

**Erstellung eines 3D Modells der Scherwellengeschwindigkeit  
im Bereich der Ettlinger Linie (Rheinstetten) aus der 1D  
Inversion der lokalen Dispersion von Rayleigh-Wellen**

**1D inversion of local Rayleigh wave dispersion curves to  
construct a local 3D S-wave velocity model of the Ettlinger  
Linie in Rheinstetten**

Masterthesis von

Svenja Patricia Schaneng

an der Fakultät für Physik  
Geophysikalisches Institut

Erstgutachter:	Prof. Dr. Thomas Bohlen
Zweitgutachter:	Apl. Prof. Dr. Joachim Ritter
Betreuender Mitarbeiter:	Dr. Yudi Pan
Zweiter betreuender Mitarbeiter:	M.Sc. Tilman Steinweg

November 2016 – Oktober 2017

Karlsruher Institut für Technologie  
Fakultät für Physik  
Geophysikalisches Institut  
Hertzstraße 16  
Geb. 6.42  
76187 Karlsruhe



---

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 Änderungen entnommen wurde.

**Nürtingen, den 23.10.2017**

.....  
(Svenja Patricia Schaneng)



# Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird anhand der Analyse von Rayleigh-Wellen und der Inversion derer Dispersionskurven ein dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell im Bereich der Ettlinger Linie, einem ehemaligen und wieder verfüllten Wehrgraben, erstellt.

Die vorangehende Erprobung der Methode anhand synthetischer Daten und realer Felddaten zeigt die Möglichkeiten und Grenzen der Methode auf. Großräumige Heterogenitäten, wie z. B. eine eintauchende Schichtgrenze, können anhand der Inversion von Dispersionskurven von Rayleigh-Wellen rekonstruiert werden. An diesem Beispiel wird weiter der Einfluss der räumlichen Gewichtung von Spuren auf die Dispersionsabbildung untersucht. Zusammenfassend wird festgestellt, dass sich die Dispersionsabbildung nicht weitgehend verändert und eine Gewichtung keine Verbesserung erzielt. Bei der in dieser Arbeit angewandten hochauflösenden linearen Radon-Transformation werden bereits sehr gut aufgelöste Dispersionsabbildungen erstellt, die zu einer guten Rekonstruktion der eintauchenden Schichtgrenze führen. Das Beispiel eines realen Datensatzes hingegen ermöglicht die Rekonstruktion einer Anomalie nicht. Der an der Ettlinger Linie aufgenommene Datensatz ermöglicht lediglich die Modellierung eines Niedriggeschwindigkeitsbereiches im Bereich der Anomalie. Scharfe Konturen, wie die dreieckige Form des ehemaligen Wehrgrabens, lassen sich jedoch nicht rekonstruieren. Der Vergleich des erhaltenen zweidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells mit dem Ergebnis einer Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen zeigt schließlich, dass die modellierten Geschwindigkeiten des gesamten Modellbereiches tendenziell niedriger sind als die durch die Wellenforminversion gewonnenen Geschwindigkeiten. Die Größenordnungen stimmen jedoch überein.

Nach Abschluss der Voruntersuchungen werden nach einer im Rahmen dieser Arbeit entworfenen Akquisitionsgeometrie dreidimensionale Daten erfasst. Unter Verwendung einer dreidimensionalen Quelle und dreidimensionalen Geophonen werden innerhalb eines rechteckigen Messfeldes im Bereich der Ettlinger Linie 9-C Daten erfasst. In dem  $31\text{ m} \times 27\text{ m}$  großen Messfeld werden an insgesamt 52 Quellpositionen elastische Wellen angeregt und an insgesamt 896 Geophonpositionen erfasst. Da ein derart hoher Materialaufwand nicht aufzubringen ist, wird das Messfeld in sechs Abschnitte unterteilt und an insgesamt 5 Tagen vermessen. Damit die Abschnitte zusammensetzbar sind, werden an jedem Messtag alle Quellpositionen angeregt und ein Referenzprofil vermessen. 16 der 52 Quellpositionen liegen in einem Abstand von 7 m außerhalb des Messfeldes und dienen der Analyse von Oberflächenwellen. Die restlichen Quellpositionen liegen symmetrisch angeordnet im Messfeld und dienen der dreidimensionalen Wellenforminversion.

Die Betrachtung der Felddaten zeigt, dass sich die Abschnitte, unter Berücksichtigung der für die Analyse von Oberflächenwellen gestellten Ansprüche, wider Erwarten ohne weitere Korrekturen zusammensetzen lassen. Für eine eindeutigere Betrachtung wurden

---

die Quellkomponenten der dreidimensionalen Galperin-Quelle in das Koordinatensystem, in dem die Geophone angeordnet sind, rotiert. Die Darstellungen zeigen, dass die Anregung der Love-Wellen tendenziell weniger stark erfolgt, als die der Rayleigh-Wellen. Auch die Betrachtung der Dispersionsabbildungen der beiden Oberflächenwellen zeigt ähnliche Merkmale. Während die Fundamentalmode der Rayleigh-Wellen auf drei von vier Komponentenkombinationen sehr klar zu erkennen ist, zeigt die Fundamentalmode der Love-Welle keinen eindeutig dispersiven Verlauf. Für Frequenzen  $f < 12$  Hz sind keine Informationen über die Fundamentalmode der Love-Welle zu erhalten, weswegen im Rahmen dieser Arbeit die Analyse von Rayleigh-Wellen für die Erstellung des Scherwellengeschwindigkeitsmodelles verwendet wird.

Zunächst wird die großflächige Homogenität des Messfeldes anhand zwei mittiger, orthogonal zueinander liegender Profile untersucht. Die zwei erstellten eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle zeigen eine maximale Abweichung von 6,4% zueinander, womit der Untergrund des Messfeldes als großflächig homogen angesehen werden kann. Der lokale Einfluss der Niedriggeschwindigkeitsanomalie auf verkürzte Spurenbereiche zeigt hingegen deutlich, dass die Anomalie die Dispersionsabbildung bzgl. der Lage der horizontalen Asymptote der Fundamentalmode und dem Auftreten höherer Moden beeinflusst. Weiter zeigen sich Unregelmäßigkeiten im horizontalen Verlauf der Fundamentalmode, wenn der verwendete Spurenbereich an seinem Rand von der Anomalie geschnitten wird.

Für die Erstellung dreidimensionaler Scherwellengeschwindigkeitsmodelle werden die in  $x$ - und  $y$ -Richtung verlaufenden Profile ausgewertet. Für das Geschwindigkeitsmodell für in  $x$ -Richtung verlaufende Profile werden insgesamt 126 eindimensionale Geschwindigkeitsmodelle invertiert, welche in den horizontalen Raumrichtungen einen Abstand von 2 m zueinander aufweisen. Die Eindringtiefe der Rayleigh-Welle liegt dabei bei  $z \approx 10,0$  m. Für das Geschwindigkeitsmodell für in  $y$ -Richtung verlaufende Profile werden 112 eindimensionale Geschwindigkeitsmodelle invertiert. Hier liegt die maximale Eindringtiefe der Rayleigh-Wellen bei  $z \approx 9,7$  m. Die Betrachtung der erhaltenen Modelle zeigt, dass sich der Niedriggeschwindigkeitsbereich in beiden Modellen durch Geschwindigkeiten von etwa  $135 \text{ m/s} \leq v_s \leq 150 \text{ m/s}$  widerspiegelt und damit um etwa 30 m/s geringere Geschwindigkeiten als seine Umgebung aufweist. Im Überlappungsbereich der Modelle überschneiden sich die modellierten Niedriggeschwindigkeitsbereiche. Trotz der unterschiedlichen Breite der modellierten Anomalien zeigen die beiden Modelle eine hohe Tendenz zur Übereinstimmung, weswegen diese zu einem das gesamte Messfeld umfassende Scherwellengeschwindigkeitsmodell kombiniert und erweitert werden. Um auch in den Eckbereichen Informationen über die vertikale Geschwindigkeitsverteilung zu erhalten, werden hier weitere eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle invertiert. Für nicht mit eindimensionalen Modellen besetzte Messfeldbereiche werden über Inter- und Extrapolation Werte bestimmt. Das geglättete, erweiterte dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell zeigt oberflächennah Geschwindigkeiten von  $117 \text{ m/s} \leq v_s \leq 211 \text{ m/s}$ , wobei sich der Niedriggeschwindigkeitsbereich hauptsächlich durch Geschwindigkeiten von  $145 \text{ m/s} \leq v_s \leq 160 \text{ m/s}$  widerspiegelt. Die Anomalie ist über eine Breite von durchschnittlich 7,5 m zu erkennen, schneidet das Messfeld in der durch Geländebeobachtungen abgeleiteten Richtung und zeigt eine Tiefe von  $z \approx 2,2$  m. Die Evaluation des Modells anhand der Ergebnisse der zweidimensionalen Wellenfor-

---

minversion zeigt eine gute Übereinstimmung der Modelle, wobei die modellierten Geschwindigkeiten maximale Differenzen von  $\Delta v_s \approx 50 \text{ m/s}$  zueinander zeigen. Werden die großflächigen Geschwindigkeitsverläufe des Diagonalschnittes durch das dreidimensionale Modell und des Ergebnisses der Wellenforminversion verglichen, so zeigen auch diese eine sehr ähnliche Geschwindigkeitsverteilung. In beiden Modellen wird unterhalb der Anomalie eine Zone geringfügig niedrigerer Geschwindigkeiten modelliert. Weiter zeigen beide Modelle oberflächennah nordöstlich der Anomalie geringere Geschwindigkeiten als südwestlich der Anomalie. Geologisch liegen die modellierten Geschwindigkeiten im Geschwindigkeitsbereich von Schluff. Die oberflächennah geringeren Geschwindigkeiten nordöstlich der Anomalie können mutmaßlich durch die Angrenzung an ein Waldgebiet erklärt werden.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>i</b>
<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1. Motivation . . . . .	1
1.2. Gliederung . . . . .	2
<b>2. Grundlagen</b>	<b>5</b>
2.1. Physikalische Beschreibung der Wellenausbreitung . . . . .	5
2.1.1. Spannungs-Dehnungs-Beziehung . . . . .	5
2.1.2. Wellengleichung . . . . .	6
2.2. Komponenten des Wellenfeldes und Wellenfeldzerlegung . . . . .	7
2.2.1. Raumwellen . . . . .	7
2.2.2. Oberflächenwellen . . . . .	7
2.3. Anregung und Messung von Wellenfeldern . . . . .	8
2.3.1. Galperin-Quelle . . . . .	9
2.3.2. 3-Komponenten-Geophone . . . . .	9
2.4. Analyse von Oberflächenwellen . . . . .	9
2.4.1. Erstellung von Dispersionskurven . . . . .	12
2.4.2. Inversion von Phasen-Geschwindigkeiten . . . . .	14
2.4.3. Zwei- und dreidimensionale Auswertung von Rayleigh-Wellen . . . . .	17
2.4.4. Bewertung und Verbesserung der Scherwellengeschwindigkeiten . . . . .	18
<b>3. Untersuchungsgebiet: Ettlinger Linie bei Rheinstetten</b>	<b>19</b>
3.1. Entstehung und historische Bedeutung der Ettlinger Linie . . . . .	19
3.2. Geologischer und geophysikalischer Rahmen . . . . .	19
3.3. Rückschlüsse aus vorangehenden Arbeiten . . . . .	21
3.3.1. Individuelle und simultane 2-D Wellenforminversion von Oberflächenwellen . . . . .	21
3.3.2. Abbildung mittels Georadar . . . . .	22
<b>4. Erprobung der Methode</b>	<b>25</b>
4.1. Voruntersuchungen anhand synthetischer Daten . . . . .	25
4.1.1. Einwirkung der räumlichen Gewichtung von Spuren . . . . .	26
4.1.2. Rekonstruktion des wahren Modells . . . . .	28
4.2. Voruntersuchungen anhand realer Felddaten . . . . .	32
4.2.1. Eindimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell . . . . .	32
4.2.2. Einfluss der Anzahl der verwendeten Spuren auf die Dispersionsabbildungen . . . . .	37

4.2.3.	Rekonstruktion der Anomalie . . . . .	39
<b>5.</b>	<b>Akquisitionsgeometrie für die Erfassung von 9-C Daten</b>	<b>43</b>
5.1.	Anordnung der Geophone . . . . .	43
5.2.	Anordnung der Quellpositionen . . . . .	48
5.3.	Aufnahmelänge, Abtastrate und Anzahl Stapelungen . . . . .	48
<b>6.</b>	<b>Veranschaulichung der erfassten Felddaten</b>	<b>49</b>
<b>7.</b>	<b>Analyse von Oberflächenwellen</b>	<b>53</b>
7.1.	Dispersionsabbildungen verschiedener Wellentypen . . . . .	53
7.1.1.	Rayleigh-Wellen . . . . .	53
7.1.2.	Love-Wellen . . . . .	56
7.1.3.	Vergleich mit konventioneller Horizontalquelle . . . . .	56
7.2.	Homogenität des Untergrundes . . . . .	58
7.3.	Dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle . . . . .	61
7.3.1.	Spurenbereiche und Entwicklung der Dispersionskurven . . . . .	61
7.3.2.	3D Geschwindigkeitsmodell für Profile in $x$ -Richtung . . . . .	64
7.3.3.	3D Geschwindigkeitsmodell für Profile in $y$ -Richtung . . . . .	70
7.3.4.	Vergleich der Modelle . . . . .	75
7.4.	Erweitertes, dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell . . . . .	79
7.4.1.	Erweiterung der kombinierten Scherwellengeschwindigkeitsmodelle . . . . .	79
7.4.2.	Beschreibung und Evaluation des erweiterten Modells . . . . .	81
7.4.3.	Geologische Interpretation . . . . .	86
<b>8.</b>	<b>Ausblick</b>	<b>89</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>92</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>93</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>98</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>99</b>
<b>A.</b>	<b>Anhang</b>	<b>101</b>
A.1.	Verwendete Messinstrumente und zeitlicher Ablauf während der Erfassung von 9-C Daten . . . . .	101
A.1.1.	Zur Verfügung stehende Messinstrumente . . . . .	101
A.1.2.	Zeitplan . . . . .	102
A.2.	Vergleich der Galperin-Quelle mit konventionellen Quellen . . . . .	103



# 1. Einleitung

## 1.1. Motivation

Flachseismische Messungen dienen der Untersuchung oberflächennaher Strukturen und der Bestimmung von Schichtgrenzen im Untergrund, sowie deren dynamischen Eigenschaften aufgrund der Ausbreitung elastischer Wellen. Das Verfahren beruht dabei auf der Ausbreitung und Erfassung künstlich erzeugter elastischer Wellen im Untergrund. Die aus den Wellen resultierende Bodenbewegung wird durch Impulsquellen (z. B. Hammer-schlag) erzeugt und mit Schwingungsaufnehmern (Geophone) registriert. Da sich die Wellen im Untergrund mit materialspezifischen Wellengeschwindigkeiten ausbreiten, lässt die Auswertung der Signale Rückschlüsse auf den Aufbau des Untergrundes zu. Werden die Messungen unter der Nutzung von dreidimensionalen Quellen und Geophonen durchgeführt, so wird die Möglichkeit über die Zerlegung des Wellenfeldes eingeräumt. Zudem kann ein dreidimensionales Untergrundmodell erstellt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit und der Dissertation von T. Steinweg werden dreidimensionale 9-C flachseismische Messungen im Bereich der Ettlinger Linie auf dem Segelflugplatz in Rheinstetten bei Karlsruhe durchgeführt. Der ehemalige, eingeebnete Wehrgraben aus dem 18. Jahrhundert stellt eine Niedriggeschwindigkeitsanomalie dar und wurde durch vorangehende Arbeiten bereits detailliert untersucht (z. Bsp. Groos, 2013, Lüttschwager, 2014, Binnig, 2015, Stövhase, 2015, Wittkamp, 2016 und Wegscheider, 2017) und eignet sich daher für die Evaluierung neuer Auswerteverfahren anhand von erfassten Felddaten.

Für die Erhebung der Daten werden eine dreidimensionale Quelle sowie 3-C Geophone eingesetzt. So sollen anhand der erhobenen Felddaten im Rahmen der Dissertation von T. Steinweg eine dreidimensionale Wellenforminversion (engl. Full Waveform Inversion, kurz FWI) durchgeführt werden und dreidimensionale Primärwellengeschwindigkeits-, Scherwellengeschwindigkeits- und Dichtemodelle des Untergrundes im Bereich der Ettlinger Linie erstellt werden. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, anhand der Analyse von Oberflächenwellen ein Untergrundmodell der Scherwellengeschwindigkeit zu erstellen, welches als Startmodell für die Wellenforminversion dienen kann.

In einem Untergrund, dessen Eigenschaften sich mit der Tiefe ändern, breiten sich Oberflächenwellen mit frequenzabhängigen Geschwindigkeiten aus - sie dispergieren (Forbriger, 2017). Auf Grund dieser Eigenschaft tragen sie Informationen über die Untergrundstruktur und können der Detektion von flachen Heterogenitäten im Untergrund dienen. Die laterale Homogenität des Untergrundes ist eine bei der angewandten Methode getroffene Grundannahme. Ist die Heterogenität im Untergrund zu stark, ist eine phasen-

kohärente Ausbreitung nicht gegeben und eine Bestimmung der Wellenlänge nicht mehr möglich (Forbriger, 2017). Als Folge können die Scherwellengeschwindigkeiten nicht aussagekräftig rekonstruiert werden. Um die Sensitivität der Analyse von Oberflächenwellen auf Heterogenitäten im Untergrund zu untersuchen, wird die Methode zunächst anhand synthetischer und realer Daten erprobt. Für die Erstellung der synthetischen Daten liegt ein Untergrundmodell mit eintauchender Schichtgrenze zu Grunde. Durch die Dispersionsanalyse von Rayleigh-Wellen im synthetischen Datensatz soll die Schichtgrenze möglichst aussagekräftig rekonstruiert werden. Weiterführend wird die Methode anhand von Felddaten erprobt, welche im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp (2016) an der Ettlinger Linie erfasst wurden. Anhand dieser Daten sollen explizit die Möglichkeiten und Einschränkungen der Methode im vorgesehenen Untersuchungsgebiet geprüft werden. Der zweite Teil der vorliegenden Arbeit ist die Erstellung einer Akquisitionsgeometrie für die Erfassung der 9-C Daten unter Berücksichtigung der verschiedenen Bedingungen der beiden Auswertemethoden (FWI und Dispersionsanalyse) und eine Dokumentation der durchgeführten Feldarbeiten.

Nach der Betrachtung der erfassten Rohdaten werden diese unter der Berücksichtigung der erprobten Möglichkeiten und Grenzen über die Analyse der Oberflächenwellen ausgewertet. Neben der Erstellung eines Scherwellengeschwindigkeitsmodells werden die Daten unter weiteren Gesichtspunkten untersucht. Nach der allgemeinen Betrachtung der Dispersionskurven verschiedener Oberflächenwellen, wird zunächst überprüft, inwieweit das Messgebiet als großflächig homogen angesehen werden kann. Hierfür werden zwei orthogonal zueinander liegende Profile ausgewertet. Die Analyse von Dispersionskurven gekürzter Spurenbereiche soll hingegen erste Rückschlüsse über die Auswirkungen der kleinräumigen Heterogenität auf die Dispersionsabbildungen geben. Über die Erstellung und Kombination von zwei dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodellen soll schließlich ein dreidimensionales Geschwindigkeitsmodell erstellt werden, das das gesamte Messfeld umfasst. Eine Evaluation anhand vorangegangener Arbeiten spiegelt die Glaubwürdigkeit des erhaltenen Modells wider. Eine abschließende geologische Interpretation soll schließlich Eindrücke über das vorliegende Bodenmaterial geben.

## 1.2. Gliederung

Auf Grund der oben beschriebenen Teile der Arbeit ergibt sich die im Folgenden kurz umrissene Gliederung.

Zunächst werden in Kapitel 2 die physikalischen Grundlagen der im Rahmen dieser Arbeit angewandten geophysikalischen Methode beschrieben. In Kapitel 3 werden die Gegebenheiten des Messgebietes Ettlinger Linie bei Rheinstetten dargelegt. Dabei wird auch auf die Erkenntnisse vorangehender Arbeiten eingegangen, um geologische und geophysikalische Eigenschaften des Untersuchungsgebietes fundiert zu beschreiben.

Kapitel 4 befasst sich mit der Erprobung der Methode anhand synthetischer und realer Daten. Verschiedene Untersuchungen sollen dabei die Möglichkeiten und Grenzen dieser Methode aufzeigen.

In Kapitel 5 wird die Akquisitionsgeometrie hergeleitet und die Feldarbeiten dokumentiert. Die nach der entworfenen Messgeometrie erfassten Daten werden in Kapitel 6 ver-

anschaulicht und beschrieben. Die Analyse von Dispersionsabbildungen sowie die Inversion derer Resultate zu Scherwellengeschwindigkeitsmodellen wird in Kapitel 7 erläutert. Ein sich anschließender Ausblick soll weitere Möglichkeiten für die Erkundung der Ettlinger Linie aufzeigen. Eine Zusammenfassung ist zu Beginn dieser Arbeit aufgeführt.



## 2. Grundlagen

Das folgende Kapitel erläutert die für das Verständnis der vorliegenden Arbeit nötigen Grundlagen. Zunächst wird die Wellenausbreitung physikalisch beschrieben. Anschließend werden die Komponenten des Wellenfeldes aufgezeigt und die dreidimensionale Anregung und Aufnahme des Wellenfeldes skizziert. Die nötigen Grundlagen für die Auswertung der Daten im Bezug auf die Analyse von Oberflächenwellen wird in Kapitel 2.4 dargelegt.

Die Kapitel 2.1 und 2.2 sind an die Ausführungen in Bohlen (2002) und an die Ausführungen im Skript zur Vorlesung *Theorie seismischer Wellen* (Wenzel, 2016) angelehnt.

### 2.1. Physikalische Beschreibung der Wellenausbreitung

Ausführliche Herleitungen der hier aufgeführten Zusammenhänge finden sich in den Ausführungen von Robertsson (1994) und Carcione (1988).

#### 2.1.1. Spannungs-Dehnungs-Beziehung

Die Beschreibung der Wellenausbreitung basiert auf der Verwendung der Hooke'schen Beziehung für ein allgemeines lineares anisotropes Medium. In Komponentenschreibweise und unter Verwendung der Einsteinschen Summenkonvention lautet die Hooke'sche Beziehung

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \cdot \varepsilon_{kl} . \quad (2.1)$$

Die Hooke'sche Beziehung ist damit eine proportionale Spannungs-Dehnungs-Beziehung, wobei die Beziehung zwischen Spannungstensor  $\sigma_{ij}$  und Dehnungstensor  $\varepsilon_{kl}$  durch den Elastizitätstensor  $C_{ijkl}$  beschrieben wird. Der Elastizitätstensor, auch Hooke'scher Tensor genannt, ist eine adiabatische Elastizitätskonstante mit mehreren Symmetrieeigenschaften und charakterisiert die mechanischen Eigenschaften des Materials. Unter Annahme von richtungsunabhängigen Eigenschaften (isotropes Medium) vereinfacht sich Gleichung 2.1 zu

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \varepsilon_{kk} \cdot \delta_{ij} + 2\mu \cdot \varepsilon_{ij} . \quad (2.2)$$

Der Parameter  $\lambda$  ist dabei die erste Lamé-Konstante,  $\mu$  die zweite Lamé-Konstante, auch Schubmodul (Einheit  $\text{N/m}^2$ ) genannt. Die Lamé-Konstanten definieren alle Komponenten des Elastizitätstensors des isotropen Mediums. Für das Kronecker-Delta  $\delta_{ij}$  gilt  $\delta_{ij} = 1$  für  $i = j$  und  $\delta_{ij} = 0$  für  $i \neq j$ . Der Tensor  $\varepsilon_{kk}$  wird durch die Spur des Dehnungstensors definiert und Volumendilatation genannt. Der Deformationstensor  $\varepsilon_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}$  beschreibt die Deformation als Gradient der Verschiebung  $u$ .

