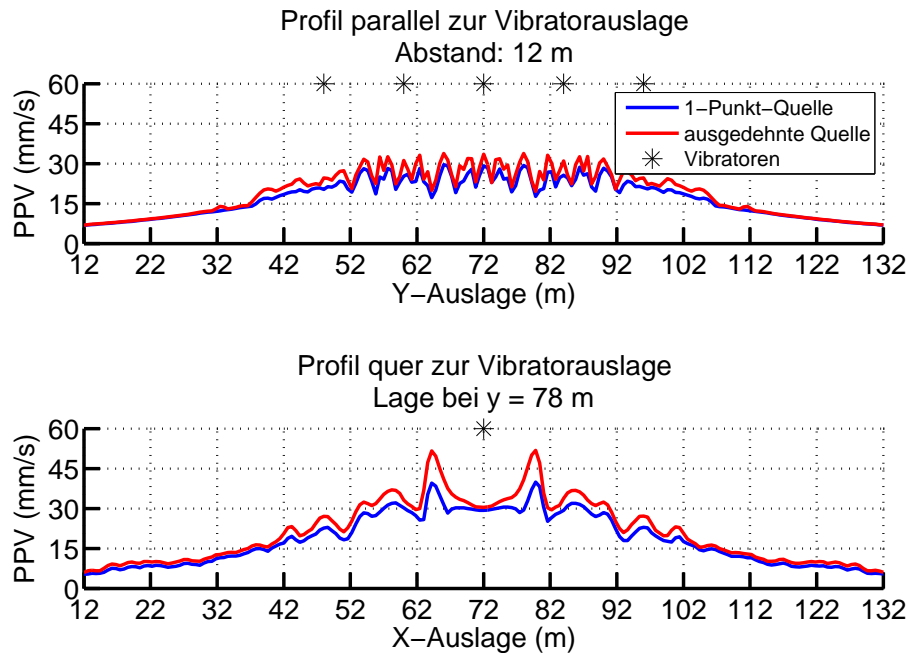


Abbildung 4.2.: Vergleich der Queldiskretisierung anhand der PPV entlang zweier Profile für eine flächige Quelle und einer Punktquelle.

4.2. Synthetische Tests

In diesem Abschnitt werden verschiedene Modellierungen durchgeführt, um die Empfindlichkeit der PPV-Verteilung bzgl. des Quellsignales (Frequenzgehalt und Dauer), sowie der seismischen Dämpfung abschätzen zu können. Auf die Betrachtung der physikalischen Dichte wird in dieser Arbeit verzichtet. Rayleighwellen weisen zwar eine Dichteabhängigkeit auf, diese ist allerdings deutlich geringer als die Abhängigkeit von den seismischen Geschwindigkeiten (Forbriger, 2003). In-Situ-Dichten sind nur sehr aufwändig zu ermitteln und daher für die praktische Anwendung nicht immer verfügbar. Zur Bestimmung der Dichte werden üblicherweise Bohrloch-Logs verwendet. Liegen diese im Untersuchungsgebiet vor, können sie die Dichteuntersuchungen verfeinern. Allerdings werden oberflächennah Dichtewerte häufig nicht geloggt. Zumeist basieren die Dichtewerte in Modellen daher auf Standardreferenzen für die Dichte von Sedimenten (z.B. Gardner et al., 1974, Schön, 2004) oder entsprechenden Gesteinsdichten (vgl. Schön, 2004).

4.2.1. Frequenzgehalt und Dauer des Sweeps

Das Signal der seismischen Vibratoren ist besonders durch das wohldefinierte Frequenzspektrum charakterisiert. Abhängig vom emittierten Frequenzband können im Nahfeld verschiedene Interferenzmuster auftreten. Um den Einfluss der Bandbreite auf die PPV abschätzen zu können, werden fünf Modellierungen mit unterschiedlichen Bandbreiten durchgeführt. Dazu wird jeweils das gleiche Untergrundmodell gewählt. Entsprechend dem in Abschnitt 4.1.2 erläuterten Aufbau werden die Resultate bzgl. ihrer PPV-Verteilung untersucht. Abb. 4.4 zeigt dazu die modellierten Amplituden entlang zweier Profile parallel bzw. quer zur Auslage der Quellen. Es ist zu erkennen, dass mit zunehmend höherem Frequenzgehalt die Komplexität der PPV-Verteilung zunimmt. Oberhalb von 76 Hz sind die Änderungen der Amplituden allerdings nur noch gering. Dies ist durch den hohen Grad der Dämpfung zu erklären, sodass die Maximalamplituden nicht im hochfrequenten Bereich auftreten können. Ab einer Entfernung von etwa 40 m vom Arraymittelpunkt gleichen sich die Werte an. In diesem Bereich nimmt zudem die Bedeutung der Interferenz der Signale

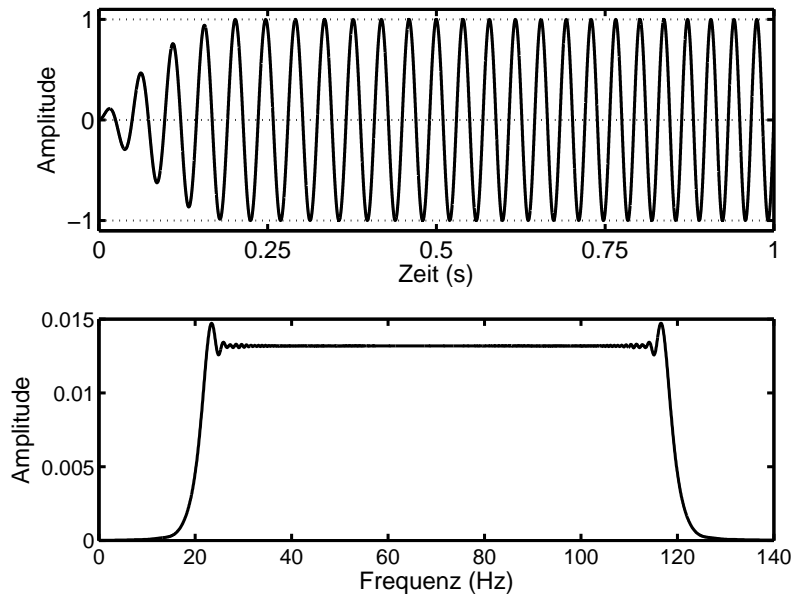


Abbildung 4.3.: Signalform und Amplitudenspektrum eines Upsweeps der Dauer 10 s, Taper: $dt = 0,2$ s, Frequenzbereich: 20 Hz – 120 Hz. Oben ist aus Darstellungsgründen nur ein zeitlicher Ausschnitt aus der Signalform dargestellt.

der einzelnen Vibratoren deutlich ab, sodass sich bereits vom Fernfeld sprechen lässt. Die genaue Entfernung dieses Überganges ist allerdings relativ fließend sowie frequenzabhängig.

Ein weiterer wichtiger Parameter für die Signalkonstruktion ist die Sweeplänge. Um deren Bedeutung für die Verteilung der PPV zu bestimmen, werden Modelle für unterschiedliche Sweepdauern, mit jeweils identischem Frequenzgehalt berechnet. Abb. 4.5 zeigt die Ergebnisse für die gleiche Modellkonfiguration wie oben. Die Ergebnisse weisen eine fast hundertprozentige Übereinstimmung auf. Die Signaldauer eines linearen Upsweeps ist somit nicht für die Amplitudenverteilung an der Erdoberfläche relevant. Dieses Ergebnis stimmt mit den Ergebnissen von Kalinski (2007) überein. In der Arbeit von Kalinski wurde zudem bestätigt, dass für lineare Upsweeps und Downsweeps bei gleichem Frequenzgehalt die Oberflächenamplituden gleich sind. Alle Betrachtungen gelten allerdings nur für einen amplitudenkonstanten Sweep. In Realität ist die Anregung der Oberflächenwellen frequenzabhängig (Antwortfunktion der Erde, Kopplungseffekte etc.). Diese Abhängigkeit ist vom Untergrund, sowie den Messbedingungen abhängig und zudem nur schwer abzuschätzen (vgl. Abschnitt 3.1). Die Ergebnisse in Abb. 4.5 lassen auch Aussagen zur Fragestellung der Dispersion zu. Würde die Dispersion die PPV beeinflussen wäre eine Variation mit unterschiedlicher Signaldauer zu erwarten, da die Frequenzanteile anders verteilt wären. Dies ist allerdings nicht der Fall. Dispersion aufgrund von frequenzabhängigen Geschwindigkeitsvariationen wäre nur bei großen Frequenzunterschieden während sehr kurzer Zeit merkbar relevant. Dies ist z.B. für Impulsquellen der Fall. Über eine Entfernung von 50 m und eine Scherwellengeschwindigkeit von 244 m/s beträgt die Laufzeit der Rayleighwellen etwa 0,2 s. Die Frequenzänderung des Quellsignals beträgt über diese Zeitspanne < 5 Hz. Dispersion ist über diesen Bereich folglich vernachlässigbar.

4.2.2. Variationsrechnungen für die seismische Dämpfung

Der seismische Qualitätsfaktor Q bestimmt das Abklingen der Amplituden mit der Entfernung und ist somit ausschlaggebend für die Gefährdung. Wie in Kapitel 2.2.4 beschrieben, kann die genutzte Modellierungssoftware die seismische Dämpfung für breite

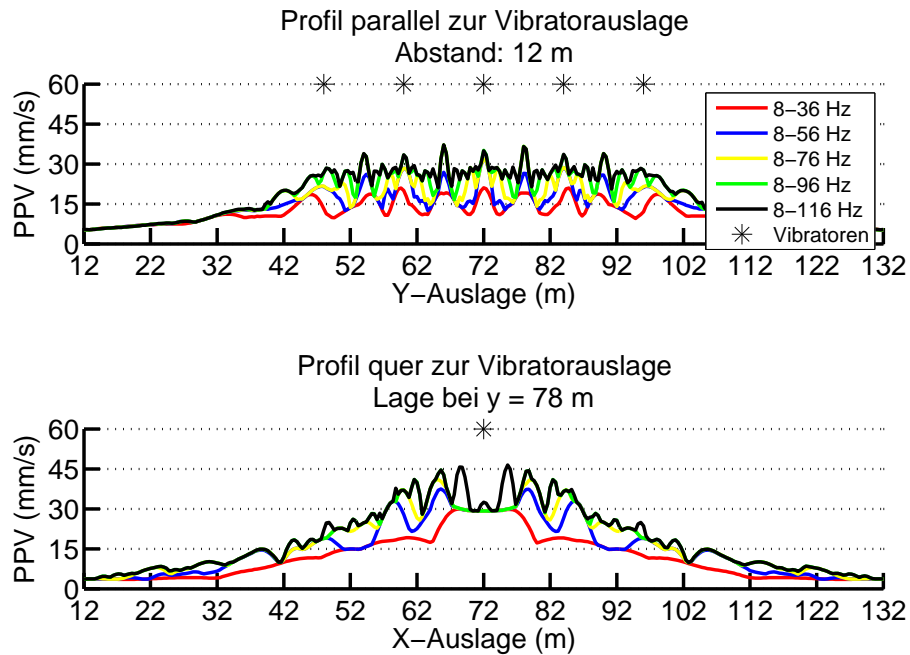


Abbildung 4.4.: Vergleich der PPV für verschiedene Frequenzgehalte des Sweepsignals bei gleichbleibender Signaldauer ($T = 10$ s). Untergrundmodell: SR.

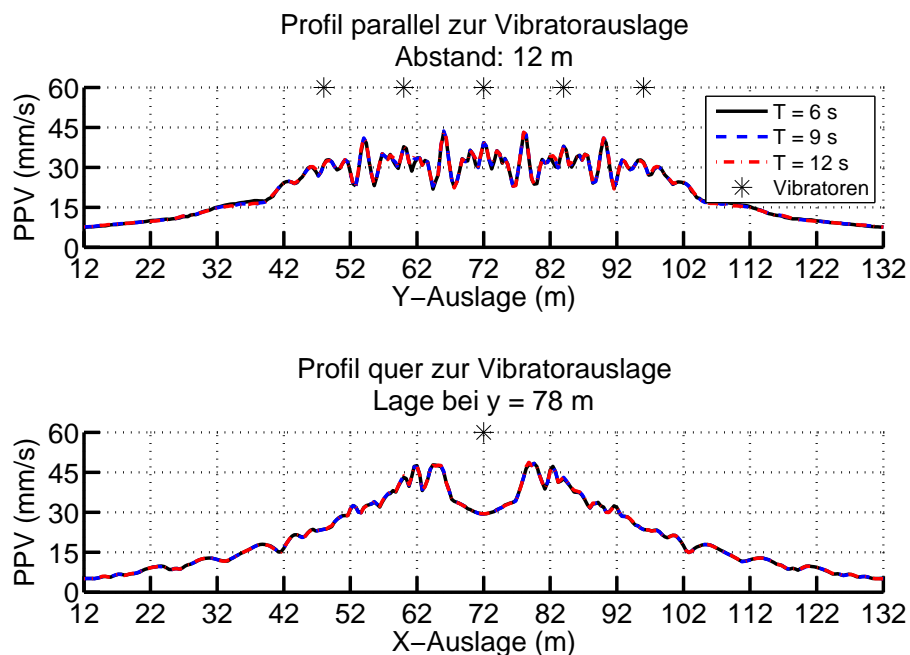


Abbildung 4.5.: Vergleich der PPV für verschiedene Signaldauern (T) bei gleichbleibendem Frequenzgehalt des Sweepsignals. Untergrundmodell: SR.

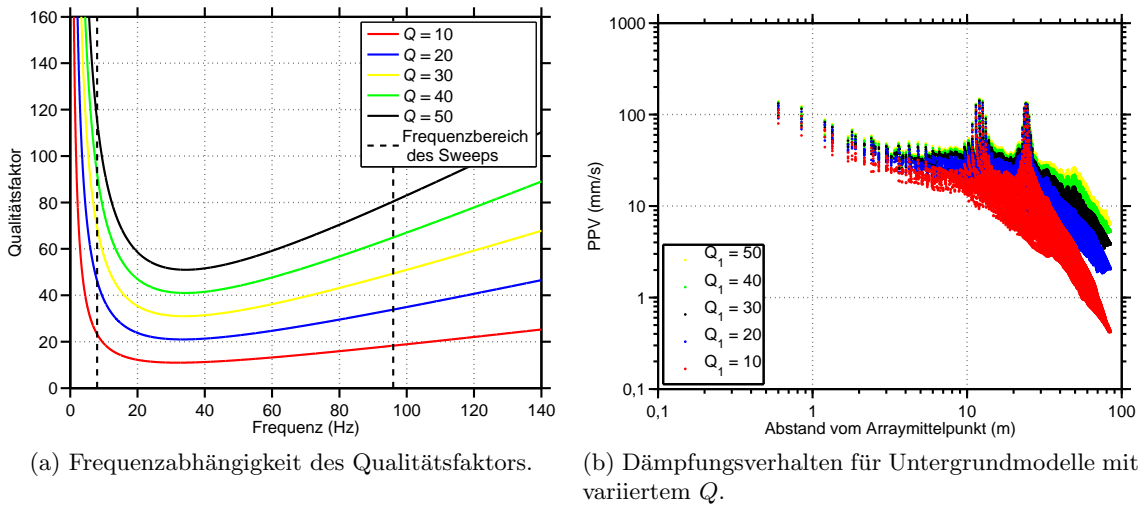


Abbildung 4.6.: (a) Frequenzabhängigkeit von Q , wie sie in der Modellierung mit SOFI3D entsteht. Die Relaxationsfrequenz ist konstant $f_{L1} = 35$ Hz. (b) PPV in Abhängigkeit von der Entfernung zum Arraymittelpunkt für das Modell K2 mit variiertem Q in der ersten Schicht.

Anregungsspektren nicht beliebig genau annähern. Der meist als frequenzunabhängig angenommene Qualitätsfaktor weist bei breiten Spektren eine erhebliche Variation auf. In Abb. 4.6a ist diese Variation für verschiedene Zielwerte von Q dargestellt. Mithilfe der Relaxationsfrequenz f_{L1} kann der Verlauf der Kurven nur geringfügig beeinflusst werden. Die bestmögliche Optimierung wird in der Abbildung 4.6a für $Q = 10$ durchgeführt, indem die Abweichung für den gewünschten Frequenzbereich minimiert wird. Für andere Werte von Q ist diese Optimierung bereits nicht mehr exakt. Diese größer werdenden Abweichungen treten insbesondere bei geschichteten Medien mit variierenden, zumeist größer werdenden Qualitätsfaktoren auf.

Für das Untergrundmodell K2 werden verschiedene Rechnungen durchgeführt, bei welchen nur der Qualitätsfaktor in der Schicht 1 variiert. Die resultierenden PPV-Werte sind in Abb. 4.6b in Abhängigkeit von der Entfernung vom Quellarray-Mittelpunkt logarithmisch aufgetragen. Die allgemeine Verteilung der Maxima ist sehr ähnlich. Die Maximalamplituden im Bereich der einzelnen Vibratoren stimmen für alle fünf Dämpfungsmodelle überein. Die Spitzen bei 12 m und 24 m Entfernung entsprechen den Positionen der Vibratoren mit diesem Abstand vom Mittelpunkt. Das Abklingen der Amplituden ist dagegen sehr vom gewählten Q -Wert abhängig. Der Unterschied zwischen den Ergebnissen beträgt für größere Entfernungen von der Quelle für $Q = 10$ bzw. $Q = 50$ bereits eine Größenordnung. Dies zeigt, wie wichtig die Kenntnis der Dämpfung des Untergrundes für die Abschätzung des Gefährdungsradius' ist.

4.3. Modellierung seismischer Vibratorquellen für reale 1D-Untergrundmodelle

Basierend auf den Untergrundmodellen aus den Oberflächenwelleninversionen von Stelzer (2010) werden in diesem Abschnitt Modellierungen durchgeführt und die Ergebnisse für zwei stark unterschiedliche Untergrundkonfigurationen gezeigt. Die Modelle sind ausschließlich eindimensional. Hochauflösende oberflächennahe 3D-Untergrundmodelle sind sehr aufwendig zu messen und stehen für diese Arbeit nicht zur Verfügung.

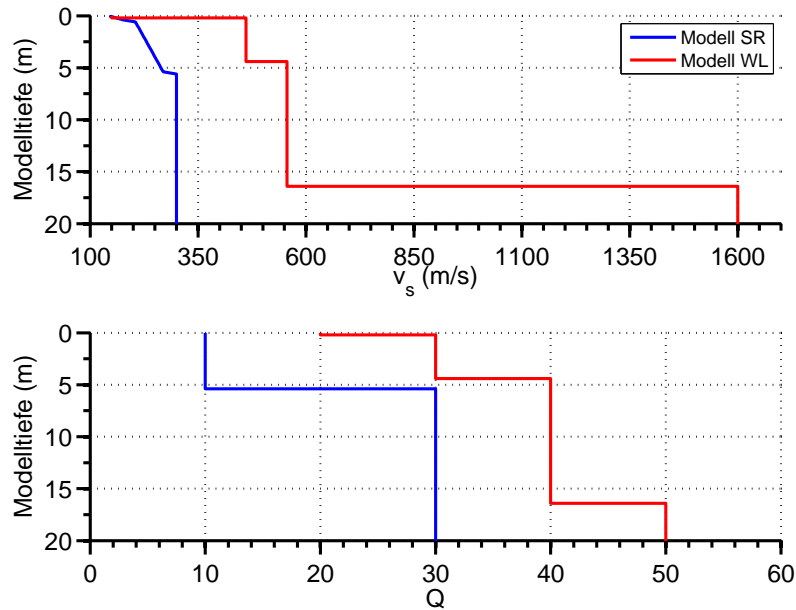


Abbildung 4.7.: Tiefenprofile der Scherwellengeschwindigkeit (oben) sowie des Qualitätsfaktors (unten) für die Modelle "Segelflugplatz Rheinstetten (SR)" und "Wössingen-Lugenberg (WL)" (nach Stelzer (2010)). Vollständige Werteübersicht der Modelle s. Anhang B.1).

4.3.1. Aufbau der Untergrundmodelle

Für die Modellierung werden zwei deutlich verschiedene Untergrundmodelle ausgewählt. Die Modelle basieren auf der "Inversion flachseismischer Wellenfeldspektren", durchgeführt von Stelzer (2010). Die Datengrundlage sind seismische Profile, angeregt durch Hammerschläge. Die seismischen Geschwindigkeiten sind Ergebnis der Inversionen. Die Dämpfungswerte, sowie Dichten dagegen sind aus der Literatur abgeleitete Standardwerte (Stelzer, 2010). Für die Scherwellengeschwindigkeit sowie den Qualitätsfaktor sind die Tiefenprofile der zwei Modelle in Abb. 4.7 dargestellt. Eine Übersicht über alle Untergrundparameter der zwei Modelle findet sich im Anhang B.1. Das Modell Segelflugplatz Rheinstetten (SR) weist eine markante Schichtgrenze in 5,4 m Tiefe auf und darunter eine deutliche Änderung des Poissonverhältnisses. Der Übergang wird durch den Grundwasserspiegel erklärt (Stelzer, 2010). Das Modell Wössingen-Lugenberg (WL) ist dagegen durch anstehenden Muschelkalk geprägt, welcher möglicherweise infolge von Verwitterung eine Schichtausprägung entwickelt hat (Stelzer, 2010). Die Geschwindigkeiten sind deutlich höher als im Modell SR und das Poisson-Verhältnis ist hier wesentlich konstanter. Die Modelle charakterisieren zwei sehr unterschiedliche Regimes und wurden stellvertretend zur Verdeutlichung der Bandbreite von verschiedenen Untergrundcharakterisierungen ausgewählt.

4.3.2. Modellierungsergebnisse für 1D-Modelle

Für die beiden Modelle aus Abschnitt 4.3.1 wird die bereits vorher gezeigte Vibratoranordnung von fünf seismischen Quellen modelliert. Das Quellsignal umfasst den Frequenzbereich 8 Hz bis 116 Hz und hat eine Stärke von 160 kN. Dies entspricht einer typischen Quellstärke von industriellen hydraulischen Vibratoren. Die Ergebnisse der PPV sind in Abb. 4.8 dargestellt, wobei sowohl die Amplituden, als auch die Frequenzen der PPV kartiert werden können. Zur besseren Analyse des Abklingverhaltens ist in Abb. 4.9 die Amplituden-Offset-Relation dargestellt. Abschließend werden für zwei ausgewählte Positionen die modellierten Seismogramme für die zwei Modelle miteinander verglichen (Abb.

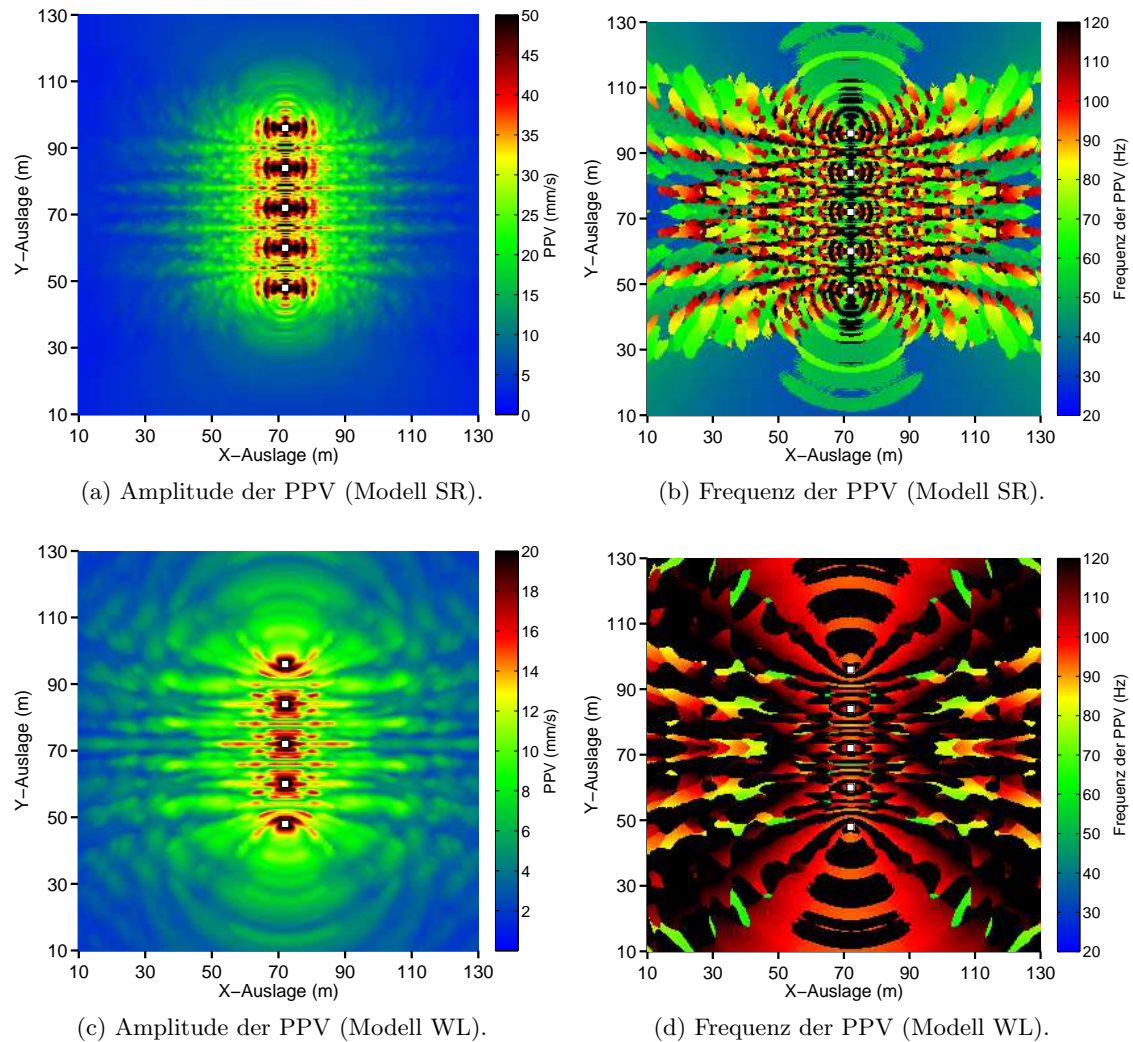


Abbildung 4.8.: Flächenhafte Kartierung der PPV und der zugehörigen Frequenz für die Modelle SR und WL. Aus Darstellungsgründen wurden die Skalierungen für die PPV unterschiedlich gewählt. Die Positionen der fünf Vibratoren sind durch weiße Quadrate gekennzeichnet. Stärke der Quelle: 160 kN. Sweepparameter: $T = 12$ s; $f_{\min} = 8$ Hz; $f_{\max} = 116$ Hz.

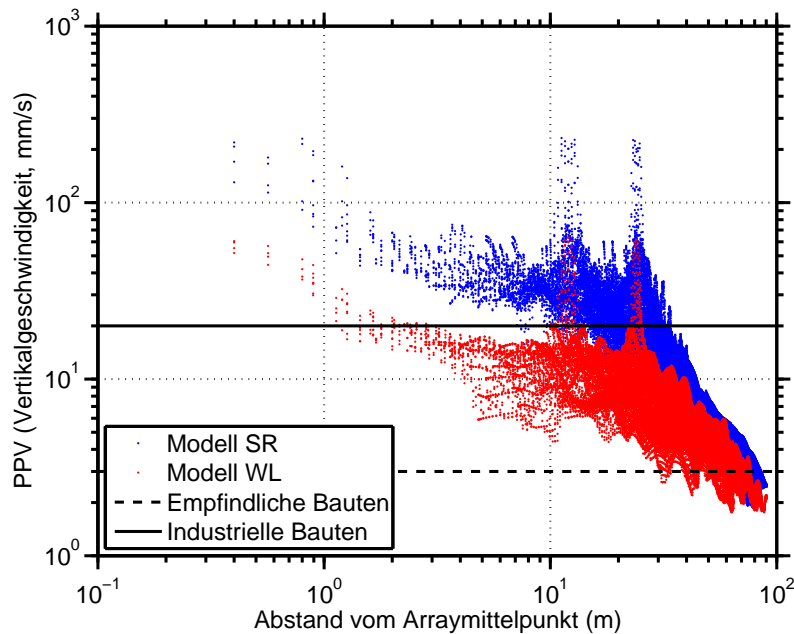
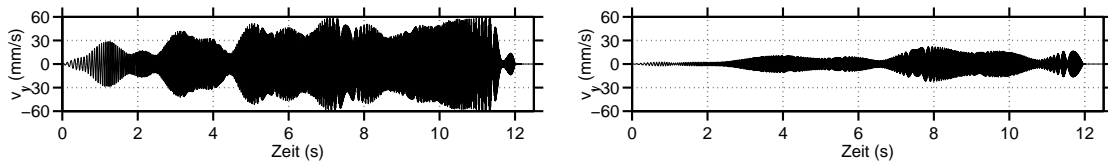


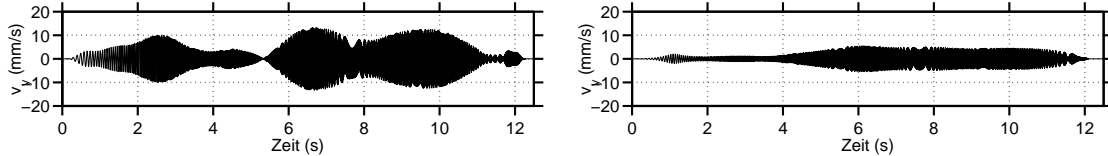
Abbildung 4.9.: PPV in Abhängigkeit von der Entfernung zum Arraymittelpunkt für die Modellrechnungen auf Grundlage der in Abschnitt 4.3.1 beschriebenen Modelle. Die schwarzen horizontalen Linien entsprechen den Grenzwerten für zulässige Erschütterungen an Bausubstanz nach DIN4150-3 (1999). Modellparameter s. Abb. 4.8.

4.10).

Die Verteilung der PPV im Nahfeld des Vibratorarrays zeigt ein mit der Entfernung zum Array abnehmendes Verhalten (Abb. 4.8a und 4.8c). Innerhalb dieser quasi-radialen Symmetrie sind dagegen hohe Variationen der PPV zu erkennen. Diese werden durch die Interferenz der Sweep-Signale erzeugt. Kalinski (2007) begründet geringe Anteile auch als möglicherweise refraktierte P-Wellen. Für das Modell SR sind Refraktierte zwar zu erwarten, dies müsste sich allerdings durch ein geringfügiges Ansteigen der PPV in einer bestimmten Entfernung von dem Vibratoren zeigen. Ein solches Verhalten ist nicht zu erkennen, der Einfluss von Refraktierten ist daher vernachlässigbar. Das stärkere Abklingen von Raumwellen mit der Entfernung, sowie der geringe Anteil der Raumwellen an der abgestrahlten Energie lassen den Schluss zu, dass die PPV fast vollständig von Oberflächenwellen dominiert wird. Die kleinräumigen Bereiche höherer PPV verlaufen quer zur Arrayauslage. Abb. 4.9 zeigt allerdings, dass diese Amplituden gegenüber dem allgemeinen Abklingverhalten keine größeren Ausreißer bilden. Die von Oriard (1994) präsentierten empirischen Kurven (Abb. 3.3, Kap. 3.2) passen gut zu den in Abb. 4.9 dargestellten Ergebnissen. Das Abklingen der Amplituden ist für das Modell WL aufgrund der höheren Q-Werte geringer, die angeregten Bodenbewegungen aufgrund der höheren seismischen Geschwindigkeiten im oberflächennahen Untergrund ebenfalls deutlich geringer. In Abb. 4.9 sind auch die nach DIN4150-3 (1999) geltenden Grenzwerte eingetragen. Betrachtet man deren Überschreitungsbereiche, zeigen sich interessante Ergebnisse. Für das Modell WL werden die Grenzwerte für industrielle Bauten nur in einem Umkreis von weniger als 4 m um die Quellen herum überschritten. Für das Modell SR dagegen empfiehlt sich ein Sicherheitsabstand von min. 40 m. Die Grenzwerte für besonders schützenswerte Gebäude werden dagegen für die modellierte Konfiguration auf beiden Untergründen bis in eine Entfernung von etwa 90 m überschritten. Die Ergebnisse zeigen, dass die notwendige Entfernung der Bauwerke zu den Vibratoren sehr unterschiedlich sein kann und eine



(a) Modell SR. Abstand zum mittleren Vibrator in X-Richtung: 2 m. (b) Modell WL. Abstand zum mittleren Vibrator in X-Richtung: 2 m.



(c) Modell SR. Abstand zum mittleren Vibrator in X-Richtung: 30 m. (d) Modell WL. Abstand zum mittleren Vibrator in X-Richtung: 30 m.

Abbildung 4.10.: Seismische Spuren für die Modelle SR und WL für je zwei verschiedene Entfernungen zum mittleren seismischen Vibrator. Aus Darstellungsgründen wurden verschiedene Skalierungen verwendet. Modellparameter s. Abb. 4.8.

Voruntersuchung sinnvoll erscheint. Für die gezeigten Modelle ist im direkten Umfeld der Quellen der Unterschied zwischen den angeregten Bodenschwingungen im Bereich von fast einer Größenordnung. Zu größeren Entfernungen hin, nimmt dieser Unterschied dagegen schnell ab.

Mit Hilfe der Abbildungen 4.8b und 4.8d kann abgeschätzt werden, welche Frequenzen die jeweils maximalen Amplituden verursachen. Die Abbildungen zeigen nochmals deutlich, dass für WL die Wellenlängen erheblich größer sind. Zudem ist zu erkennen, dass die PPV für WL im gesamten Modellraum im eher hochfrequenten Bereich auftreten, für das Modell SR dagegen die tiefen und mittleren Frequenzen dominieren. Dies ist auf die stärkere Dämpfung der hohen Frequenzen zurückzuführen. Diese Ergebnisse sind allerdings vorsichtig zu interpretieren, da aufgrund der Modellierung von nur einer Relaxationsfrequenz die Dämpfung der hochfrequenten Signalanteile geringer erscheint, als sie in Wirklichkeit ist. Dies würde für Modell WL bedeuten, dass die gezeigte PPV unter Umständen noch geringer ausfallen könnte, als modelliert. Ebenfalls würde man für die Frequenzen der PPV mit zunehmender Entfernung eine kontinuierliche Abnahme der Frequenz erwarten, da die Amplituden der hohen Frequenzen mit der Entfernung deutlich schneller abnehmen. Dies ist aus den Modellierungsergebnissen so nicht zu erkennen. Eine Ausnahme bilden hier die quellfernten Bereiche in Abb. 4.8b, welche großflächig sehr niedrige Frequenzen zeigen.

Die in Abbildung 4.10 gezeigten Seismogramme sind beispielhaft für zwei beliebig ausgewählte Positionen. Gut zu erkennen ist das Interferenzverhalten, welches zu einigen Zeitpunkten deutliche Amplitudenreduzierungen verursacht und somit Quasi-Schwebungen erzeugt. Das Schwebungsmuster ist ortsabhängig. Auffällig ist in allen Seismogrammen die Überhöhung der Amplituden am Ende des Signales. Dieser Abschnitt ist vermutlich bereits durch die modellierungsbedingte deutlich geringere Dämpfung geprägt (vgl. Abb. 2.3) und nicht realistisch. In diesem Bereich zeigen alle Seismogramme auch relativ hochfrequente Schwebungen (Zeit > 11 s).

Abschließend lässt sich feststellen, dass für die Modellierung eines 1D-Untergrundes z.B. mit der Darstellung 4.9 auf Grundlage der Modellierungen eine gute Aussage über die Gefährdung getroffen werden könnte. Wichtig ist zu beachten, dass der radial dominierte Amplitudenrückgang erst ab einer von der Array-Geometrie abhängigen Entfernung ein-

setzt. Wie hier gezeigt wurde, sind für einige Untergrundbeschaffenheiten Messungen mit hohen Amplituden bereits sehr nah an Gebäuden denkbar. Im Kapitel 5 soll dann für den Untergrund SR untersucht werden, wie zuverlässig die Modellergebnisse sind.

4.4. Eindringtiefe von Oberflächenwellen

Wie bereits mehrfach erwähnt, sind die Oberflächenwellen für die Gefährdung hauptverantwortlich. Die Kenntnis über die Eindringtiefe von Rayleighwellen ist zum einen wichtig um die Tiefe des Modellraumes festzulegen (vgl. Abschnitt 4.1.2), zum anderen aber auch, um abschätzen zu können bis in welche Tiefe die Parameter des Untergrundmodelles bekannt sein sollten.

Die Amplitudenabnahme mit der Tiefe ist in Abb. 4.11 gezeigt. Das Quellsignal weist für den Zeitpunkt von Abb. 4.11a eine dominante Frequenz von etwa 40 Hz auf. Das Abklingverhalten ist gleichmäßig exponentiell, wie es für einen homogenen Halbraum typisch ist. Die Rayleighwelle wird demnach durch den Halbraum dominiert. Gemäß der Tiefenabschätzung nach Soczkiewicz (1997) würde man für diesen Fall eine Eindringtiefe von etwa 22 m erwarten, was in Näherung der modellierten Eindringtiefe entspricht. Für die höheren Frequenzen ist eine Entwicklung von ausgeprägten Moden zu beobachten. Gleichzeitig nehmen die Amplituden zu, was durch die oberflächennah geringeren Scherwellengeschwindigkeiten zu erklären ist. Abb. 4.11c weist ein deutliches Maximum in der Tiefe von 0 m – 2,5 m auf. Dies stimmt gut mit der erwarteten Eindringtiefe von < 3 m für Rayleighwellen in der obersten Schicht überein. Zudem sind weitere Nebenmaxima der Teilchengeschwindigkeit in der Tiefe zu erkennen. Diese werden durch Moden verursacht, welche zwar ebenfalls als Oberflächenwellen verlaufen, die maximalen Amplituden allerdings nicht an der Oberfläche aufweisen. Es ist anhand der Modellergebnisse gut zu erkennen, dass diese Modenentwicklung erst bei höheren Frequenzen auftritt, da diese durch die Schichtung des Untergrund stärker beeinflusst werden. Eine Modelltiefe von 66 m (ohne PML, in Abb. 4.11 rot eingezeichnet) scheint letztendlich ausreichend zu sein, um die auftretenden Rayleighwellen vollständig modellieren zu können. Die Amplituden in größeren Tiefen, welche ein eher gleichbleibendes Niveau aufweisen, stammen von den ebenfalls angeregten Raumwellen und können hier vernachlässigt werden.

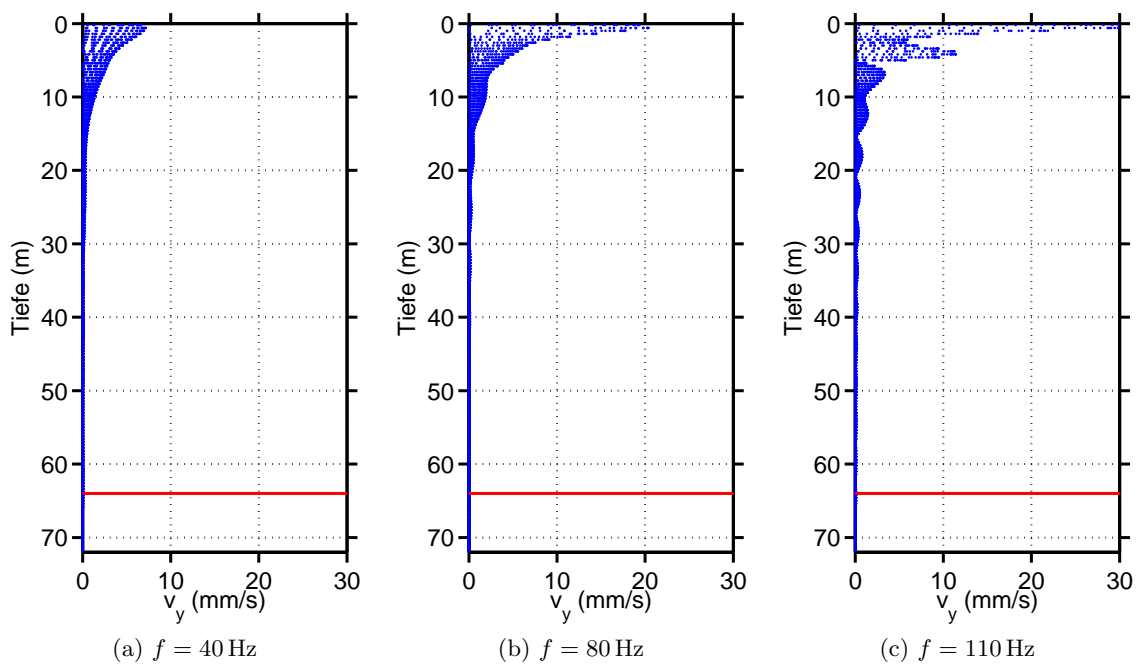


Abbildung 4.11.: Vertikale Teilchengeschwindigkeiten für drei verschiedene Frequenzen. Die aufgetragenen Datenpunkte entsprechen den Geschwindigkeiten in einem Zeitintervall von 50 ms. Die rote Linie ist der PML-Rand. Geschwindigkeitsmodell SR, Modellparameter s. Abb. 4.8.

5. Umsetzung und Auswertung einer vibroseismischen Feldstudie

Eines der Hauptziele dieser Arbeit ist die Validierung der Modellierungsergebnisse anhand von Feldmessungen. Nur so lässt sich die Aussagekraft der Modellierungen bewerten. In den ersten beiden Abschnitten dieses Kapitels werden dazu Planung und Durchführung der Feldmessungen beschrieben, sowie die verwendete seismische Quelle betrachtet, weil diese für den Gefährdungsaspekt ausschlaggebend ist. Im dritten Abschnitt erfolgt die Auswertung der Messungen und Präsentation der Ergebnisse bzgl. der Gefährdung und der die Modellierung betreffenden Aspekte (PPV, Frequenzverhalten, Dämpfung u.a.). Neben der Gefährdung werden aber auch die Eigenschaften des Untergrundes, sowie die Qualität der Quelle näher untersucht, um die Modellierungen verbessern zu können.

5.1. Vorüberlegungen

Die Gefährdung durch seismische Vibratoren ist nur für große hydraulische, zumeist industriell genutzte Vibratoren relevant, da diese entsprechend starke Anregungen erzeugen. Im Rahmen dieser Arbeit stehen solche Quellen allerdings nicht zur Verfügung. Aufgrund des sehr aufwendigen Messaufbaus wäre auch eine industrielle Untersuchungen begleitende Studie schwer umsetzbar. Aus diesen Gründen wird für diese Arbeit eine kleine und handliche Vibrationsquelle genutzt. Da nur eine einzelne seismische Quelle zur Verfügung steht, werden Schüsse an verschiedenen Positionen durchgeführt und anschließend aufsummiert, um ein Array zu simulieren. Möglicherweise auftretende nichtlineare Effekte infolge von Wechselwirkungen zwischen den Quellen können dadurch allerdings nicht betrachtet werden. Dagegen können Nichtlinearitäten einer einzelnen Quelle aufgezeichnet werden.

In den folgenden Abschnitten wird die gewählte Messfläche vorgestellt und die verwendete Quelle und das erzeugbare Quellsignal erläutert. Im dritten Abschnitt wird die Messkonfiguration unter Berücksichtigung des zur Verfügung stehenden Materials (Anzahl der Geoden bzw. Geophone), sowie der Ausdehnung der Messfläche geplant.

5.1.1. Wahl der Messfläche

Da diese Arbeit eine Pilotstudie darstellt, wurde eine Messfläche gesucht, welche möglichst gute Messbedingungen bietet und welche im Idealfall bereits seismisch voruntersucht wurde. Zudem ist die Option der Durchführung von Folgemessungen auf dem selben Messgebiet wünschenswert. Die Wahl fiel auf das Segelfluggelände Rheinstetten. Im Folgenden werden die Gründe beschrieben, welche zu der Wahl der Fläche führten.

Das Areal des Segelfluggeländes Rheinstetten liegt nur etwa 7 km südlich des Geophysikalischen Instituts, sodass die Anreise und möglicherweise notwendige Rückfahrten zum Institut einfach möglich sind. Das Messgebiet ist eine gemähte Wiese und weist eine Topographie von max. 30 cm auf, welche für die geplanten Untersuchungen vernachlässigt werden kann. Die Messfläche ist daher auch sehr leicht zugänglich. Südwestlich in einer Entfernung von etwa 400 m von der Messfläche befindet sich eine Fleischwarenfabrik, sowie die Messe Karlsruhe. In der näheren Umgebung befinden sich keine weiteren Straßen oder andere größere Störquellen. Die seismisch relevanten Emissionen vom Werk sind sehr gering, sodass der Rauschpegel auf ein Minimum reduziert werden konnte. Flugbetrieb auf dem Gelände würde nur kurzfristige Unterbrechungen notwendig machen.

Für die Messungen wird die Rüstfläche am nordöstlichen Ende des Segelfluggeländes genutzt (Satellitenaufnahme der Fläche s. Abb. 5.3). Diese Fläche ermöglicht zum einen weitgehend ungestörte Untersuchungen, zum anderen wurden in der direkten Nähe bereits früher seismische Untersuchungen durchgeführt. Im Rahmen der bereits in Kap. 4 vorgestellten Diplomarbeit von Stelzer (2010) wurden mittels Oberflächeninversion die Untergrundeigenschaften bestimmt, welche als Grundlage für die vergleichenden Modellierungen genutzt werden können (s. Abschnitt 4.3.1). Die Diplomarbeit von Volk (2011) hat die Ergebnisse von Stelzer bestätigt und zudem mit einer flächigen seismischen Auslage (24 m × 24 m) gezeigt, dass die Annahme eines eindimensionalen Untergrundes näherungsweise möglich ist. Diese Untersuchungen wurden zwar etwa 100 m westlich durchgeführt, es gibt aber keine Indizien für eine deutliche Änderung der Untergrundeigenschaften über diese Distanz.