In einem viskoelastischen Medium verändert sich Gleichung 2.1 zu

$$\dot{\sigma}_{ij} = \frac{\partial v_k}{\partial x_k} (\pi(1 + \tau^s) - 2\mu(1 + \tau^s)) + 2 \frac{\partial v_i}{\partial x_j} \mu(1 + \tau^s) + \sum_{l=1}^L r_{ijl} \quad (2.3)$$

für  $i = j$  bzw.

$$\dot{\sigma}_{ij} = \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \mu(1 + \tau^s) + \sum_{l=1}^L r_{ijl} \quad (2.4)$$

für  $i \neq j$ . Weiter gilt

$$\dot{r}_{ijl} = -\frac{1}{\tau_\sigma l} \left( (\pi\tau^p - 2\mu\tau^s) \frac{\partial v_k}{\partial x_k} + 2 \frac{\partial v_i}{\partial x_j} \mu\tau^s + r_{ijl} \right) \quad (2.5)$$

für  $i = j$  bzw.

$$\dot{r}_{ijl} = -\frac{1}{\tau_\sigma l} \left( \mu\tau^s \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) + r_{ijl} \right) \quad (2.6)$$

für  $i \neq j$ . Die Variable  $v$  ist dabei die zeitliche Ableitung der Verschiebung  $u$ . Die Variablen  $\tau^s$  und  $\tau^p$  stehen mit dem seismischen Qualitätsfaktoren  $Q_s$  und  $Q_p$  für S- und P-Wellengeschwindigkeiten über

$$\tau^m = \frac{2}{Q_m} \quad (2.7)$$

in Verbindung.

### 2.1.2. Wellengleichung

Anhand der Lösungen für die elastische Wellengleichung kann die Wellenausbreitung physikalisch beschrieben werden. Für die Herleitung der Wellengleichung wird zunächst die linearisierte Impulserhaltungsgleichung verwendet. Die elastische Wellengleichung lautet

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \rho \cdot \frac{\partial v_i}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i. \quad (2.8)$$

Diese Differentialgleichung beschreibt die Kraftdichtebeziehung in einem Medium der Dichte  $\rho$ , auf das die Volumenkraftdichte  $f_i$  wirkt. Die Variable  $u_i$  ist die Partikelverschiebung,  $\sigma_{ij}$  der Spannungstensor (siehe hierzu auch Kap. 2.1.1). Die Indizes  $i, j$  repräsentieren die drei kartesischen Raumrichtungen  $x, y$  und  $z$ .

Die Gleichungen 2.3 - 2.6 und 2.8 bilden zusammen ein ausreichendes System partieller Differentialgleichungen erster Ordnung, um die Wellenausbreitung in einem dreidimensionalen, viskoelastischen Medium zu beschreiben.

## 2.2. Komponenten des Wellenfeldes und Wellenfeldzerlegung

### 2.2.1. Raumwellen

Wird das Wellenfeld zerlegt, so können zwei elasto-dynamische Potentiale definiert werden. Nach Helmholtz ist mit der Eichbedingung  $\nabla \vec{\Psi} = 0$  eine Zerlegung in

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

möglich (Aki, 2002). Auch das wirbelfreie skalare Potential  $\Phi$  und das divergenzfreie Vektorpotential  $\vec{\Psi}$  genügen Wellengleichungen. Diese Ansätze führen zu zwei verschiedenen Wellentypen: Longitudinale Wellen, deren Verschiebungsvektor parallel zum Wellenvektor ist, sowie transversale Wellen, deren Partikelbewegung senkrecht zum Wellenvektor erfolgt. Die longitudinalen Primärwellen (P-Wellen) breiten sich dabei mit der Geschwindigkeit  $v_p$ , die Scherwellen (S-Wellen) mit  $v_s$  aus. Es gilt

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}, \quad (2.10)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \text{ und} \quad (2.11)$$

$$v_p > v_s \quad (2.12)$$

mit den in Kapitel 2.1 eingeführten und verwendeten Variablen. Raumwellen verteilen ihre Energie auf der Oberfläche einer Halbkugel, weswegen ihre Amplitude mit steigendem Abstand zur Quelle stark abnimmt. P- und S-Wellen sind nicht dispersiv.

Die Divergenz und die Rotation der Bodenverschiebung  $\vec{u}$  können als

$$\nabla \vec{u} = \nabla^2 \Phi = (\partial_x u_x + \partial_y u_y + \partial_z u_z) = \theta \quad (2.13)$$

$$\nabla \times \vec{u} = \nabla \times \nabla \times \vec{\Psi} = \begin{pmatrix} \partial_y u_z - \partial_z u_y \\ \partial_z u_x - \partial_x u_z \\ \partial_x u_y - \partial_y u_x \end{pmatrix} = \vec{\omega} \quad (2.14)$$

geschrieben werden. Gleichung 2.14 beschreibt eine Volumendilatation. Es wird deutlich, dass die Messung der Geschwindigkeiten in allen drei Raumrichtungen die Separation des P-Wellenfeldes durch Bildung der Divergenz erlaubt. Die für die Beschreibung des P-Wellenfeldes nötigen Parameter finden sich auch auf der Diagonalen des Verschiebungsgradienten

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} \partial_x u_x & \partial_x u_y & \partial_x u_z \\ \partial_y u_x & \partial_y u_y & \partial_y u_z \\ \partial_z u_x & \partial_z u_y & \partial_z u_z \end{pmatrix} \quad (2.15)$$

des Wellenfeldes wider. Die restlichen Komponenten der Matrix  $\mathbf{G}$  geben das S-Wellenfeld wider.

### 2.2.2. Oberflächenwellen

Eine Kombination der in Gleichung 2.9 eingeführten Potentiale führt zu zwei weiteren Wellentypen. Oberflächenwellen, Rayleigh- und Love-Wellen, breiten sich entlang von

freien Oberflächen (Erde-Luft oder Erde-Wasser) aus und verteilen ihre Energie auf einer kreisförmigen Wellenfront. Sie sind durch ihre langsame Geschwindigkeit, kleine Frequenz und hohe Amplituden gekennzeichnet (Sheriff, 2002). Da Rayleigh-Wellen besonders einfach erzeugt und registriert werden können (siehe Kapitel 2.3) und sich diese Arbeit mit der Auswertung dieser befasst, konzentrieren sich die folgenden Ausführungen auf diesen Wellentyp.

### **Rayleigh-Welle:**

Dieser Wellentyp setzt sich aus P- und SV-Wellenpotential (vertikal polarisiertes S-Wellenpotential) zusammen, wodurch sich für die Fundamental-Mode eine retrograd elliptische Bewegung in Ausbreitungsrichtung ergibt. Die Amplitude nimmt dabei mit der Tiefe exponentiell ab. Mit zunehmender Tiefe ändert sich zudem der Richtungssinn der Bewegung, sodass sich eine prograd elliptische Bewegung für tiefere Wellen ergibt. In einem festen homogenen Medium breitet sich die Rayleigh-Welle mit einer frequenzunabhängigen Geschwindigkeit aus, wobei sich

$$0,9 v_s < v_{\text{Rayleigh}} < 0,95 v_s \quad (2.16)$$

für ein Poisson-Verhältnis von  $0,2 \leq \nu \leq 0,4$  ergibt. In einem elastischen Untergrund ( $\nu = 0,25$ ) bewegt sich die nicht dispersive Rayleigh-Welle mit  $v_{\text{Rayleigh}} \approx 0,9194 v_s$  (Sheriff u. a., 1983). Die hierbei und in Gleichung 2.16 zu beachtende Scherwellengeschwindigkeit  $v_s$  entspricht der des homogenen Halbraumes.

Breitet sich die Rayleigh-Welle hingegen in einer Schicht über dem Halbraum (inhomogener Untergrund) aus, so verhält sie sich dispersiv, wenn ihre Wellenlänge größer als die Schichtmächtigkeit ist (Stokoe u. a., 1994).

Generell ist zu beachten, dass die Rayleigh-Wellen größerer Wellenlängen tiefer in den Untergrund eindringen und dadurch sensitiver für elastische Eigenschaften tieferer Schichten sind. Rayleigh-Wellen kürzerer Wellenlängen sind hingegen sensitiv für oberflächennahe Eigenschaften des Untergrundes.

### **Love-Welle:**

Diese Oberflächenwelle entsteht durch Interferenz von mehrfach reflektierten, horizontal polarisierten SH-Wellen und tritt damit nur in inhomogenen, geschichteten Medien auf. Sie ist transversal polarisiert. Ihre Amplitude nimmt mit der Tiefe ab. Die Love-Welle breitet sich mit einer frequenzabhängigen Geschwindigkeit aus und tritt, wie die Rayleigh-Welle in inhomogenen Medien, in mehreren Moden auf. Dadurch kommen unterschiedliche Phasengeschwindigkeiten zustande.

## **2.3. Anregung und Messung von Wellenfeldern**

Die in dieser Arbeit hauptsächlich ausgewerteten Wellenfelder werden mittels einer dreidimensionalen Quelle angeregt und mit dreidimensionalen Empfängern registriert. Das folgende Kapitel beschreibt den verwendeten Quelltyp und skizziert die Eckdaten der Geophone.



### 2.3.1. Galperin-Quelle

Dieser Quelltyp wurde im Rahmen der Masterarbeit von Häusler (2016) an der ETH Zürich entwickelt und basiert auf der Galperin-Geometrie, in welcher die drei Komponenten orthogonal zueinander und in einem Winkel von  $54,74^\circ$  zur vertikalen Achse angeordnet sind (Galperin, 1955 und Häusler, 2016). Abbildung 2.1a zeigt ein Foto der Galperin-Quelle. Durch die Anordnung der Schlagplatten in der Galperin-Geometrie werden die Impulse nicht in Richtung der Hauptachsen  $X$ ,  $Y$  und  $Z$  des kartesischen Koordinatensystems angeregt. Das verwendete Koordinatensystem  $U$ ,  $V$  und  $W$  ist gegenüber dem Koordinatensystem  $X$ ,  $Y$  und  $Z$  gedreht (vgl. Abbildung 2.2). Es kann über

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos \alpha_0 & \cos \alpha_0 \sin \beta & \cos \alpha_0 \sin \beta \\ 0 & \cos \alpha_0 \cos \beta & -\cos \alpha_0 \cos \beta \\ \sin \alpha_0 & \sin \alpha_0 & \sin \alpha_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U \\ V \\ W \end{pmatrix} \quad (2.17)$$

in das kartesische Koordinatensystem rotiert werden, wobei  $\alpha_0 = 90^\circ - 54,74^\circ = 35,26^\circ$  der Winkel zwischen der Komponente  $U$  und der horizontalen Ebene  $XY$  ist (Häusler, 2016 und Graizer, 2009). Der Winkel  $\beta = 30^\circ$  entspricht dem Winkel zwischen den Achsen  $V$  und  $Y$ .

Abbildung 2.1b zeigt die Ausrichtung der Quelle während der Feldarbeiten. Die Schlagplatte der Komponente  $U$  zeigt in negative  $x$ -Richtung, sodass das Wellenfeld unter einem Winkel von  $35,26^\circ$  zur Horizontalen in der  $XZ$ -Ebene angeregt wird (vgl. Abbildung 2.2b).

### 2.3.2. 3-Komponenten-Geophone

Die bei der Messkonfiguration verwendeten Schwingungsaufnehmer sind 3-Komponenten-Geophone, welche die künstlich erzeugte Bodenbewegung registrieren. Ein 3-Komponenten-Geophon verfügt über ein Vertikalgeophon sowie zwei Horizontalgeophone zur Erfassung aller drei Richtungen. Diese drei im kartesischen Koordinatensystem angeordneten Geophone verfügen über Eigenfrequenzen von 4,5 Hz.

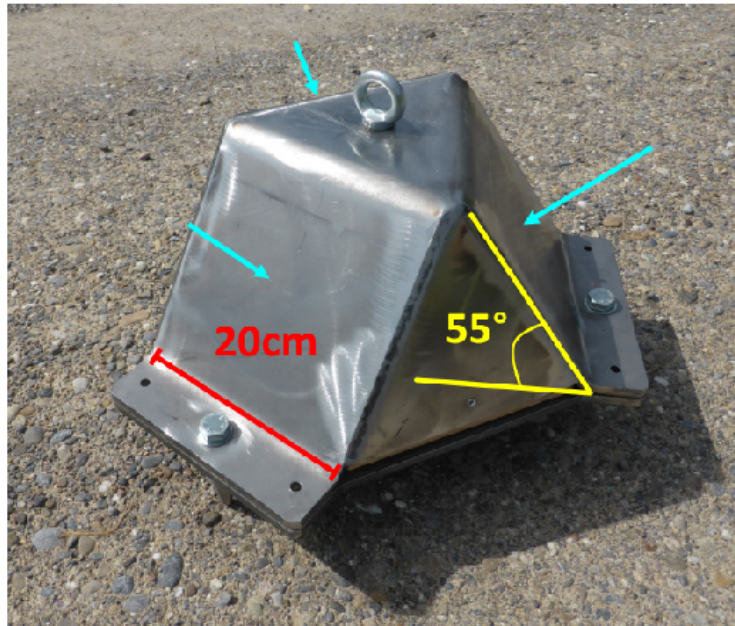
Ein Signalwandler (Geode) wandelt die analogen Signale in digitale Signale um. Eine Geode verfügt über 24 Kanäle. Somit können an eine Geode 8 3-Komponenten-Geophone angeschlossen werden.

## 2.4. Analyse von Oberflächenwellen

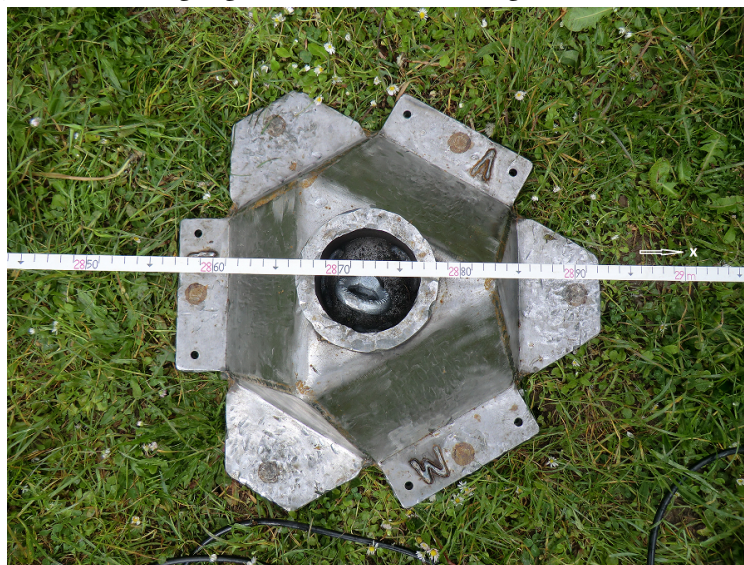
Scherwellengeschwindigkeiten von oberflächennahen Untergrundschichten können durch die Integration der Phasengeschwindigkeiten von hochfrequenten Oberflächenwellen abgeleitet werden (Xia, 2014).

Die Multi-Kanal Analyse von Oberflächenwellen (MASW<sup>1</sup>) nutzt dabei Phaseninformationen von Rayleigh-Wellen, welche an mehreren Vertikal-Geophonen registriert wurden, um die Scherwellengeschwindigkeiten abzuleiten. Abbildung 2.3 zeigt einen Überblick über die MASW. Zunächst liegen die Seismogramme  $d(x,t)$  der Vertikal-Geophone

<sup>1</sup>Multichannel analysis of surface waves

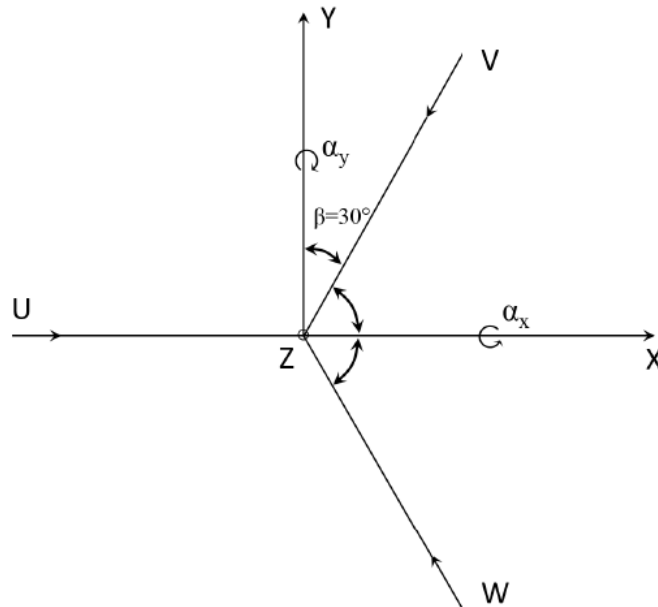


(a) Galperin-Quelle zur Anregung von drei Raumrichtungen im Koordinatensystem  $UVW$ .

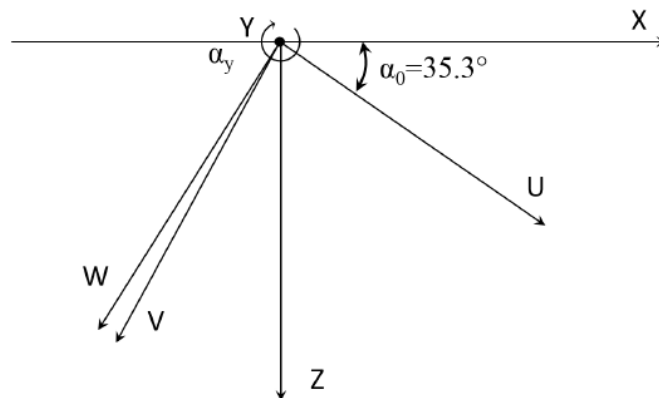


(b) Positionierung der Quelle im Feld.

Abbildung 2.1.: Darstellung der Galperin-Quelle (Fotos: Häusler, 2016 (oben) und Svenja Schaneng (unten)). Abbildung (a) zeigt die Galperin-Quelle, dessen Koordinatensystem gegenüber dem kartesischen Koordinatensystem rotiert ist. Abbildung (b) zeigt eine Aufsicht auf die Quelle und veranschaulicht deren Ausrichtung für die Anregung von seismischen Wellen. Die Schlagplatte der Komponente  $U$  zeigt in negative  $x$ -Richtung, sodass das Wellenfeld unter einem Winkel von  $35,26^\circ$  zur Horizontalen in der  $XZ$ -Ebene angeregt wird (vgl. Abbildung 2.2b).



(a) Sicht auf horizontale Ebene entlang der vertikalen Z-Achse.



(b) Lateraler Blick entlang der horizontalen y-Achse.

Abbildung 2.2.: Veranschaulichung der Galperin-Geometrie bei Anwendung auf die Quelle (modifiziert entnommen aus Graizer, 2009 und Häusler, 2016).

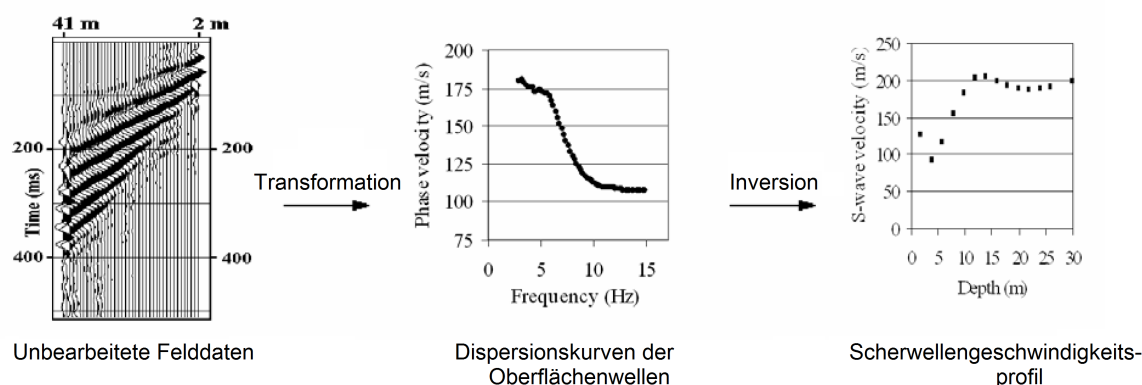


Abbildung 2.3.: Überblick über die Multi-Kanal Analyse von Oberflächenwellen am Beispiel der Rayleigh-Wellen (verändert entnommen aus Xia u. a., 2004). Zunächst liegen die unbearbeiteten Felddaten zugrunde, welche Rayleigh- und Love-Wellen enthalten. Im ersten Schritt werden die Felddaten in ein Frequenz-Geschwindigkeits-Spektrum transformiert, aus welchem die Phasengeschwindigkeiten der Rayleigh- bzw. Love-Wellen entnommen werden können. Um schließlich ein Scherwellengeschwindigkeitsmodell zu erhalten, werden die Phasengeschwindigkeiten in einem weiteren Schritt invertiert.

vor, die Rayleigh-Wellen enthalten. Eine Transformation des Seismogrammes im  $x-t$ -Bereich ermöglicht die Darstellung der Phasengeschwindigkeiten in einem Frequenz-Geschwindigkeits-Spektrum ( $m(f,v)$ ). Durch Integration der Dispersionskurve wird schließlich ein Scherwellengeschwindigkeitsmodell erhalten.

Die Multi-Kanal Analyse von Love-Wellen (MALW<sup>2</sup>) basiert auf dem gleichen Prinzip, nutzt aber Phaseninformationen von hochfrequenten Love-Wellen, welche an mehreren senkrecht zur Ausbreitungsrichtung orientierten Horizontal-Geophonen registriert werden. Da die Ausbreitung von Love-Wellen unabhängig von der Kompressionswellengeschwindigkeit des Materials ist, ergeben sich Vorteile für die MALW gegenüber der MASW (Xia, 2014). So sind die Dispersionskurven von Love-Wellen einfacher zu deuten, weisen ein höheres Signal-Rausch-Verhältnis auf und sind damit schärfer als die von Rayleigh-Wellen. Außerdem ist die Inversion der Dispersionskurven von Love-Wellen weniger von Startmodellen abhängig und somit stabiler.

Sowohl die MASW als auch die MALW sind zerstörungsfrei, umweltfreundlich, wenig kostenintensiv und schnell anwendbar (Xia, 2014).

### 2.4.1. Erstellung von Dispersionskurven

Die Erstellung zuverlässiger Dispersionskurven im Frequenz-Geschwindigkeits-Bereich ist elementar für die erfolgreiche Anwendung der MASW und der MALW (Xia, 2014). Um ein Abbild der hochfrequenten Dispersionsenergie zu erstellen, müssen die Daten  $d(x,t)$

<sup>2</sup>Multichannel analysis of Love waves

vom  $x$ - $t$ -Bereich in den  $f$ - $v$ -Bereich transformiert werden:

$$d(x,t) \rightarrow m(f,v) .$$

Hierfür gibt es 5 verschiedene Algorithmen. Bei der  $F$ - $K$ -Transformation wird die Dispersionsenergie durch eine zweidimensionale Fourier Transformation abgebildet (Yilmaz, 1987). Die  $\tau$ - $p$ -Transformation ermöglicht durch die Kehrwertbildung verschiedener Wertepaare von Interceptzeit  $\tau = t + p \cdot x$  und der Langsamkeit  $p = 1/v$ , die aus dem Seismogramm abgelesen werden, die Darstellung im  $f$ - $v$ -Diagramm (McMechan u. a., 1981). Ein weiterer Algorithmus basiert auf der Auswertung der Phasenverschiebung verschiedener Love-Wellen (Park u. a., 1998). Xia u. a. (2007) entwickelten einen Algorithmus, der auf Daten einer beliebigen Akquisitionsgeometrie angewandt werden kann. Dieser Algorithmus beruht auf der Frequenzerlegung und der Streckung der Multi-Kanal-Daten  $d(x,t)$  in pseudo-Vibrois-Daten  $D(x,t)$  durch eine Konvolution. Anschließend werden die Vibroseis-Daten aufgestapelt. Der 5. Algorithmus basiert auf der hoch auflösenden linearen Radon-Transformation, welche auch in dieser Arbeit für die Erstellung der Dispersionskurven verwendet wird.