Geologische Karten definieren die oberflächennahen Ablagerungen in diesem Gebiet als fluviatile Ablagerungen des Rheins aus dem Jungpleistozän (Hüttner et al., 1986). Die Sedimente bestehen überwiegend aus Kies und Sand und sind nur geringfügig kompaktiert, was auch Anhand der oberflächennah sehr niedrigen seismischen Geschwindigkeiten zu erkennen ist. Eine anthropogen bedingte Änderung der Untergrundeigenschaften während der letzten paar Jahre ist aufgrund der Art der Nutzung der Fläche (keine bedeutende Bodenkompaktion oder -auflockerung durch Landwirtschaft o.ä.) eher auszuschließen. Die bereits bekannten Untergrundeigenschaften aus diesem Gebiet sollten sich folglich nicht deutlich verändert haben. Das Untersuchungsgebiet bietet somit auch gute Voraussetzungen für mögliche weitere Folgemessungen auf dieser Fläche.

5.1.2. Seismische Quelle und Quellsignal

Als seismischer Vibrator wird eine Quelle gesucht, welche ein möglichst niederfrequentes Signal ermöglicht. Optimal wäre daher eine, wie in der Industrie übliche Quelle im Frequenzbereich 8 Hz – 100 Hz. Da der Rahmen der Masterarbeit allerdings keine größere Quelle ermöglicht, wird für die Untersuchungen eine kleine elektrodynamische Schwingungsquelle (ELVIS) verwendet. Bei dem genutzten Gerät handelt es sich um ELVIS Version 6 vertikal (s. Abb. 5.1). Diese Quelle ermöglicht Signale im Frequenzbereich 20 Hz – 650 Hz bei einer Spitzenkraft von ca. 1 kN. Um die Masse des Gerätes zu erhöhen und somit die Kopplung an den Untergrund sicherzustellen wird das Gerät z.B. durch eine darauf sitzende Person beschwert. Die Verbindung zwischen Masse und Vibrator-Einheit wird durch luftgefüllte Dämpfer konstruiert, um Bewegungen der Apparatur vom gewünschten Signal zu entkoppeln. Die Signale werden mittels einer vorher programmierten Platine vorgegeben. Die vorgegebene Signalform hat eine konstante Amplitude. Eine Feedback-Korrektur der Quelle und somit die Kraftkontrolle ist nicht möglich. Dies hat zur Folge, dass die angeregte Kraft nicht genau bekannt, sowie frequenzabhängig ist. Aus diesem Grund werden die gemessenen Signale in dieser Arbeit nicht in physikalisch richtige Schwinggeschwindigkeiten umgewandelt. Die erzeugten Signale werden in Kap. 5.3.2 diskutiert. Ein großer Vorteil



Abbildung 5.1.: Verwendete Vibratorquelle ELVIS Typ 6. Im oberen Rahmen befinden sich u.a. Batterien und Verstärker, welche zugleich als Masse zur Beschwerung der Grundplatte dienen. Der blaue Zylinder beinhaltet die elektrodynamische Schwingungsquelle.

dieser Quelle ist die Handlichkeit beim Versetzen der Quelle an einen anderen Schusspunkt aufgrund der Montage des Vibrators auf ein Schubkarrengestell. Dies ermöglicht im Feld einen schnellen Wechsel des Schusspunktes. Die Kraft der Quelle wird als ausreichend gering betrachtet, um nichtlineare Effekte, wie plastisches Verhalten im Untergrund zu vermeiden.

Für die Messungen wird ein Upsweep der Länge 10 s mit einem Taper von 0,2 s gewählt. Der Frequenzgehalt umfasst den Bereich 20 Hz – 120 Hz. Die untere Frequenzgrenze ist dabei durch das Gerät vorgegeben, die obere Grenze wird frei gewählt. Als Entscheidungsgrundlage dient das typischerweise in der Exploration genutzte Frequenzband. Dieses beinhaltet meist Frequenzen unterhalb von 100 Hz. Um eine ausreichend große Bandbreite des Sweeps zu erzeugen, wurde die obere Grenzfrequenz auf 120 Hz erhöht.

Der Aufbau des Gerätes ist in Abb. 5.1 zu sehen. Der Zylinder ist die eigentliche Schwingungsquelle mit der schwingenden Masse (blau). Im Betrieb lagert die beschwerende Masse nur auf den vier Aluminium-Stäben. Im oberen Rahmengestell befinden sich ein Analog-Leistungsverstärker (Subwoofer-Booster), sowie die Batterien (U. Polom, pers. Kommunikation, 24.09.2014). Die signalgebende Einheit (nicht im Bild) ist über ein Netzwerkkabel mit ELVIS verbunden. Das Triggersignal wird durch die signalgebende Einheit erzeugt und gleichzeitig auch direkt an die Geoden weitergeleitet.

5.1.3. Messkonfiguration und seismische Empfänger

Für die Messungen werden sechs 24-Kanal Geoden (Clip: 24 dB) von Geometrics genutzt. Bei den Geophonen handelt es sich um SM4 20 Hz Sensoren (71 Ω). Obwohl Rayleighwellen auch eine erhebliche horizontale Komponente aufweisen, wird auf Horizontalgeophone aufgrund des an sich schon hohen Messaufwandes verzichtet. Die Konfiguration des Messaufbaues und der Messfläche ist in Abb. 5.2 skizziert. Infolge der begrenzten Ausdehnung des Messgebietes werden die Profile auf 42 m verkürzt (möglich wären 48 m). Sowohl in X- als auch in Y-Richtung beträgt die räumliche Auflösung 1 m. Aufgrund der Annahme eines lateral homogenen Untergrundes wird die Messfläche auf nur eine Seite der seismischen Vibratoren begrenzt. Wie in Abb. 5.2 zu sehen ist, werden drei Schusspunkte

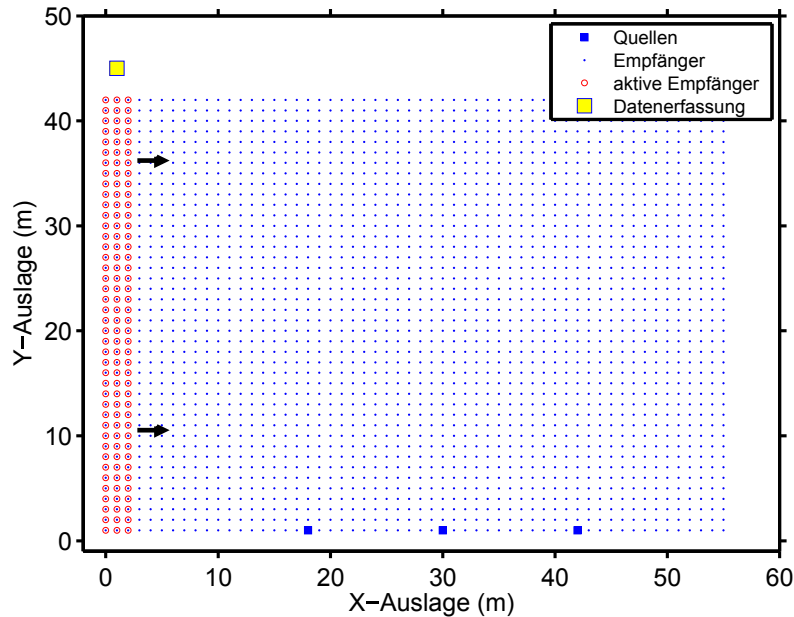


Abbildung 5.2.: Planung des Messaufbaus. Eingezeichnet sind alle gewünschten Empfängerpositionen, die Schusspositionen und die aktive Empfängerauslage. Diese Auslage wird nach der Messung für alle drei Schusspunkte in Pfeilrichtung versetzt.

mit einem Abstand von jeweils 12 m festgelegt, welche für jede Messauslage beschossen werden. Bei jedem Messdurchgang können drei Profile gleichzeitig gemessen werden. Der zur Verfügung stehende Gerätepool ermöglicht zwar noch ein weiteres Profil, aus logistischen Gründen wird der Messaufbau allerdings reduziert und dafür die Anzahl der Umbauvorgänge erhöht. Nach dem Messvorgang und zweimaligem Umsetzen der seismischen Quelle werden die drei Geophonprofile um drei Meter versetzt und wiederum Schüsse durchgeführt. Unter der Annahme, dass die erzeugten seismischen Signale hinreichend genau reproduzierbar sind, können die einzelnen Profile nach der Messung zu einem flächigen Datensatz zusammengesetzt werden (s. Kap. 5.3.3). Die gewählte Vorgehensweise bei der Nachbearbeitung der Daten und der Simulation eines Arrayschusses wird in den Abschnitten 5.3.1 und 5.3.3 genauer beschrieben. Für die gesamten Messungen werden 5 Tage veranschlagt.

5.2. Durchführung der Messungen

Die Messungen wurden im Zeitraum 02.-05.06.2014 durchgeführt. Insgesamt wurde an über 2300 Geophonpositionen gemessen. Entsprechend der in Abschnitt 5.1.3 erläuterten Vorgehensweise wurden für jeden der drei Schusspunkte jeweils 7 Schüsse aufgezeichnet. Somit wurden über 400 Schüsse durchgeführt. Eine Stapelung dieser Schüsse vor Ort zur Rauschreduzierung war nicht notwendig. Die Aufzeichnungsdauer beträgt 12 s mit einer Samplingrate von 2 ms. Die Nyquist-Frequenz beträgt folglich 250 Hz. Die Samplingrate wurde relativ niedrig gewählt um die Datenmenge gering zu halten. Zudem ist die Frequenz der Quelle genau bekannt und somit die Aufzeichnung von höheren Frequenzen nicht notwendig. Die größten Amplituden der Bodenschwingungsgeschwindigkeiten werden von der Grundmode des angeregten Signales und allgemein im niederfrequenten Bereich erzeugt. Die gewählte Samplingrate ermöglicht zumindest die Aufzeichnung der vollständigen ersten höheren Mode (Frequenzgehalt: 40 Hz – 240 Hz). Alle höherfrequenten Anteile der PPV sind für die Gefährdung eher unbedeutend, da deren Amplitude, falls angeregt sehr schnell gedämpft wird.

Da die Einstellung einer zweidimensionalen Messgeometrie mit der verwendeten Geometrics Software nicht möglich ist, wurde auf das Voreinstellen der Headerwerte verzichtet. Die Daten wurden nur nach Schüssen und Spurnummern sortiert aufgezeichnet. Die Headerdaten werden im Rahmen der Datennachbearbeitung anhand des Messprotokolls definiert (s. Abschnitt 5.3.1). Diese Vorgehensweise spart im Feld einige Zeit, da zwischen den verschiedenen Profilen und Schüssen keine Einstellungen manuell geändert werden müssen.

Während der Messungen traten relativ geringe Störquellen auf, welche überwiegend anthropogener Art waren. Flugbetrieb fand nur an einem der Messtage statt. Der Einsatz landwirtschaftlicher Maschinen in der Nähe erzwang ebenfalls kurze Pausen. Einer der Hauptgründe für kurzzeitige Verzögerungen der Messungen waren Fußgänger und Radfahrer in direkter Nähe des Messgebietes. Trotz des nahen Waldes war der Einfluss von Wind auf den Rausch-Pegel nicht zu bemerken, u.a. weil die Windstärke während der Messungen kaum spürbar war. Die Bewuchshöhe auf der Messfläche war sehr gering (s. Abb. 5.4), sodass die Geophone kaum gestört wurden. Ein Satellitenbild des Messgebietes und der näheren Umgebung ist in Abb. 5.3 dargestellt.

Das Wetter war während der Messungen durchgehend trocken, am 04.06. nachmittags waren geringe Niederschlagsmengen zu verzeichnen, welche die Bodenfeuchtigkeit allerdings nicht merklich erhöht haben. Während des Niederschlages und einige Stunden danach wurden keine Messungen durchgeführt, da an diesem Tag aufgrund eines angekündigten Unwetters die Messungen bereits frühzeitig beendet wurden. Die Temperaturen lagen während der Messzeiten im Bereich von 20 °C bis 30 °C. Die GPS-Koordinaten des Messgebietes sowie der nächstgelegenen Aufschlüsse der Ettlinger Linie sind in Tabelle 5.1 gezeigt. Die Genauigkeit der Koordinaten ist allerdings aufgrund eher schlechter Ausrüstung, sowie des nahen Waldgebietes, eher gering. Die genaue Lage der Ettlinger Linie lässt sich dagegen, durch die Peilung zwischen den im Wald befindlichen Grabenabschnitten, sehr genau rekonstruieren.

Tabelle 5.1.: GPS-Koordinaten zur Lokation der Messfläche. Die Koordinaten sind entsprechend der UTM Zone 32U angegeben.

Messpunkt	Rechtswert (m)	Hochwert (m)	Fehler (m)
$x = 0; y = 1$	452171	5425587	± 3
$x = 0; y = 40$	452163	5425544	± 3
$x = 50; y = 1$	452123	5425598	± 3
$x = 50; y = 40$	452115	5425555	± 3
EL Nord	452129	5425610	± 4
EL Süd	452171	5425514	± 4

5.3. Datenauswertung

In diesem Abschnitt werden die gemessenen Daten untersucht und entsprechende Ergebnisse präsentiert. Diese werden dann im späteren Verlauf der Arbeit (Kap. 6) zum Vergleich mit den Modellierungsergebnissen genutzt. Zuerst wird die Aufbereitung der aufgezeichneten Daten beschrieben. Danach folgt die Analyse der Messdaten bzgl. des Anregungsverhaltens durch ELVIS. Die Stapelung der Einzelschüsse zur Simulation eines Quellarrays wird durchgeführt. Daraufhin folgen Betrachtungen zur PPV, zum Wellenfeld und zur seismischen Dämpfung. Dadurch werden die Grundlagen für ein potentiell verbessertes Untergrundmodell gelegt.

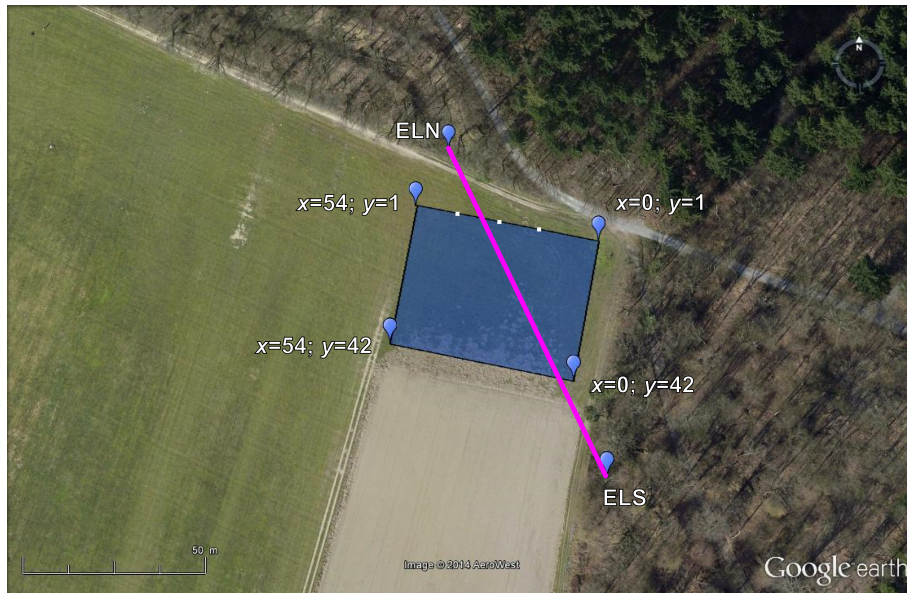


Abbildung 5.3.: Lage und Aufbau des Messgebietes. Die blaue Fläche markiert den Bereich der Geophonauslage. Die weißen Quadrate markieren die Lage der Schusspunkte und die magentafarbene Linie deutet die Lage der Ettlinger Linie im Untergrund an. ELN und ELS markieren den nächstgelegenen Aufschluss der Ettlinger Linie in nördl. bzw. südl. Richtung. Angabe der Koordinaten in Metern.



Abbildung 5.4.: Blick über das Messgebiet Richtung Osten. Im Hintergrund: Aufbau der Messprofile in Nord-Süd-Richtung (Foto: M. Binnig).

Die Amplituden der Seismogramme werden auf die maximal auftretende Geschwindigkeit für das gesamte Quellarray referenziert. Die Referenzspur befindet sich 1 m vom mittleren Schusspunkt entfernt. Somit sind alle Amplitudenwerte quantitativ miteinander vergleichbar. Dies gilt auch für die dB-Werte der PPV-Karten und der Spektrogramme. Die räumliche Entwicklung der Spektren dagegen ist nur auf die Maxima des entsprechenden Profils normiert. Dadurch ist das Abklingen der Amplituden entlang eines Profils bestmöglich dargestellt.

5.3.1. Vorprozessierung der Daten

Da die Daten nicht zur Abbildung des Untergrundes genutzt werden, ist ein umfangreiches Prozessieren der Daten nicht notwendig. In Bezug auf das Ziel der Untersuchungen wäre eine Signalmanipulation eher hinderlich, da die Amplituden der gemessenen Signale dadurch gestört würden. Die Vorbereitung umfasst trotzdem einige Schritte um aus den aufgezeichneten Daten einen homogenen, weiter auswertbaren Datensatz zu machen. Die durchgeführten Schritte sind im folgenden aufgelistet und werden daraufhin kurz diskutiert:

1. Konvertieren der Rohdaten vom SEG-Y-Format in das SU-Format.
2. Zusammensetzen aller einzelnen Dateien zu einem zusammenhängenden Datensatz.
3. Korrektur der Headerinformationen (Schussposition, Empfängerposition, Quellabstand, Schussnummer).
4. Fehlerhafte Spuren markieren.
5. Zurechtschneiden des korrekten Datensatzes (Löschen von fehlerhaften Spuren, nicht benötigten Spuren und Testschüssen).
6. Invertieren von falsch polarisierten Spuren.

Zur weiteren Bearbeitung der Daten wird das SU-Format (Seismic Un*x Format) genutzt. Dazu müssen die Daten, welche im seismischen Standardformat SEG-Y aufgezeichnet wurden, in das einfacher handhabbare SU-Format umgewandelt werden. Da sich die beiden Dateiformate sehr ähnlich sind, ist eine Umwandlung mit Seismic Un*x sehr einfach. Auf die Konvertierung der Daten folgt das Zusammensetzen aller einzelnen aufgezeichneten Dateien. Diese Stückelung beruht hauptsächlich auf dem Neustart der Aufzeichnungssoftware infolge von Umbauten an den Messgeräten. Bei jedem Programmstart der Geometrics-Software wird dabei eine neue Datei angelegt. Die Schussnummerierung wurde automatisch fortgesetzt, sodass die Daten eindeutig zuzuordnen sind.

Schritt 3 beinhaltet das Definieren der Headerwerte. In diesem Schritt werden jeder seismischen Spur die entsprechenden metrischen Geophon- und Schusspositionen zugeordnet. Gleichzeitig wird der Schussoffset berechnet und als Header integriert um das spätere Arbeiten zu erleichtern. Die in den Rohdaten durchlaufende Schussnummer wird in ein anderes System überführt. Dieses gibt nun nur noch an, um den wievielten Schuss an einer Schussposition es sich handelt. Dies hat zur Folge, dass nun für alle Geophonpositionen die Schüsse 1 – 7 existieren, welchen jeweils drei Spuren zugeordnet sind, die den entsprechenden Schusspositionen entsprechen. Dieses Vorgehen erleichtert die Auswahl von beliebigen Datenausschnitten für spätere Betrachtungen.

Im darauf folgenden Schritt werden alle fehlerhaften seismischen Spuren identifiziert. Einzelne Headerwerte werden zu diesem Zweck mit Dummi-Werten besetzt, sodass die betroffenen Spuren im darauf folgenden Schritt einfach gelöscht werden können. Bei den "fehlerhaften Spuren" handelt es sich z.B. um aufgezeichnete Testschüsse oder defekte oder

schlecht gekoppelte Geophone. Zudem müssen alle nicht benötigten Geophonanschlüsse am Ende eines Profils gelöscht werden. Alle derart markierten Daten werden nun mittels der Dummi-Werte angesteuert und gelöscht. Um Datenlücken zu vermeiden werden in einigen Bereichen die Spuren belassen und nur die Amplituden konstant auf Null gesetzt. Entsprechende Bereiche treten in den in dieser Arbeit gezeigten Abbildungen als meist farblich abgesetzte Datenlücken auf. Insgesamt sind von den beabsichtigten 2352 Positionen ca. 5 % nicht nutzbar. Ein Teil davon (22 Spuren) entfällt allerdings auf die Schusspositionen, sowie die Referenzspuren, welche für jeden Schuss das theoretische Quellsignal aufgezeichnet haben. An diesen Positionen steht kein Messsignal zur Verfügung.

Abschließend werden falsch polarisierte Seismogrammspuren invertiert. Diese falsche Polarisierung ist auf eine fehlerhafte Einstellung während der Aufzeichnung zurückzuführen und daher rein digitalen Ursprungs. Dieser Arbeitsschritt beeinflusst die Seismogramme nicht. Auf die Anwendung der Transferfunktion der Geophone und die Umrechnung der Messdaten in physikalische Geschwindigkeiten wird in dieser Arbeit verzichtet. Für moderate Quellen ist von einem linearen Verhältnis zwischen der Quellkraft und der Teilchengeschwindigkeit auszugehen. Die Quellstärke der für die Messungen genutzten Quelle ist zudem nicht hinreichend bekannt, um bzgl. der Amplituden exakte Modellierungen durchführen zu können. Die Amplituden der angeregten Wellen weichen deutlich vom theoretischen Quellsignal ab, sodass die Rekonstruktion des Quellsignales für die Modellierung nicht direkt möglich ist. Die Übertragungsfunktion der Geophone ist für die verwendeten Geräte über den größten Teil des angeregten Frequenzbereiches (> 20 Hz) konstant. Die geringen Abweichungen im direkten Bereich der Eigenfrequenz der Geophone wird an dieser Stelle vernachlässigt. Eine Frequenzfilterung ist aufgrund des sehr guten Signal-Rausch-Verhältnisses (s. Abschnitt 5.3.2) nicht notwendig. Für die Bestimmung der PPV wäre dies sowieso nicht sinnvoll.

5.3.2. Analyse der Signalanregung und -ausbreitung

Zur Charakterisierung des im Untergrund angeregten Signals sollen hier beispielhaft für einen einzelnen Schuss die gemessenen Seismogramme an zwei Stationen genauer untersucht werden. Dazu werden eine quellnahe (Abstand 3 m) und eine quellferne (Abstand 39,1 m) Geophonposition gewählt. Zur Bestimmung des zeitlichen Frequenzganges des aufgezeichneten Signales wird jeweils eine Gabortransformation durchgeführt. Die Gabortransformation entspricht einer Kurzzeit-Fouriertransformation, bei welcher der Zeitausschnitt mittels einer Gaußfunktion definiert wird. Die Gabortransformation hat die Form

$$G_f(\omega, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)g_\sigma(t - \tau)e^{-i\omega t} dt, \quad (5.1)$$

mit dem zu untersuchenden Signal $f(t)$ und der Fensterfunktion $g_\sigma(t)$ in der Form

$$g_\sigma(t) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{t^2}{2\sigma^2}}. \quad (5.2)$$

Der Hauptvorteil der Gabortransformation ist die sehr hohe zeitliche Auflösung, die erreicht werden kann. Für jeden Zeitpunkt τ lässt sich somit das Spektrum berechnen. Die Ergebnisse für die zwei Beispielspuren sind in Abb. 5.5 dargestellt.

Das Seismogramm für die quellnahe Position ist in Abb. 5.5c abgebildet. Das Signal wird nicht gleichmäßig angeregt, im Zeitbereich 8 – 10 s ist die Amplitude der gemessenen Geschwindigkeiten doppelt so hoch, wie im niederfrequenten Bereich (2 – 4 s). Der Anstieg der Amplituden ist aber auch nicht linear. Eine mögliche Erklärung dafür ist die Antwortfunktion des Untergrundes. Je nach Schichtung und Eigenschaften des Untergrundes ist die Anregbarkeit von seismischen Wellen stark frequenzabhängig. Eine zweite

Auffälligkeit sind die starken Signalasymmetrien zu Beginn des Sweeps. Die Erklärung durch zeitweise Entkopplung der Quelle vom Boden ist eher unwahrscheinlich, da dieses Phänomen in den Seismogrammen für größere Entfernungen (Abb. 5.5d) nicht mehr auftritt. Abb. 5.5d weist im Zeitbereich 0 – 1 s wieder sehr gleichmäßige Schwingungen auf. Die anormalen Ausschläge sind vermutlich durch Superposition mit höheren Moden des angeregten Signales zu erklären. Im Spektrogramm (Abb. 5.5a) sind bis zu 9 höhere Moden zu erkennen. Insbesondere im quellnahen, tieffrequenten Bereich sind deren Amplituden ähnlicher Größenordnung, wie die Grundmode. In quellfernen Bereichen sind diese höherfrequenten Signalanteile dann relativ zur Grundmode deutlich gedämpft (Abb. 5.5b). Die höheren Moden sind unerwünschte Signalanteile nichtlinearen Ursprungs, welche unter anderem die Korrelation mit dem Quellsignal deutlich erschweren. Quellnah können die Beiträge höherer Moden offensichtlich die Amplituden merklich erhöhen. Da diese Moden aber relativ hohe Frequenzen beinhalten, ist aufgrund der stärkeren Dämpfung dieser Moden kein Einfluss auf die PPV bei größeren Entfernungen zu erwarten. Für Feedback gesteuerte hydraulische Vibratorsysteme treten die höheren Moden in deutlich geringerem Umfang auf (s. z.B. Alcudia, 2009).

Die gleichen Untersuchungen können auch für das Hintergrundrauschen durchgeführt werden. Dazu wurde ohne seismische Anregung das Hintergrundrauschen über einen Zeitraum von 12 s aufgezeichnet und für das gemessene Signal ebenfalls ein Spektrogramm errechnet (Abb. 5.6a). Der Rauschpegel liegt deutlich unter dem des Nutzsignals. Auffällig ist der höhere Rauschpegel unterhalb von 25 Hz mit einem Maximum bei 17 Hz. Dieser Anteil tritt zeitlich etwas unregelmäßig auf und könnte durch Fahrzeuge, Fabrikarbeiten o.ä. in weiterer Entfernung verursacht werden. Die Herkunft der wesentlich monotoneren Störungen bei etwa 67 Hz ist unbekannt. Das Abklingen des Rauschpegels unterhalb von 15 Hz ist vermutlich durch die Transferfunktion der 20 Hz-Geophone bedingt. Ansonsten weist die in Abb. 5.6b dargestellte Spur kaum erkennbare Einzelereignisse auf.

Die frequenzabhängige Dämpfung mit der Entfernung von der Quelle kann auch als räumliche Entwicklung des Spektrums dargestellt werden. In Abb. 5.9a ist das Amplitudenspektrum entlang eines ausgewählten Profils für einen einzelnen Schuss dargestellt. Die Entfernung zur Quelle liegt dabei im Bereich 3 – 41,1 m. Deutlich ist der Frequenzgehalt des Sweeps zu erkennen (20 – 120 Hz). Im quellnahen Bereich sind aber auch hier die Einflüsse der höheren Moden bei höheren Frequenzen zu beachten. Ab etwa $y = 18$ m nehmen deren Amplituden allerdings deutlich ab. Diese markante Stufe ist auch für die eigentlichen Zielfrequenzen zu erkennen, da ab dieser Entfernung die höherfrequenten Amplituden unter die niederfrequenten Amplituden abgefallen sind. Ob dies auch durch eine Anomalie im Untergrund bedingt ist, muss später noch untersucht werden. Auffällig ist zudem eine erhöhte Amplitude bei knapp oberhalb von 20 Hz mit einer geringen Bandbreite. Die Herkunft ist unbekannt, dem Hintergrundrauschen kann diese Anomalie nicht zugeordnet werden (s.u.).

5.3.3. Kombination der Einzelschüsse zu einem Arrayschuss

Zur Simulation eines Arrayschusses, bestehend aus mehreren Vibratoren, werden die Seismogramme für die drei einzelnen Schüsse aufsummiert. Dies führt zur Superposition der Signale. Diese Vorgehensweise ist allerdings nur eine Näherung. Nichtlineare Effekte durch eventuelle Wechselwirkungen zwischen den Wellen können nicht untersucht werden. Voraussetzung für dieses Verfahren ist die perfekte Wiederholbarkeit eines Schusses und auch der Signalaufzeichnung. Durch den ständigen Umbau der Quelle, entstehen leichte Abweichungen in der Geometrie und auch in der Anregung der Wellen im Untergrund. Diese müssen möglichst gering sein, um für verschiedene Geophonauslagen auch an aufeinanderfolgenden Tagen ein identisches Quellsignal zu emittieren. Um dies zu untersuchen

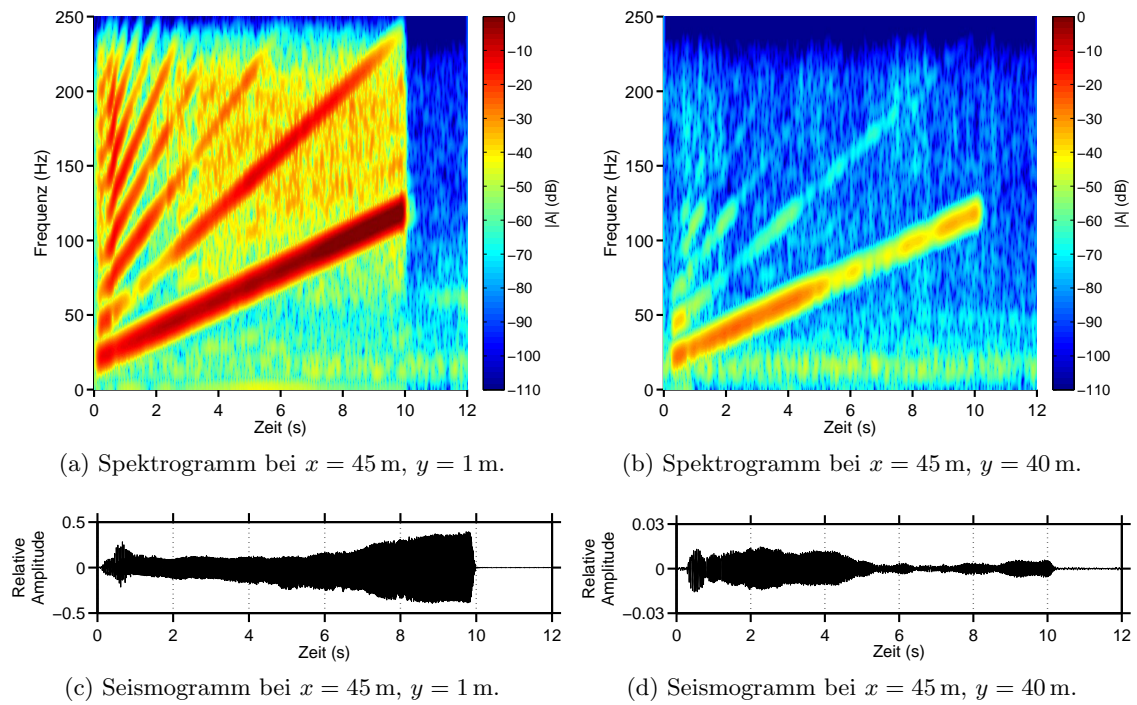


Abbildung 5.5.: Spektrogramme und Seismogramme für eine quellnahe sowie eine quellferne Position. Die Position des Einzelschusses befindet sich bei $x = 42$ m, $y = 1$ m.

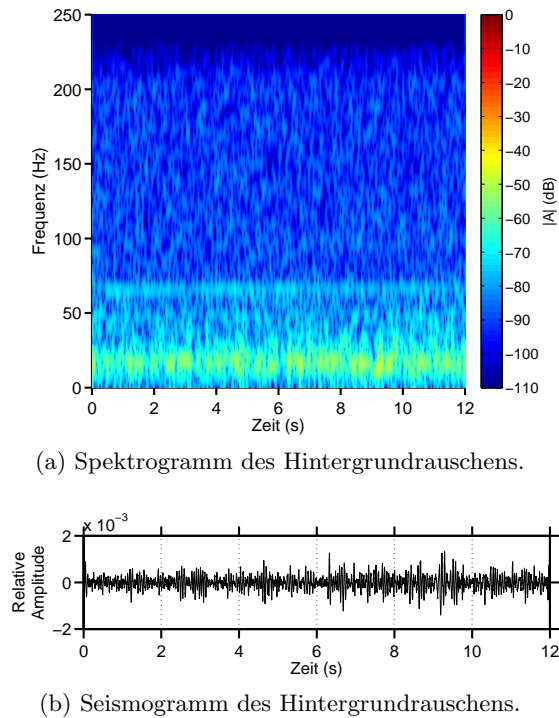


Abbildung 5.6.: Spektrogramm und Seismogramm des Hintergrundrauschens für einen Zeitausschnitt von 12 s. Die Aufzeichnung stammt vom 04.06.2014 12 Uhr.

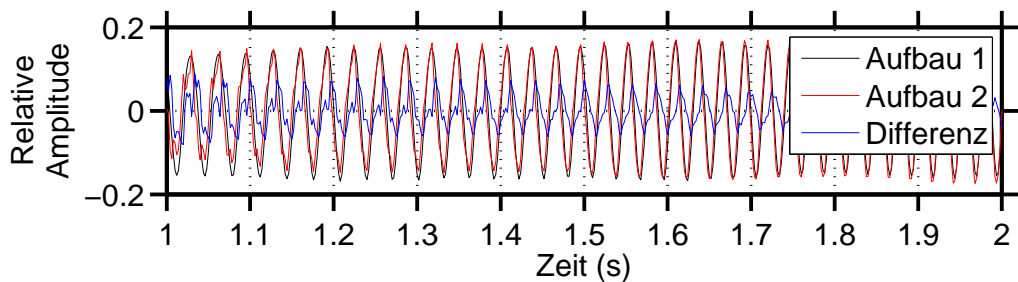
wurde an zwei aufeinanderfolgenden Tagen das Profil bei $x = 32$ m zweifach aufgebaut und vermessen. Für den Schuss bei $x = 30$ m werden in Abb. 5.7 einzelne Ausschnitte miteinander verglichen. Dazu werden zwei verschiedene Zeitpunkte sowie zwei verschiedene Positionen auf dem Profil gewählt. In Schwarz ist das Ergebnis für den ersten Aufbau, in rot für den zweiten Aufbau gezeichnet. Zudem wurde die Differenz zwischen den Signalen berechnet. Optimal wäre eine verschwindende Differenz. Die Amplituden sind für alle gezeigten Ausschnitte sehr ähnlich. Dies zeigt, dass die Signal-Reproduzierbarkeit der Quelle sehr gut ist und auch die Ankopplung der Quelle an den Untergrund durch Umsetzen nur geringfügig verändert wird. Nur in Abb. 5.7b zeigen sich größere Abweichungen. Dabei ist auffällig, dass die rote Spur ein deutlich asymmetrisches Geschwindigkeitsverhalten zeigt.

Die Differenz gibt sehr gut den Umfang der Phasenverschiebung wieder. Eine regelmäßige Sinusschwingung der Differenzspur deutet auf eine gleichmäßige Phasenverschiebung hin. Diese wird durch leicht veränderte Laufwege aufgrund einer nicht identischen Positionierung der Empfänger oder der Quelle verursacht. Dies ist für die höherfrequenten Ausschnitte (Abb. 5.7c+d) sehr deutlich zu erkennen. Bei der Summierung der Spuren ergibt sich folglich eine geringfügige räumliche Verschiebung des Wellenfeldes. Diese liegt im Bereich von max. 20 – 30 cm und ist bei der vergleichsweise groben Auflösung der Geophonauslage für die gewünschten Ergebnisse vertretbar. Die Abb. 5.7a+b weisen dagegen einen stark verzerrten Sinus auf. Im niederfrequenten Bereich wurden für die zwei Messungen die Harmonischen deutlich unterschiedlich angeregt. Dies könnte zu größeren Verzerrungen des Wellenfeldes führen. Mit zunehmendem Abstand zur Quelle verringert sich allerdings dieses Phänomen infolge der stärkeren Dämpfung der Harmonischen (vgl. die Abb. 5.7c und d). Da die tieffrequenten Amplituden bei kurzen Laufwegen aber deutlich geringer als die höherfrequenten sind, sollten die Auswirkungen auf die PPV (s. Kap. 5.3.4) gering ausfallen. Die vernachlässigbar geringen Niederschlagsmengen während der Messungen, welche zwischen den beiden Vergleichsmessungen fielen, führten vermutlich zu keiner signifikanten Veränderung der Untergrundparameter. Die entsprechenden Ergebnisse für die zwei weiteren Schusspositionen finden sich im Anhang C (Abb. C.1 und C.2).

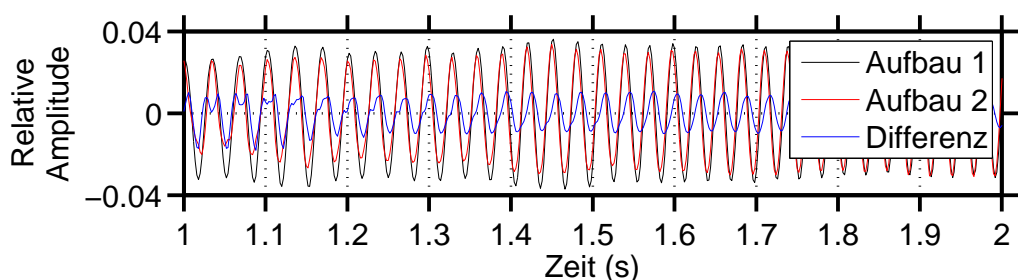
Im Folgenden werden nun die Ergebnisse für die simulierten Arrayschüsse untersucht. Die Spektrogramme der Arrayschüsse in Abb. 5.8 weisen deutliche Einschnitte im Spektrum auf. Diese sind auch in den Seismogrammen zu erkennen. Diese Frequenzlücken im Signal werden durch die negative Interferenz zwischen den 3 Signalen erzeugt und sind räumlich sehr variabel. Für die ausgewählten Positionen ist dieser Effekt noch relativ gering, weil das Profil hauptsächlich durch den Vibrator bei $x = 42$ m dominiert wird. Die Ergebnisse ähneln daher sehr den Resultaten für einen einzelnen Schuss (Abb. 5.5). Die Auswirkungen der Interferenz lassen sich im räumlichen Frequenzverhalten besser erkennen (Abb. 5.9b). Im Gegensatz zum Einzelschuss (Abb. 5.9a) lassen sich hellere Linien erkennen, welche einen Großteil des Frequenzbereiches durchziehen. Die Auslöschung durch negative Interferenz tritt aus geometrischen Gründen für verschiedene Frequenzen bei unterschiedlichen Entfernungen auf. Die Ausprägung dieser Interferenzmuster ist allerdings nicht so deutlich ausgeprägt, wie man es für einen 1D-Untergrund erwarten würde (vgl. die Modellierungsergebnisse aus Kap. 4.3.2). Das Spektrum für höhere Frequenzen für größere Entfernung ist teilweise sehr diffus. Dies kann durch oberflächennahe kleinräumige Inhomogenitäten oder aber durch die bereits diskutierten Ungenauigkeiten im Messaufbau verursacht werden.

5.3.4. PPV-Kartierung

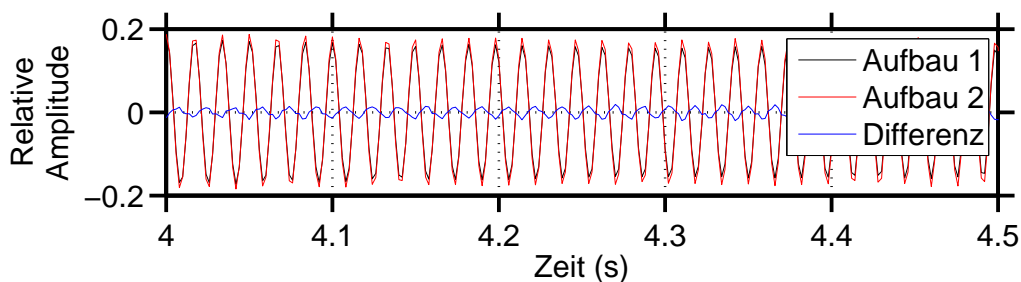
Nach der Aufsummierung der einzelnen Schüsse kann eine PPV-Karte für den Arrayschuss erstellt werden. Die PVV ist ein Maß für die Gefährdung durch die Erschütterungen.



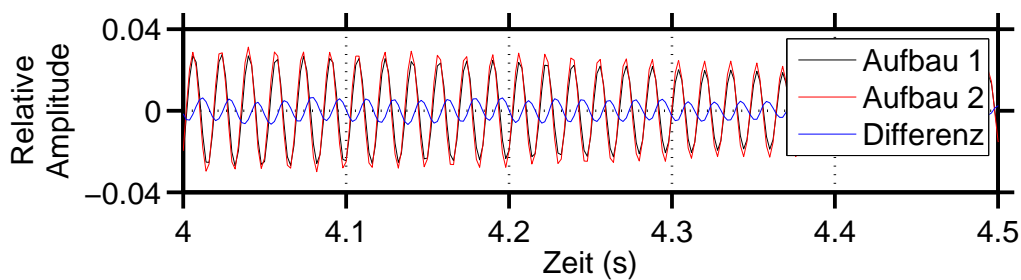
(a) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 5$ m, $f \approx 30$ Hz.



(b) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 20$ m, $f \approx 30$ Hz.



(c) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 5$ m, $f \approx 60$ Hz.



(d) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 20$ m, $f \approx 60$ Hz.

Abbildung 5.7.: Vergleich zweier seismischer Spuren, wie sie an zwei aufeinanderfolgenden Tagen bei identischer Messgeometrie aufgezeichnet wurden. In blau die Differenz zwischen den Aufnahmen. Die Schussposition ist $x = 30$ m, $y = 1$ m.

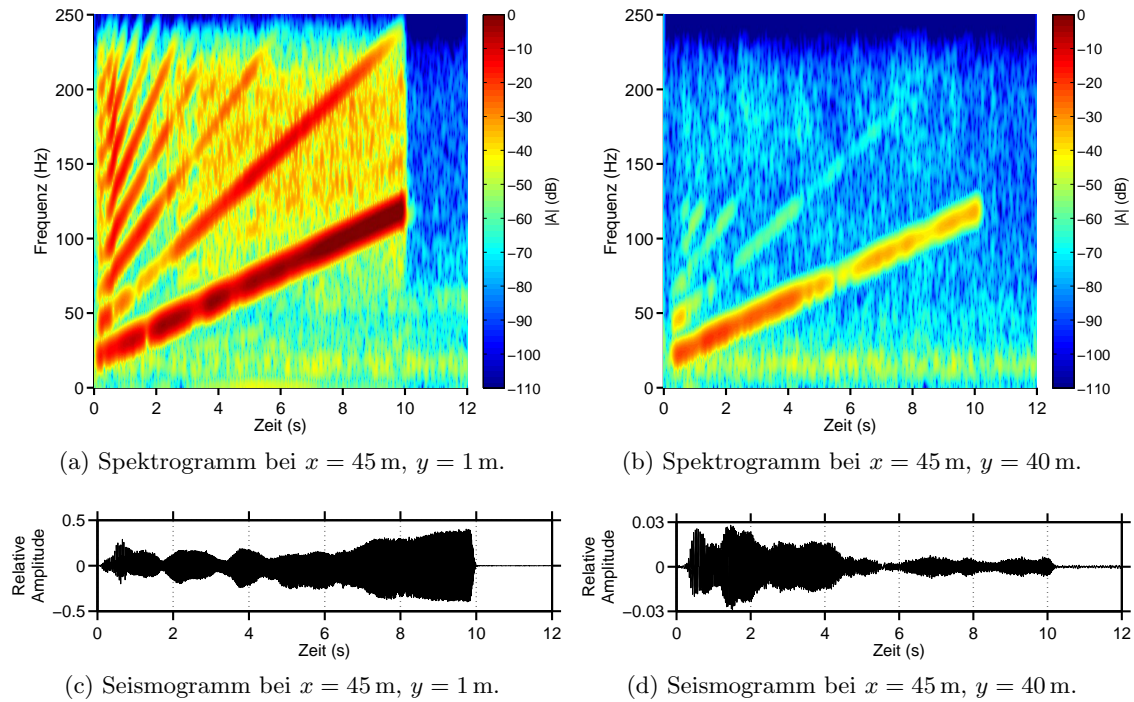


Abbildung 5.8.: Spektrogramme und Seismogramme für eine quellnahe sowie eine quellferne Position. Die Quelle entspricht einem Array aus drei Vibratoren.

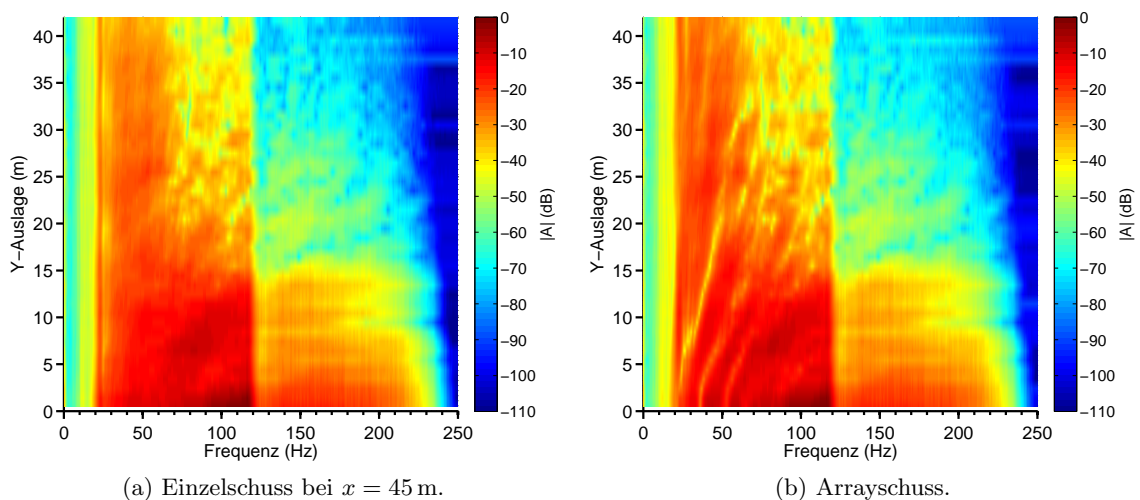


Abbildung 5.9.: Räumliche Entwicklung des Spektrums entlang des Profils $x = 45$ m (quer zur Arrayauslage). Quelle ist (a) ein Einzelschuss bei $x = 42$ m bzw. (b) ein Arrayschuss.