#### Lineare Radon-Transformation:

Die lineare Radon-Transformation stellt eine Zerlegung einer ebenen Welle dar. Zunächst wird hierfür eine Moveout-Korrektur durchgeführt und die Daten anschließend über alle Offsets  $x$  summiert (Luo u. a., 2008):

$$m(p,\tau) = \sum_{x=x_{\min}}^{x_{\max}} d(x,t = \tau + px) . \quad (2.18)$$

Hierbei ist  $p$  die Langsamkeit,  $t$  die Zeit und  $\tau$  die Interceptzeit. Durch die Summation über alle Offsets  $x$  verstärken sich die Signale der Oberflächenwellen, während Störsignale (Noise) und Signale von Raumwellen im Mittel ausgelöscht werden. Die Formulierung der Rücktransformation (Gleichung 2.19) konkretisiert die Bedeutung des Radonbereiches  $m(p,\tau)$  innerhalb des Raum-Zeit-Bereiches  $d(x,t)$ .

$$d(x,t) = \sum_{p=p_{\min}}^{p_{\max}} m(p,\tau = t - px) \quad (2.19)$$

Durch die Anwendung einer zeitlichen Fourier-Transformation auf die Daten im Raum-Zeit-Bereich werden diese zunächst in den Raum-Frequenz-Bereich transformiert. Anschließend wird die lineare Radon-Transformation auf jede Frequenzkomponente angewandt. Dies kann durch

$$m(p,f) = \sum_{x=x_{\min}}^{x_{\max}} d(x,f) e^{-i2\pi f px} \quad (2.20)$$

bzw.

$$d(x,f) = \sum_{p=p_{\min}}^{p_{\max}} m(p,f) e^{i2\pi f px} \quad (2.21)$$

mathematisch ausgedrückt werden (Luo u. a., 2008). Wird Gleichung 2.21 in Matrixschreibweise ausgedrückt, so ergibt sich

$$d = \mathbf{L}m, \quad (2.22)$$

wobei  $\mathbf{L} = e^{i2\pi fpx}$  der Vorwärtsoperator der Radon-Transformation ist. Die Variablen  $d$  und  $m$  stehen für die Daten im Raum-Zeit-Bereich bzw. im Radonbereich. Für Gleichung 2.20 ergibt sich analog

$$m_{\text{adj}} = \mathbf{L}^T d. \quad (2.23)$$

Die Variable  $m_{\text{adj}}$  repräsentiert einen Radon-Bereich geringer Auflösung, der durch die Nutzung eines transponierten bzw. adjungierten Operators  $\mathbf{L}^T$  erhalten wird. Die geringe Auflösung entsteht bei der Anwendung der linearen Radon-Transformation durch die begrenzte Apertur und Diskretisierung (Trad u. a., 2003). Um hochauflösende Dispersionsabbildungen zu erhalten, wird die hochauflösende lineare Radon-Transformation angewandt.

### Hochauflösende lineare Radon-Transformation:

Bei der hochauflösenden linearen Radon-Transformation wird eine gewichtete und vorkonditionierte Gradienten Methode verwendet, um den adjungierten Operator zu bestimmen (Trad u. a., 2002). Gleichung 2.22 wird dann zu

$$d = \mathbf{L}\mathbf{W}_m^{-1}\mathbf{W}_m m. \quad (2.24)$$

Schließlich kann der Radonbereich durch Lösung von

$$(\mathbf{W}_m^{-T}\mathbf{L}^T\mathbf{W}_d^T\mathbf{W}_d\mathbf{L}\mathbf{W}_m^{-1} + \lambda\mathbf{I})\mathbf{W}_m m = \mathbf{W}_m^{-T}\mathbf{L}^T\mathbf{W}_d^T\mathbf{W}_d d \quad (2.25)$$

berechnet werden. Dabei ist  $\mathbf{I} = \mathbb{1}$  die Einheitsmatrix,  $\mathbf{W}_d$  eine Matrix für die Gewichtung der Daten,  $\mathbf{W}_m$  eine Matrix für die Gewichtung der einzelnen Modellparameter und  $\mathbf{W}_m^{-T}$  die transponierte Matrix von  $\mathbf{W}_m^{-1}$ . Die Variable  $\lambda$  ist für die Regulierung des Kompromisses zwischen Datenmisfit und Modellbeschränkungen vorgesehen.

### 2.4.2. Inversion von Phasen-Geschwindigkeiten

Um durch die Inversion der Dispersionskurven von Oberflächenwellen ein Untergrundmodell zu erhalten, werden das Vorwärtsproblem und das inverse Problem verknüpft. Abbildung 2.4 zeigt ein Flussdiagramm zur Übersicht der einzelnen Arbeitsschritte während der Erstellung eines Scherwellengeschwindigkeits-Modelles mit der MASW oder MALW. Zunächst werden aus den Messdaten, wie in Abschnitt 2.4.1 beschrieben, Dispersionskurven erstellt. Zusätzlich werden aus einem gegebenen Modell theoretische Dispersionskurven berechnet (Vorwärtsproblem, im Flussdiagramm mit einem blauen Pfeil markiert). Entspricht die Abweichung (engl. Misfit) zwischen diesen Dispersionskurven einem vorgegebenen Wert, so können die gemessenen Daten und Dispersionskurven durch das Modell erklärt werden. Ist der Misfit hingegen zu groß, so muss das verwendete Startmodell  $\vec{x}_0$  angepasst werden (inverses Problem, im Flussdiagramm durch rote Pfeile markiert, vgl. Gleichung (2.32)).

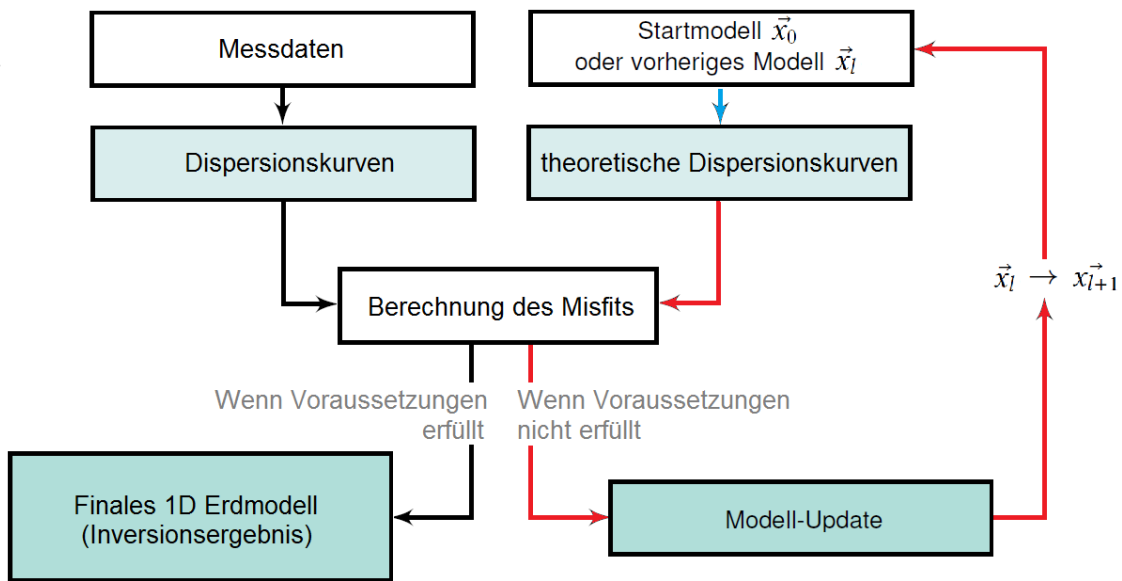


Abbildung 2.4.: Flussdiagramm zur Übersicht der Einzelnen Arbeitsschritte während der Erstellung eines Scherwellengeschwindigkeitsmodelles mit der MASW oder MALW. Der blau gefärbte Pfad markiert das Vorwärtsproblem, die rot markierten Pfade das inverse Problem.

### Vorwärtsproblem:

Die Phasengeschwindigkeiten der Oberflächenwellen sind abhängig von deren Frequenz  $f$  sowie einigen Eigenschaften des Untergrundes, wie den Wellengeschwindigkeiten, der Dichte und der Schichtmächtigkeiten. Die Phasengeschwindigkeit  $c_{Rj}$  der Rayleigh-Welle ist durch eine nicht-lineare, implizite Funktion  $F$

$$F(f_j, c_{Rj}, \vec{v}_s, \vec{v}_p, \vec{\rho}, \vec{h}) = 0 \quad (2.26)$$

mit  $j = 1, 2, \dots, m$  bestimmbar. Der Parameter  $j$  ist dabei die Anzahl der Datenpunkte der zu Grunde liegenden Dispersionskurve. Die Vektoren  $\vec{v}_s, \vec{v}_p, \vec{\rho}, \vec{h}$  beinhalten die Wellengeschwindigkeiten, die Dichten und die Mächtigkeiten der Schichten  $1, 2, \dots, n$  des Untergrundmodelles. Durch  $m$  Gleichungen in Form von Gleichung 2.26 können durch das Bisektionsverfahren Phasengeschwindigkeiten für Frequenzen  $f_j$  gefunden werden.

Aus Gleichung 2.26 geht hervor, dass die Phasengeschwindigkeiten Funktionen der Scherwellengeschwindigkeiten, der Kompressionswellengeschwindigkeiten, der Dichten und der Mächtigkeiten der einzelnen Schichten im Untergrundmodell sind. Änderungen der Scherwellengeschwindigkeit  $\vec{v}_s$  rufen dabei die dominantesten Änderungen in der Dispersionskurve hervor (Xia, 1999). Das Erhöhen der Scherwellengeschwindigkeiten um 25% verursacht eine relative Änderung der Phasengeschwindigkeiten um 39%. Änderungen der Dichte oder der Kompressionswellengeschwindigkeiten um 25% führen jeweils zu einer Änderung der Phasengeschwindigkeit um  $< 10\%$  oder  $< 3\%$ . Durch eine Erhöhung der einzelnen Schichtmächtigkeiten um 25% werden relative Änderungen um 16% hervorgerufen. Der Effekt der Schichtmächtigkeit kann jedoch durch das Teilen der einzelnen Schichten einer konstanten Scherwellengeschwindigkeit in dünnere Schichten minimiert



werden.

Da Informationen über die Dichte und die Kompressionswellengeschwindigkeit des Untergrundes mit einer Genauigkeit von  $> 25\%$  relativ leicht zu erhalten sind (Carmichael, 1989), können diese während der Inversion als bekannt angenommen werden. Des Weiteren entfallen die Schichtmächtigkeiten als Variablen, da diese stetig in eine vernünftige Anzahl an dünneren Schichten unterteilt werden können. Die Anzahl der Unbekannten in Gleichung 2.26 reduziert sich mit diesen Annahmen von  $4n - 1$  auf  $n$ , wobei  $n$  die Anzahl der Schichten ist (Xia, 1999).

Wegen der Unabhängigkeit der Phasengeschwindigkeit  $c_{Lj}$  der Love-Welle von der Kompressionswellengeschwindigkeit vereinfacht sich Gleichung 2.26 im Fall der Love-Welle zu

$$F(\vec{f}_j, \vec{c}_{Lj}, \vec{v}_s, \vec{\rho}, \vec{h}) = 0 . \quad (2.27)$$

### Inverses Problem:

Im vorangegangenen Abschnitt wurde gezeigt, dass die Phasengeschwindigkeiten hauptsächlich von den Scherwellengeschwindigkeiten abhängig sind. Im Umkehrschluss können die Scherwellengeschwindigkeiten aus gegebenen Phasengeschwindigkeiten invertiert werden.

Durch eine Taylor-Reihenentwicklung 1. Ordnung um ein Referenz- oder Startmodell  $\vec{x}_0$  lässt sich das nicht-lineare Problem

$$\vec{F}(\vec{x}) = \vec{b} \quad (2.28)$$

zu

$$\vec{F}(\vec{x}) = \vec{b} = \vec{F}(\vec{x}_0) + \mathbf{J}\vec{\Delta x} \quad (2.29)$$

linearisieren, um es dann mit linearen Inversionsverfahren iterativ zu lösen. Es folgt

$$\vec{\Delta b} = \mathbf{J}\vec{\Delta x} , \quad (2.30)$$

wobei der Vektor  $\vec{b}$  die Werte der Phasengeschwindigkeiten bei  $m$  verschiedenen Frequenzen enthält und  $\vec{\Delta b} = \vec{b} - c_R(\vec{x}_0)$  die Differenzen zwischen den tatsächlichen und den theoretischen Phasengeschwindigkeiten sind. Weiter enthält der Vektor  $\vec{x}$  die Scherwellengeschwindigkeiten der  $n$  Schichten,  $\vec{\Delta x}$  beschreibt die Modelländerung. Die Jacobi-Matrix  $\mathbf{J}$  mit  $m$  Zeilen und  $n$  Spalten ( $m > n$ ) enthält die partiellen Ableitungen erster Ordnung der Phasengeschwindigkeiten nach den Scherwellengeschwindigkeiten.

Um die tatsächlichen Phasengeschwindigkeiten durch ein Untergrundmodell bestmöglich erklären zu können, muss der Misfit minimiert werden. Die Misfit-Funktion

$$\phi = \|\mathbf{L}(\mathbf{J}\vec{\Delta x} - \vec{\Delta b})\|_2^2 + \alpha \|\vec{\Delta x}\|_2^2 \quad (2.31)$$

ist durch die  $L_2$ -Norm definiert, wobei die Matrix  $\mathbf{W} = \mathbf{L}^T \mathbf{L}$  eine Gewichtungsmatrix ist. Die Variable  $\alpha$  beschreibt einen Dämpfungsfaktor, welcher die Richtung der Modelländerung  $\vec{\Delta x}$  und die Schrittlänge der einzelnen Iterationsschritte kontrolliert (Marquardt, 1963). Durch die Anwendung der Singulärwertzerlegung wird die Anpassung des Dämpfungsfaktors an das individuelle Problem vereinfacht. Der Faktor  $\alpha$  kann so ohne die stetige Rückrechnung der inversen Matrix von  $\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \alpha \mathbf{I}$  mit  $\mathbf{A} = \mathbf{LJ}$  geändert werden.



Die Lösung des inversen Problems beruht somit auf der Kombination der Levenberg-Marquardt-Methode (Marquardt, 1963) und der Singulärwertzerlegung (Golub u. a., 1970), so dass sich für das Modell  $\vec{x}_{l+1}$  im  $l + 1$ . Iterationsschritt

$$\vec{x}_{l+1} = \vec{x}_l + \Delta \vec{x} = \vec{x}_n + \mathbf{V}(\Lambda^2 + \alpha \mathbf{I})^{-1} \Lambda \mathbf{U}^T \vec{d} \quad (2.32)$$

ergibt. Die Matrix  $\mathbf{A}$  ist dabei in  $\mathbf{A} = \mathbf{U} \Lambda \mathbf{V}^T$  zerlegt, der Vektor  $\vec{d}$  durch  $\vec{d} = \mathbf{L} \vec{b}$  definiert und  $\mathbf{I} = \mathbb{1}$  die Einheitsmatrix.

### 2.4.3. Zwei- und dreidimensionale Auswertung von Rayleigh-Wellen

#### Zweidimensionales Untergrundmodell:

Wird eine Dispersionskurve anhand eines Profils erstellt und invertiert, so befindet sich das erhaltene Scherwellengeschwindigkeitsmodell in der Mitte der Profilauslage. Ein zweidimensionales Untergrundmodell kann durch mehrere interpolierte eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle erzielt werden. Die Modelle werden durch sich überlappende Spurenbereiche erstellt und anschließend zu einer zweidimensionalen Darstellung interpoliert.

#### Zweidimensionale Akquisitionsgeometrie:

Abbildung 2.5 zeigt eine vereinfachte Aufsicht auf eine zweidimensionale Akquisitionsgeometrie, wie sie auch bei den Feldarbeiten im Rahmen dieser Arbeit angewandt wird (siehe dazu auch Kap. 5). Wird nicht nur ein Profil ausgelegt, sondern mehrere, nebeneinander platzierte Profile, so kann unter Verwendung aller Spuren und unter Annahme eines lateral homogenen Untergrundes ein eindimensionales Untergrundmodell erstellt werden, welches in Mitten der Profilauslage lokalisiert ist. Hierfür müssen zunächst die Abstände  $d$  aller Empfängerpositionen zur Quellposition über

$$d = \sqrt{dx^2 + dy^2} \quad (2.33)$$

(Satz des Pythagoras) berechnet und die Daten nach aufsteigendem Abstand sortiert werden. Anschließend wird die Dispersionskurve nach den oben beschriebenen Methoden erstellt und invertiert.

Um ein dreidimensionales Modell zu erhalten, werden für mehrere Profile eindimensionale oder zweidimensionale Untergrundmodelle erstellt und entlang der zweiten horizontalen Raumrichtung interpoliert.

Befindet sich in Verlängerung eines Profils keine Quellposition, so müssen auch hier die Abstände zwischen Quellposition und den Empfängerpositionen entlang des Profils über Gleichung 2.33 neu berechnet werden. Zusätzlich ist eine Rotation der betroffenen Komponenten nötig (Pan, 2016). Die Komponenten, welche in Richtung des Profils (im Beispiel aus Abb. 2.5 ist dies  $R_x$ ) bzw. senkrecht zum Profil (im Beispiel  $R_y$ ) zeigen, können durch eine Drehung um den Winkel  $\alpha$  in radiale ( $R_R$ ) und transversale Komponenten ( $R_T$ ) rotiert werden:

$$\begin{pmatrix} R_R \\ R_T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_x \\ R_y \end{pmatrix}. \quad (2.34)$$

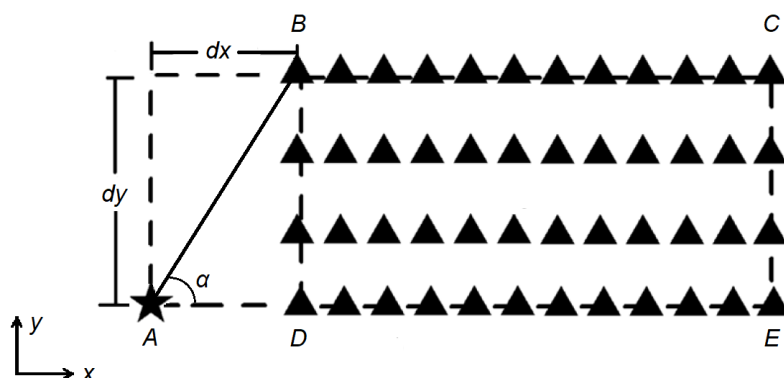


Abbildung 2.5.: Vereinfachte Aufsicht eines zweidimensionalen Akquisitionssystems (nach Pan, 2016). Die Punkte  $B$ ,  $C$ ,  $D$  und  $E$  spannen das rechteckige Messfeld auf, in dem die Geophone rasterförmig angebracht werden. Die Variablen  $dx$  und  $dy$  sind jeweils die Abstände zwischen Quellpunkt  $A$  und einer Empfängerposition entlang eines Profils ( $x$ -Richtung) und senkrecht dazu ( $y$ -Richtung).

Dabei gibt  $\alpha$  den Winkel zwischen Profilrichtung und Ausbreitungsrichtung der Welle an und kann über  $dx$  und  $dy$  berechnet werden. Anhand Gleichung 2.34 wird eine mathematisch positive Drehung durchgeführt.

### 2.4.4. Bewertung und Verbesserung der Scherwellengeschwindigkeiten

Der Vergleich von erstellten Scherwellengeschwindigkeits-Profilen mit den Ergebnissen von angewandter Bohrlochgeophysik im Bereich verschiedener Testgebiete ergab eine durchschnittliche Abweichung von weniger als 15% zwischen den durch MASW abgeleiteten und den direkt im Bohrloch gemessenen Scherwellengeschwindigkeiten (Xia u. a., 2002).

Unter Verwendung der MASW kann der Inversionsprozess durch die simultane Inversion der Fundamental-Mode und höherer Moden stabilisiert werden. Die höheren Moden der Rayleigh-Wellen breiten sich, wie Love-Wellen, unabhängig von der Kompressionswellengeschwindigkeit des Mediums aus. Numerische Modellierungen zeigten, dass die Einflüsse der Kompressionswellengeschwindigkeit auf höhere Moden der Rayleigh-Wellen zu vernachlässigen sind (Xia u. a., 2003).

Sind keine höheren Moden in den Daten zu erkennen, so kann der Fehler des invertierten Modells durch dessen minimierte vertikale Auflösung verringert werden. Die minimierte Auflösung hat zur Folge, dass die abgebildeten Schichten im Geschwindigkeitsmodell mächtiger sind und das Geschwindigkeitsmodell glatter erscheint (Xia u. a., 2009).

Die zweidimensionalen Darstellungen der Scherwellengeschwindigkeiten sind interpolierte Modelle des Untergrundes. Die Geschwindigkeiten, die durch die MASW abgeleitet werden, werden dabei zwischen der Quellposition (bzw. der ersten Empfängerposition) und der letzten Empfängerposition gemittelt (Xia u. a., 2009). Dies und die Annahme einer horizontalen Schichtung des Untergrundes minimieren die horizontale Auflösung.

## **3. Untersuchungsgebiet: Ettlinger Linie bei Rheinstetten**

In dem folgenden Kapitel werden die Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet erläutert und die Ergebnisse von vorangegangenen Arbeiten kurz zusammengefasst.

### **3.1. Entstehung und historische Bedeutung der Ettlinger Linie**

Im Zuge des Spanischen Erbfolgekrieges wurde die Ettlinger Linie 1707 als zusammenhängende Befestigungsanlage errichtet. Sie reichte von der Festung in Phillipsburg bis in den Schwarzwald (vgl. Abb. 3.1). Im polnischen Erbfolgekrieg 20 Jahre später wurde die Linie erneut aktiviert und weiter ausgebaut. Anfang Mai 1934 vertrieben die Franzosen die deutschen Reichstruppen und ließen die Ettlinger Linie größtenteils zerstören.

Der in Abbildung 3.1 rot umkreiste Abschnitt der Ettlinger Linie auf Karlsruher Gemarkung ist das zu untersuchende Gebiet dieser Arbeit. In diesem Bereich wurde die Befestigungsanlage als Redanlinie mit Wall und Graben angelegt. Die V-förmige Anlage ist hier noch heute erhalten und wird nordwestlich und südöstlich des Untersuchungsgebietes sichtbar. Dazwischen liegend wird sie als geradlinig verlaufender Wall vermutet (Lang, 1907).

### **3.2. Geologischer und geophysikalischer Rahmen**

Im späten Pleistozän wurden im zu untersuchenden Gebiet fluviatile Sedimente in Form von Kiesen und Sanden des Rheins abgelagert (Hüttner u. a., 1986). Unterlagernd befinden sich erdfeuchte, nicht gesättigte Materialien.

Das zu untersuchende Gebiet wurde im Rahmen vorangehender Arbeiten bereits detailliert untersucht. Dabei wurde der Grundwasserspiegel in einer Tiefe von 5,5 m (Zacharias, 2010) und 6,8 m (Groos, 2013) detektiert. Die Diskrepanz dieser Werte kann dabei eventuell durch jahreszeitliche Schwankungen erklärt werden.

Die Befestigungsanlage spiegelt sich im Untersuchungsgebiet durch eine Niedriggeschwindigkeitsanomalie wider, welche auf einer Länge von 50 m geradlinig verläuft (Lüttschwager, 2014). Durch eine Laufzeitentomographie von Oberflächenwellen (Love-Wellen) und einer Wellenforminversion von Oberflächenwellen (Rayleigh-Wellen) konnten geometrische Informationen über die Ettlinger Linie gewonnen werden. Die Befestigungsanlage konnte als oberflächennah etwa 10 m breite und etwa 2,5 m tiefe, v-förmige Anomalie

### 3. Untersuchungsgebiet: Ettlinger Linie bei Rheinstetten



Abbildung 3.1.: Foto der Infotafel im Hardtwald an der Kreuzung Schwimmschulweg und Kutschenweg (eigene Aufnahme). Die Darstellung zeigt den Verlauf der Ettlinger Linie im Winter 1708/1709. Neben den verschiedenen Ortschaften und dem damaligen Rheinverlauf werden auch die Verläufe der Verbindungswege und Straßen dargestellt.

Der in der Abbildung rot umkreiste, erhaltene Bereich auf Karlsruher Gemarkung ist das zu untersuchende Gebiet. Hier befindet sich heute ein Segelflugplatz. Karlsruhe ist in der Darstellung nicht markiert, da es 1708/1709 noch nicht gegründet war. Heutige Stadtteile sind in der Karte markiert.

rekonstruiert werden (Stövhase, 2015 und Binnig, 2015). Darüber hinaus wurden im Jahr 2016 weiterführende geophysikalische Messungen durchgeführt. Auf diese Untersuchungen und die Ergebnisse einer 2-D Wellenforminversion von Oberflächenwellen, sowie auf die Ergebnisse einer 3-D Untersuchung mittels Georadar wird in Kapitel 3.3 näher eingegangen.