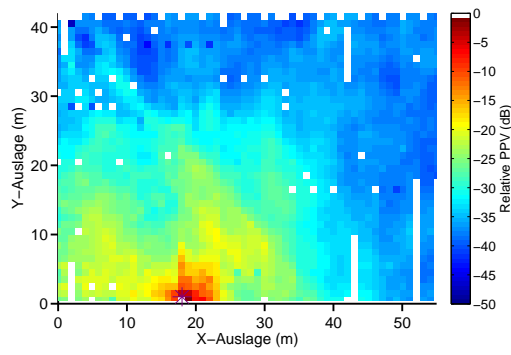
Dabei wird allerdings keine Rücksicht auf den eigentlichen Frequenzgehalt genommen. In der Abbildung 5.10 sind die PPV-Karten für jede einzelne Schussposition, sowie für den aufsummierten Arrayschuss zu sehen. Die Positionen der Vibrationsquellen sind durch violette Sterne markiert. Alle Datenlücken sind weiß markiert, zudem fallen zusätzlich einige Messwerte auf, welche sich deutlich von den benachbarten Werten unterscheiden. Dabei handelt es sich ebenfalls um nicht realistische Messwerte.

Anhand der PPV-Karte der Einzelschüsse lässt sich erkennen, dass durch das Umsetzen der Geophone einige Artefakte aufgetreten sind. Ein Beispiel für ein solches Artefakt sind die Profile bei $x = 38$ m bis $x = 40$ m (Abb. 5.10e). Die Amplituden auf diesen drei Profilen sind systematisch geringer als die, der umliegenden Bereiche. Dies ist wahrscheinlich durch eine leicht veränderte Ankopplung der Quelle an den Untergrund verursacht worden. Für die beiden anderen Schüsse (vgl. Abb. 5.10a+5.10c) ist dieser Effekt im gleichen Bereich dagegen nicht zu erkennen. Ein weiteres Messartefakt ist auch der stufige Übergang zwischen $x = 29$ m und $x = 30$ m in Abb. 5.10e. Im Allgemeinen ist die Ausprägung solcher Anomalien relativ gering, sodass die Vorgehensweise der schrittweisen Vermessung, wie auch die Stapelung der Spuren, als sinnvoll angesehen werden kann. Trotz einiger Amplitudensprünge sind auch einige kleinere Strukturen in den Karten gut zu erkennen. Die PPV für den scheinbaren Arrayschuss ist in Abb. 5.10g gezeigt.

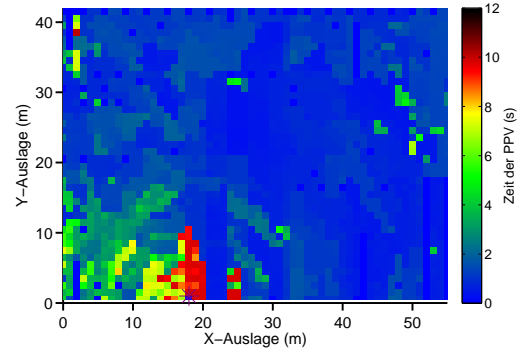
Für die Einzelschüsse ist deutlich zu erkennen, dass die radialsymmetrische Amplitudenabnahme als Näherung für einen reinen eindimensionalen Untergrund nicht zutreffend ist. In Abb. 5.10c ist eine Anomalie mit deutlich erhöhten Schwinggeschwindigkeiten zu erkennen. Sie verläuft linear von ca. (35/1) nach (10/30). In Abb. 5.10e lässt sich die Linie noch weiter bis (2/40) verfolgen (die Koordinatenangabe (X-Wert/Y-Wert) wird ab sofort zur vereinfachten Beschreibung verwendet). Die Anomalie hat eine Breite von ungefähr 9 m. Die Struktur verläuft in gerader Linie quer über das Messgebiet. In Abb. 5.10e ist zudem eine interne Struktur in dieser Anomalie zu erkennen. So wechselt das Amplitudenmaximum die Seite der Anomalie bzw. es bildet sich ein lokales Minimum im Zentrum der Struktur aus. Diese das Messgebiet dominierende Anomalie kann als sogenannte "Ettlinger Linie" (im weiteren als EL abgekürzt) identifiziert werden (s.u.: Exkurs zur Ettlinger Linie).

Während die EL als Amplitudenleiter wirkt, indem die seismischen Wellen dort geringer gedämpft werden, ist in der Frequenzkarte 6.1b eine deutliche Frequenzanomalie auf den Profilen 40 bis 55 zu erkennen. Die Frequenzen der PPV sind in diesem Bereich deutlich höher, als anhand des umliegenden Gebietes zu erwarten wäre. Der Untergrund scheint die höheren Frequenzen deutlich weniger zu dämpfen. Diese Anomalie ist auch im direkten Umfeld des Schusspunktes 42 zu sehen. Der erkennbare Streifen fungiert offensichtlich als Hochfrequenzleiter. Die hohen Frequenzen, welche durch die Quelle zudem auch stärker angeregt werden, dominieren die PPV in diesem Bereich über eine größere Entfernung. Diese Anomalie ist in geringem Umfang auch in der Amplitudenkarte der Messungen zu erkennen. Dieses Verhalten kann durch eine geringere Dämpfung in diesem Gebiet erklärt werden. Das beobachtete Verhalten der seismischen Wellen kann zum Beispiel durch eine höhere Kompaktion der Sedimente in diesem Gebiet verursacht werden. Die als Frequenzleiter identifizierten Abschnitte liegen nahe eines häufig genutzten Feldweges, sodass die Verdichtung durch Fahrzeuge eine denkbare Erklärung ist. Die Anomalie ist allerdings nicht genau parallel zum Weg ausgerichtet.

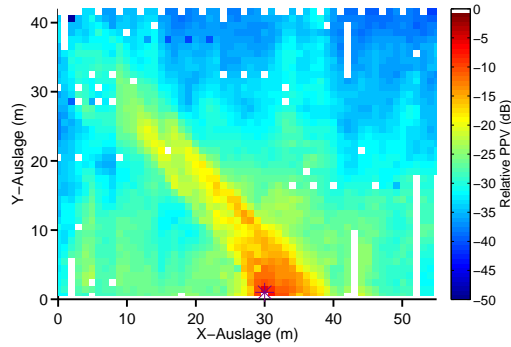
Neben der Amplitude kann auch die Frequenz der PPV untersucht werden. Diese gibt Aufschluss über das Dämpfungsverhalten der seismischen Wellen. Grundsätzlich ist wie für die Amplituden, auch für die Frequenzen der PPV ein radiales Verhalten zu erwarten. Mit größerer Entfernung sollten die Frequenzen abnehmen. Im direkten Umfeld der Quellen (ca. 10 m) ist dies auch zu erkennen. Weiter entfernt fällt die Frequenz der PPV sehr schnell



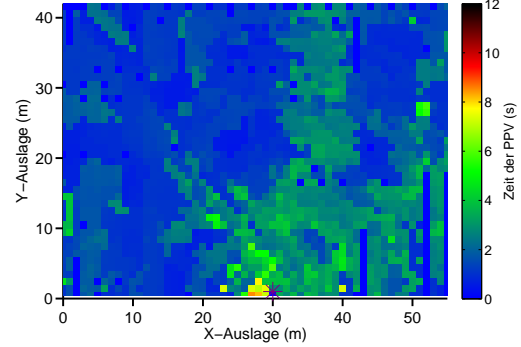
(a) PPV für Schussposition 18.



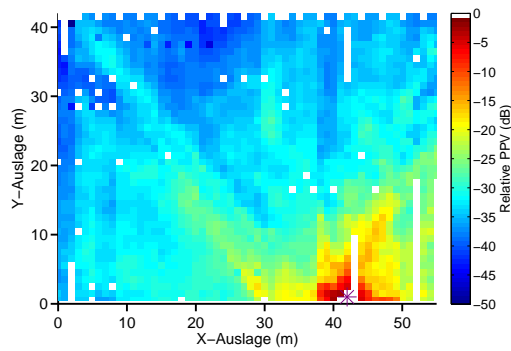
(b) Frequenz der PPV für Schussposition 18.



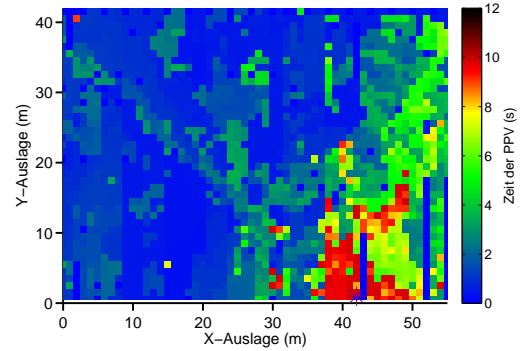
(c) PPV für Schussposition 30.



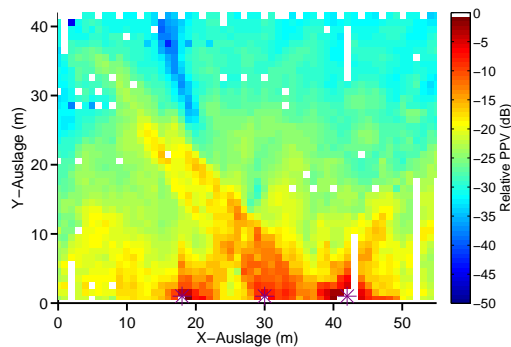
(d) Frequenz der PPV für Schussposition 30.



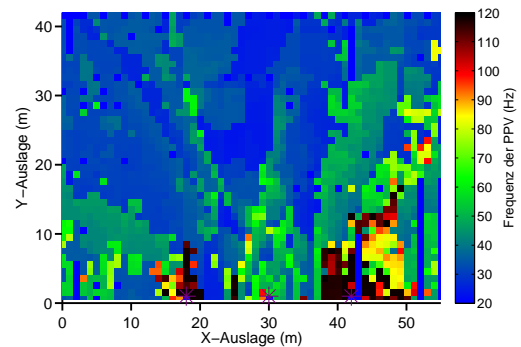
(e) PPV für Schussposition 42.



(f) Frequenz der PPV für Schussposition 42.



(g) PPV für den Arrayschuss.



(h) Frequenz der PPV für den Arrayschuss.

Abbildung 5.10.: Links: PPV für das Nahfeld der drei einzelnen Schusspositionen, sowie für den Arrayschuss. Datenlücken sind weiß. Rechts: Frequenzen der PPV für die entsprechenden Positionen. Datenlücken sind in diesem Fall wie $f = 20$ Hz gezeichnet.

ab. Für den Arrayschuss wird, wie bereits diskutiert, ein Interferenzmuster erwartet. Dieses ist für die PPV-Amplituden (Abb. 5.10g) nicht zu erkennen. In Abb. 5.10h lassen sich dagegen annähernd radial ausgerichtete schmale Bereiche erkennen, welche wechselnde Frequenzgehalte haben. Diese werden durch die räumlich variablen Auslöschungen einzelner Frequenzen infolge von Interferenz erzeugt. Einige solcher Strukturen sind z.B. die folgenden Verbindungslinien: $(25/10) \Leftrightarrow (5/40)$, $(25/5) \Leftrightarrow (0/18)$ sowie $(30/15) \Leftrightarrow (34/40)$. Die Interferenzmuster sind in der Amplitudendarstellung aufgrund der großen Auswirkung kleinräumiger Inhomogenitäten auf die Amplituden nicht zu erkennen.

Wichtig ist zudem zu beachten, dass Interferenzmuster für Frequenzen oberhalb von ca. 50 Hz nicht dargestellt werden können. Die räumliche Auflösung der Messgeometrie beträgt diagonal 1,4 m, was für die vollständige Abtastung der höherfrequenten Rayleighwellen nicht ausreichend ist. Für Rayleighwellen mit einer Frequenz von 100 Hz beträgt die Wellenlänge nur ca. 1,5 m, sodass einzelne Wellenzüge nicht mehr voneinander unterschieden werden können. Diese Beschränkung ist aber infolge der starken Dämpfung nur im direkten Umfeld der Schusspunkte (ca. 10 m) relevant. Bei größerem Abstand von den Quellen sinkt die Frequenz der PPV sehr schnell unter 50 Hz.

Exkurs: Die Ettlenger Linie:



Abbildung 5.11.: Verlauf der noch sichtbaren Abschnitte der Ettlenger Linie im Umfeld des Messgebietes. Das Messgebiet ist blau markiert (Quelle: Informationstafel zur Ettlenger Linie. Stadt Karlsruhe, Stadtarchiv, Stadtplanungsamt 2010; modifiziert).

Die Ettlenger Linie oder auch Untere Linie ist eine Verteidigungsanlage, welche in der Phase des Spanischen Erbfolgekrieges (1701-1714) im Jahre 1707 errichtet wurde. Die Ettlenger Linie verlief von Philippsburg im Norden, über Daxlanden und Ettlengerweiher, bis Dobel im Nordschwarzwald. Dort schloss die Linie an die sogenannte Schwarzwaldlinie an. Die gesamte Verteidigungsanlage diente der Verteidigung Süddeutschlands gegen eine mögliche französische Invasion. Im Bereich des Messgebietes liegt der die Oberrheinebene kreuzende Abschnitt von Daxlanden nach Ettlenger. Die Bauart der Linie war sehr unterschiedlich ausgeführt, in der Ebene meist als Graben-

Wall-System mit einzelnen kleinen festungsartigen Verstärkungen. Das gesamte Verteidigungssystem wurde 1733 nochmals reaktiviert. Im Rahmen des polnischen Erbfolgekrieges (1733-1735) wurde die Linie zerstört und wenige Jahre später in Teilen nochmals wieder aufgebaut. Inwiefern der im Messgebiet befindliche Abschnitt von Zerstörung und Umbauten betroffen war ist nicht genau bekannt. Ebenfalls ist nicht genau überliefert, wann der unter dem Segelfluggelände liegende Abschnitt zwecks der landwirtschaftlichen Nutzung eingeebnet wurde.

Die wechselhafte Geschichte der Anlage macht eine historisch belegbare Beschreibung der genauen Tiefe und Breite des angelegten Grabens sehr schwierig. Die Abb. 5.11 zeigt den Verlauf der noch heute bestehenden Teile der Anlage in der Umgebung des Messgebietes. Die Wall-Graben-Anlage ist nördlich bzw. südlich der Messfläche im Wald noch sehr gut zu erkennen. Anhand des bestehenden Aufschlusses kann die Breite des Grabens auf etwa 8 – 9 m abgeschätzt werden. Die Untersuchungen von Lang (1907) bestätigen diese Werte. Die hier gemachten historischen Ausführungen basieren ebenfalls auf der Arbeit von Lang (1907).

5.3.5. Analyse des Wellenfeldes

Da die Geophonauslage flächig gewählt wurde, kann das Wellenfeld an der Erdoberfläche zu einem beliebigen Zeitpunkt dargestellt werden. Die Abb. 5.12a und 5.12b zeigen solche Zeitscheiben für die Schussposition 42. In diesem Kapitel werden die Wellenfelder auf Homogenität des Untergrundes hin untersucht, sowie Phasengeschwindigkeiten (c_R) der Rayleighwellen abgeschätzt. Zudem wird die Geschwindigkeitsanomalie im Bereich der Ettlinger Linie charakterisiert.

In der Abb. 5.12a ist das Wellenfeld zum Zeitpunkt $t = 2,0\text{s}$ dargestellt. Die Quelle regt zu diesem Zeitpunkt ein Signal der Frequenz 40 Hz an. Die Amplituden entsprechen den bereits in den vorherigen Kapiteln gezeigten Werten. Die Amplituden sind aber in der Darstellung gekappt, diese Anteile sind entsprechend in weiß bzw. schwarz dargestellt. Das Wellenfeld scheint sich in vielen Bereichen des Messgebietes in guter Näherung radial auszubreiten. Je besser dabei ein Wellenzug einem Kreisbogen entspricht, desto lateral homogener ist der Untergrund. Es zeigt sich, dass die Annahme eines 1D-Untergrundes für einen Großteil des Messgebietes plausibel erscheint, allerdings existiert eine langgestreckte Anomalie. In diesem Bereich, welcher exakt der linearen Struktur in den PPV-Karten entspricht, ist das Wellenfeld verzerrt. Beim Durchlaufen der EL werden die Wellenzüge verzögert, es handelt sich demzufolge um einen Bereich reduzierter seismischer Geschwindigkeiten. Zudem sind die Amplituden der Rayleighwellen geringfügig höher, als in den umliegenden lateral homogenen Bereichen.

Für die höherfrequenten Signale ist in Abb. 5.12b ein Bereich mit hohen Amplituden erkennbar. Dieser entspricht der bereits in Kap. 5.3.4 identifizierten Hochfrequenz-Anomalie der PPV bei $x > 40\text{ m}$. Aufgrund der begrenzten Ausmaße des Messgebietes in westlicher Richtung lässt sich nicht genau sagen, ob es sich bei dieser Anomalie um eine räumlich begrenzte Störung oder um einen vollständigen Untergrundwandel handelt. An der Oberfläche befindet sich etwa 2 m entfernt ($x = 57\text{ m}$) eine regelmäßig genutzte Fahrspur. Die daraus resultierende Verfestigung des Untergrundes könnte die geringeren Dämpfungen erklären. Eine Änderung der seismischen Geschwindigkeiten in diesem Bereich scheint eher unwahrscheinlich, da sich das Wellenfeld nicht merklich ändert. Eine genauere Charakterisierung dieses Bereiches ist allerdings aufgrund der bestehenden Datenlage nicht möglich. Im Anhang C sind weitere Zeitscheiben für die anderen Schusspunkte sowie den Arrayschuss abgebildet (Abbildungen C.3 und C.4).

Anhand der Wellenfelder lassen sich die Phasengeschwindigkeiten der Hauptwellenzüge bestimmen. Bei den Hauptwellenzügen handelt es sich um Rayleighwellen, da diese die deutlich größten vertikalen Amplituden aufweisen (s. Tabelle 3.1). Mit der bekannten Frequenz f des Signales sowie der Wellenlänge λ ergibt sich die Phasengeschwindigkeit:

$$c_R = \lambda f \quad (5.3)$$

Für die Bereiche nördlich bzw. südlich der Ettlinger Linie werden für verschiedene Frequenzen die Phasengeschwindigkeiten bestimmt. Die Ergebnisse sind in Abb. 5.13a dargestellt. Aufgrund der geringen Auflösung des Wellenfeldes kann diese Untersuchung nur für Signale < 60 Hz durchgeführt werden. Die Fehlerbalken entstehen durch die Einbeziehung der Ungenauigkeiten aufgrund der räumlichen Auflösung, sowie der Frequenzungenauigkeit, welche durch die Ausbreitung des Wellenfeldes entsteht. Es wird immer die Frequenz am Schusspunkt angenommen, die Frequenz weiter entfernt ist leicht geringer, zudem ändert sich die Frequenz selbst über die Entfernung einer Wellenlänge geringfügig. Für die beiden untersuchten Bereiche wird jeweils ein Schusspunkt genutzt, welcher auch auf der jeweils gleichen Seite der Ettlinger Linie liegt. Die Ergebnisse weichen leicht voneinander ab. Südlich der Ettlinger Linie treten Geschwindigkeiten von ca. 220 m/s auf, nördlich liegen die Werte dagegen bei ungefähr 195 m/s. Die Messwerte variieren zwar leicht, der Unterschied der Geschwindigkeiten zwischen den beiden Gebieten scheint aber signifikant, auch wenn der Messfehler im Größenbereich der Differenzbeträge liegt. Da die Änderungen im Frequenzverlauf in den beiden Gebieten allerdings sehr gering sind, ist der Fehler evtl. etwas zu groß abgeschätzt. Ein weiteres Indiz für die verschiedenen Phasengeschwindigkeiten der Rayleighwellen beiderseits der Ettlinger Linie ist der verzerrte Wellenzug für den Schusspunkt 30 (s. Abb. C.3c). Da dieser allerdings nicht mittig auf dem Graben liegt, können die Verzerrungen des Wellenzuges auch andere Ursachen haben.

Zusätzlich zu den hier bestimmten Geschwindigkeiten ist in Abb. 5.13a auch der Wertebereich der Phasengeschwindigkeiten, abgeleitet aus den von Stelzer (2010) gemessenen Dispersionskurven, dargestellt. Auch Stelzers Ergebnisse zeigen keine relevante Dispersion im Frequenzband 25 Hz bis 60 Hz. Es ist allerdings eine leichte Abweichung der Geschwindigkeiten zu erkennen. Ursache für die Abweichungen kann die nicht völlig identische Messlokation sein, wahrscheinlicher scheint als Ursache hier allerdings der Temperaturunterschied sowie der Unterschied der Bodenfeuchtigkeit zwischen den beiden Messungen. Während die hier durchgeführten Messungen bei ca. 25 °C – 30 °C durchgeführt wurden, lagen die Temperaturen während Stelzers Messungen um den Gefrierpunkt. Die Bodenfeuchtigkeit war bei den hier durchgeführten Untersuchungen zudem deutlich geringer. Es zeigt sich somit, dass auch die klimatischen Bedingungen für die Ergebnisse relevant sein können. Wie weit dies im Detail der Fall ist, kann hier aber nicht untersucht werden.

Die Ausdehnung der Ettlinger Linie (EL) wurde bereits durch die PPV-Verteilung im Abschnitt 5.3.4 bestimmt. Vergleicht man die Ergebnisse, zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Ausdehnung der EL mit dem gestörten Wellenfeld in den Zeitscheiben. In Abb. 5.13b wird dieser Vergleich gezeigt. Die laterale Homogenität des Untergrundes außerhalb der EL wird durch den Kreisbogen verdeutlicht. Der Wellenzug breitet sich offensichtlich nahezu radial aus. Hier ist auch zu erkennen, dass die Hochfrequenzanomalie (s.o.) keine deutlichen Auswirkungen auf die Radialsymmetrie des Wellenfeldes hat. Die EL verzerrt dagegen den Wellenzug sichtbar. Die gestrichelte blaue Linie markiert den Wellenzug, welcher zum eigentlich durchgezogen blau markierten Wellenzug gehört, nachdem die Rayleighwellen die EL passiert haben. Die Differenz zwischen den beiden Kreisbögen nimmt mit der Y-Achse zu, da der Laufweg durch die Ettlinger Linie aufgrund des spitzen Winkels entsprechend größer wird. Diese Abweichung des Laufweges wird durch den Geschwindigkeitsunterschied der EL zur Umgebung verursacht. Die Laufwegdifferenz dW

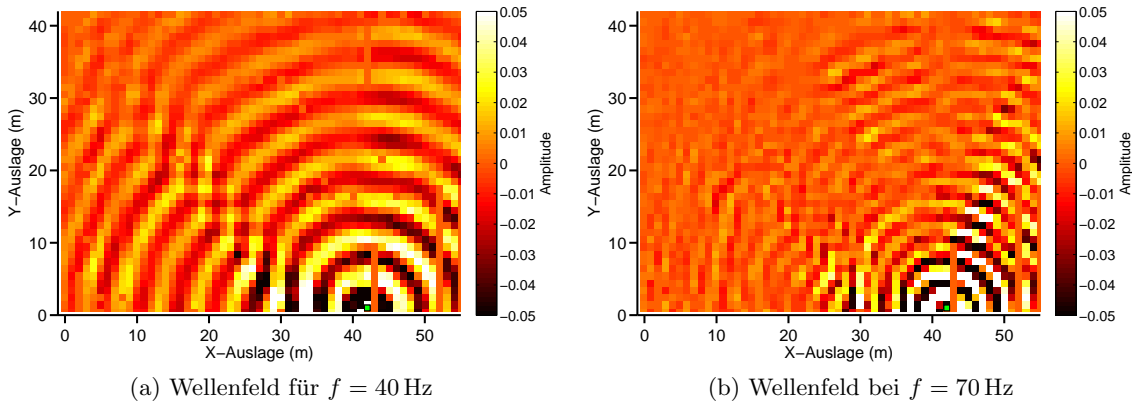


Abbildung 5.12.: Wellenfelder für zwei verschiedene Frequenzgehalte und den Schusspunkt $x = 42$ m. Die angegebene Frequenz entspricht der momentanen Frequenz an der Quellposition. Frequenz mit der Entfernung zur Quelle leicht abnehmend. Datenlücken werden mit dem Amplitudenwert 0 dargestellt. Die Schussposition ist mit einem grünen Quadrat markiert.

wird somit entlang es Laufweges dA eines Wellenzuges durch die EL erzeugt. Die relative Geschwindigkeitsanomalie der EL (dc) lässt sich daraus folgendermaßen bestimmen:

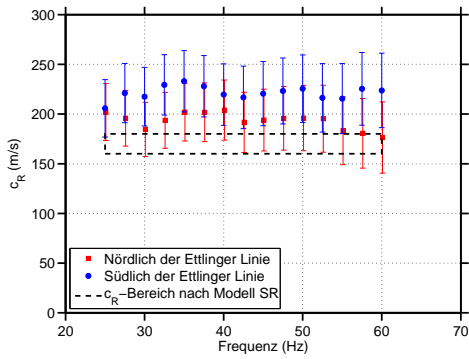
$$dc_i = \frac{dW_i}{dA_i}. \quad (5.4)$$

Für die in Abbildung 5.13b markierten Laufwege ergeben sich Abweichungen der Phasengeschwindigkeit der Rayleighwellen von ca. -25% . Die Rayleighwellen sind innerhalb der EL deutlich langsamer als in der Umgebung. Erklärt werden kann dies durch wesentlich lockereres Material im ehemaligen Graben der EL. Die Kompaktion der Materialien im Graben ist deutlich geringer als außerhalb. Aufgrund der Bauweise der Anlage ist davon auszugehen, dass es sich bei der Füllung überwiegend um das Ursprungsmaterial handelt, welches für die Errichtung des Walls aus dem Grabenbereich entnommen wurde.

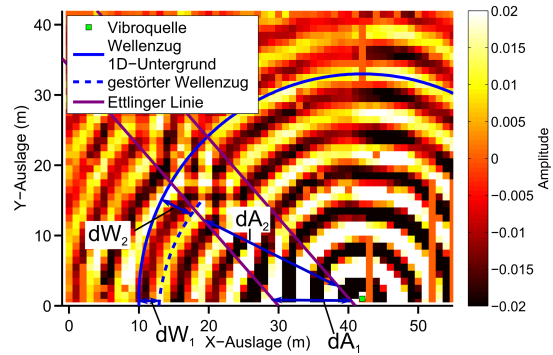
5.3.6. Seismische Dämpfung

Um das von Stelzer (2010) angenommene Dämpfungsmodell des Untergrundes zu bestätigen oder zu verbessern, werden in diesem Abschnitt aus den gemessenen Vibroseis-Daten die Qualitätsfaktoren der Rayleighwellen bestimmt. Der Qualitätsfaktor für Rayleighwellen wird mittels der Gleichung 2.25 berechnet. Dazu wird eine Referenzspur ausgewählt, zu welcher alle anderen Spuren entsprechend in Beziehung gesetzt werden. Die Ergebnisse für die drei Schüsse sind in Abb. 5.14 dargestellt. Alternativ wurde auch versucht, die Dämpfung jeweils in Relation zur Nachbarspur zu berechnen, dieses Vorgehen hat aber deutlich stärkere Streuung der Ergebnisse zur Folge und wird daher verworfen. Diese Streuung wird durch die großen Variationen aufgrund von leicht unterschiedlicher Kopplung der Geophone an den Untergrund erzeugt. Bei größeren Abständen der Geophone voneinander ist die Variation der Amplitude aufgrund fehlerhafter Kopplung relativ zur Entfernung dagegen deutlich geringer.

Die Berechnungen der Qualitätsfaktoren werden unter einigen Vereinfachungen durchgeführt. Eine genauere Dispersionsuntersuchung, als sie hier gemacht wurde ist u.U. nötig um die frequenzabhängige Änderung der Phasengeschwindigkeiten besser zu charakterisieren. Ein weiteres Problem, welches beachtet werden muss, ist die Eigenfrequenz der verwendeten Geophone von 20 Hz. Diese kann die niederfrequenten Signale beeinflusst haben,



(a) Phasengeschwindigkeiten der Rayleighwelle.



(b) Bestimmung der Geschwindigkeitsanomalie.

Abbildung 5.13.: (a): Phasengeschwindigkeit der Grundmode der Rayleighwelle nördlich bzw. südlich der Ettliger Linie. Zudem ist der Wertebereich der Messergebnisse von Stelzer (2010), abgeleitet aus Dispersionsspektren eingezeichnet. (b): Wellenfeld des Schusses bei $x = 42$ m und $t = 2$ s zur Bestimmung der seismischen Geschwindigkeitsanomalie. Magenta markiert die Ränder der Anomalie, die blauen Kreise stellen theoretische Wellenzüge im Falle eines 1D-Untergrundes dar. Gestrichelt ist der verzögerte Wellenzug markiert. Weitere Erläuterungen im Text.

sodass die Qualitätsfaktoren fehlerhaft sind. Da allerdings alle verwendeten Geophone von gleicher Bauart sind, sollten die Fehler, da zur Q -Bestimmung nur relative Amplitudenverhältnisse verwendet werden, vernachlässigbar sein. Die hier bestimmten Qualitätsfaktoren sollen auch nur zur einfachen Näherung dienen. Eine aufwendigere Bestimmung würde eine angewandte Modellierung der PPV deutlich erschweren, was nicht Ziel der Arbeit ist. Testweise Wellenforminversionen von Groos (2013) zur Bestimmung der Dämpfung auf dem Segelflugplatz Rheinstetten begrenzen den Qualitätsfaktor auf den Intervall 8 bis 15. Auch in der Arbeit von Groos wird die Annahme $Q_p = Q_s$ vorausgesetzt.

Die Ergebnisse weisen eine leichte Frequenzabhängigkeit der Qualitätsfaktoren auf. Besonders deutlich wird dies in Abb. 5.14a. Q steigt in diesem Fall kontinuierlich, aber nicht linear von 6 auf 14 an. Die größte Frequenzabhängigkeit scheint im Intervall 20 – 50 Hz aufzutreten. Dieses Verhalten ist auch in Abb. 5.14c zu erkennen, obwohl der eingezeichnete Mittelwert bei $f = 25$ Hz einige markante Ausreißer aufweist. Für die Schussposition 30 ist die Frequenzabhängigkeit am geringsten, aber noch immer deutlich erkennbar.

Eine mögliche Erklärung für die Frequenzabhängigkeit von Q ist die Eindringtiefe der Rayleighwellen. In diesem Fall könnten die geringeren Qualitätsfaktoren für niedrige Frequenzen, auf eine stärkere Dämpfung in der Tiefe hinweisen. Eine mögliche Erklärung dafür wäre der Grundwasserspiegel, unter welchem die Dämpfung unter Umständen größer werden kann. Diese Interpretation ist allerdings sehr spekulativ und nicht quantifizierbar. Eine weitere Diskussion der seismischen Dämpfung auch im Hinblick auf die Ergebnisse der Modellierungen erfolgt in Kapitel 6.2.

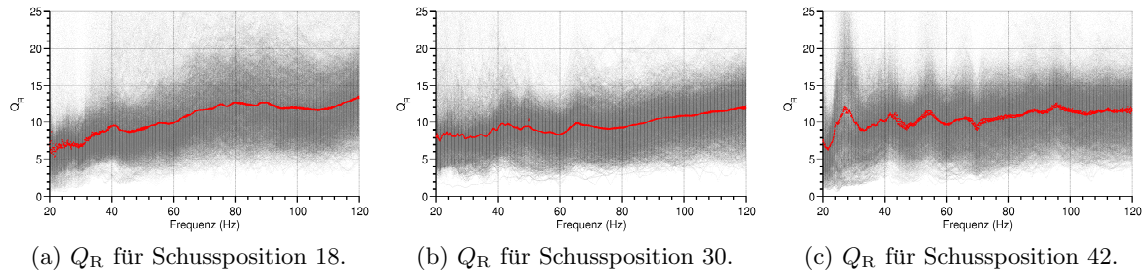


Abbildung 5.14.: Bestimmung des frequenzabhängigen Qualitätsfaktors Q_R für die gemessenen Rayleighwellen und die drei verschiedene Schusspositionen. Rot: Mittelwert über das gesamte Messgebiet.

Tabelle 5.2.: Qualitätsfaktoren für die drei verschiedenen Schusspositionen, gemittelt über das gesamte Messgebiet.

Schussposition x (m)	\bar{Q}	Standardabweichung
18	10,5	4,0
30	9,6	3,1
42	10,5	3,4

6. Vergleichende Diskussion und Schlussfolgerungen

In diesem Kapitel werden die bereits vorgestellten Messdaten und entsprechende Modellergebnisse miteinander verglichen. Die Messungen haben gezeigt, dass der Untergrund nicht, wie vorher angenommen eine lateral homogene Struktur besitzt. Nachdem zuerst die Ergebnisse bzgl. eines 1D-Untergrundes diskutiert werden, wird auf Grundlage von Kapitel 5 eine 3D-Untergrundmodell erstellt und die dazugehörigen Modellergebnisse mit den Messdaten verglichen. Zur besseren Vergleichbarkeit, werden alle Ergebnisse in einer Abbildung dargestellt, obwohl die Entwicklung der Modelle aufeinander aufbauen. Der Vergleich beschränkt sich auf die gefährdungsrelevante Amplitude der PPV, sowie deren Frequenz. Ziel dieses Kapitels ist, die Machbarkeit einer hinreichend genauen Modellierbarkeit der PPV für seismische Vibratoren zu beurteilen, was im Abschnitt 6.3 gemacht wird.

6.1. 1D-Untergrundmodell

Zur Modellierung wird das bereits diskutierte Modell SR von Stelzer (2010) verwendet. Die vollständigen Werte sind im Anhang (Tab. B.1) aufgelistet. Die PPV-Karten der Messergebnisse sowie Modellierungen sind in Abb. 6.1 einander gegenüber gestellt. Für die Darstellung der Modellergebnisse wird zu Vergleichszwecken der gleiche Ausschnitt, sowie die gleiche Empfängergeometrie, wie für die Messungen gewählt.

Die Darstellungen auf der linken Seite zeigen die maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten. Die PPV ist auf das jeweilige Maximum normiert und das Abklingverhalten in Dezibel dargestellt. Dies ermöglicht eine intuitive Darstellung in Form einer linearen Farbskala und die Vergleichbarkeit von Modell und Messung. Die Ergebnisse für das 1D-Modell sind in den Darstellungen 6.1c und 6.1d gezeigt. Wie bereits in Abschnitt 5.3.4 diskutiert, ist in den Messdaten keine ausgeprägte Symmetrie zu erkennen. Das Abklingverhalten nahe der Quellen ist durch das Modell recht gut reproduzierbar. So fallen die Amplituden über die Entfernung von 8 m um ca. 20 dB ab. Ab einer Entfernung von etwa 10 m von den Schusspunkten ist allerdings erkennbar, dass die gemessenen Amplituden geringerer Dämpfung unterliegen, als im Modell reproduziert. So werden in den Messdaten bis auf einen räumlich stark begrenzten Bereich, welcher aber vermutlich durch eine Struktur im Untergrund bedingt ist, kaum Werte kleiner als -35 dB erreicht, welche dagegen im Modell fast im gesamten Gebiet $y > 30$ m auftreten. Dies deutet auf eine zu hohe Dämpfung im Modell hin. Zur Veranschaulichung der Dämpfung ist in Abb. 6.3a das Abklingverhalten in der bereits bekannten Form dargestellt. Hier ist deutlich zu erkennen, dass bis zu einer

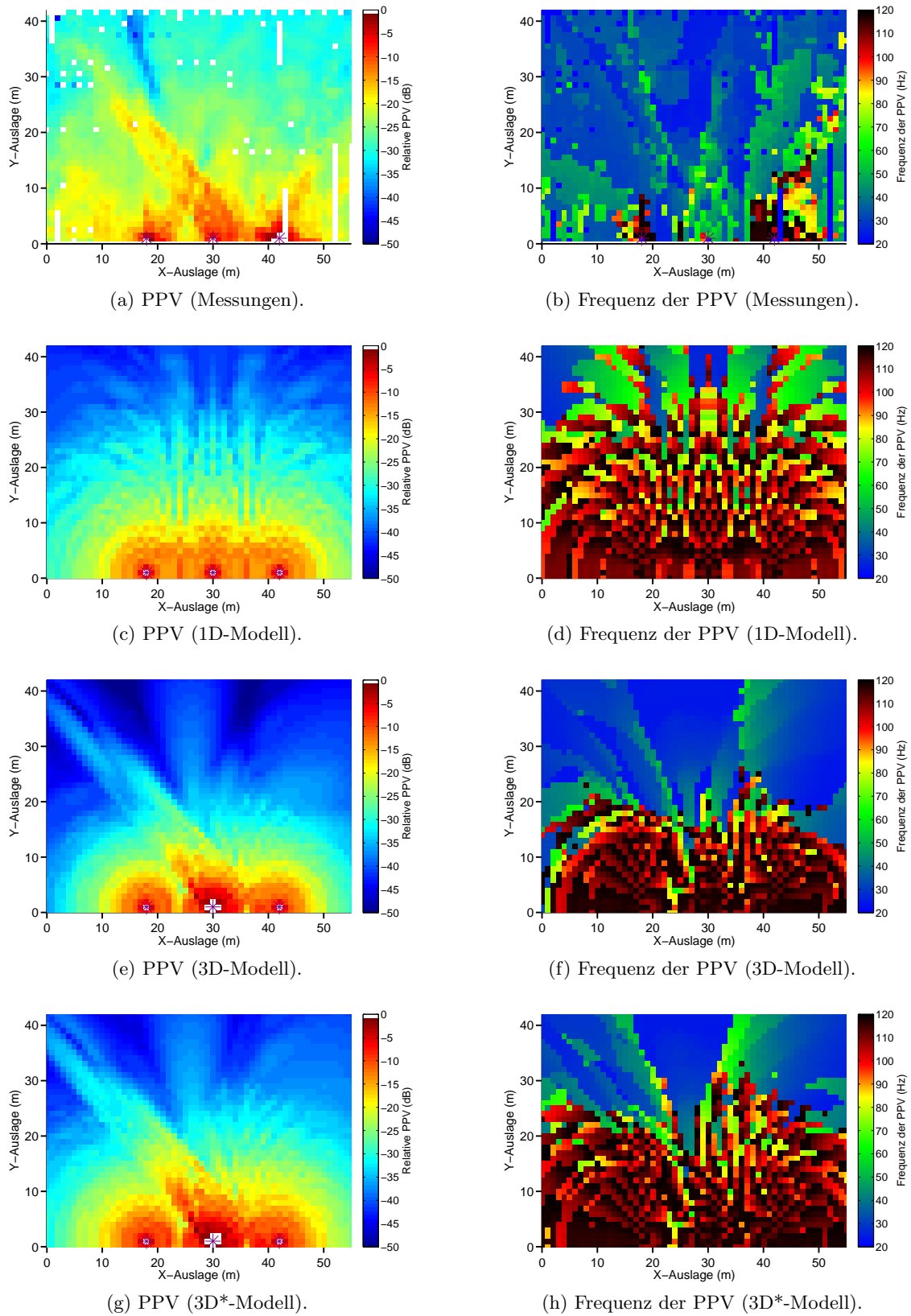


Abbildung 6.1.: Vergleich der PPV von Messungen sowie dem 1D, 3D und verbessertem 3D-Modell (3D*). Links sind Amplituden und rechts die Frequenzen der PPV dargestellt.

Entfernung von ca. 15 m eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse erzielt wird. Für größere Offsets ist dagegen die Steigung der Amplitudenabnahme des Modells zu groß. Die für die Modellierung gewählten Qualitätsfaktoren sind scheinbar etwas zu niedrig gewählt worden.

Eine weitere wichtige Fragestellung ist die Verteilung der Amplituden. Das zwangsläufig durch Überlagerung der einzelnen Vibratoren entstehende Interferenzmuster wurde bereits von Kalinski (2007) als potentiell bedeutsam erkannt. Die Messergebnisse weisen allerdings kein markantes Interferenzmuster auf. Die in Abb. 6.1a erkennbaren kleinräumigen Variationen basieren vermutlich überwiegend auf lokalen Inhomogenitäten im Untergrund. Ansätze des Interferenzmusters lassen sich dagegen in der Frequenz der PPV erkennen (Abb. 6.1b). Einzelne Bereiche können als Interferenzeffekte identifiziert werden, welche sowohl in der Messdaten, als auch in den Modellergebnissen (Abb. 6.1d) auftreten. Die Bedeutung der Interferenz für die PPV-Verteilung scheint gering, dies gilt zunächst allerdings nur für vergleichsweise langsame Untergründe. Ob auf schnelleren Untergründen, die dann langwelligeren Interferenzmuster (vgl. Abb. 4.8d) an Bedeutung zunehmen, kann hier nicht geklärt werden. Dazu wären zusätzliche Untersuchungen auf einem Untergrund mit deutlich schnelleren seismischen Geschwindigkeiten notwendig.

Ein Problem in der Modellierung mit SOFI3D ist die zu geringe Dämpfung der höheren Frequenzen. Abb. 6.1d zeigt die dominanten Frequenzen der PPV in einem wesentlich höheren Frequenzbereich, als die vergleichbaren Messergebnisse (Abb. 6.1b). Die Beobachtung von zu geringer Dämpfung der hohen Frequenzen ist sehr gut mit den Erkenntnissen aus Kapitel 2.2.4 erklärbar. Wie bereits diskutiert, müssten zur besseren Dämpfungsmodellierung weitere Relaxationsmechanismen integriert werden. Eine zuverlässige Interpretation der seismischen Dämpfung in den Modelldaten ist daher eher schwierig möglich. Trotzdem soll im Folgenden versucht werden Modell und Realität bestmöglich in Einklang zu bringen.

6.2. 3D-Untergrundmodell - Ettliger Linie

Die Messungen haben gezeigt, dass der Untergrund im Untersuchungsgebiet nicht lateral homogen ist. Auf Grundlage der Ergebnisse aus Kapitel 5 kann ein verbessertes Modell für den Untergrund erstellt werden. Als Grundlage dazu dient auch weiterhin das bereits bekannte Modell SR. Dieses soll im Folgenden bzgl. der Struktur "Ettliger Linie" und einer Anpassung der Qualitätsfaktoren modifiziert werden.

Die Ausdehnung der Ettliger Linie konnte anhand der PPV-Kartierung, sowie auch der umliegenden Aufschlüsse bestimmt werden. Die Breite der EL wird übereinstimmend auf 9 m geschätzt, was den bestehenden Abschnitten der EL, als auch den PPV-Ergebnissen entspricht. Die Lage kann anhand der PPV gut rekonstruiert werden. Die Interpolation der noch sichtbaren Grabenausschnitte über das Messgebiet hinweg bestätigt die Interpretation der PPV. In den Messergebnissen ist zwar die Linie für große Entfernungen zur Quelle nicht mehr gut zu erkennen, anhand der Bauweise der EL ist aber von einer linearen und gleichbleibend breiten Struktur auszugehen. Die Tiefe des Grabens dagegen ist wesentlich schwieriger abzuschätzen. Hier wird ein trapezförmiges Profil des Grabens mit einer Tiefe von maximal 4 m angenommen. Die noch bestehenden Abschnitte weisen Tiefen von über 2,5 m auf, eine geringfügige Verfüllung des Grabens während der letzten 300 Jahre ist wahrscheinlich. Im Bereich des Grabens werden die bekannten Modellwerte der seismischen Geschwindigkeiten um 25 % reduziert, der vertikale Gradient aber beibehalten. Ein beispielhafter Schnitt durch das neue Modell ist für die Scherwellengeschwindigkeit in Abb. 6.2 dargestellt. Da der gezeigte Schnitt die EL nicht orthogonal schneidet, erscheint der Graben etwas breiter.

Der Qualitätsfaktor wird gegenüber der 1D-Modellierung ebenfalls geändert. In diesem

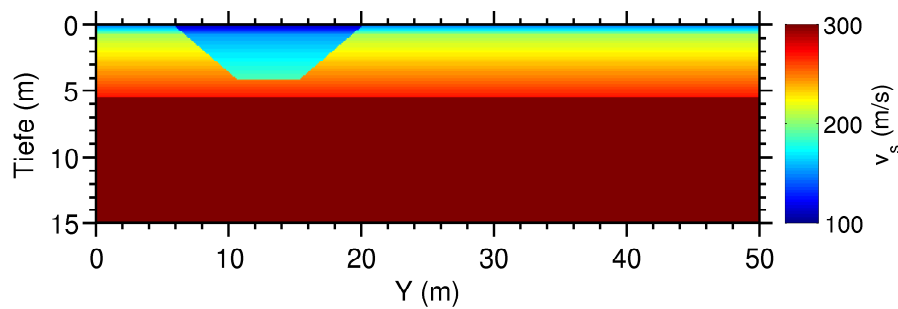


Abbildung 6.2.: Schnitt durch das 3D-Scherwellenmodell bei $x = 20$ m. Die räumlichen Koordinaten entsprechen der Messgeometrie, für die Modellierung wurde das Untergrundmodell für die PML entsprechend erweitert.