### 3.3. Rückschlüsse aus vorangehenden Arbeiten

Im Rahmen der Masterarbeiten von Wittkamp (2016) und Wegscheider (2017) wurden im Jahr 2016 detaillierte Untersuchungen der Ettliger Linie vorgenommen. Abbildung 3.2 zeigt einen Lageplan des Untersuchungsgebietes bei Rheinstetten. Die Markierungen 1 und 2, sowie die weiße Linie kennzeichnen den Verlauf des seismischen Profils, welches für die individuelle und simultane Wellenforminversionen von Rayleigh- und Love-Wellen verwendet wurde. Des Weiteren ist das Messfeld, in dem die Georadar-Daten aufgenommen wurden, blau markiert.

#### 3.3.1. Individuelle und simultane 2-D Wellenforminversion von Oberflächenwellen

Um den Querschnitt des ehemaligen Wehrgrabens mit der 2-D Wellenforminversion darstellen zu können, erfolgten die flachseismischen Messungen auf einem senkrecht zum vermuteten Verlauf der Ettliger Linie verlegten Profil (vgl. Abb. 3.2). Außerdem lag der ehemalige Graben in der Mitte des Profils, um eine tiefreichende Überdeckung des Grabens mittels elastischer Wellen zu gewähren.

Anhand der erhobenen Daten wurden Wellenforminversionen von Love-, Rayleigh-Wellen sowie eine simultane Wellenforminversion der Oberflächenwellen durchgeführt, wobei vor allem die simultane 2-D Wellenforminversion eine Darstellung des v-förmigen Grabens ermöglichte (vgl. Abb. 3.3). Das Modell der Scherwellengeschwindigkeiten zeigt an der erwarteten Position eine v-förmige Niedriggeschwindigkeitsanomalie. Die Auflösung des Grabens im  $v_p$ -Modell ist, wie erwartet, niedrig. Das Dichte-Modell zeigt die im  $v_s$ -Modell dargestellten Anomalien nicht, stattdessen sind kleinskalige, vertikale Anomalien zu erkennen.

Insgesamt ist festzuhalten, dass die Ettliger Linie anhand der simultanen Wellenforminversion als ein v-förmiger, etwa 2,6 m tiefer und etwa 8 m breiter, wieder verfüllter Graben zu erkennen ist. Das wieder verfüllte Material weist dabei eine niedrigere Scherwellengeschwindigkeit als das umgebende Material auf. Es ist wahrscheinlich, dass diese Anomalie durch eine höhere Sättigung des wieder verfüllten Bodenmaterials verursacht wird.

Auf Grund der gesetzten Startmodelle finden sich in den erzielten Modellen nur die vermuteten Grundwasserspiegel wieder. Über die wahre Tiefe des Grundwasserhorizonts kann keine Aussage getroffen werden.



### 3. Untersuchungsgebiet: Ettlinger Linie bei Rheinstetten



Abbildung 3.2.: Lageplan der Ettlinger Linie bei Rheinstetten (nach Wittkamp, 2016 und Wegscheider, 2017). Der vermutete Verlauf der Ettlinger Linie ist durch eine rote Linie markiert. Die Markierungen 1 und 2 kennzeichnen das seismische Profil, welches für die individuelle und simultane Wellenformversionen von Rayleigh- und Love-Wellen verwendet wurde. Des Weiteren ist das Messfeld für die Aufnahme der Georadar-Daten blau markiert. Das Kartenmaterial wurde Google Maps und Google Earth entnommen.

#### 3.3.2. Abbildung mittels Georadar

Um anhand von Georadar-Daten ein dreidimensionales Untergrundmodell im Bereich der Ettlinger Linie zu erstellen, wurde ein viereckiges Messfeld im Bereich des vermuteten Verlaufs des ehemaligen Wehrgrabens angelegt (vgl. Abb. 3.2). Innerhalb des  $44\text{ m} \times 50\text{ m}$  großen Messfeldes wurden mit dem Gerät *IDS GeoRadar* und unter Verwendung von 200 MHz- und 600 MHz-Antennen in östlicher und südlicher Richtung im Abstand von 1 m Zero-Offset-Messungen durchgeführt. Die Messperioden fanden im April und September 2016 statt, so dass Vergleichsmessungen unter nassen und trockenen Witterungsbedingungen durchgeführt wurden. Im Folgenden werden die Ergebnisse der ausgewerteten 600 MHz-Messungen unter nassen Bedingungen zusammengefasst.

Durch eine Stolt-Migration der bandpassgefilterten Daten (300 MHz bis 900 MHz) wurden Reflexionsartefakte entfernt und Reflektoren lagerichtig dargestellt. Für die Migration wurde dabei eine Geschwindigkeit von  $0,07\text{ m/ns}$  verwendet.

Die Profile wurden anschließend zu einem 3D-Untergrundmodell zusammengefügt. Abbildung 3.4 zeigt einen Ausschnitt des Modells mit zwei Querschnitten und einem Tiefenschnitt in einer Tiefe von 1 m. Ein Bereich neutraler Amplituden der elektromagnetischen Wellen (gelb) markiert den Verlauf des Grabens, welcher sowohl in den Quer- als auch in

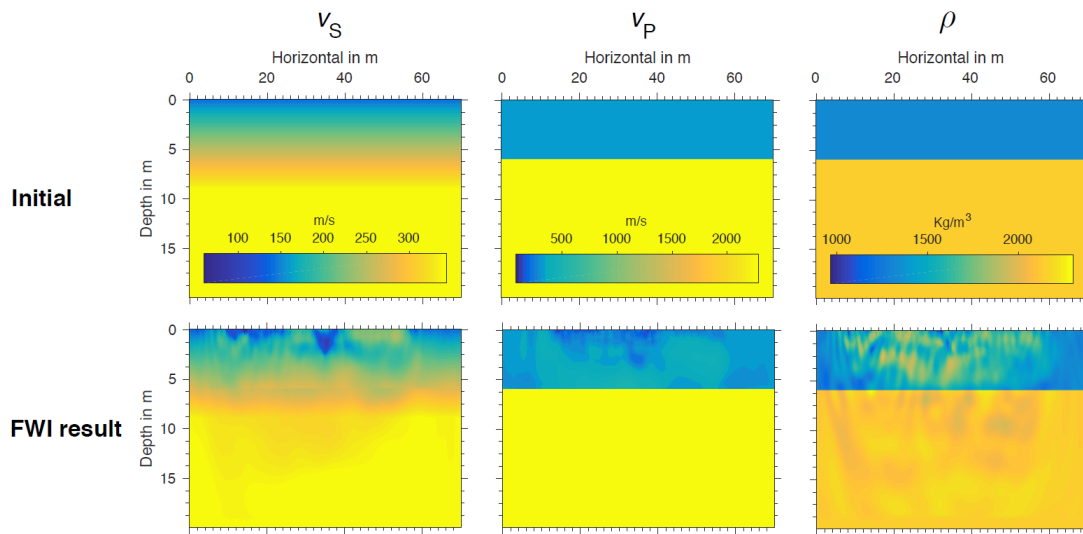


Abbildung 3.3.: Ergebnisse der simultanen Wellenforminversion von Rayleigh- und Love-Wellen (Wittkamp, 2016). Zu sehen sind die jeweiligen Startmodelle und die endgültigen Modelle der Parameter  $v_s$ ,  $v_p$  und der Dichte  $\rho$ .

den Tiefschnitten zu erkennen ist. Wie aus Voruntersuchungen und Geländebeobachtungen bekannt (s. Kap. 3.2), verläuft der Graben von Nordwesten nach Südosten. Abbildung 3.5 zeigt einen georeferenzierten Tiefschnitt (Tiefe 1 m), der den Verlauf des ehemaligen Wehrgrabens innerhalb des Messgeländes verdeutlicht.

Im Rahmen der Arbeit von Wegscheider (2017) wurde ein 10 m breiter und bis zu 2 m tiefer Graben modelliert. Die Tiefe des Grundwasserspiegels konnte mit diesem Verfahren nicht ermittelt werden.

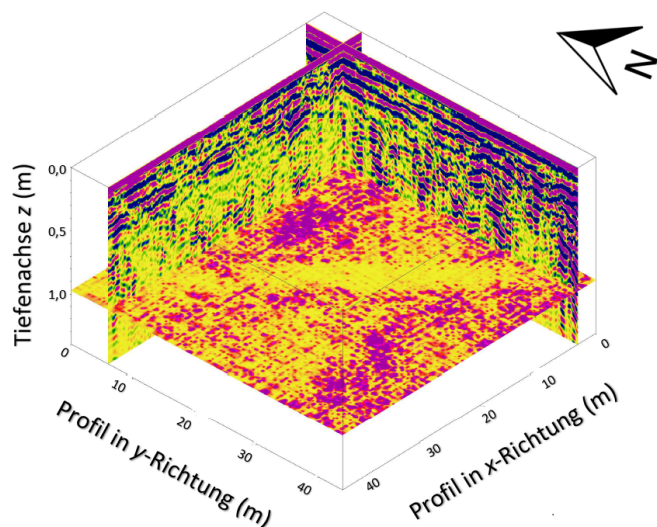


Abbildung 3.4.: Ergebnisse der Auswertung von GPR-Daten (verändert entnommen aus Wegscheider, 2017). Die Radargramme, welche der Erstellung des dreidimensionalen Modells zugrunde liegen, wurden mit einer 600 MHz-Antenne bei nassen Bedingungen aufgenommen und im Auswerteverfahren bandpassgefiltert (300 MHz bis 900 MHz) und mit einer Stolt-Migration migriert (0,07 m/ns).



Abbildung 3.5.: Georeferenzierter Tiefenschnitt des 3D-GPR-Modells (Wegscheider, 2017). Die Geländekarte stammt aus einem ESRI-Datensatz. Eine helle Anomalie (hier ist die Amplitude der elektromagnetischen Wellen neutral) markiert den Verlauf des Grabens.



## 4. Erprobung der Methode

Oberflächenwellen tragen auf Grund ihrer dispersiven Eigenschaft Informationen über die mittlere Scherwellengeschwindigkeit  $v_s$ . Im Vergleich zu hochfrequenten Raumwellen sind Oberflächenwellen jedoch weniger geeignet um Heterogenitäten im Untergrund scharf abzubilden.

Eine Grundannahme, die bei der hier angewandten Methode getroffen wird, ist die laterale Homogenität des Untergrundes. Dadurch soll gewährleistet sein, dass die Oberflächenwellen phasenkohärent sind und die Wellenlänge sicher bestimmt werden kann. Ist die Heterogenität des Untergrundes zu präsent, ist die phasenkohärente Ausbreitung der Oberflächenwellen nicht mehr gegeben und deren Ausbreitungsgeschwindigkeit kann nicht mehr bestimmt werden (Forbriger, 2017). Um den Einfluss von Heterogenität auf die angewandte Methode zu erproben, werden im folgenden Kapitel zwei Datensätze behandelt. Zunächst wird eine zweidimensionale Auswertung synthetischer Daten durchgeführt, um die mögliche Auflösung einer großräumigen Heterogenität zu untersuchen. Außerdem soll überprüft werden, ob die räumliche Gewichtung von Spuren eine höhere Auflösung der Dispersionskurven zur Erstellung von zweidimensionalen Untergrundmodellen verspricht. Weiter soll geprüft werden, ob ein zweidimensionales Untergrundmodell unter Verwendung von einer Quelle und steigenden Abständen zwischen Quellposition und Spurenbereichen erstellt werden kann. Hierfür soll es das Ziel sein den Bereich einer eintauchenden Schicht zu rekonstruieren.

An die synthetische Studie schließt sich eine Auswertung von Felddaten an, welche im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp (2016) an der Ettlinger Linie erfasst wurden. Anhand dieser Daten sollen explizit die Möglichkeiten und Einschränkungen dieser Methode am vorgesehenen Untersuchungsgebiet untersucht werden. Die zweidimensionale Auswertung soll schließlich zeigen, ob auch eine kleinräumige Anomalie, wie der verfüllte Wehrgraben, durch die MASW aufgelöst werden kann.

### 4.1. Voruntersuchungen anhand synthetischer Daten

Der Erstellung der synthetischen Daten liegt ein Untergrundmodell mit eintauchender Schichtgrenze zu Grunde (vgl. Abbildung 4.1). Die Schicht über den Halbraum weist eine Scherwellengeschwindigkeit von  $v_s = 200$  m/s und eine um  $11,31^\circ$  eintauchende Unterkante auf. Die Schichttiefe variiert daher von 1 m bis 6 m. Der Halbraum verfügt über eine Geschwindigkeit von  $v_s = 400$  m/s. Außerdem ist im wahren Modell ein Verhältnis der seismischen Geschwindigkeiten von  $v_p/v_s = 2,5$  und ein homogenes Dichtemodell von  $\rho = 2$  g/cm<sup>3</sup> festgesetzt. Die Quellposition wurde für die Modellierungen auf  $x = 12$  m gesetzt. Die 72 Vertikalgeophone befinden sich im Bereich  $15 \text{ m} \leq x \leq 50,5 \text{ m}$  und haben jeweils einen Abstand von 0,5 m zueinander. Die Abstände zwischen Quelle und Empfän-

ger reichen demnach von 3m bis 38,5 m. Für die Modellierung wird ein Gitter mit einer Größe von  $70\text{ m} \times 50\text{ m}$  verwendet. Der Abstand der Gitterpunkte beträgt 0,1 m, die absorbierenden Ränder sind jeweils 10 m breit. Das Quell-Signal ist durch eine Ricker-Funktion mit einer Frequenz von 25 Hz definiert. Modelliert werden die Vertikalkomponenten, wobei die Zeitschritte der modellierten Seismogramme 0,02 ms betragen. Die Gesamtlänge der Seismogramme beträgt 600 ms.

##### 4.1.1. Einwirkung der räumlichen Gewichtung von Spuren

Weist der Untergrund sowohl schwache als auch starke laterale Variationen unterhalb der Profilauslage auf, so ist die Dispersionskurve möglicherweise nicht repräsentativ für die seismischen Eigenschaften des Untergrundes (Bergamo, 2012). Bohlen u. a. (2004) schlagen vor, den ausgewählten Bereich räumlich mit einem Gauss-Fenster zu gewichten. Dadurch wirken mittige Spuren der Profilauslage stärker in die Berechnung der Dispersionskurven ein. Die Dispersionskurve soll dadurch hauptsächlich durch Eigenschaften des Untergrundes unterhalb der Mitte der Profilauslage besonders beeinflusst werden. Effekte, welche durch laterale Variationen entstehen, sollen so abgeschwächt werden, sodass die Dispersionskurve insgesamt schärfer erscheinen soll.

Die Einwirkung der Gewichtung von Spuren durch ein Gauss-Fenster wird hier anhand

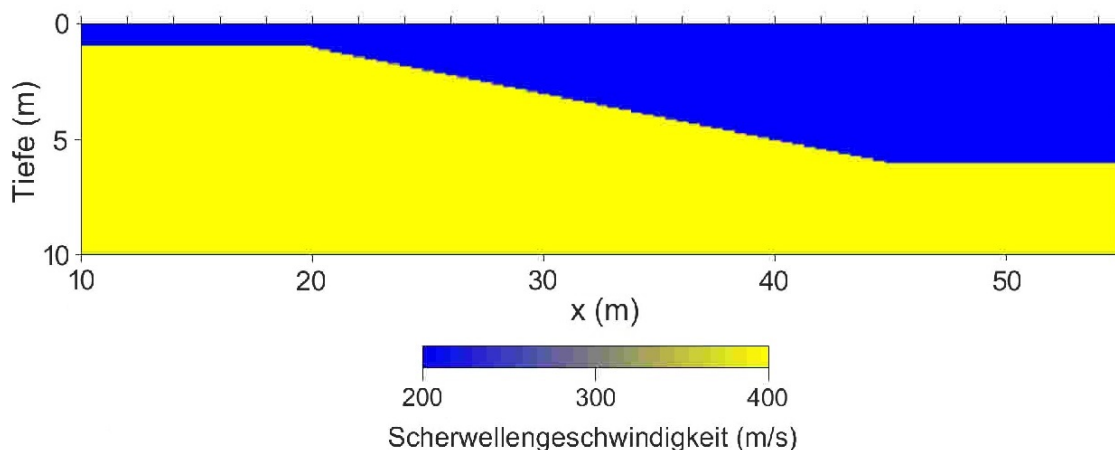
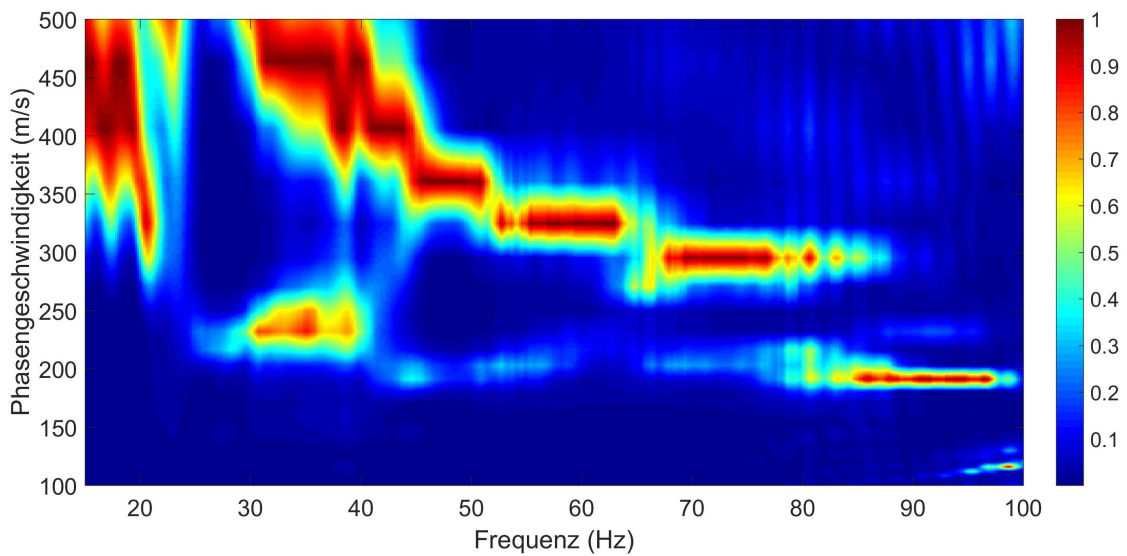
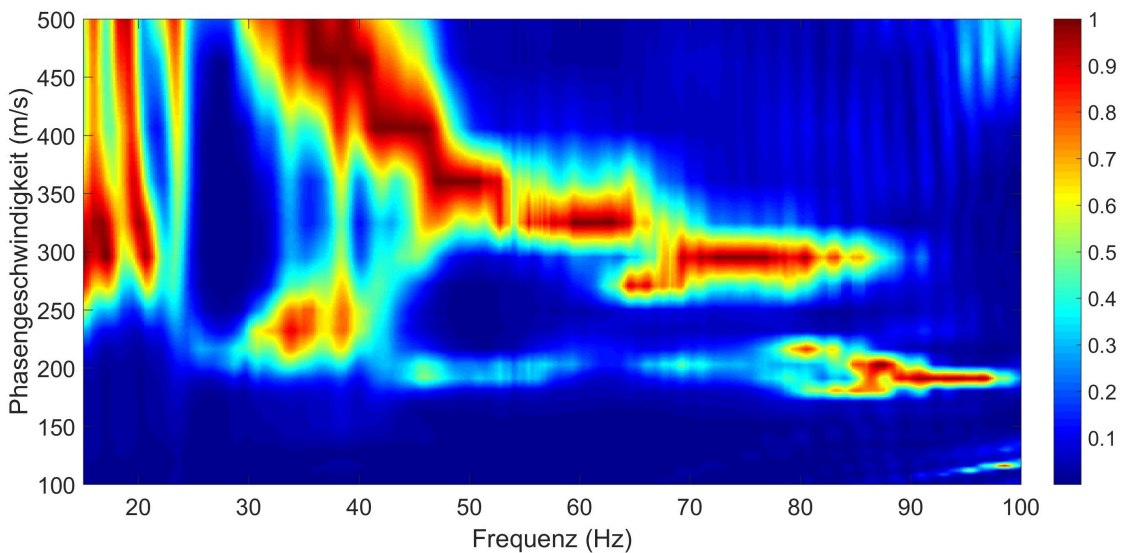


Abbildung 4.1.: Wahres Scherwellengeschwindigkeitsmodell für synthetische Tests. Die Schicht über den Halbraum weist eine Scherwellengeschwindigkeit von  $v_s = 200\text{ m/s}$  und eine um  $11,31^\circ$  eintauchende Unterkante auf. Der Halbraum weist eine Geschwindigkeit von  $v_s = 400\text{ m/s}$  auf. Außerdem zeigt das wahre Modell ein Verhältnis der seismischen Geschwindigkeiten von  $v_p/v_s = 2,5$  und ein homogenes Dichtemodell von  $\rho = 2\text{ g/cm}^3$ . Die Quellposition wurde für die Modellierungen auf  $x = 12\text{ m}$  gesetzt. Die 72 Vertikalgeophone befinden sich bei  $15\text{ m} \leq x \leq 50,5\text{ m}$  und haben jeweils einen Abstand von 0,5 m zueinander.



(a) Für die Erstellung der Dispersionskurve wurden die unbearbeiteten Seismogramme der Spuren 14 bis 43 verwendet.



(b) Für die Erstellung der Dispersionskurve wurden die mit einem Gauss-Fenster gewichteten Seismogramme der Spuren 14 bis 43 verwendet.

Abbildung 4.2.: Dispersionskurven der synthetischen Daten. Aufgetragen ist jeweils die Phasengeschwindigkeit der Rayleigh-Welle  $c_R$  über der Frequenz  $f$ . Die Farbskalen spiegeln die jeweiligen Energieeinträge wieder. Auf Grund der Heterogenität des Untergrundes (vgl. Abb. 4.1) enthält die Dispersionsabbildung Fluktuationen. Zu erkennen ist die Fundamentalmode, sowie die erste höhere Mode. Der Vergleich der Dispersionsabbildungen zeigt, dass die Dispersionskurve der Grundmode in Abbildung a) vor allem für die Frequenzbereiche  $f < 25$  Hz,  $30 \text{ Hz} \leq f \leq 40$  Hz und  $75 \text{ Hz} \leq f \leq 100$  Hz deutlicher zu erkennen ist.

des Spurbereiches 14 - 43 (21,5 m bis 36 m) getestet. Das verwendete Gauss-Fenster ist definiert als

$$w(n) = e^{-\frac{1}{2}(\alpha \frac{n}{(N-1)/2})^2} = e^{-n^2/2\sigma^2} . \quad (4.1)$$

Dabei ist  $N$  die Anzahl der Spuren. Das Fenster wird für den Bereich  $-\frac{(N-1)}{2} \leq n \leq \frac{(N-1)}{2}$  berechnet. Die Standardabweichung ist definiert als  $\sigma = \frac{N-1}{2\alpha}$ , so dass über die Variable  $\alpha$  die Breite des Fensters variiert, der Einfluss der verschiedenen Spuren und die laterale Auflösung beeinflusst werden kann. Je höher  $\alpha$ , desto schmaler das Fenster und desto größer die Gewichtung der mittleren Spur.

Unter Verwendung der Spuren 14 - 43 wird zunächst über eine hochauflösende lineare Radon Transformation eine Dispersionsabbildung ohne Gewichtung erstellt (vgl. Abbildung 4.2a). Dargestellt sind die Frequenzen  $15 \text{ Hz} \leq f \leq 100 \text{ Hz}$  und Phasengeschwindigkeiten im Bereich von  $100 \text{ m/s} \leq c_R \leq 500 \text{ m/s}$ . Die Farbskala spiegelt die Energieeinträge der verschiedenen Moden wieder. Für eine bessere Darstellung wurde die Abbildung geglättet. Zu erkennen sind die Grundmode sowie die zweite Mode. Für Frequenzen  $f < 18 \text{ Hz}$  wäre die Grundmode nur schwer zu picken. Für Frequenzen  $f > 18 \text{ Hz}$  ist die Grundmode jedoch deutlich zu erkennen.