Fall wird sich am Ergebnis aus Kapitel 5.3.6 orientiert und $Q_p = Q_s = 11$ für den gesamten Untergrund angenommen. Auf eine Schichtung bzgl. Q wird verzichtet, weil eine solche nicht eindeutig aus den Messergebnissen hervor geht. Die Annahme dieses Wertes stellt eine starke Vereinfachung dar und soll auch Anhaltspunkte dazu liefern, ob die Bestimmung von Q_R ausreichend genau war. Die Ergebnisse dieser Modellierung sind in gleicher Art, wie für die 1D-Modellierung in den Abbildungen 6.1e und 6.1f dargestellt. Die Ettliger Linie wird gut reproduziert. Neben der Erhöhung der Amplituden im Vergleich zur direkten Umgebung kann auch die Mehrgliedrigkeit der PPV innerhalb der EL teilweise rekonstruiert werden. Das Maximum liegt bis etwa (15/25) auf der südlichen Grabenhälfte und wechselt für einen größeren Offset dann auf die nördliche. Der Ort dieses Überganges stimmt nicht genau mit den Messdaten überein, was durch Ungenauigkeiten in der Ausdehnung und Lage des Grabens erklärt werden könnte. Tiefe und Profil des Grabens sind weitere Unsicherheitsfaktoren. Eine deutliche negative Anomalie im Bereich (16/38) ist auch in den Modellergebnissen zu finden. Das Minimum bei (5/30) ist ebenfalls in der Modellierung zu erkennen. Einige grundlegende Strukturen der PPV-Verteilung sind also reproduzierbar.

Vor allem im Bereich $Y > 20$ m sind auch für die Frequenzkartierung einige Übereinstimmungen zu finden. Bei den reproduzierten Strukturen in der Frequenz-Betrachtung handelt es vermutlich um Interferenzeffekte. Einige lokale Minima bzw. Maxima können durch die Modellierungen also reproduziert werden. Die Frequenzen werden nahe der Quelle durch hochfrequente Anteile dominiert, was in dieser Form nicht mit den Messergebnissen überein stimmt. Ursache für die deutlichen Abweichungen in diesem Bereich ist vermutlich wiederum die fehlerhafte Frequenzabhängigkeit der Dämpfung.

Die Genauigkeit der modellierten Dämpfung kann in Abb. 6.3 überprüft werden. Es zeigt sich, dass die Dämpfung des 3D-Modells scheinbar deutlich zu groß gewählt wurde. Dies würde allerdings den in Abschnitt 5.3.6 bestimmten Qualitätsfaktoren widersprechen. Dieser Widerspruch könnte durch einen vertikal variierenden Q -Wert erklärt werden. Der in diesem Abschnitt bestimmte Qualitätsfaktor würde dann nur für die obersten 5–6 m gelten und darunter vermutlich ansteigen. Denkbar wäre aber auch ein geringfügiges Abfallen von Q im Bereich des Grundwasserspiegels und ein Ansteigen darunter. Diese These könnte durch die bereits gezeigte Frequenzabhängigkeit von Q_R unterstützt werden.

Für das 3D-Modell sind die Frequenzgehalte der PPV für größere Entfernungen den Messergebnissen sehr ähnlich (vgl. Abb. 6.1b und 6.1f). Diesbezüglich funktioniert die Dämpfung in der Modellierung also deutlich besser, als für das 1D-Modell. Die Modellierung scheint also entweder die Amplituden (quellnah) oder aber die dominanten Frequen-

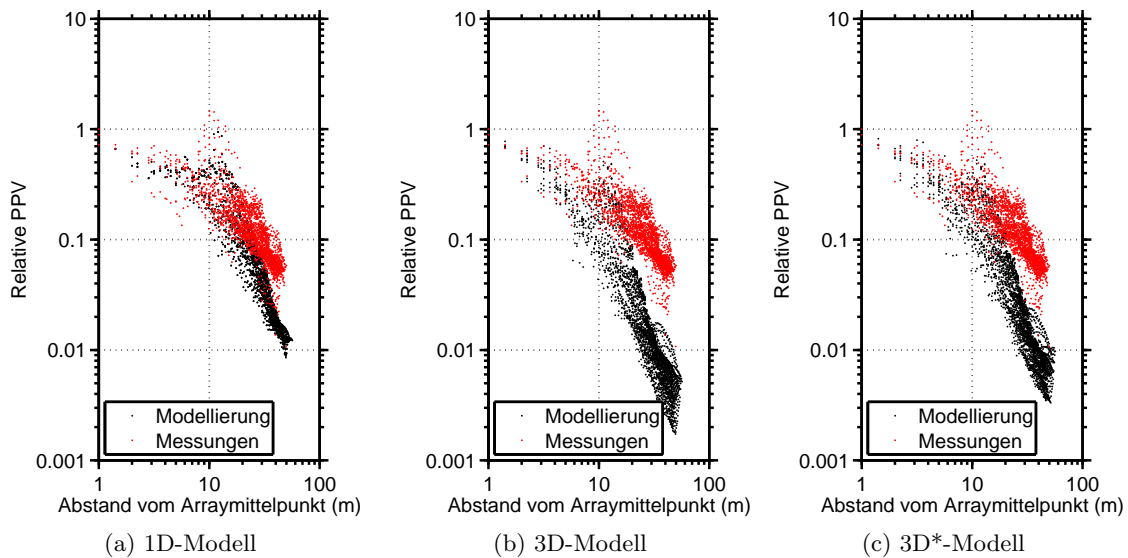


Abbildung 6.3.: PPV in Abhängigkeit von der Entfernung zum Arraymittelpunkt für die Modellergebnisse sowie Feldmessungen. Die Daten wurden bezüglich der Amplitude an der Position $x = 30$ m; $y = 2$ m skaliert.

zen (quellfern) korrekt wieder zu geben. Dieser Widerspruch kann durch zwei natürliche Einflüsse entstehen:

- Frequenzabhängigkeit von Q
- Tiefenstruktur von Q

Eine genauere Quantifizierung und Beschreibung der Abhängigkeiten ist nicht möglich, da für den Untergrund kein genaues Dämpfungsmodell existiert. Alle in dieser Arbeit angenommenen Qualitätsfaktoren basieren auf Annahmen bzw. groben Näherungen. Eine genaue Bestimmung der Q -Werte ist nicht Ziel dieser Arbeit. Ein weiteres Problem ist die hinreichend genaue Umsetzung der Dämpfung in der Modellierung (s. Kap. 2.2.4).

Abschließend wird noch ein Modell präsentiert, welches das Ziel hat, die hier gezeigten Ergebnisse zu optimieren. Dazu wird das Dämpfungsmodell des 1D-Modells geringfügig verändert, um durch eine leicht geringere Dämpfung die Amplituden noch besser zu nähern (vgl. Abb. 6.3a). Das Modell 3D* (Schicht 1: $Q = 15$; Halbraum: $Q = 30$) unterscheidet sich von Modell 3D ($Q = 11$ im gesamten Untergrund) durch einen geschichteten Dämpfungsfaktor. Dieses Dämpfungsmodell wird nun mit dem Geschwindigkeitsmodell der EL kombiniert. Die Ergebnisse sind in den Abb. 6.1g und 6.1h sowie in Abb. 6.3c gezeigt. Die PPV-Karte zeigt für das neue Modell geringfügig höhere Werte der PPV, diese sind allerdings nicht so hoch, wie man es den Ergebnissen in 4.6 zufolge erwarten würde. Die PPV ist also auch durch ein geschichtetes Q nicht hinreichend reproduzierbar. In Abb. 6.3 ist dieser Effekt gut zu erkennen. Die breitere Streuung der 3D-Modelldaten gegenüber den 1D-Ergebnissen ist auf die Auswirkungen der Ettliger Linie zurück zu führen. Der Anstieg der PPV-Messdaten in "Abschnitt 3" (vgl. Kap. 3.2) ist eindeutig nicht reproduzierbar. Ein höherer Q -Wert scheint aufgrund aller vorliegender Erkenntnisse (Kap. 5.3.6 und Groos, 2013) eher unwahrscheinlich. Die Abweichungen sind somit vermutlich durch eine deutlich andere Schichtung des Qualitätsfaktors zu erklären.

6.3. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass die Modellierung unter bestimmten Bedingungen realistische Ergebnisse produzieren kann. Trotzdem gibt es viele Probleme und Beschränkungen, welche eine ausreichend genaue Vorhersage der PPV erheblich erschweren. In diesem Kapitel sollen daher die in dieser Arbeit nicht untersuchten Ansätze kurz besprochen werden. Daran anknüpfend soll die generelle Machbarkeit der PPV-Vorhersage auf Grundlage der in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse bewertet werden.

Die Messergebnisse sind unter warmen und trockenen Bedingungen erhoben worden. Wie gezeigt, gibt es Anzeichen dafür, dass Temperatur und Bodenfeuchtigkeit die PPV beeinflussen. Da die den Modellierungen zugrunde liegenden physikalischen Parameter allerdings nicht an derselben Position gewonnen wurden, sind auch in diesem Fall wieder räumliche Variationen als Ursache denkbar. Eine zuverlässige Aussage zur Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen ist daher nicht möglich. Eine Vergleichsmessung, z.B. unter kalten feuchten Bedingungen wäre grundsätzlich interessant. Diese könnte auch genutzt werden um die Ergebnisse mit einigem zeitlichen Abstand zu validieren. So könnte die Frage der Stabilität der Abstrahlcharakteristik der Vibratoren in Abhängigkeit von variablen Umweltbedingungen (Grundwasserspiegel, Bodenfeuchtigkeit, Temperatur) überprüft werden. Vorstellbar wäre auch eine ähnliche Untersuchung auf deutlich schnellerem Untergrund. In diesem Fall wären grundsätzlich geringere Bodenschwinggeschwindigkeiten und größere Wellenlängen zu erwarten. Eine solche Messung könnte evtl. die Interferenzeffekte besser nachweisen, als es in dieser Arbeit möglich war.

Die in dieser Arbeit genutzte Quelle weicht leider stark von üblicherweise industriell genutzten Vibratorquellen ab. Die fehlende Amplitudenkontrolle (Feedback-Mechanismus), der fehlende niederfrequente Signalanteil (typisch > 8 Hz) sowie auch die nur simulierte Arraymessung beschränken die Übertragbarkeit dieser Arbeit auf industrielle Vibroseis-Messungen deutlich. So bleiben Fragen der Wechselwirkung zwischen den Quellen offen. Solche können aber prinzipiell mit dem verwendeten FD-Code auch nicht reproduziert werden. Gleiches gilt für sämtliche nichtlinearen Effekte im Nahfeld (plastische Verformung der Sedimente, höhere Moden, etc.). Andere Effekte könnten dagegen durch Erweiterung der Modellkomplexität noch untersucht werden. Dazu gehören z.B. das Verhalten des Systems "Vibrator" bei der Anregung. Bestehende Modellierungsergebnisse von Wei (2010) zeigen ein sehr komplexes Verhalten in Form von Biegung der Grundplatte und Schwingungen des Vibrators selbst. Für eine exakte Modellierung der PPV müssten solche Effekte in das Modell mit integriert werden, um deren Einfluss auf die PPV zu quantifizieren. Damit einher geht auch die Betrachtung von Situationen mit erheblicher Topographie. Die Umsetzung von Topographie in SOFI3D ist grundsätzlich durch Verwendung einer Luftschicht anstelle einer freien Oberfläche möglich (s. auch Groos, 2013).

Eine Problematik, welche sich in dieser Arbeit besonders herausgestellt hat, ist die Modellierbarkeit der seismischen Dämpfung. SOFI3D muss diesbezüglich um weitere Relaxationsmechanismen erweitert werden, sodass eine vollständige Kontrolle über die Frequenzabhängigkeit des Qualitätsfaktors besteht. Bisher ist die Umsetzung der seismischen Dämpfung für Signale mit einem breiten Frequenzband sehr ungenau. Dies würde letztendlich auch Voraussetzung für eine Wellenforminversion bzgl. Q sein. Eine funktionierende viskoelastische Wellenforminversion wäre eine gute Grundlage für eine verbesserte PPV-Vorhersage. Der Vergleich von Modell- und Messergebnissen hat gezeigt, dass die genaue Kenntnis der räumlichen Verteilung von Q für eine genaue Vorhersage der PPV zwingend ist. Die Bestimmung der seismischen Dämpfung auch auf kleinen Skalen ohne Bohrlochmessungen ist noch immer recht schwierig.

Die Ergebnisse dieser Arbeit haben auch gezeigt, dass für eine genaue Vorhersage der PPV das Geschwindigkeitsmodell des Untergrundes sehr gut bekannt sein muss. Dieses

muss zudem oberflächennah in 3D vorliegen. Die vorher nicht bedachte Struktur der Ettlinger Linie verdeutlicht, wie Untergrundstrukturen als Wellenleiter fungieren und als solche ein erhebliches Gefährdungspotential aufweisen. Um solche Strukturen zu lokalisieren ist allerdings für jede Schussposition eine sehr hochauflösende Vorerkundung notwendig. In der Praxis ist dies allerdings wirtschaftlich nicht machbar. Darüber hinaus ist der Rechenaufwand für die Modellierungen sehr groß. Eine wirtschaftlich sinnvolle Umsetzung der FD-Modellierung als Vorarbeit zu einer seismischen Messkampagne ist daher zum jetzigen Zeitpunkt schwer vorstellbar.

Die größte Gefährdung durch seismische Vibratoren tritt zumeist in dicht bebauten Umgebungen, wie Städten auf. Für solche Situationen ist allerdings der Untergrund noch deutlich komplexer. Strukturen wie Abwasserkanäle, Versorgungsleitungen, Straßenunterbau und Fundamente von bestehenden und nicht mehr sichtbaren Gebäuden sind meist nicht genau bekannt und somit noch weniger modellierbar.

Trotz der zahlreichen Probleme und Grenzen der hier gezeigten Modellierungen können die hier gewonnenen Modellergebnisse in Kombination mit klassischen Einzelmessungen zur Prognose der PPV dienen. Kalinski und Taluskie (2013) schlagen dazu einen probabilistischen Ansatz als Kombination aus Modell- und Messwerten vor, um die Gefährdung besser abschätzen zu können. Als Ergebnis ergeben sich mit wachsender Datengrundlage Referenzen für verschiedene Untergrundtypen. Die Gefährdung durch kleinräumige Anomalien, wie z.B. der Ettlinger Linie, ist durch einen probabilistischen Ansatz allerdings nicht vorhersagbar.

7. Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit sollte untersucht werden, ob die von seismischen Vibratoren erzeugten Oberflächenwellen im Sinne der Gefährdungsprognose modellierbar sind. Eine Vorhersage würde Sicherheit bzgl. der Gefährdung der Umgebung von im Einsatz befindlichen seismischen Vibratoren geben. Zudem könnten im Vorfeld von seismischen Untersuchungen bereits potentiell gefährdete Gebiete definiert werden.

Voraussetzung für eine realistische Modellierung der Wellenausbreitung ist die genaue Kenntnis des Untergrundes, sowie der seismischen Quelle. Da der für diese Arbeit relevante Bereich das direkte Nahfeld der seismischen Vibratoren ist, musste dieser Arbeit eine gute Kenntnis der Funktionsweise und des Verhaltens der seismischen Vibratoren zu Grunde liegen. Dazu wurde eine intensive Literaturrecherche betrieben um einen guten Überblick über das Verständnis von Vibratoren zu erlangen. Es hat sich gezeigt, dass eine genaue Bestimmung der Abstrahlungscharakteristik von Vibratoren sehr schwierig ist. Die Herausforderungen lassen sich in zwei Bereiche teilen. Zum einen muss die technische Umsetzung der Anregung der Signale sehr gut nachvollziehbar sein. Feedback-Mechanismen ermöglichen dabei eine sehr gute Kontrolle über den seismischen Vibrator. Die Anregung von sauberen Sinusschwingungen durch hydraulische Systeme ist ebenfalls gut möglich. Das viel größere Problem ist die genaue Kenntnis über die abgestrahlte Energie. Die Kopplung zwischen Quelle und Untergrund ist dabei vor allem von der Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Nichtlineares Verhalten des Materials, ungleiche Anpressung der Grundplatte an den Boden, Eigenschwingungen der Platte sowie die Antwortfunktion des Untergrundes selbst beeinflussen dabei das Signal. Da die genannten Einflüsse sehr komplex sind, wurden sie für die anschließende Modellierung vollständig vernachlässigt. Untergrundmodelle wurden bereits früher durchgeführten Untersuchungen von Stelzer (2010) entnommen und als Grundlage für die Modellierungen verwendet. Die damals durchgeführten Untersuchungen waren bereits aufwendige Inversionen von Oberflächenwellen, sodass von einem gut bestimmten Untergrund ausgegangen werden kann.

Daraufhin wurde der Modellierungsvorgang getestet. Zu diesem Zweck wurden verschiedene Sweeps und leicht variierende Untergrundmodelle genutzt, um die Empfindlichkeit der Ergebnisse bzgl. der verschiedenen Parameter zu überprüfen. Die Ergebnisse zeigen, dass die maximalen Amplituden der Bodenschwingungen unabhängig von Signaldauer und Sweeporientierung sind. Somit bleiben der Frequenzgehalt des Quellsignales, sowie die Quellstärke die einzigen relevanten Quellvariablen. Ähnliche Tests wurden auch für die Untergrundparameter seismische Geschwindigkeit, Dämpfung und Dichte durchgeführt. Die Dichtevariationen wurden schnell als irrelevant identifiziert und in dieser Arbeit nicht

weiter verfolgt. Die Gefährdung ist den Tests nach hauptsächlich von den Geschwindigkeiten, welche die maximalen angeregten Amplituden beeinflussen, sowie der seismischen Dämpfung abhängig. Diese beeinflusst maßgeblich den Gefährdungsradius und stellt in der Modellierung die größte Herausforderung dar. Die verwendete Software konnte die Dämpfung in der Modellierung nicht ausreichend genau umsetzen, was in der Diskussion der Ergebnisse zu einigen Problemen führte.

Um die Modellergebnisse mit der Realität zu vergleichen wurden mit einem Kleinvibrator Messungen durchgeführt und ein Array von seismischen Vibratoren simuliert. Die Quelle war ausreichend reproduzierbar, sodass das Vorgehen der schrittweisen Vermessung der untersuchten Fläche keine übermäßigen Artefakte hervorrief. Durch die Messungen wurde eine Untergrundstruktur gefunden, welche deutlich von der Annahme eines 1D-Untergrundes abwich. Die gemessene PPV weicht entsprechend deutlich von den prognostizierten Werten ab. Entsprechend der Messergebnisse wurde ein 3D-Modell des Untergrundes erstellt und dieses für neue Modellierungen genutzt. U.a. aufgrund der nur sehr vagen Kenntnis der Dämpfung im Untergrund konnten die Messergebnisse nur bedingt reproduziert werden. Grundlegende Strukturen in der PPV-Verteilung ließen sich aber darstellen.

Die Ergebnisse haben gezeigt, dass die genaue Kenntnis des Untergrundes für die Modellierbarkeit der Gefährdung zwingend ist. Diese scheint in der Praxis leider nicht ausreichend zu sein. Die praktische Umsetzbarkeit der Prognose der PPV hat sich in dieser Arbeit somit als sehr unwahrscheinlich erwiesen. Die ausreichend genaue Bestimmung des Untergrundes würde erheblichen Aufwand erfordern. Die Arbeit zeigt trotzdem, dass bei der Überwachung des Nahfeldes von seismischen Vibratoren große Sorgfalt nötig ist, da Untergrundstrukturen, wie in den Messergebnissen gesehen, leicht als Wellenleiter fungieren können. Fehlende Kenntnis von solchen Untergrundstrukturen kann auch in größeren Entfernungen potentiell Schäden verursachen.

Literaturverzeichnis

- Aki, K. & Richards, P. G. (2009). *Quantitative Seismology*, (2nd ed.). Univ. Science Books, Sausalito, California.
- Alcudia, A. D. (2009). *Microphone and geophone data analysis for noise characterization and seismic signal enhancement*. Masterarbeit, University of Calgary.
- Baeten, G. (1989). *Theoretical and practical aspects of the Vibroseis method*. Dissertation, TU Delft.
- Bohlen, T. (2002). Parallel 3-d viscoelastic finite difference seismic modelling. *Computers & Geosciences*, 28(8):887–899.
- Bohlen, T., De Nil, D., Köhn, D., & Jetschny, S. (2012). *Manual: SOFI3D - seismic modeling with finite differences 3D - acoustic and viscoelastic version*. Karlsruhe Institute of Technology, Department of Physics, Geophysical Institute.
- Collino, F. & Tsogka, C. (2001). Application of the perfectly matched absorbing layer model to the linear elastodynamic problem in anisotropic heterogeneous media. *Geophysics*, 66(1):294–307.
- Dean, T. (2014). The use of pseudorandom sweeps for vibroseis surveys. *Geophysical Prospecting*, 62(1):50–74.
- DIN4150-3 (1999). *Erschütterungen im Bauwesen, Einwirkungen auf bauliche Anlagen*, Deutsches Institut für Normung.
- Forbriger, T. (2003). Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms. *Geophysical Journal International*, 153(3):735–752.
- Gardner, G., Gardner, L., & Gregory, A. (1974). Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39(6):770–780.
- Groos, L. (2013). *2D full waveform inversion of shallow seismic Rayleigh waves*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie.
- Hüttner, R., Konrad, H.-J., & Zitzmann, A. (1986). Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC7110 Mannheim, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. Hannover.
- Kalinski, M. E. (2007). Effect of vibroseis arrays on ground vibrations: A numerical study. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 12(3):281–287.
- Kalinski, M. E. & Taluskie, S. T. (2013). Probabilistic analysis of ground vibrations produced by vibroseis arrays. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 18(2):147–154.

- Komatitsch, D. & Martin, R. (2007). An unsplit convolutional perfectly matched layer improved at grazing incidence for the seismic wave equation. *Geophysics*, 72(5):SM155–SM167.
- Lang, K. (1907). *Die Ettlinger Linien und ihre Geschichte*, (1st ed.). G. Braunsche Hofbuchdruckerei. Karlsruhe.
- Lay, T. & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*, volume 58. Academic Press. San Diego.
- Martin, R. & Komatitsch, D. (2009). An unsplit convolutional perfectly matched layer technique improved at grazing incidence for the viscoelastic wave equation. *Geophysical Journal International*, 179(1):333–344.
- Miller, G. F. & Pursey, H. (1955). On the partition of energy between elastic waves in a semi-infinite solid. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 233(1192):55–69.
- Oriard, L. L. (1994). Vibroseis operations in an urban environment. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 31(3):343–366.
- Reust, D. K. (1995). Vibrator force control: How simple can it get? *The Leading Edge*, 14(11):1129–1133.
- Sallas, J. J. (2010). How do hydraulic vibrators work? A look inside the black box. *Geophysical Prospecting*, 58:3–17.
- Saragiotis, C., Scholtz, P., & Bagaini, C. (2010). On the accuracy of the ground force estimated in vibroseis acquisition. *Geophysical Prospecting*, 58:69–80.
- Schön, J. (2004). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*, (1st pbk. ed.), volume 18 of *Handbook of geophysical exploration. Seismic exploration*. Elsevier. Oxford.
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*, (2nd ed.). Cambridge University Press. Cambridge and New York.
- Siskind, D., Stagg, M., Kopp, J., & Dowding, C. (1980). Struktur response and damage produced by ground vibration from surface mine blasting. Untersuchungsbericht RI8507, United States Bureau of Mines.
- Soczkiwicz, E. (1997). The penetration depth of the rayleigh surface waves. *Nondestructive Testing and Evaluation*, 13(2):113–119.
- Søndergaard, P. L., Torrésani, B., & Balazs, P. (2012). The linear time frequency analysis toolbox. *International Journal of Wavelets, Multiresolution and Information Processing*, 10(04).
- Stelzer, Z. (2010). *Akquisition und Interpretation von Oberflächenwellen für die Wellenforminversion*. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.
- Teasdale, D. L., Kiker, J. L., Oriard, L. L., Dowding, C. H., & Morrison, S. J. (2006). Response of test house to vibroseis vibrations and environmental forces. *Environmental and Engineering Geoscience*, 12(1):25–37.