Zum Vergleich werden dieselben 30 Spuren mit Gauss-Fenstern verschiedener Breiten gewichtet (vgl. Gleichung 4.1 mit  $N = 30$ ). Abbildung 4.2b zeigt die Dispersionskurve für deren Erstellung die Spuren mit einem Gauss-Fenster mit  $\alpha = 1$  gewichtet wurden. Im Vergleich zu Abbildung 4.2a fällt auf, dass der Energieeintrag in den Bereichen  $f < 25 \text{ Hz}$ ,  $30 \text{ Hz} \leq f \leq 40 \text{ Hz}$  und  $75 \text{ Hz} \leq f \leq 100 \text{ Hz}$  aufgefächert zu sein scheint und die Dispersionskurve insgesamt weniger scharf dargestellt wird. Bei der Anwendung schmalerer Fenster, nimmt die Auflösung der Dispersionskurve weiter ab. Durch die stärkere Gewichtung mittlerer Spuren gehen wichtige Informationen der äußeren Spuren verloren und die Dispersionsabbildung verliert an Auflösung. Zudem wird die durch eine hochauflösende lineare Radon Transformation gewonnene Dispersionskurve auch bei nicht gewichteten Daten scharf dargestellt.

Auf Grund der gewonnen Erkenntnisse wird in der weiteren Auswertung auf eine Gewichtung der Spuren verzichtet.

#### 4.1.2. Rekonstruktion des wahren Modells

Die synthetischen Seismogramme werden mittels einer hochauflösenden linearen Radon Transformation in den  $f$ - $v$  Bereich transformiert, sodass die Phasengeschwindigkeiten  $c_R$  der Rayleighwelle der verschiedenen Moden über den jeweiligen Energieeintrag identifiziert werden können. Auf Grund der lateralen Heterogenität des Untergrundes werden für die Rekonstruktion nur Spuren im Bereich der eintauchenden Schichtgrenze (20 m - 45 m) verwendet. Dieser Bereich kann dann als weniger stark lateral heterogen angesehen werden. Dieser Teilbereich der Profilauslage wird wiederum in acht sich überlappende Spurbereiche unterteilt, wobei jeder Spurbereich 30 Spuren enthält und um 3 Spuren gegenüber dem vorangegangenen Spurbereich in positive  $x$ -Richtung verschoben ist. Daraus ergeben sich die folgenden acht Spurbereiche: 11 - 40, 14 - 43, 17 - 46, ..., 32 - 61. Jeder Spurbereich umfasst eine Breite von 15 m, wonach eine Erkundungstiefe von 5 m

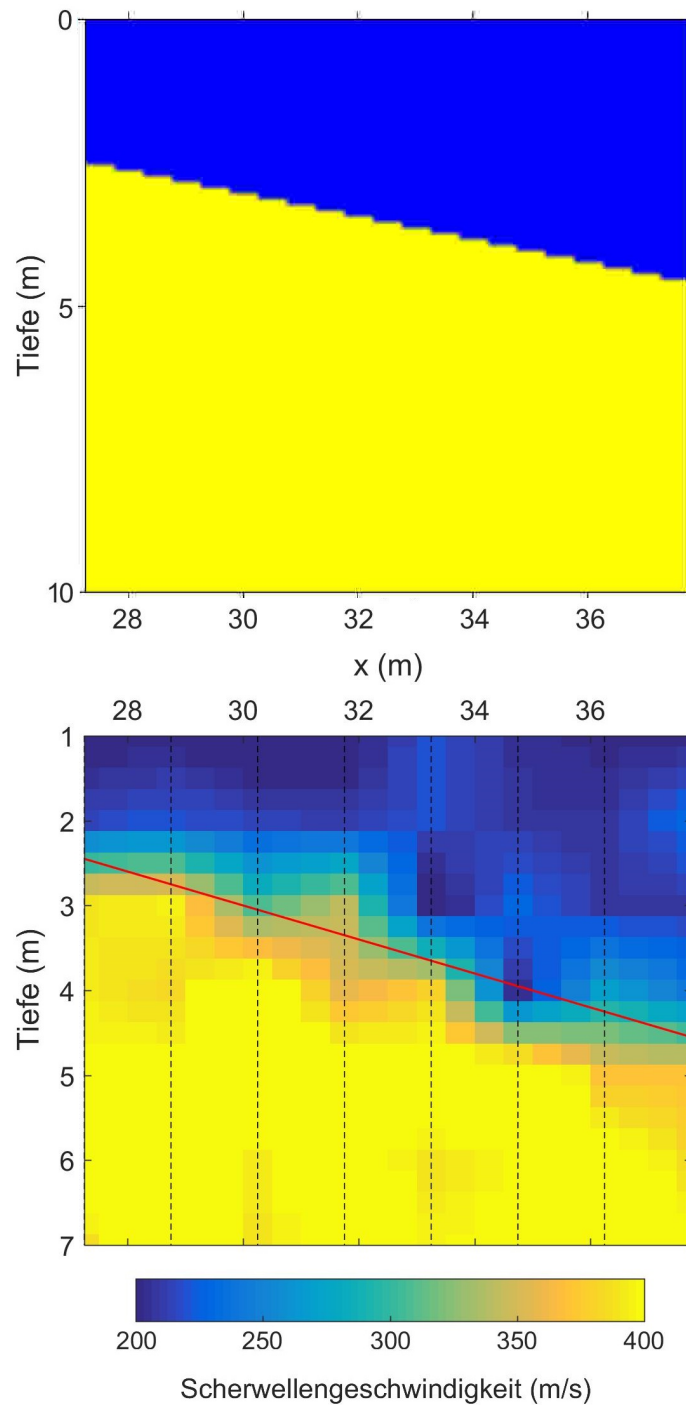


Abbildung 4.3.: Ausschnitt des wahren Scherwellengeschwindigkeits-Modells (oben) und über die MASW erstelltes zweidimensionales Scherwellengeschwindigkeits-Modell (unten) im Bereich  $27,25 \text{ m} \leq x \leq 37,75 \text{ m}$ . In der unteren Abbildung markieren die schwarzen Striche die Positionen der acht eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeits-Modelle, welche für eine zweidimensionale Darstellung vertikal und horizontal interpoliert wurden. Die rote Linie in der unteren Darstellung markiert den Verlauf der eintauchenden Schichtgrenze.

bis 7,5 m erreicht wird. Für jeden Spurenbereich wird eine Dispersionskurve berechnet, gepickt und geglättet und nach dem in Kapitel 2.4.2 beschriebenen Algorithmus invertiert. Als Startmodell wird jeweils ein Schichtmodell mit sechs 1 m dicken Schichten über dem Halbraum verwendet. Die Dichte des Startmodells ist entsprechend des wahren Modells homogen und beträgt  $\rho = 2 \text{ g/cm}^3$ . Das Verhältnis zwischen den seismischen Geschwindigkeiten wird mit  $v_p/v_s = 2,5$  vorausgesetzt. Für alle Inversionen gelten außerdem die selben Abbruchkriterien einer maximalen Anzahl von Iterationsschritten von  $l_{\max} = 8$  und einem Misfit von 9 (in Abbildung 4.4 jeweils rot markiert).

Die invertierten eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeits-Modelle befinden sich dann jeweils in der Mitte des verwendeten Spurenbereiches, also bei  $27,5 \text{ m} \leq x \leq 37,75 \text{ m}$  mit jeweils einem Abstand von 1,5 m zueinander (in Abbildung 4.3 unten durch gestrichelte Linien markiert). Um ein zweidimensionales Abbild zu erhalten wurden die acht 1D Modelle horizontal in 0,5 m-Schritten und vertikal in 0,25 m-Schritten interpoliert.

Die Geschwindigkeiten der Schicht über dem Halbraum und des Halbraumes selbst werden in ihrer Größenordnung richtig rekonstruiert (vgl. Abbildung 4.3 oben und unten). Im Bereich der Schichtgrenze ist eine kontinuierliche Zunahme der Scherwellengeschwindigkeiten zu verzeichnen. Die Schichtgrenze kann nicht klar lokalisiert werden, dennoch ist ihr eintauchender Charakter deutlich zu erkennen.

Bei  $x = 31,75 \text{ m}$  sind im Bereich der Schichtgrenze höhere Geschwindigkeiten zu verzeichnen, als bei den umliegenden 1D Modellen. Wird Abbildung 4.4 hinzugezogen, so wird ersichtlich, dass der Misfit bei dieser Inversion um etwa 1 höher ist als bei den umliegenden 1D Inversionen. Offenbar wurde das gesetzte Abbruchkriterium des Misfits bereits bei der 5. Inversion unterschritten und die Inversion wurde abgebrochen. Möglicherweise hätte der Misfit durch andere Abbruchkriterien hier minimiert werden können.

Bei  $x = 34,75 \text{ m}$  hingegen liegen im Bereich der Schichtgrenze niedrigere Scherwellengeschwindigkeiten vor. Bei dieser 1D Inversion konnte der gesetzte Misfit-Wert offenbar nicht unterschritten werden und die Inversion wurde nach der maximal möglichen Iterationsanzahl abgebrochen.

Da das Ziel dieser Auswertung ein Nachweis über die mögliche Rekonstruktion des Untergrundes anhand einer Quelle und steigenden Abständen zwischen Quellposition und verwendeter Spurenbereiche ist, wird hier auf eine Verbesserung des Untergrundmodells durch eine erneute Durchführung von 1D Inversionen verzichtet.

Eine großräumige Heterogenität, hier exemplarisch an einer eintauchenden Schichtgrenze demonstriert, kann folglich über die Analyse und Inversion von Dispersionskurven von Rayleigh-Wellen erfolgen.

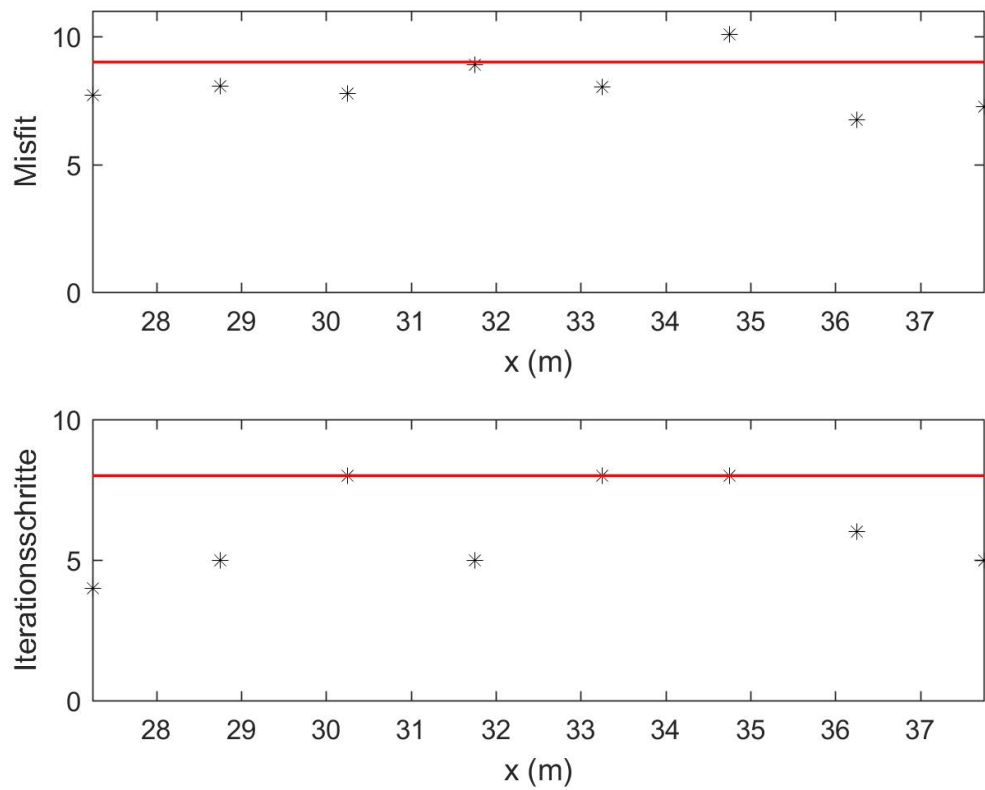


Abbildung 4.4.: Misfit und Anzahl der Iterationsschritte der acht 1D Inversionen. Abbruchkriterien für alle Inversionen waren ein Misfit von 9 und eine maximale Anzahl von Iterationsschritten von  $l_{\max} = 8$  (in den Grafiken jeweils rot markiert).

## 4.2. Voruntersuchungen anhand realer Felddaten

### 4.2.1. Eindimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell

Für die in diesem Kapitel aufgezeigten Analysen wurden Daten verwendet, die im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp (2016) aufgenommen wurden. Die Lage des Profils auf dem Untersuchungsgelände ist Abbildung 3.2 zu entnehmen. Um die hier durchgeführten Auswertungen nachvollziehen zu können, ist die Akquisitionsgeometrie in Abbildung 4.5 dargestellt. Da in diesem Kapitel die Erprobung der Methode im Vordergrund stehen soll, wird an dieser Stelle auf eine Beschreibung der Akquisitionsgeometrie verzichtet.

Für die eindimensionale Analyse der Oberflächenwellen wurden die vertikalen Komponenten der 48 3C-Geophone bei Anregung der ersten Quellposition bei  $x = -0,5$  m herangezogen. Mittels einer hochauflösenden linearen Radon-Transformation wurden die Rohdaten in den  $f$ - $v$ -Bereich transformiert (vgl. Abbildung 4.6a). Die Grundmode der Rayleighwelle dominiert dabei die Dispersionsdarstellung im gesamten Frequenzbereich ( $\approx 10$  Hz – 75 Hz). Generell gilt, dass die Asymptote für hohe Frequenzen etwas geringer ist als  $v_s$  in der ersten Schicht. Weiter gilt, dass die Phasengeschwindigkeit für kleine Frequenzen etwas kleiner ist als die Scherwellengeschwindigkeit  $v_s$  im Halbraum.

#### 4.2.1.1. Wahl der Startparameter für die Inversion der Dispersionskurve

Die auf Basis der Energiemaxima gepickte und geglättete Dispersionskurve, ein Schichtmächtigkeitsmodell, ein Dichtemodell, sowie eine Annahme über das  $v_p/v_s$ -Verhältnis sind die einzugebenden Parameter für die Inversion.

Abbildung 4.6a zeigt, dass die Dispersionskurve im Frequenzbereich  $f > 60$  Hz eine Unstetigkeit aufweist. Da dies auf laterale Heterogenitäten hinweist, werden für die Inversionen 51 Wertepaare bis  $f \approx 60$  Hz gepickt. Die Fluktuation in den Phasengeschwindigkeiten im Bereich höherer Frequenzen kann beispielsweise auf die Niedriggeschwindigkeitsanomalie in Form des ehemaligen Wehrgrabens zurückzuführen sein. Der Einfluss der Anomalie wird in Kapitel 4.2.3 näher untersucht.

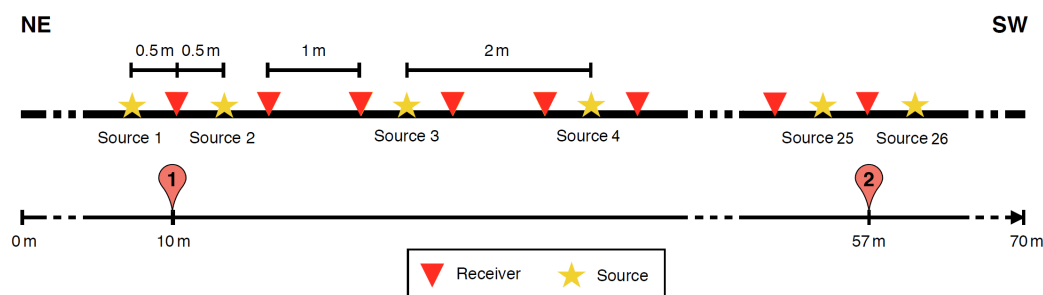
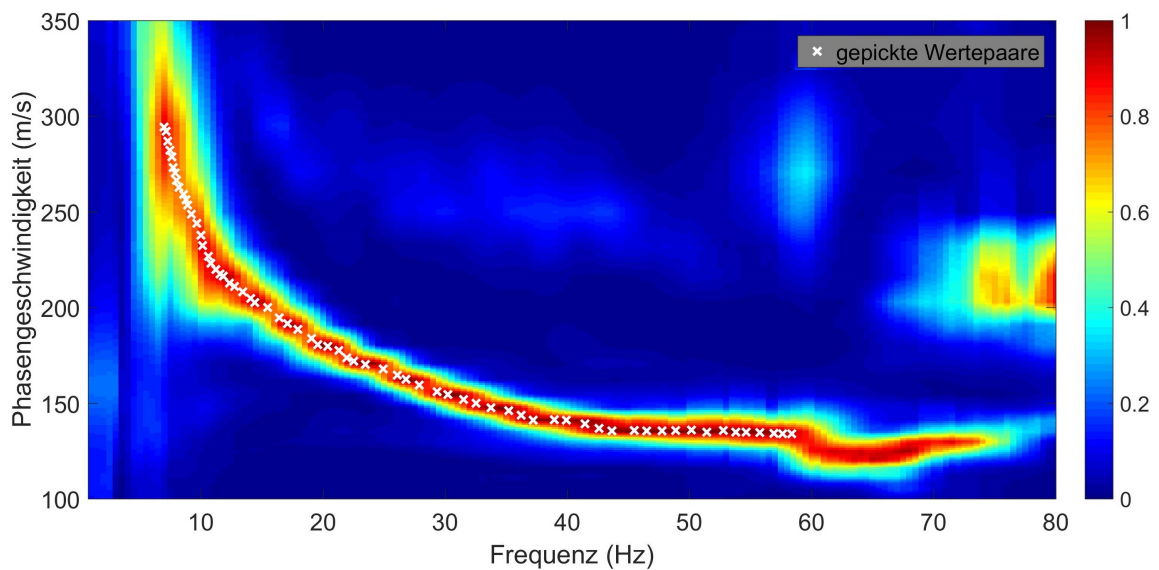
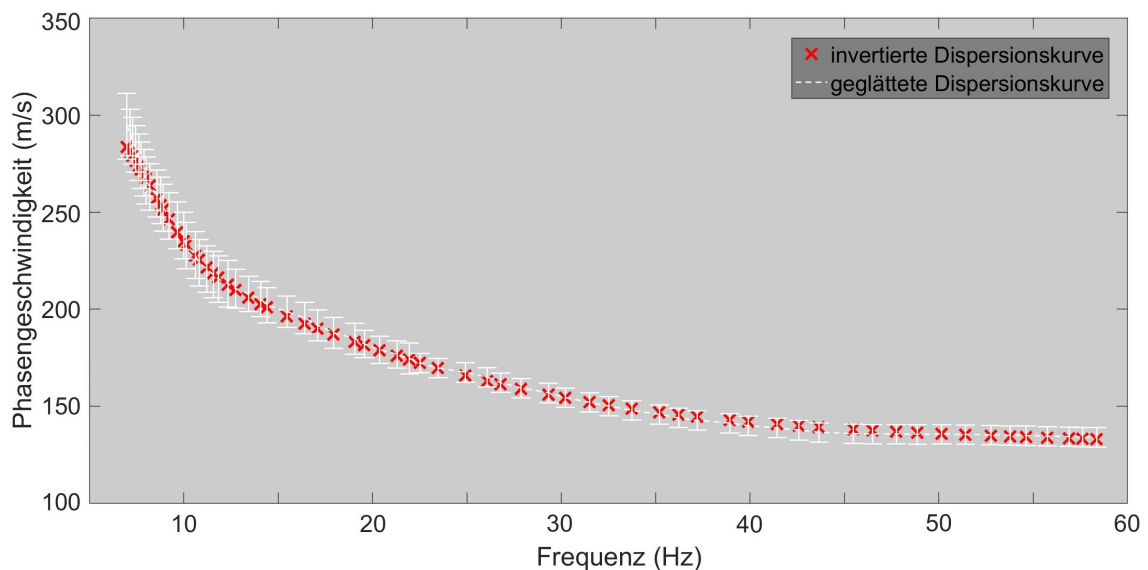


Abbildung 4.5.: Akquisitionsgeometrie zur Erfassung von Felddaten im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp (verändert entnommen aus Wittkamp, 2016). Rote Dreiecke stehen für 3-C Geophone, gelbe Sterne für Quellpositionen.





- (a) Aus den Felddaten extrahierte Dispersionskurve und gepickte Wertepaare (weiß). Die Grundmode der Rayleighwelle dominiert die Dispersionsdarstellung im gesamten Frequenzbereich ( $\approx 10 - 75$  Hz). Die manuell gepickte und anschließend geglättete Dispersionskurve bildet die Grundlage für die eindimensionale Inversion. Die Darstellung ist eine normierte Darstellung der Energieeinträge.



- (b) Gepickte und invertierte Phasengeschwindigkeiten der ersten Mode der Rayleighwelle. Die gepickten Daten wurden vor der Inversion geglättet. Nach drei Iterationsschritten wird ein Misfit von 3,8 erreicht.

Abbildung 4.6.: Aus den Felddaten extrahierte Dispersionsabbildung, gepickte Dispersionskurve und modellierte Dispersionskurve. Zu Grunde liegen Daten, die im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp (2016) aufgenommen wurden.

Für die höchste aufzulösende Tiefe ergibt sich mit Picken des Wertepaares folgende Abschätzung:

$$z_{\max} = \frac{1}{2} \cdot \lambda = \frac{1}{2} \frac{c_R}{f} = \frac{1}{2} \frac{250 \text{ m/s}}{9 \text{ Hz}} \approx 14 \text{ m} \quad (4.2)$$

Für die minimal aufzulösende Tiefe ergibt sich analog

$$z_{\min} = \frac{1}{2} \cdot \lambda = \frac{1}{2} \frac{c_R}{f} = \frac{1}{2} \frac{135 \text{ m/s}}{58 \text{ Hz}} \approx 1,16 \text{ m} . \quad (4.3)$$

Da auch der Geophonabstand die minimal aufzulösende Schichtmächtigkeit reguliert, wird die minimal aufzulösende Schichtmächtigkeit auf 1 m gesetzt. Die Mächtigkeiten der zu modellierenden Schichten nehmen in der Regel mit der Tiefe zu. Daher ist die minimal aufzulösende Schichtmächtigkeit gleichzeitig die Mächtigkeit der ersten Schicht. Aus diesen Überlegungen und aus Gleichung 4.2 wird ein Schichtmodell erstellt, wie es in Tabelle 4.1 einzusehen ist. Die tiefste Schichtgrenze des Modells liegt bei  $z = 12,6$  m. Das Dichtemodell entspricht dem für die Wellenforminversion von Oberflächenwellen verwendeten Dichtemodell in der Arbeit von Wittkamp (vgl. Tabelle 4.1), welches über die empirische Beziehung von Gardner

$$\rho = 0,31 \cdot v_p^{0,25} \quad (4.4)$$

hergeleitet wurde (Gardner u. a., 1974). Als Verhältnis der seismischen Geschwindigkeiten wird  $v_p/v_s = 2,5$  angenommen, die maximale Anzahl an Iterationsschritten mit 8 begrenzt und die Toleranz für den Misfit auf 6 gesetzt.

Tabelle 4.1.: Startmodell und Inversionsergebnis der eindimensionalen Auswertung von Oberflächenwellen. Aufgelistet werden die Tiefe  $z$ , die Schichtmächtigkeiten  $h$ , das Dichtemodell  $\rho$ , sowie die invertierten Scherwellengeschwindigkeiten  $v_s$  der einzelnen Schichten und des Halbraums. Die Scherwellengeschwindigkeiten wurden auf die erste Nachkommastelle gerundet. Zu Grunde liegen Daten, die im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp (2016) aufgenommen wurden.

Tiefe $z$ (m)	Mächtigkeit $h$ (m)	Dichte $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$v_s$ (m/s)
1,0	1,0	1700	135,2
2,1	1,1	1700	148,3
3,3	1,2	1700	187,9
4,6	1,3	1700	204,1
6,0	1,4	2000	217,9
7,5	1,5	2000	229,9
9,1	1,6	2000	237,5
10,8	1,7	2000	250,4
12,6	1,8	2000	259,4
Halbraum	-	2000	292,3

#### 4.2.1.2. Beschreibung des invertierten Modells

Das über den in Kapitel 2.4.2 beschriebenen Inversionsalgorithmus gewonnene Scherwellengeschwindigkeitsmodell weist nach drei Iterationsschritten einen Misfit von 3,8 auf. Abbildung 4.6b zeigt die Anpassung der invertierten Dispersionskurve (rot) an die geglättete Kurve der gepickten Wertepaare (weiß). Die gepickte Kurve wurde mit der Angabe von Fehlerbalken versehen. Die manuelle Bestimmung der Unsicherheit des Pickens anhand Abbildung 4.6a ergab Fehler im Bereich von  $3 \text{ m/s} \leq \Delta c_R \leq 10 \text{ m/s}$ . Es wird deutlich, dass im Bereich von  $f \leq 11,5 \text{ Hz}$  die Fehler größer sind. In diesem Bereich weist die Dispersionsabbildung (Abbildung 4.6a) eine geringere Schärfe auf. Für zunehmende Frequenzen nimmt die Schärfe der Abbildung zu und die Größe der abgeschätzten Fehler ab. Aus Abbildung 4.6b geht hervor, dass die invertierte Dispersionskurve im Fehlerbereich der gepickten Kurve liegt. Lediglich für kleine Frequenzen liegen einzelne Wertepaare außerhalb des abgeschätzten Fehlerbereiches. Das Scherwellengeschwindigkeitsmodell weicht daher vor allem ab einer Tiefe von  $z = \lambda/2 = 219,9 \frac{\text{m}}{\text{s}} / (2 \cdot 10,94 \text{ Hz}) \approx 10,1 \text{ m}$  von der tatsächlichen Geschwindigkeitsverteilung ab. Eine Verifizierung anhand der Ergebnisse der Wellenforminversion von Rayleighwellen wird nach der allgemeinen Beschreibung des hier invertierten Modells durchgeführt.

Anhand des invertierten Scherwellengeschwindigkeitsmodelles (vgl. Tabelle 4.1 und Abbildung 4.7 (grün)) liegen im Untergrund bis in eine Tiefe von 12,6 m Geschwindigkeiten von  $135 \text{ m/s} \leq v_s \leq 259 \text{ m/s}$  vor. Dabei nehmen die Geschwindigkeiten von Schicht zu Schicht kontinuierlich zu. Im Halbraum liegt eine Geschwindigkeit von  $v_s = 292 \text{ m/s}$  vor. Diese Geschwindigkeit stellt eine Mittlung aller Geschwindigkeiten ab einer Tiefe von 12,6 m dar. Daher ist diese Geschwindigkeit nicht zwingend die tatsächliche Geschwindigkeit der in Abbildung 4.7 gezeigten Tiefe.

Weiter ist ein Anstieg der Scherwellengeschwindigkeit beim Übergang von der zweiten in die dritte Schicht um etwa 40 m/s zu verzeichnen. Aufgrund ihrer sehr ähnlich modellierten Scherwellengeschwindigkeiten (Abweichung um 8,8 %) können die ersten beiden Schichten zu einer Schicht zusammengefasst werden. Auch die tiefer liegenden Schichten zeigen keine weiteren sprunghaften Anstiege der Scherwellengeschwindigkeiten. Hier kann angenommen werden, dass die tatsächliche Geschwindigkeitsverteilung einen kontinuierlichen Anstieg mit der Tiefe zeigt.

Da das erstellte eindimensionale Modell zwar inmitten des Profils, also bei der Lage der Ettliger Linie, lokalisiert ist, aber eine durchschnittliche Geschwindigkeitsverteilung darstellt, wird für die Evaluation des Modells ein Tiefenschnitt durch das Ergebnis der Wellenforminversion gewählt, der außerhalb der Anomalie liegt (vgl. Abbildung 4.7). Der modellierte Tiefenbereich der Wellenforminversion reicht bis knapp  $z = 12 \text{ m}$ . Der Vergleich des invertierten Scherwellengeschwindigkeitsbereiches mit den Ergebnissen der Wellenforminversion von Wittkamp (2016) zeigt, dass die durch MASW invertierten Scherwellengeschwindigkeiten tendenziell niedriger sind als die durch die Wellenforminversion erhaltenen Geschwindigkeiten. Dies gilt insbesondere für Tiefen  $z > 4,6 \text{ m}$ . Die Größenordnungen der Scherwellengeschwindigkeiten stimmen jedoch überein. Die Scherwellengeschwindigkeitsverteilung der Wellenforminversion von Rayleighwellen zeigt oberflächennahe Geschwindigkeiten von  $v_s \approx 175 \text{ m/s}$ . Die durch MASW invertierten Scherwellengeschwindigkeiten weichen davon um durchschnittlich 19 % ab. In den Scherwellenge-

schwindigkeitsmodellen der Wellenforminversionen nehmen die Scherwellengeschwindigkeiten, ähnlich wie im Startmodell, anschließend kontinuierlich zu. Im Tiefenbereich  $2,1 \text{ m} \leq z \leq 4,6 \text{ m}$  stimmen die modellierten Geschwindigkeiten gut überein. Darunter liegend fällt auf, dass die beiden Geschwindigkeitsverteilungen mit der Tiefe unterschiedlich stark ansteigen. Die Scherwellengeschwindigkeit der Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen nimmt in einer Tiefe von  $z = 7,5 \text{ m}$  eine Geschwindigkeit von  $v_s \approx 293 \text{ m/s}$  und in einer Tiefe von  $z = 8,0 \text{ m}$  eine Geschwindigkeit von  $v_s \approx 310 \text{ m/s}$  an. Die durch die MASW invertierten Geschwindigkeiten (vgl. Tabelle 4.1) weichen davon um 21,5 % und 23,2 % ab. Ab einer Tiefe von  $z = 9 \text{ m}$  passen sich die Scherwellengeschwindigkeiten, welche durch die Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen modelliert wurden,

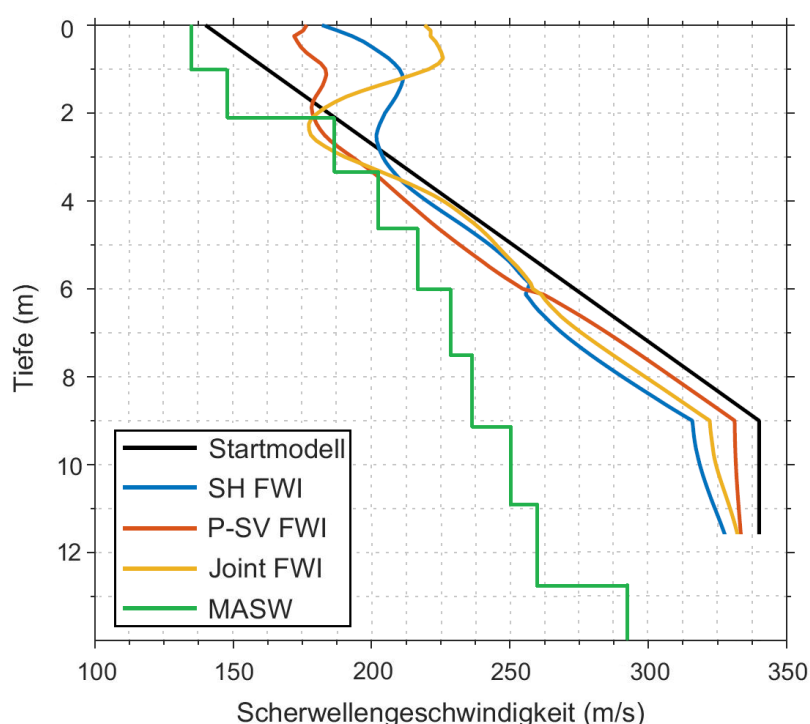


Abbildung 4.7.: Scherwellengeschwindigkeits-Modelle im Vergleich (verändert entnommen aus Wittkamp, 2016). Startmodell der Wellenforminversion (schwarz), Ergebnis der Love-Wellenforminversion (blau), Ergebnis der Rayleigh-Wellenforminversion (rot), Ergebnis der simultanen Wellenforminversion (orange) und Ergebnis der Dispersionskurveninversion (grün). Dargestellt sind eindimensionale Tiefenschnitte durch die zweidimensionalen Ergebnisse der Wellenforminversionen bei  $x = 45 \text{ m}$ . Für die Erstellung und Inversion der Dispersionskurven wurden alle 48 Vertikalkomponenten des Datensatzes verwendet. Die durch Inversion der Dispersionskurve erhaltene Geschwindigkeitsverteilung zeigt im Vergleich zu den durch die Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen erhaltenen Geschwindigkeiten Abweichungen zwischen 15,4 % und 24,2 %.

weiter dem Startmodell an, sodass hier eine konstante Geschwindigkeit von  $v_s \approx 330$  m/s erreicht wird. In diesem Tiefenbereich kommt es schließlich zu Abweichungen von 24,2 % und 21,5 %.

Abschließend soll angemerkt sein, dass das Scherwellengeschwindigkeitsmodell der Dispersionsanalyse lateral gemittelte Geschwindigkeiten enthält, während die zweidimensionale Wellenforminversion lokale Heterogenitäten abbildet. Da der gezeigte Vertikalschnitt damit lokale Heterogenitäten enthalten kann, ist dies bei der Evaluation der Dispersionsanalyse zu bedenken. Weiter ist zu beachten, dass während des Inversionsprozesses der Wellenforminversion der Geschwindigkeitskontrast verändert wird, um die Wellenform von realen und synthetischen Daten aneinander bestmöglich anzupassen. Während dieses Prozesses kann es zu einer Überanpassung der Wellenform kommen, wodurch zu hohe Geschwindigkeitskontraste modelliert werden können.

Da in der erstellten Dispersionsabbildung höhere Moden nicht zu identifizieren sind, kann das erhaltene Scherwellengeschwindigkeitsmodell durch die Inversion höherer Moden nicht verbessert werden.

#### 4.2.2. Einfluss der Anzahl der verwendeten Spuren auf die Dispersionsabbildungen

Die Schärfe der Dispersionsabbildung ist mit der Länge der Geophonauslage über

$$d = \frac{1}{f \cdot C} \quad (4.5)$$

verknüpft (Forbriger, 2003). Dabei ist  $d$  der halbe Abstand zwischen zwei benachbarten Minima der Dispersionsenergie im Frequenz-Langsamkeits-Bereich,  $f$  die Frequenz und  $C$  die Ausdehnung der Geophonauslage. Je höher die Ausdehnung der Geophonauslage ist, desto besser ist folglich die Auflösung der Dispersionskurve. Im Folgenden soll der Einfluss der verwendeten Spuren auf die Schärfe der Dispersionsabbildung überprüft werden. Weiter wird der Einfluss des ehemaligen Wehrgrabens als Niedriggeschwindigkeitsanomalie auf die Abbildungen untersucht. Hierfür werden verschieden viele Spuren für die Erstellung der Dispersionskurven verwendet. Datengrundlage bildet wieder das Wellenfeld des ersten Schusses bei  $x = -0,5$  m.

Da sich die Ettliger Linie in diesem Datensatz bei  $x = 35$  m befindet, werden die Spuren symmetrisch um diese Profilkordinate ausgewählt. Es werden Abbildungen mit insgesamt 11 Spuren, 15 Spuren und 19 Spuren erstellt, sodass Geophonauslagen von 10 m, 14 m und 18 m erreicht werden. Abbildung 4.8 zeigt die erstellten Dispersionsabbildungen. Dargestellt ist jeweils der Frequenzbereich  $0,8 \text{ Hz} \leq f \leq 100 \text{ Hz}$  sowie der Phasengeschwindigkeitsbereich  $100 \text{ m/s} \leq c_R \leq 600 \text{ m/s}$ . Im Vergleich zu Abbildung 4.6a fällt auf, dass höhere Moden die nun erstellten Abbildungen dominieren. Vor allem bei geringerer Anzahl von Spuren ist die Grundmode nicht von der ersten höheren Mode zu unterscheiden. Mit zunehmender Anzahl an Spuren nimmt die Schärfe der Abbildung zu und die Trennung der Moden wird geringfügig präziser. Doch auch in Abbildung 4.8 unten ist eine eindeutige Trennung der Moden nicht möglich, sodass der Verlauf der Grundmode im Frequenzbereich  $20 \text{ Hz} \leq f \leq 30 \text{ Hz}$  nicht zweifelsfrei erkannt werden kann.

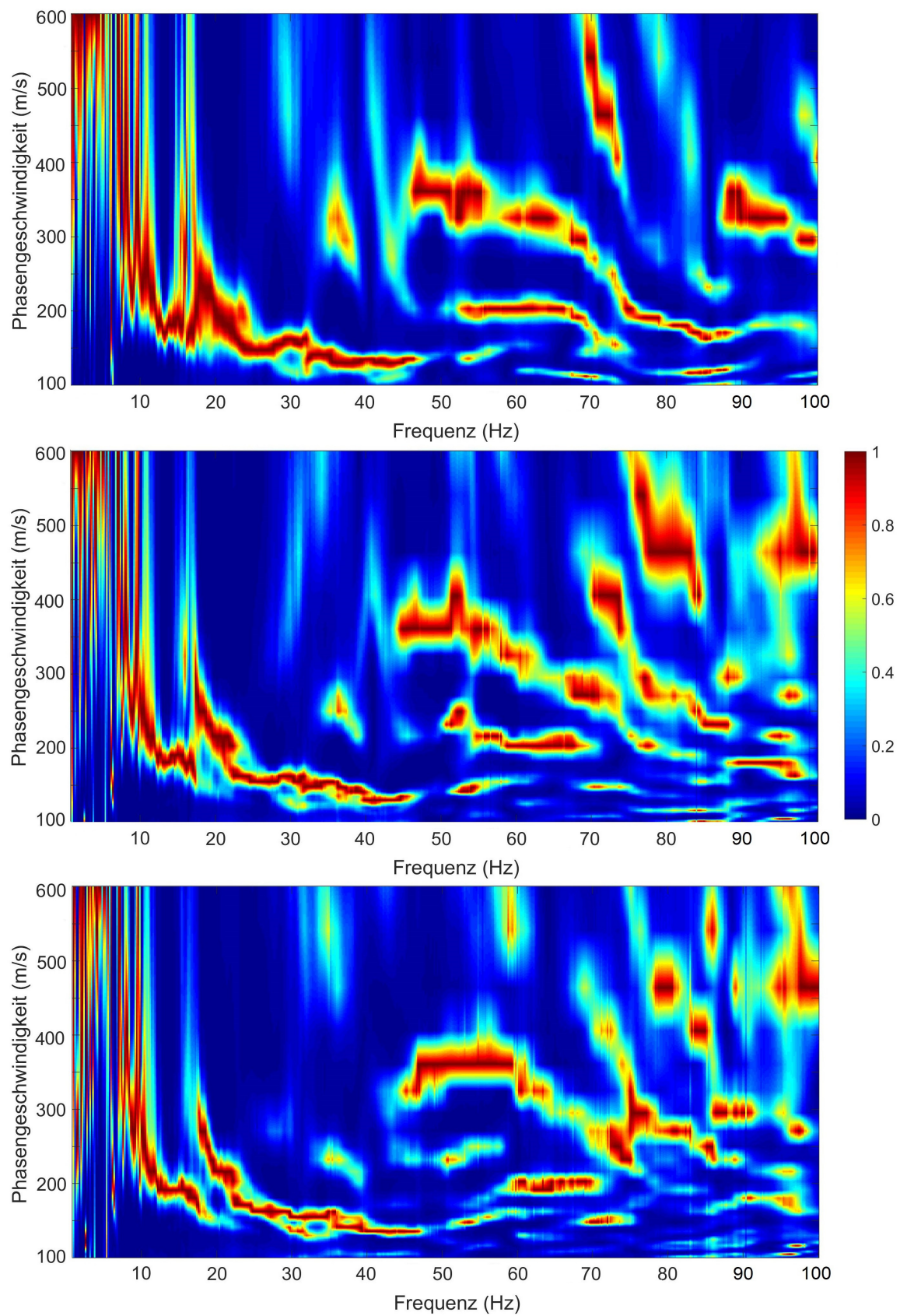


Abbildung 4.8.: Einfluss der Anzahl von verwendeten Spuren auf die Dispersionsabbildung. Oben: Spuren 21-31, mittig: Spuren 19-33, unten: Spuren 17-35.



Es ist festzuhalten, dass der Wehrgraben in Form einer Niedriggeschwindigkeitsanomalie die Entstehung höherer Moden zu begünstigen scheint.

### 4.2.3. Rekonstruktion der Anomalie

Die Erstellung und Interpolation mehrerer eindimensionaler Tiefenschnitte in ausgewählten Spurenbereichen soll im Folgenden die Möglichkeiten und Grenzen der Rekonstruktion des ehemaligen Wehrgrabens aufzeigen. In Abschnitt 4.2.2 wurde aufgezeigt, dass der minimal zu verwendende Spurenbereich etwa 19 Spuren umfassen sollte. Für die Rekonstruktion des ehemaligen Wehrgrabens in Form einer Niedriggeschwindigkeitsanomalie werden daher zunächst 3 kleine Spurenbereiche symmetrisch um die Anomalie angeordnet. Am Tiefpunkt der dreieckförmigen Anomalie bei  $x = 35$  m wird ein eindimensionales Schwerwellengeschwindigkeitsmodell unter der Verwendung von 19 Spuren erstellt. In der nordöstlichen bzw. südwestlichen Hälfte der Anomalie wird jeweils ein Spurenbereich von 18 Spuren zur Erstellung des Tiefenschnittes verwendet. Dies soll die bestmögliche Rekonstruktion der Anomalie ermöglichen. Um auch die Geschwindigkeitsverteilung außerhalb des wiederverfüllten Bereiches zu erhalten, werden außerhalb der Anomalie vier weitere eindimensionale Tiefenschnitte erstellt (bei  $x = 21,5$  m,  $x = 27,5$  m,  $x = 41,5$  m und  $x = 45,5$  m). Hierfür wurden je 24 Spuren verwendet. Lediglich bei  $x = 41,5$  m war der Einfluss der Anomalie unter Verwendung von 24 Spuren zu hoch, sodass auch hier ein Spurenbereich von 18 Spuren gewählt wurde. Dieser lag damit größtenteils außerhalb der Anomalie, was die Rekonstruktion der Geschwindigkeitsverteilung außerhalb der Anomalie erleichtern sollte. Die Lagen der einzelnen Tiefenschnitte sind in Abbildung 4.9 unten schwarz gekennzeichnet. Weiter sind in der Abbildung die sieben vertikal und horizontal interpolierten, eindimensionalen Schwerwellengeschwindigkeitsmodelle dargestellt. Als Startmodell dienten dabei die Parameter aus Kapitel 4.2.1 (vgl. auch Tabelle 4.1). Da die erstellten Dispersionsabbildungen der ersten beiden Spurenbereiche schärfer sind als die der restlichen Spurenbereiche, wurde die maximal zugelassene Abweichung hier auf 6 gesetzt. Für die Inversion der restlichen Dispersionskurven wurde eine maximale Abweichung von 8 zugelassen (vgl. Abbildung 4.10 oben). Weiter sind bei jeder der sieben Inversionen maximal 8 Iterationsschritte möglich (vgl. Abbildung 4.10 unten).

Abbildung 4.9 oben zeigt den entsprechenden Ausschnitt des Ergebnisses der Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen (Wittkamp, 2016). Der Vergleich zeigt, dass die invertierten Geschwindigkeiten, wie bereits in Kapitel 4.2.1 beschrieben, tendenziell niedriger sind. Vor allem ab einer Tiefe von  $z = 4$  m sind die Geschwindigkeiten um etwa 75 m/s – 100 m/s niedriger. Wie auch bei den eindimensionalen Modellen steigt die Geschwindigkeit an der Schichtgrenze zum Halbraum hin an (ab  $z \approx 12$  m), was durch die Mittelung aller darunter liegenden Geschwindigkeiten zu erklären ist. Das invertierte eindimensionale Modell, welches sich inmitten der Anomalie befindet (bei  $x = 35$  m), zeigt oberflächennah geringfügig niedrigere Geschwindigkeiten als die umliegenden Modelle. Die Niedriggeschwindigkeitsanomalie im Bereich des ehemaligen Wehrgrabens kann mit minimalen Spurenbereichen von 18 Spuren jedoch nicht rekonstruiert werden. Unter Verwendung weniger Spuren würde der Einfluss der Anomalie auf den Spurenbereich

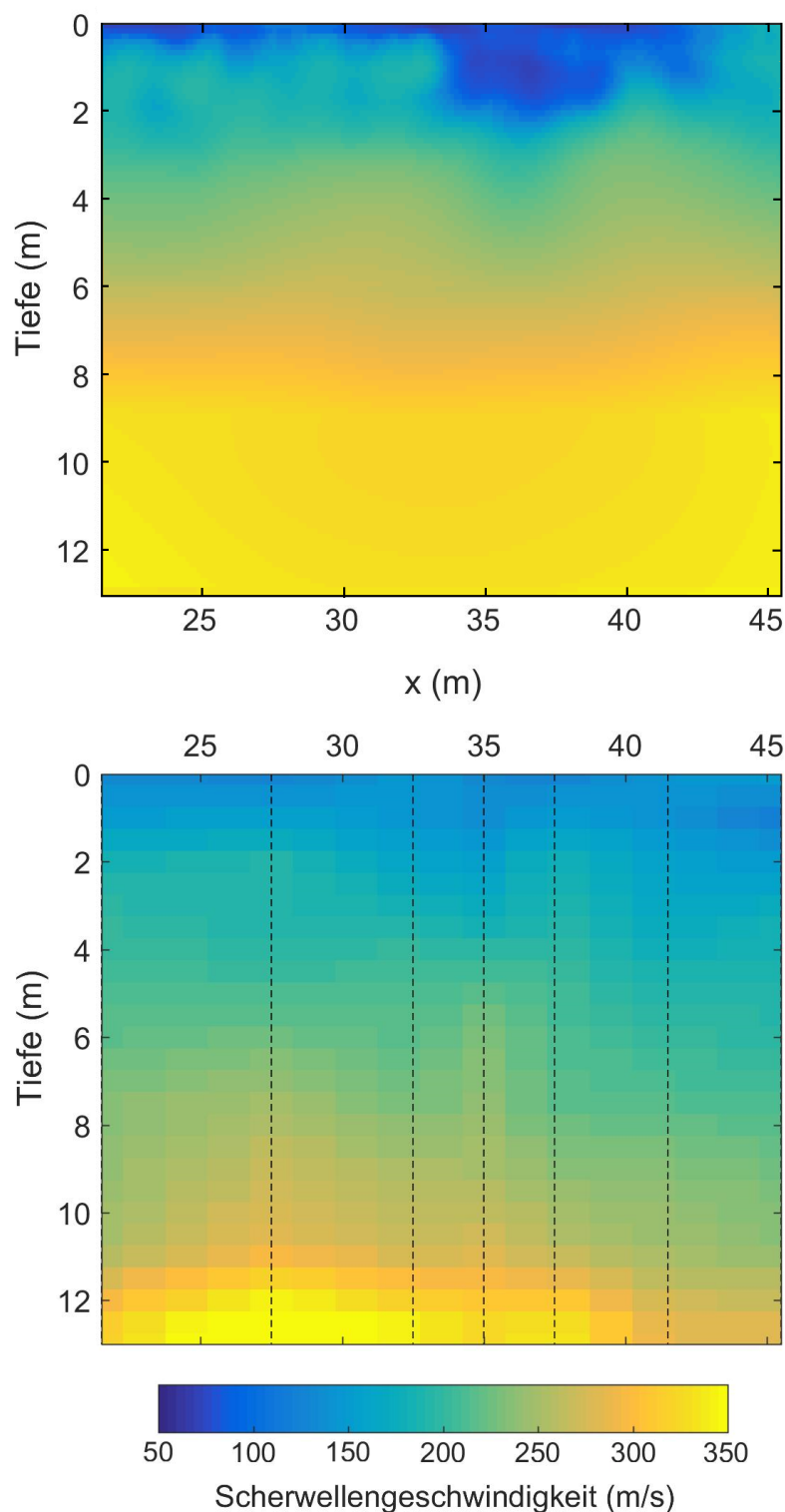


Abbildung 4.9.: Darstellung der zweidimensionalen Scherwellengeschwindigkeits-Modelle der Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen (oben, verändert entnommen aus Wittkamp, 2016) und der Dispersionskurvenanalyse (unten). Zu Grunde liegen jeweils Daten, die im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp aufgenommen wurden. Für die zweidimensionale Modellerstellung mittels MASW wurden insgesamt sieben eindimensionale Tiefenschnitte (schwarz markiert) unter Verwendung verschieden breiter Spurenbereiche erstellt und interpoliert.



zwar steigen, die Schärfe der Dispersionsabbildung jedoch stark abnehmen. Zudem wäre bei einer Verwendung weniger Spuren die Normalmode nicht mehr zweifelsfrei von der zweiten Mode zu unterscheiden. Eine Rekonstruktion der kleinräumigen, dreieckförmigen Niedriggeschwindigkeitsanomalie anhand dieses Datensatzes ist damit nicht möglich.