- Tonn, R. (1988). *Die Bestimmung der seismischen Güte Q*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Tonn, R. (1991). The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods. *Geophysical Prospecting*, 39(1):1–27.
- Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51(4):889–901.
- Volk, M. F. (2011). *Durchführung, Visualisierung und Analyse von flachseismischen Mehrkomponentenmessungen*. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.
- Wei, Z. (2009). How good is the weighted-sum estimate of the vibrator ground force? *The Leading Edge*, 28(8):960–965.
- Wei, Z. (2010). Modelling and modal analysis of seismic vibrator baseplate. *Geophysical Prospecting*, 58:19–31.
- Wei, Z. (2013). Enhancing and low-frequency amplitude of ground force from a seismic vibrator through reduction of harmonic distortion. *Geophysics*, 78(4):P9–P17.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., & Tian, G. (2002). Determining Q of near-surface materials from Rayleigh waves. *Journal of Applied Geophysics*, 51(2-4):121–129.
- Zener, C. M. (1948). *Elasticity and Anelasticity of Metals*, (1st ed.). Univ. of Chicago Press. Chicago.

Danksagung

Abschließend möchte ich allen an meiner Masterarbeit direkt oder indirekt beteiligten Personen danken. Ohne die Unterstützung von vielen Seiten wäre diese Arbeit in der vorliegenden Form nicht möglich gewesen.

Thomas Bohlen gilt der Dank für die Betreuung meiner Arbeit, vor allem aber auch für die Ermöglichung der doch recht umfangreichen Messungen. Joachim Ritter möchte ich an dieser Stelle auch für die Übernahme des Korreferats danken.

Oliver Ritzmann und Kollegen (Wintershall Holding GmbH, DEG) gebührt der Dank für die Idee dieser Arbeit. Die eigentlich als kleinere Auftragsstudie gedachte Fragestellung konnte so umfassender bearbeitet werden. Die zahlreichen Ideen, Fragen und anderweitigen Anregungen haben die Arbeit zudem erheblich vorangebracht.

Die Durchführung der Feldmessungen wäre ohne die unkomplizierte Kooperation seitens des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik Hannover nicht möglich gewesen. Charlotte Krawczyk und vor allem Ulrich Polom gilt mein Dank für die Bereitstellung eines Großteils der Messgeräte, sowie die Einweisung in Elvis. Die Unkompliziertheit hat mich sehr beeindruckt. Der Luftsportgemeinschaft Rheinstetten e.V., insbesondere Michael Hoffmann danke ich für die Ermöglichung der Messung auf dem Flugplatzgelände.

Danke Marvin für deine Hilfe während der gesamten Messungen, sowie der schönen Zeit im Büro. Schreibblockaden und ansteigender Frust ließ sich in deiner Gesellschaft wesentlich besser bekämpfen. Niklas, ich hoffe, dass ich dich nicht zu oft in Anspruch genommen habe. Ohne deine Hilfe wären die Messungen wohl nicht so schnell in Schwung gekommen.

Claudia Payne gilt der Dank für die Hilfe bei Organisation und Planung so mancher Kleinigkeiten, der gesamten Arbeitsgruppe für Anregungen, Unterstützung und ein interessantes Jahr.

Last but not least ein großer Dank an alle an den Messungen beteiligten Helfer und Unterstützer während des Studiums!

Anhang

A. Verwendete Programme und Rechenkapazitäten

A.1. Verwendete Programme

- SOFI3D (Bohlen et al., 2012)
- MATLAB R2014a (The MathWorks, Inc.)
- LTFAT Toolbox (Søndergaard et al., 2012)
- Seismic Un*x (Colorado School of Mines)
- qseisfk2000

A.2. Verwendeter Hochleistungsrechner

Alle Modellrechnungen wurden auf dem vom Steinbruch Centre for Computing (SCC, am KIT) betriebenen Hochleistungsrechner "InstitutsCluster II" (IC2) durchgeführt. Der Rechner ist massiv parallel und besitzt 487 Rechenknoten. Bei den für die Arbeit genutzten Knoten handelt es sich um die 480 sogenannten "dünnen" Knoten mit jeweils 64 GB Hauptspeicher. Jeder Knoten besteht aus 2 Prozessoren mit jeweils 8 Kernen (2,6 GHz Taktfrequenz). Um den nutzbaren Hauptspeicher von 4 GB pro Kern zu erhöhen besteht zudem die Möglichkeit nicht alle Kerne zu nutzen und somit den verfügbaren Speicherplatz je Kern zu erhöhen. Für die in dieser Arbeit durchgeführten Rechnungen war dies nicht nötig, bei größeren Modellausdehnungen müsste allerdings bei der aktuellen Konfiguration von SOFI3D darauf zurück gegriffen werden. Die theoretische Spitzenleistung des gesamten Systems beträgt ca. 162 TFLOPS. Für die meisten Modelle wurde ein Intel-Compiler (Version 13.1.5) sowie die Message Passing Interface vom Typ Open MPI (Version 1.6.5) verwendet (Quelle: www.scc.kit.edu/dienste/ic2.php; 20.11.2014).

B. zur Modellierung

B.1. Physikalische Parameter der 1D-Untergrundmodelle

Tabelle B.1.: Physikalische Parameter für das Untergrundmodell Segelfluggelände Rheinstetten (SR) (modifiziert nach Stelzer, 2010).

Parameter	Schicht 1	Schicht 2	Halbraum
v_p (m/s)	304	304	1882
v_s (m/s)	144	197	300
$\frac{\partial v_s}{\partial z}$ ((m/s)/m)	81,8	13,4	0
ρ (kg/m ³)	1700	1700	2000
Q	10	10	30
Tiefe (m)	0 – 0,4	> 0,4 – 5,4	> 5,4

Tabelle B.2.: Physikalische Parameter für das Untergrundmodell Wössingen-Lugenberg (WL) (modifiziert nach Stelzer, 2010).

Parameter	Schicht 1	Schicht 2	Schicht 3	Halbraum
v_p (m/s)	300	1029	1319	2200
v_s (m/s)	150	461	556	1600
ρ (kg/m ³)	1700	1800	1900	2000
Q	20	30	40	50
Tiefe (m)	0 – 0,2	> 0,2 – 4,4	> 4,4 – 16,4	> 16,4

B.2. Ressourcenbedarf

Tabelle B.3.: Bedarf der Rechenkapazität für zwei Modelle, wie sie in dieser Arbeit typischerweise verwendet werden. Aufgelistet sind die Parameter des Modellraumes und die benötigten Rechnerleistungen.

Modell	N_x	N_y	N_z	dh (m)	dt (s)	N_t	N_{proc}	t_{proc} (min)
51 (Kap. 4)	480	480	240	0,3	$5 * 10^{-5}$	$2,5 * 10^5$	500	320
4200 (Kap. 6)	660	360	540	0,1	$2,0 * 10^{-5}$	$6 * 10^5$	1390	594

C. zur Messauswertung

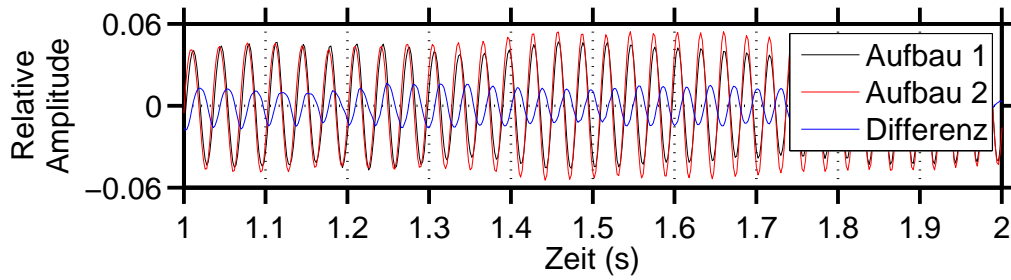
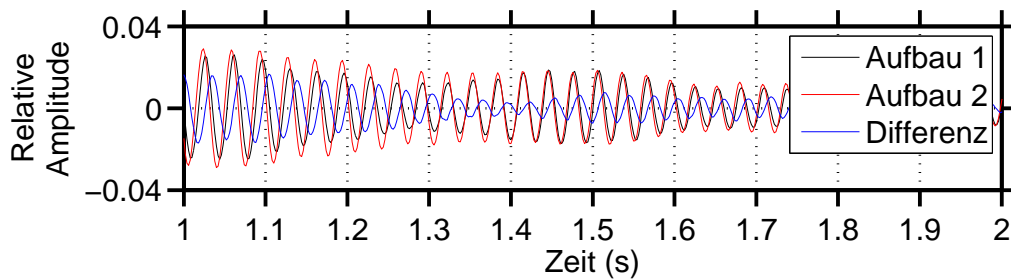
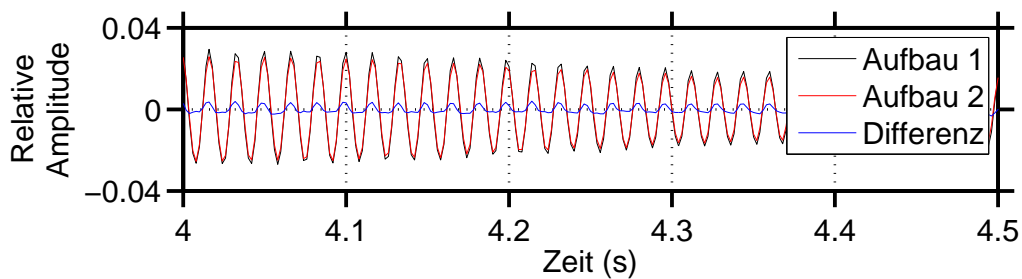
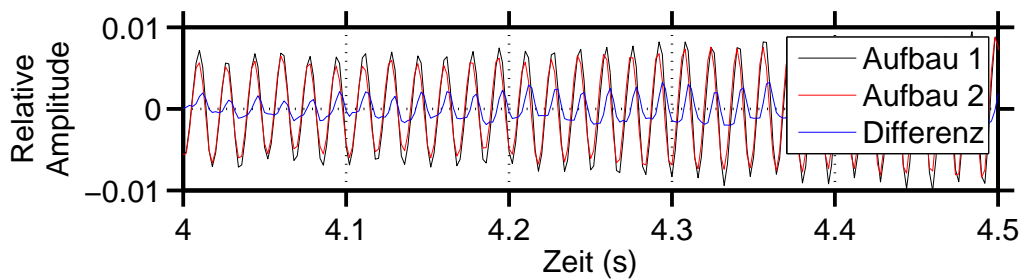
(a) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 5$ m, $f \approx 30$ Hz.(b) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 20$ m, $f \approx 30$ Hz.(c) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 5$ m, $f \approx 60$ Hz.(d) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 20$ m, $f \approx 60$ Hz.

Abbildung C.1.: Vergleich zweier seismischer Spuren, wie sie an zwei aufeinanderfolgenden Tagen bei identischer Messgeometrie aufgezeichnet wurden. In blau die Differenz zwischen den Aufnahmen. Die Schussposition ist $x = 18$ m, $y = 1$ m.

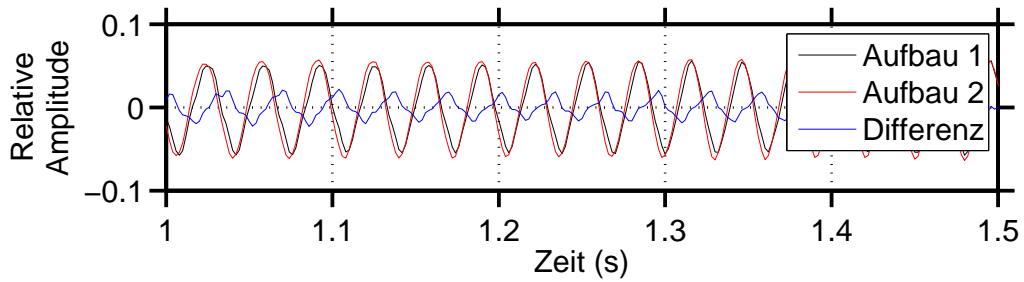
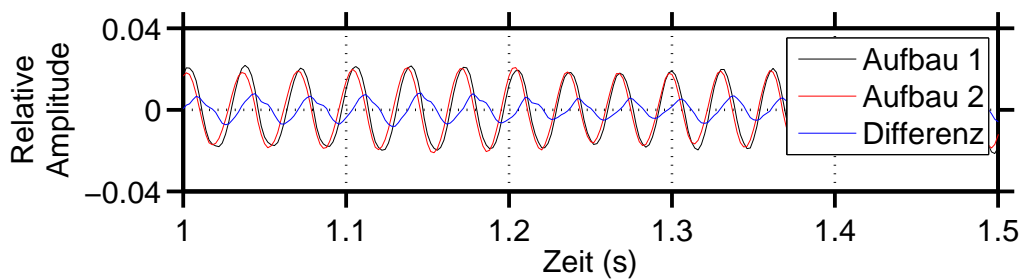
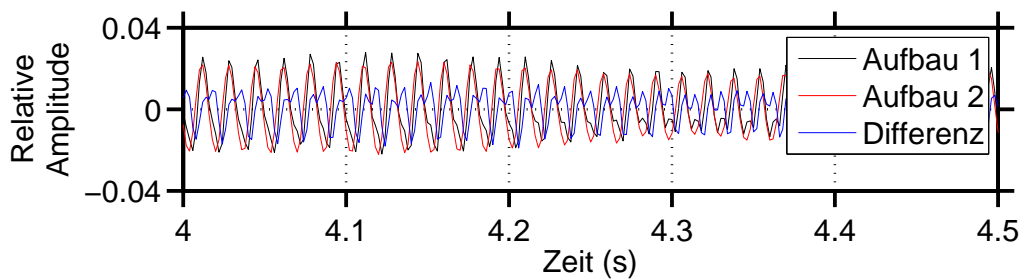
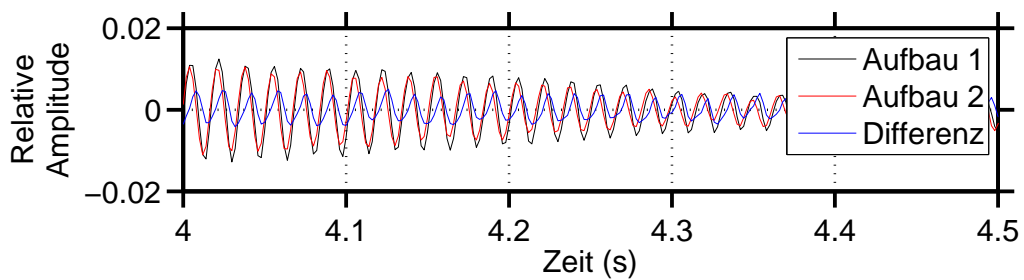
(a) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 5$ m, $f \approx 30$ Hz.(b) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 20$ m, $f \approx 30$ Hz.(c) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 5$ m, $f \approx 60$ Hz.(d) Seismogrammausschnitt bei $x = 32$ m, $y = 20$ m, $f \approx 60$ Hz.

Abbildung C.2.: Vergleich zweier seismischer Spuren, wie sie an zwei aufeinanderfolgenden Tagen bei identischer Messgeometrie aufgezeichnet wurden. In blau die Differenz zwischen den Aufnahmen. Die Schussposition ist $x = 42$ m, $y = 1$ m.

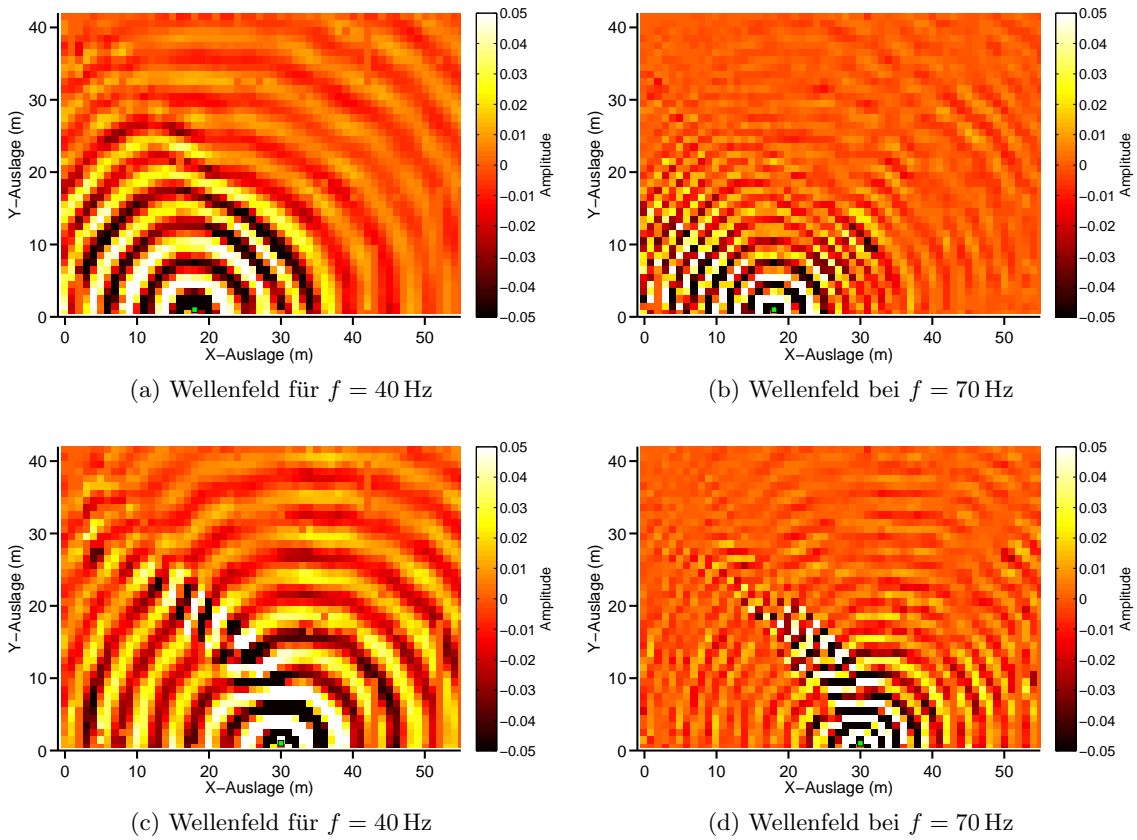


Abbildung C.3.: Wellenfelder für zwei verschiedene Frequenzgehalte und die Schusspunkte $x = 18$ m (oben) und $x = 30$ m (unten). Die angegebene Frequenz entspricht der momentanen Frequenz an der Quellposition. Frequenz mit der Entfernung zur Quelle leicht abnehmend. Datenlücken werden mit dem Amplitudenwert 0 dargestellt. Die Schussposition ist mit einem grünen Quadrat markiert.

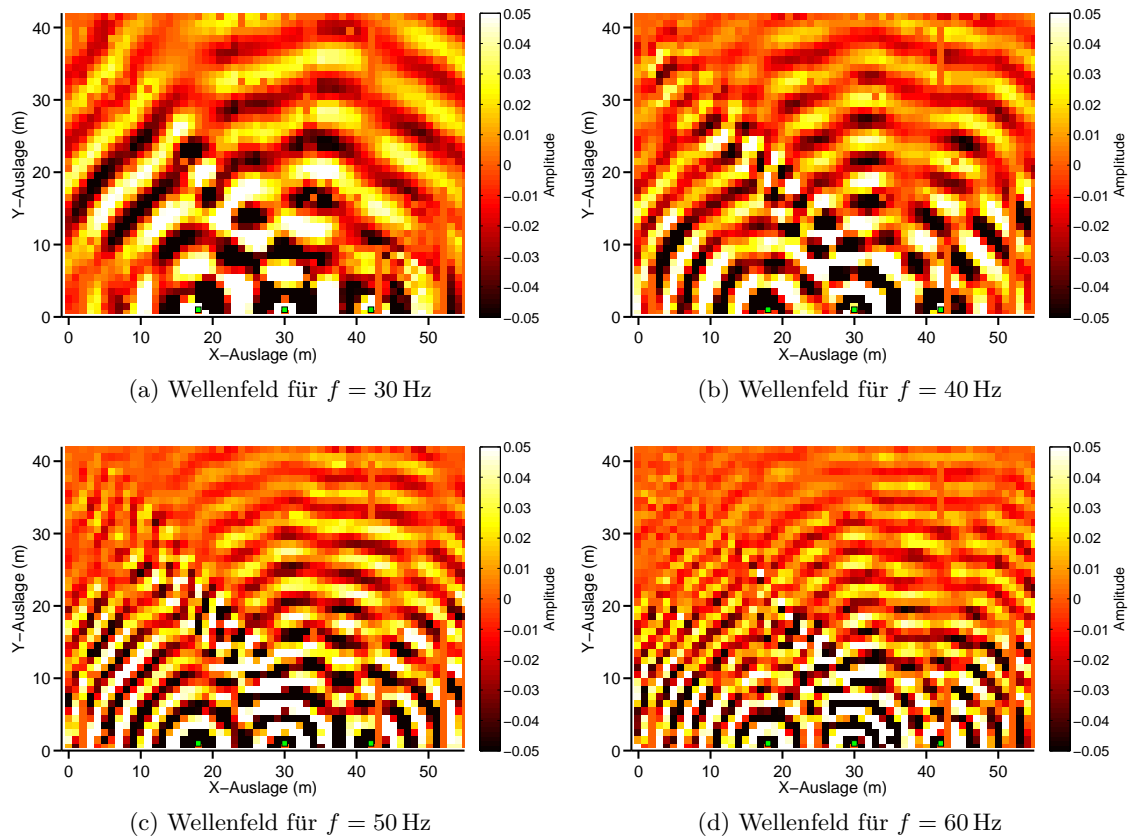


Abbildung C.4.: Wellenfelder für vier verschiedene Frequenzgehalte des Arrayschusses. Die angegebene Frequenz entspricht der momentanen Frequenz an den Quellpositionen. Frequenz mit der Entfernung zur Quelle leicht abnehmend. Datenlücken werden mit dem Amplitudenwert 0 dargestellt. Die Schussposition ist mit einem grünen Quadrat markiert.