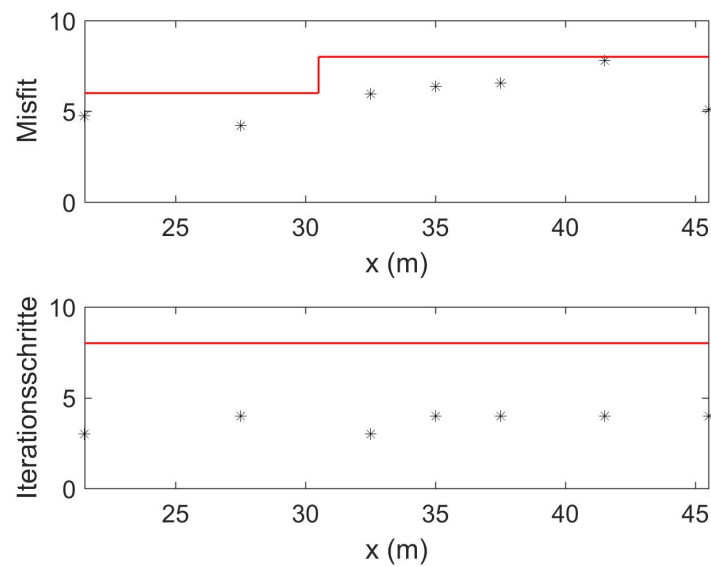


Abbildung 4.10.: Misfit und Anzahl der Iterationsschritte der sieben Einzelinversionen. Der maximal zulässige Misfit bzw. die maximal zulässige Anzahl an Iterationsschritten ist rot markiert.



## 5. Akquisitionsgeometrie für die Erfassung von 9-C Daten

Die im folgenden Kapitel erläuterten Feldarbeiten sind Teil eines Forschungsprojektes im Bereich der Wellenforminversion. Ziel der Anwendung einer Wellenforminversion auf die erhobenen Felddaten wird es sein, den ehemaligen Wehrgraben dreidimensional in Geschwindigkeits- ( $v_p$ ,  $v_s$ ) und Dichtemodellen ( $\rho$ ) darstellen zu können. Hierfür ist es von Vorteil eine möglichst dichte Durchdringung des Grabens durch die elastischen Wellen zu erreichen. Weiter soll die Lage des Grundwasserspiegels rekonstruiert werden. Im Rahmen dieser Arbeit soll anhand der Analyse von Oberflächenwellen ein dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell erstellt werden, welches als Startmodell für die FWI dienen kann. Im Hinblick auf dieses Ziel ist es für die Aufnahme der Daten notwendig zusätzlich eine optimale Aufnahme von Oberflächenwellen zu gewährleisten. Das Messfeld, in dem die 3-C Geophone in einer Rasteranordnung angebracht werden, liegt, ähnlich wie bei der Masterarbeit von Wegscheider (2017), in rechteckiger Form oberhalb des ehemaligen Wehrgrabens auf dem Segelflugplatz in Rheinstetten (vgl. Abbildung 5.1). Für die Anregung der elastischen Wellen wird die, in Kapitel 2.3.1 beschriebene, Galperin-Quelle verwendet. Die Registrierung der Bodenbewegung erfolgt mittels 3-C Geophonen mit einer Eigenfrequenz von 4,5 Hz im kartesischen Koordinatensystem (vgl. Kapitel 2.3.2). Im Folgenden soll die gewählte Anordnung der Geophone und Schusspositionen erläutert werden.

### 5.1. Anordnung der Geophone

Die Tiefe des Grundwasserspiegels ist im Messgebiet die tiefste aufzulösende Struktur im Untergrund. Dadurch lässt sich der größtmögliche Geophonabstand durch die abgeschätzte Tiefe des Grundwasserspiegels ableiten. Wie in Kapitel 3.2 beschrieben, wird der Grundwasserspiegel auf eine Tiefe zwischen 5,5 m (Zacharias, 2010) und 6,8 m (Groos, 2013) geschätzt. Elastische Wellen, welche bis in die Tiefe des Grundwasserhorizonts in den Untergrund eindringen, haben demnach eine minimale Wellenlänge  $\lambda_{\min}$  von etwa 10 m bis 14 m. Nach dem räumlichen Abtasttheorem muss der maximale Geophonabstand mindestens doppelt so groß sein, wie die mindestens darzustellende Wellenlänge und liegt danach im Bereich von

$$20 \text{ m} \leq dx \leq 28 \text{ m} . \quad (5.1)$$

Die für die Auswertung von Oberflächenwellen wichtige Auflösung der Dispersionskurven ist nach Gleichung 4.5 mit der Ausdehnung der Geophonauslage verknüpft. Je höher die Ausdehnung der Geophonauslage ist, desto besser ist folglich die Auflösung der Dispersionskurve.

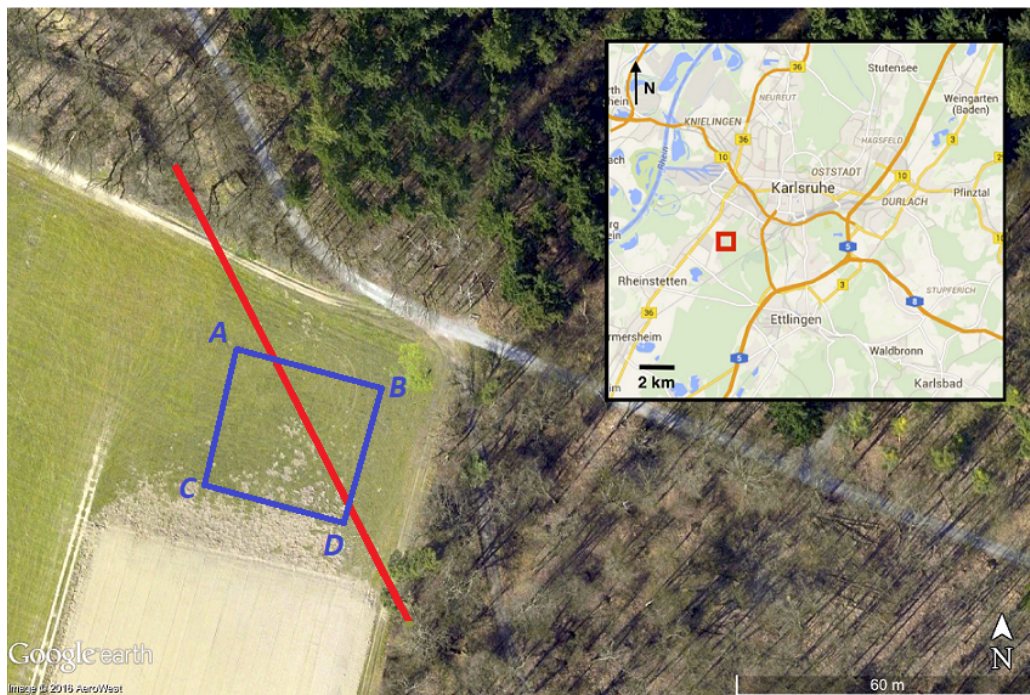


Abbildung 5.1.: Lageplan der Ettlinger Linie bei Rheinstetten. Der vermutete Verlauf der Ettlinger Linie ist durch eine rote Linie markiert. Die Markierungen A, B, C und D kennzeichnen die Eckpunkte des Messfeldes für die Erfassung der 9-C Daten. Das Kartenmaterial wurde Google Maps und Google Earth entnommen.

Das Messfeld wird wegen diesen Überlegungen und aus praktischen Gründen als etwa  $30\text{ m} \times 28\text{ m}$  großes Messfeld geplant. Während der Messkampagne werden innerhalb dieses Messfeldes zwei Akquisitionsgeometrien umgesetzt ( $30\text{ m} \times 28\text{ m}$  und  $31\text{ m} \times 27\text{ m}$  groß). Der Ursprung des Messfeldes liegt dabei am südwestlichsten Geophon (vgl. Punkt C in den Abbildungen 5.1, 5.3 und 5.4).

### **Weitmaschiges Geophonraster zur Erfassung des gesamten Messfeldes an einem Tag:**

Am ersten Tag der insgesamt achttägigen Messkampagne wird ein Geophonraster zur Erfassung des gesamten Messgebietes angelegt. Aus logistischen und praktischen Gründen (u. a. Anzahl der zur Verfügung stehenden Geoden) ergibt sich folgende Anordnung der Geophone (vgl. auch Abbildung 5.3). In  $x$ -Richtung werden jeweils 16 Geophone gesteckt, welche jeweils einen Abstand von 2 m zueinander haben. Insgesamt werden acht solcher Profile im Abstand von 4 m zueinander angeordnet, sodass die Geophonauslage ein  $30\text{ m} \times 28\text{ m}$  großes Messfeld umfasst. Alle dabei verwendeten Empfängereinheiten sind vom Hersteller GeoSpace (vgl. Abbildung 5.2 links).

**Enges Geophonraster zur detailreichen Vermessung des Messfeldes:**

Im Anschluss an die Übersichtsmessung erfolgt die Aufnahme der elastischen Wellen mit einem enger gesteckten Geophonraster. Innerhalb des Messfeldes werden die Geophone mit jeweils einem Abstand von 1 m in  $x$ - und  $y$ -Richtung angebracht. Die 28 in  $x$ -Richtung verlaufenden Profile umfassen jeweils 32 Geophone, sodass mit insgesamt 896 3-C Geophonen ein  $31\text{ m} \times 27\text{ m}$  großes Messfeld umfasst wird.

Aufgrund der Anzahl der insgesamt zu setzenden Empfängerpositionen wird das Messfeld in Teilfelder zerlegt. Um die gemessenen Wellenfelder im Nachgang zusammenzuführen, werden diese pro Messtag an allen Quellpositionen (siehe Kapitel 5.2, ausgenommen sind die Quellpositionen 9, 15, 20, 26, 31, 37, 42 und 48) angeregt und mittels 160 3-C Geophonen, also 5 in  $x$ -Richtung verlaufende Profile, registriert. Aufgrund der Ausfälle zweier Geoden konnten ab dem 4. Messtag nur noch 4,5 Profile (144 Geophone) verwendet werden. Außerdem konnten wegen des technischen Defekts die letzten 8 Geophone des Profils in  $x$ -Richtung bei  $y = 9\text{ m}$  nicht angeschlossen werden.

Aufgrund der hohen Anzahl benötigter Geophone wurden beide zur Verfügung stehenden Geophontypen benutzt (vgl. Abbildung 5.2). Die Geophone der Marke Sensor wurden jeweils an den Profilen in  $x$ -Richtung bei  $y = \{4, 9, 14, 23\}\text{ m}$  angebracht.

Das feinmaschige Geophonraster wurde damit innerhalb von sieben Messtagen vollständig vermessen.

Um den räumlichen Alias-Effekt zu vermeiden, sollte der gewählte Geophonabstand in etwa der dünnsten Schicht im Untergrund entsprechen. Mit dieser Geophonanordnung können folglich in  $x$ - und  $y$ -Richtung Untergrundmodelle erstellt werden, welche eine vertikale Auflösung von 1 m gewähren.



Abbildung 5.2.: Während der Erfassung der 9-C Daten verwendete Geophontypen (Fotos: Svenja Schaneng). Links: Geophon des Herstellers GeoSpace. Rechts: Geophon des Herstellers Sensor. Bei der Installation der Geophone im Untersuchungsgebiet ist darauf zu achten, dass die Geophone vertikal in den Untergrund gesteckt werden. Dies kann über kleine Libellen auf der Oberseite der Geophone kontrolliert werden.

## 5. Akquisitionsgeometrie für die Erfassung von 9-C Daten

Um die aufgezeichneten Wellenfelder unter Berücksichtigung der sich ändernden klimatischen Einflüsse vergleichen und somit den Einfluss der Messbedingungen an verschiedenen Tagen abschätzen zu können, wurde das Profil bei  $y = 0$  m jeden Tag als Referenzprofil vermessen. Eine detaillierte Ablaufbeschreibung der Messtage findet sich in Anhang A.1.

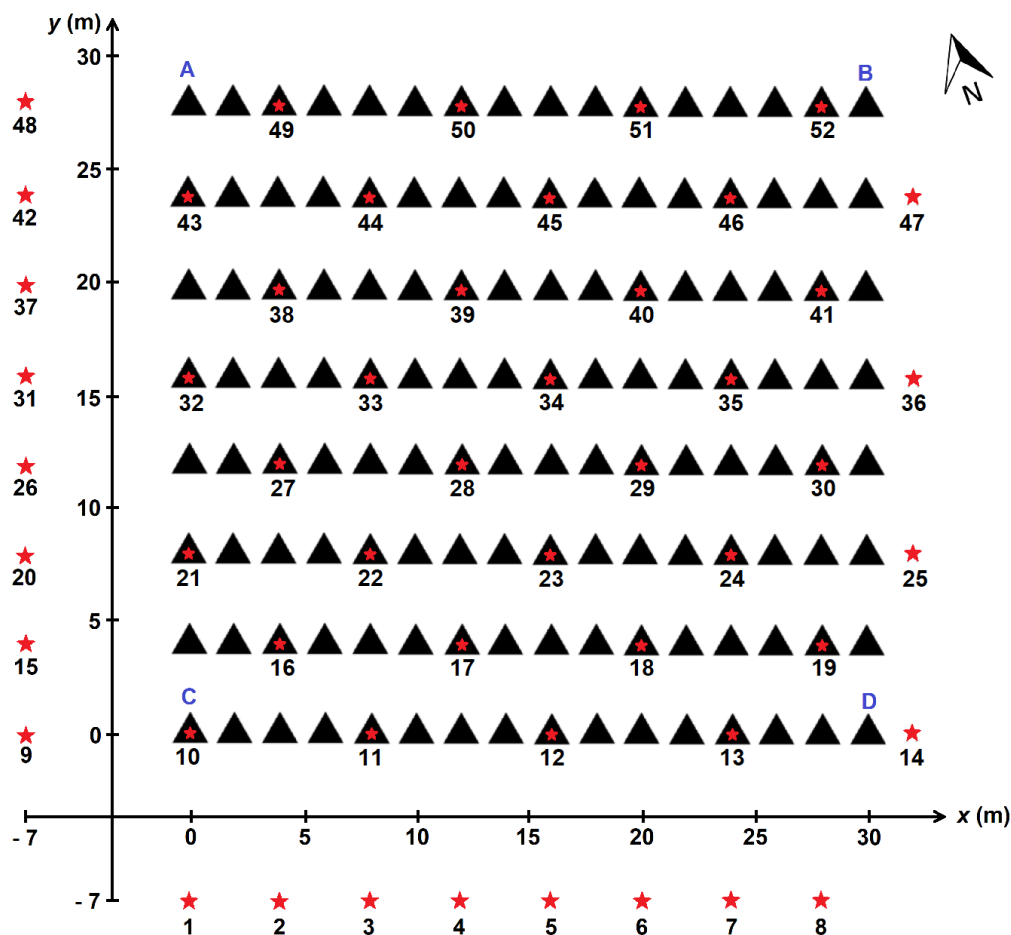


Abbildung 5.3.: Akquisitionsgeometrie mit grobem Geophonraaster zur Erfassung des gesamten Messgebietes an einem Tag. Die elastischen Wellen werden insgesamt an 52 Quellpositionen (rote Sterne) angeregt und mittels 128 3-C Geophone (schwarze Dreiecke) registriert. Dabei werden 16 Geophone in einem Abstand von 2 m in  $-x$ -Richtung und 8 Geophone mit einem Abstand von 4 m in  $y$ -Richtung gesteckt. Das Messfeld ist  $30\text{ m} \times 28\text{ m}$  groß. Der Ursprung des Koordinatensystems liegt dabei bei Punkt C.



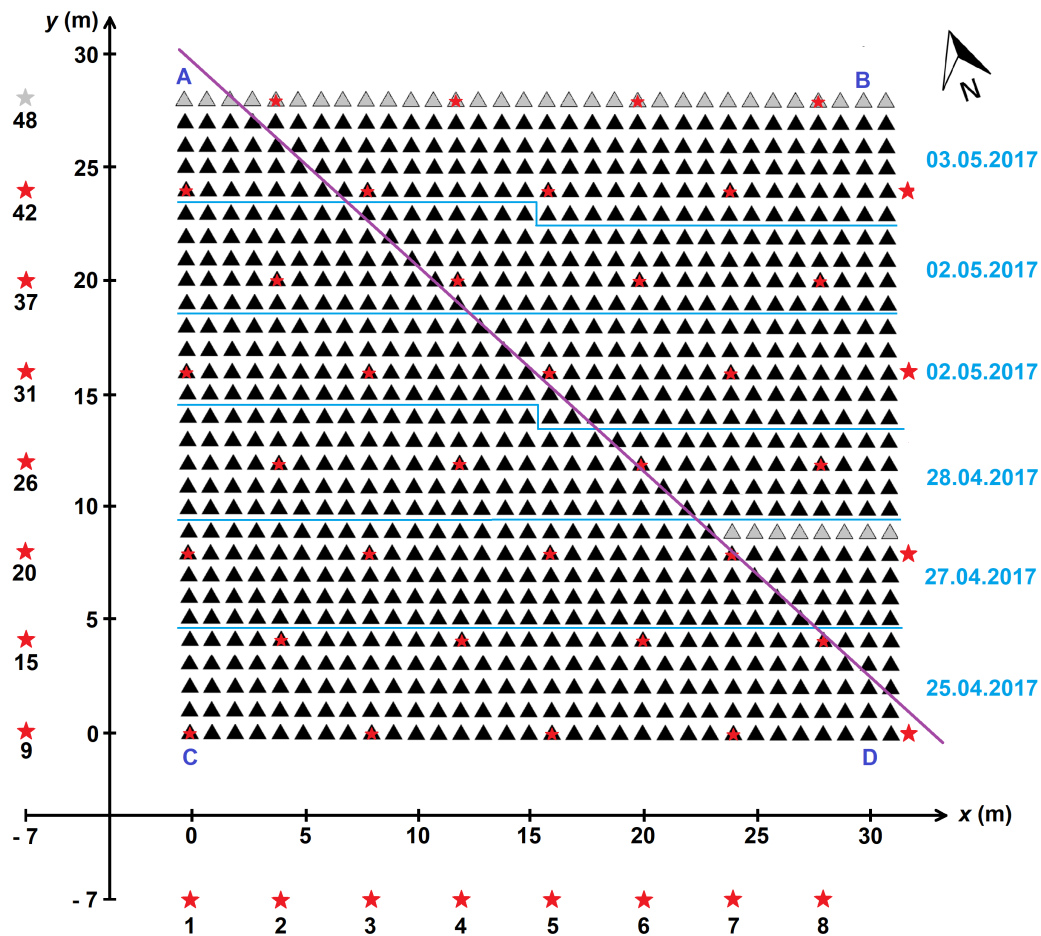


Abbildung 5.4.: Akquisitionsgeometrie mit engerem Geophonrastrer zur detailreichen Vermessung des Messgebietes. Die elastischen Wellen werden insgesamt an 52 Quellpositionen (rote Sterne) angeregt und an insgesamt 896 3-C Geophonpositionen (schwarze Dreiecke) aufgenommen. Dabei werden 32 Geophone in einem Abstand von 1 m in  $x$ -Richtung und 28 Geophone mit einem Abstand von 1 m in  $y$ -Richtung gesteckt. Das Messfeld ist bei dieser Konfiguration  $31\text{ m} \times 27\text{ m}$  groß. Grau schattierte Geophone konnten aufgrund zeitlicher Verzögerungen wegen technischer Zwischenfälle nicht installiert werden. Der vermutete Verlauf der Niedriggeschwindigkeitsanomalie ist durch eine lila Linie gekennzeichnet. Für eine bessere Orientierung wurden die Positionen der Fernschüsse, welche außerhalb des Messfeldes liegen, nummeriert. Der Ursprung des Koordinatensystems liegt bei Punkt C.

## 5.2. Anordnung der Quellpositionen

Da die Daten wie oben beschrieben mit verschiedenen Methoden analysiert werden sollen, sind verschiedene Ansprüche an die Quellpositionen zu erfüllen.

### Quellpositionen für die Analyse von Oberflächenwellen:

Abhängig von der gewünschten Erkundungstiefe benötigen Rayleigh-Wellen bestimmter Wellenlängen eine bestimmte Zeit um sich in ebene Wellen zu entwickeln. In den meisten Fällen gilt als Faustregel, dass der kleinste Abstand zwischen Quelle und Empfänger größer gleich der halben maximalen Wellenlänge ist (Stokoe u. a., 1994). Da hochfrequente Oberflächenwellen jedoch auch mit zunehmendem Abstand zur Quelle zusehends gedämpft werden, könnten Raumwellen bei großen Abständen die aufgenommenen Daten beeinflussen (Park u. a., 1999). Als Abstand zwischen Quelle und dem ersten Geophon wird daher ein Abstand von 7 m gewählt. Durch das Setzen von acht Schüssen in  $y$ -Richtung (Schusspunkte 9, 15, 20, 26, 31, 37, 42 und 48) können 8 in  $x$ -Richtung verlaufende Profile mittels der Analyse von Oberflächenwellen ausgewertet werden. Des Weiteren werden 8 Schusspunkte in  $x$ -Richtung gesetzt (Schusspunkte 1-8), wodurch wiederum entsprechend viele in  $y$ -Richtung verlaufende Profile ausgewertet werden können (vgl. Abbildung 5.3 und Abbildung 5.4).

Aufgrund einiger zeitlicher Verzögerungen während der Messtage wurde auf die Durchführung der letzten Profilvereihe in  $x$ -Richtung der groben Anordnung verzichtet und damit auch Schuss 48 nicht durchgeführt (in Abbildung 5.4 grau markiert). Um keine räumliche Auflösung des in dieser Arbeit erstellten Geschwindigkeitsmodelles zu verlieren, wird Geophonreihe 28 anhand Schuss 42 ausgewertet werden (anhand der in Kapitel 2.4.3 beschriebenen Vorgehensweise).

### Quellpositionen für die FWI:

Für die Durchführung einer Wellenforminversion sind Schusspositionen über dem gesamten Messfeld symmetrisch verteilt. Die Abbildungen 5.3 und 5.4 zeigen die Positionen von insgesamt 36 Quellpunkten innerhalb des Rasters. Die Schusspositionen haben in  $x$ -Richtung jeweils einen Abstand von 8 m zueinander. Die nächste Quellpunktreihe befindet sich um 4 m in  $y$ -Richtung verschoben, wobei die Quellpunkte auch in  $x$ -Richtung einen Versatz von 4 m aufweisen.

## 5.3. Aufnahmelänge, Abtastrate und Anzahl Stapelungen

An jeder Quellposition wurde jede der drei Raumrichtungen angeregt. Um ein besseres Signal-Stör-Verhältnis zu erhalten, wurden an jeder Quellkomponente jeweils drei Hammerschläge aufgezeichnet und die zugehörigen Wellenfelder gestapelt. Die Aufnahmelänge jedes Ereignisses betrug  $t = 1$  s, wobei das Signal mit einer Rate von  $\Delta t = 0,25$  ms abgetastet wurde.



## 6. Veranschaulichung der erfassten Felddaten

Im folgenden Kapitel sollen die erhobenen Felddaten anhand zweier Quellpositionen exemplarisch dargestellt und erläutert werden. Abbildung 6.1 zeigt die Wellenfelder des Profils bei  $x = 0$  m unter Anregung des Wellenfeldes an Quellposition 1, Abbildung 6.2 zeigt die Wellenfelder des Profils bei  $y = 24$  m unter Anregung an Quellposition 42. Für die Darstellung der Seismogramme wurden die Quellkomponenten über Gleichung 2.17 in das Koordinatensystem gedreht, in dem die Empfänger angeordnet sind. Die Daten sind nicht weitergehend prozessiert. In den Abbildungen 6.1 und 6.2 sind die Wellenfelder jeweils in einem  $3 \times 3$ -Schema angeordnet (in den folgenden Beschreibungen erfolgt die Nummerierung der Wellenfelder fortlaufend von links nach rechts und von oben nach unten). Die erste Spalte zeigt die Horizontalkomponente der 3-C Geophone, welche in Richtung des Profils ausgerichtet ist. Die zweite Spalte hingegen zeigt die Horizontalkomponente quer zum Profil und die dritte Spalte zeigt die Vertikalkomponente der Geophone. In der ersten Reihe ist jeweils das Wellenfeld unter Anregung der Quellkomponente in Richtung des Profils (engl. *inline*) gezeigt. In der zweiten Reihe wird das Wellenfeld quer zum Profil (engl. *crossline*) angeregt, in der letzten Reihe wird das Wellenfeld vertikal angeregt. Für einen besseren Vergleich sind alle Seismogramme jeweils auf die Amplituden des neunten Wellenfeldes normiert.

Aus der Theorie der Oberflächenwellen und der oben beschriebenen Darstellungsweise geht hervor, dass bei den Quell- und Empfängerkombinationen Inline-Inline, Inline-Vertikal, Vertikal-Inline und Vertikal-Vertikal als Oberflächenwelle nur die Rayleigh-Welle sowohl angeregt als auch gemessen wird (Wellenfelder 1, 3, 7 und 9). In den betreffenden Wellenfeldern sind jeweils die direkte Welle, die refraktierte Welle, sowie die Züge der Rayleigh-Wellen zu erkennen. Auffallend ist, dass die Rayleigh-Wellen in Abbildung 6.1 unter vertikaler Anregung des Wellenfeldes deutlichere Wellenzüge zeigen, als bei Anregung in Richtung des Profils. In Abbildung 6.2 zeigen die Rayleigh-Wellen ähnlich große Amplituden. Grund hierfür könnte die Ausrichtung der Quelle sein. Ist die Quelle nicht exakt ausgerichtet, so entspricht das rotierte Koordinatensystem nicht dem kartesischen Koordinatensystem, indem die Geophone angeordnet sind. Eine Vermischung der Wellentypen und/oder eine weniger starke Anregung der Rayleigh-Wellen in Richtung des Profils können die Folge sein.

Bei Anregung und Aufzeichnung des Wellenfeldes quer zur Profilrichtung zeigt das Wellenfeld die Wellenzüge der Love-Wellen (Wellenfeld 5). Vor allem in Abbildung 6.2 wird deutlich, dass die Amplituden der Love-Wellen geringer sind, als die der Rayleigh-Wellen. Auch hier sind die oben aufgeführten Gründe zu nennen. Die Betrachtung aller Seismogramme der Schusspunkte 1-8 und 9, 15, 20, 26, 31 und 42 zeigt, dass unter Verwendung der Galperin-Quelle Rayleigh-Wellen tendenziell stärker angeregt werden als Love-

Wellen. Im Rahmen dieser Arbeit konnte hierfür keine eindeutige Erklärung gefunden werden. Ein Vergleich mit der konventionellen Quelle wird in Kapitel 7.1.3 durchgeführt. Die bisher nicht beschriebenen Wellenfelder (Wellenfelder 2, 4, 6 und 8) sollten aufgrund der Kombination von Quell- und Empfängerkomponenten theoretisch kein Signal zeigen. Dies ist bei Feldarbeiten jedoch wegen der Ausrichtung der Quelle und der Heterogenität des Untergrundes meist nicht erfüllt. So kann beispielsweise bei einer nicht exakt ausgerichteten Quelle eine Welle angeregt werden, die sich nicht exakt in Richtung des Profils ausbreitet. Wird diese Welle im Untergrund reflektiert, können SH-Wellen entstehen, die wiederum von Horizontalgeophonen quer zum Profil gemessen werden können. Den Grund für Signaleinträge durch Bodenbewegungen bei vertikaler Anregung und Registrierung mittels Horizontalgeophone quer zum Profil nennen Kitsunezaki u. a. (1994) und Yokoi u. a. (1996) den sogenannten *Pit-Effekt*. Beim Schlagen der Quelle wird der Boden derartig deformiert, dass ein Versatz an der Oberfläche entsteht. Durch diesen Versatz werden Wellen angeregt, die nicht exakt vertikal vom Quellpunkt ausgehen. Weiter ist auch an dieser Stelle die Ausrichtung der Quelle, genauer gesagt ihre horizontale Ausrichtung, als möglicher Fehlereinfluss zu nennen.

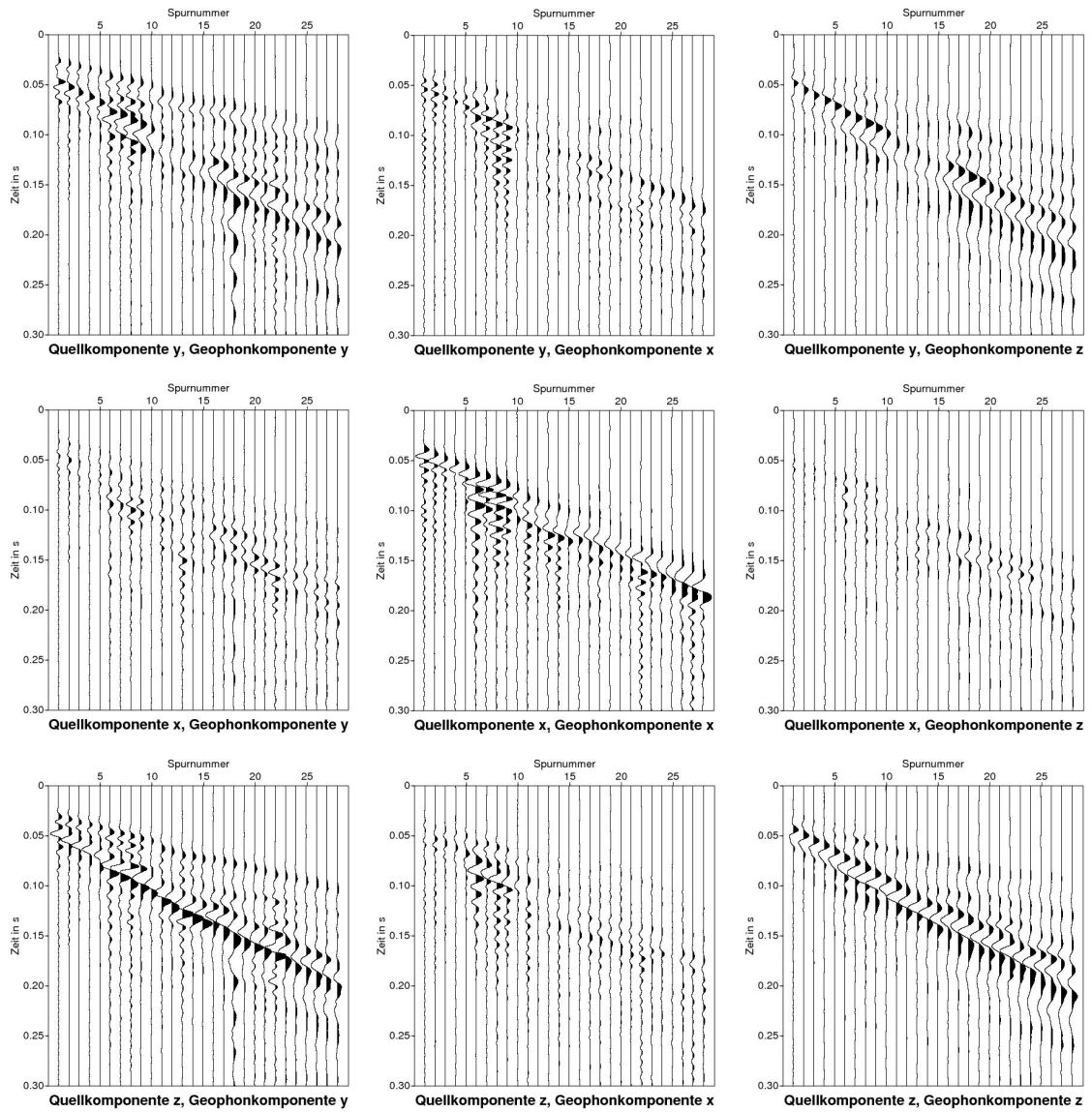


Abbildung 6.1.: Seismogramme der 9-C Rohdaten des Profils bei  $x = 0$  m bei Anregung der Quelle an Quellposition 1. Dargestellt sind alle neun Kombinationsmöglichkeiten der Quell- und Geophonkomponenten. Für die Darstellung wurde das Galperin-Koordinatensystem in das Koordinatensystem rotiert, in dem die Empfänger angeordnet sind. Für einen besseren Vergleich sind alle Seismogramme jeweils auf die Amplituden des neunten Wellenfeldes normiert.

## 6. Veranschaulichung der erfassten Felddaten

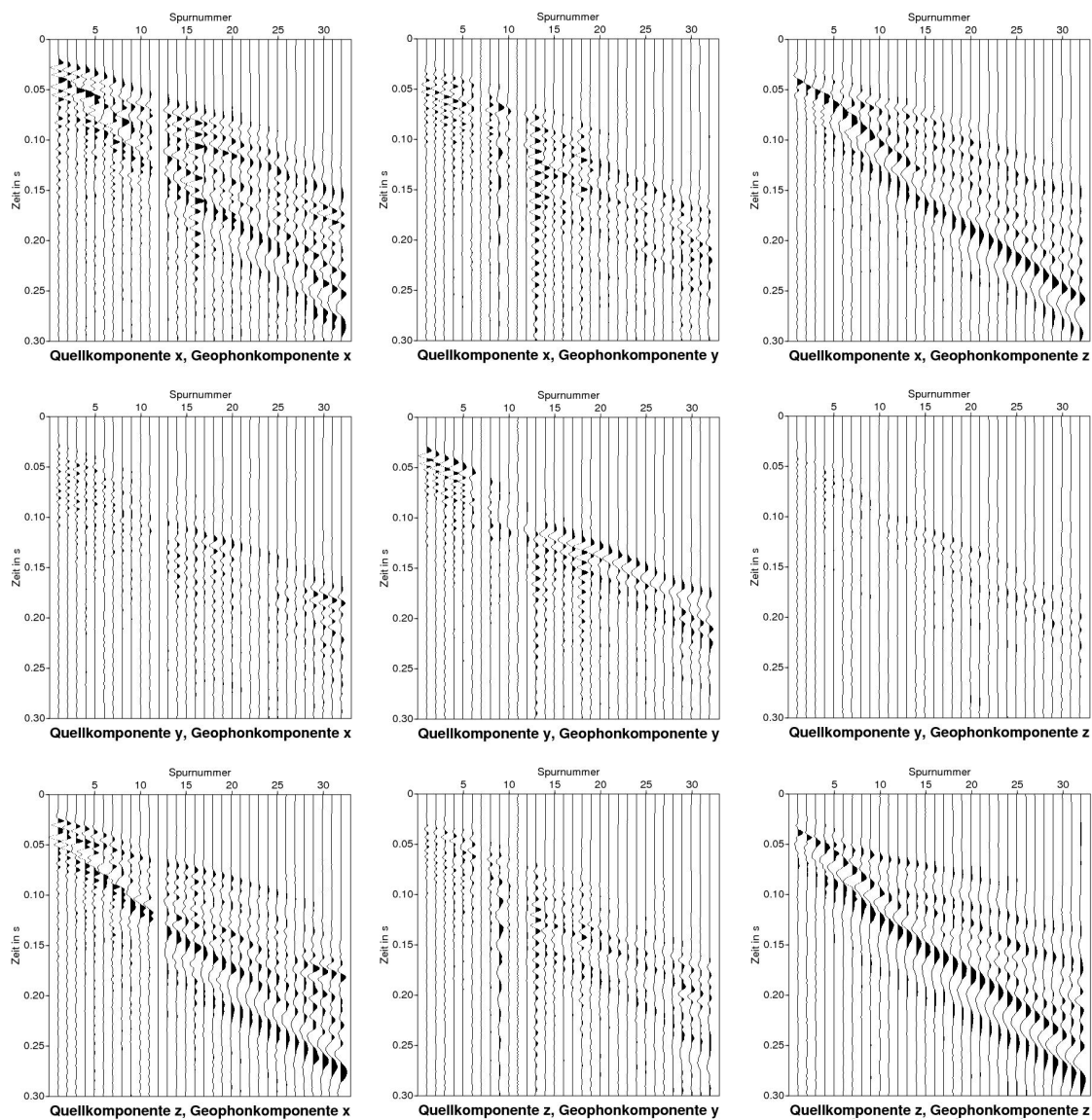


Abbildung 6.2.: Seismogramme der 9-C Rohdaten des Profils bei  $y = 24$  m bei Anregung der Quelle an Quellposition 42. Dargestellt sind alle neun Kombinationsmöglichkeiten der Quell- und Geophonkomponenten. Für die Darstellung wurde das Galperin-Koordinatensystem in das Koordinatensystem rotiert, in dem die Empfänger angeordnet sind. Für einen besseren Vergleich sind alle Seismogramme jeweils auf die Amplituden des neunten Wellenfeldes normiert.

# 7. Analyse von Oberflächenwellen

In dem folgenden Kapitel werden die erhobenen 9-C Daten nach der in Kapitel 2.4 beschriebenen Methode ausgewertet. Nach einer Betrachtung und Diskussion der Dispersionskurven der Oberflächenwellen wird anhand zweier ausgewählter, senkrecht zueinander verlaufender Profile die großflächige Homogenität des Untersuchungsgebietes analysiert. Anschließend werden die für die Erstellung des dreidimensionalen Modells verwendeten Spurenbereiche veranschaulicht und diskutiert. Anhand der getrennten Auswertung von Profilen in  $x$ - und  $y$ -Richtung werden schließlich zwei dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle erstellt. Eine Beschreibung sowie ein Vergleich der beiden Modelle soll die Zusammenfügung der Modelle zu einem das gesamte Messfeld umfassende Modell motivieren. Schließlich wird das finale Modell beschrieben, evaluiert und interpretiert.

## 7.1. Dispersionsabbildungen verschiedener Wellentypen

In Kapitel 6 wurde bereits aufgezeigt, dass anhand der erhobenen Daten Rayleigh- und Love-Wellen angeregt werden. Im Folgenden werden die Dispersionsabbildungen der verschiedenen Komponentenkombinationen dargestellt und diskutiert. Es soll aufgezeigt werden, anhand welchen Wellentyps die Analyse und Inversion von Dispersionskurven erfolgt.

### 7.1.1. Rayleigh-Wellen

Abbildung 7.1 zeigt exemplarisch die Dispersionskurven der Rayleigh-Wellen, welche anhand der Rohdaten des Profils bei  $x = 0$  m bei Anregung der Wellen an Schussposition 1 erstellt wurden. Dargestellt sind jeweils die vertikale Anregung ( $z$ ) sowie die Anregung der Wellen in Richtung des Profils ( $y$ ). Die Aufzeichnung erfolgt ebenfalls über die Vertikalkomponenten und die Horizontalkomponenten der 3-C Geophone. Letztere sind dabei in Richtung des Profils orientiert. Abbildung 7.2 zeigt entsprechend die Dispersionskurven des Profils bei  $y = 24$  m bei Anregung des Wellenfeldes an Schussposition 42. Die zugehörigen Wellenfelder werden in Kapitel 6 beschrieben.

Bei beiden Abbildungen ist auffallend, dass die Dispersionskurven der Fundamentalmoden der Komponentenkombinationen inline-vertikal ( $y$ - $z$  bzw.  $x$ - $z$ ), vertikal-inline ( $z$ - $y$  bzw.  $z$ - $x$ ) und vertikal-vertikal ( $z$ - $z$ ) schärfer abgebildet werden. Die Komponentenkombination inline-inline zeigt nur eine weniger gute Auflösung. Der Vergleich mit den Seismogrammen zeigt, dass bereits in den Rohdaten der Inline-Inline-Kombination geringere Amplituden der Rayleigh-Welle vorliegen. Dies spiegelt sich entsprechend in den Dispersionskurven durch eine geringere Auflösung wider.

Der Vergleich der drei Dispersionsabbildungen besserer Auflösungen zeigt, dass die Informationsgehalte für kleine Frequenzen ( $f < 10$  Hz) differenziert sind. Vor allem die Dispersionskurven der vertikalen Anregung und der Aufzeichnung mittels Inline-Horizontalgeophonen und die Dispersionskurven der Anregung in Richtung des Profils und der Aufzeichnung mittels Vertikalgeophonen zeigen keinen klaren Verlauf der Fundamentalmode für Frequenzen  $f < 10$  Hz. Für steigende Frequenzen hingegen zeigen die Dispersionskurven einen sehr ähnlichen und klaren Verlauf der Fundamentalmode. Um die Informationsgehalte der Dispersionskurven der Kombinationen inline-vertikal, vertikal-inline und vertikal-vertikal gleichermaßen nutzen zu können, werden die Dispersionsabbildungen zusammengefügt und durch Addition und Normierung eine kombinierte Dispersionsabbildung der Rayleigh-Welle erstellt. Diese ist in den Abbildungen 7.1 und 7.2 jeweils links unten abgebildet. Der Verlauf der Fundamentalmode wird nun auch für Frequenzen  $f < 10$  Hz schärfer abgebildet. Der Vergleich der kombinierten Dispersionsabbildungen zeigt weiter, dass die horizontale Asymptote der Dispersionsabbildungen des Profils bei  $y = 24$  m (Abbildung 7.2) niedrigere Geschwindigkeiten annimmt.

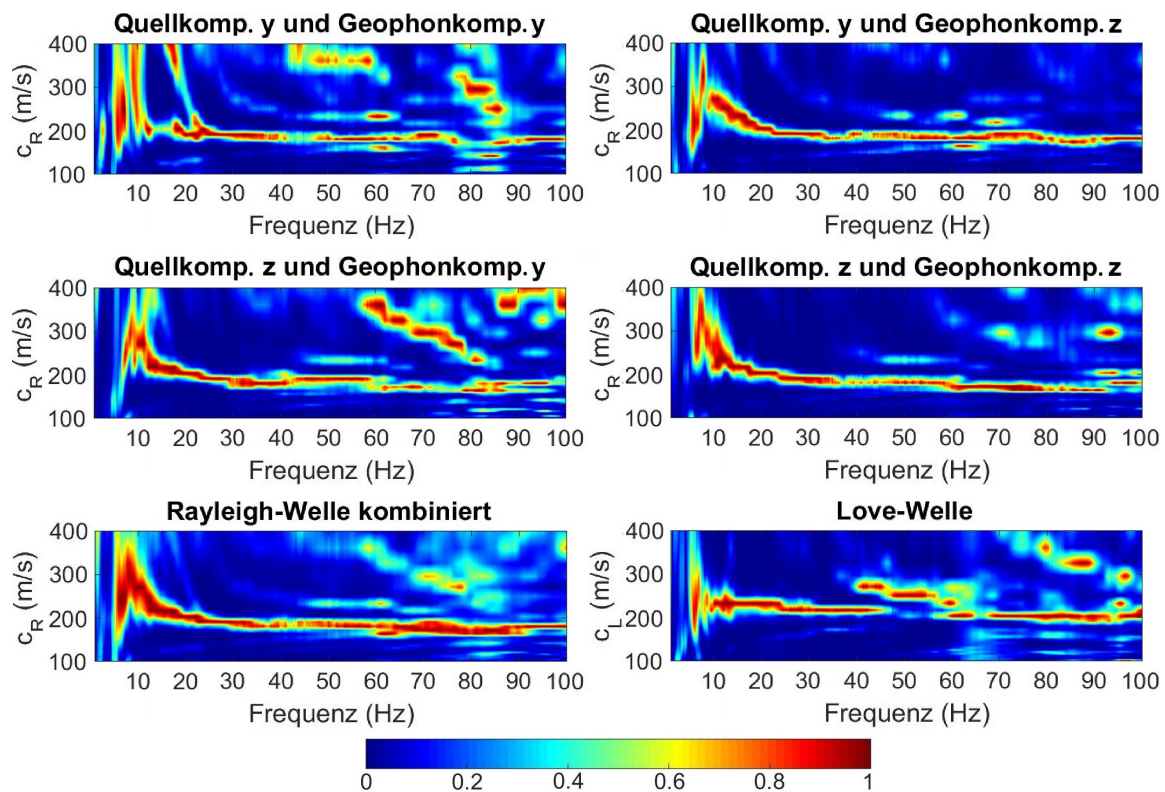


Abbildung 7.1.: Dispersionsabbildungen der Rayleigh- und Love-Wellen für die Anregung des Wellenfeldes an Schussposition 1. Für die Erstellung der Abbildungen wurden jeweils 28 Spuren des Profils bei  $x = 0$  m und die angegebenen Komponenten verwendet. Die zugehörigen Wellenfelder sind in Abbildung 6.1 einzusehen. Die Abbildung unten links zeigt die Kombination der Dispersionsabbildungen 2-4.

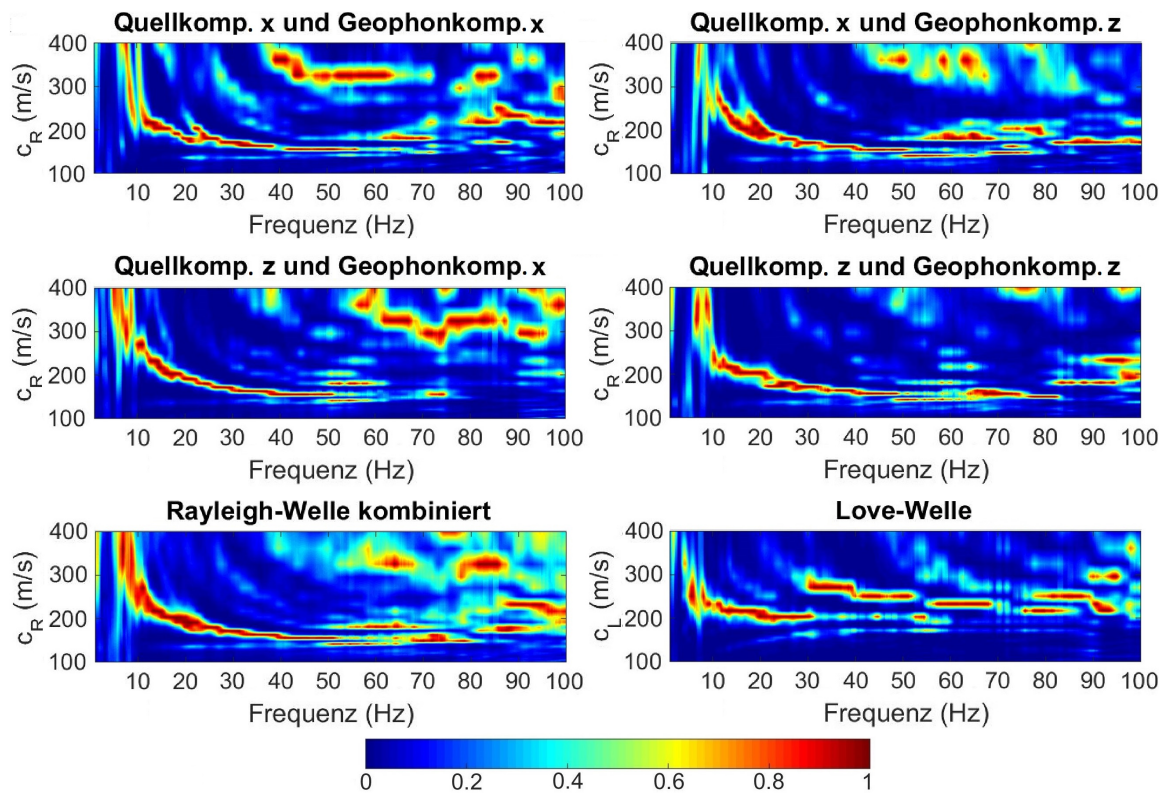


Abbildung 7.2.: Dispersionsabbildungen der Rayleigh- und Love-Wellen für die Anregung des Wellenfeldes an Schussposition 42. Für die Erstellung der Abbildungen wurden jeweils 32 Spuren des Profils bei  $y = 24$  m und die angegebenen Komponenten verwendet. Die zugehörigen Wellenfelder sind in Abbildung 6.2 einzusehen. Die Abbildung unten links zeigt die Kombination der Dispersionsabbildungen 2-4.

Während die Dispersionsabbildung des Profils bei  $x = 0$  m Phasengeschwindigkeiten von  $c_R \approx 180$  m/s für Frequenzen  $f > 30$  Hz zeigt, nimmt die Fundamentalmode im Profil bei  $y = 24$  m Phasengeschwindigkeiten von  $c_R \approx 150$  m/s an. Weiter sind im Frequenzbereich  $50 \text{ Hz} \leq f \leq 65 \text{ Hz}$  Unregelmäßigkeiten im Verlauf der Dispersionskurve zu erkennen. Diese deuten auf oberflächennahe Heterogenitäten hin. Diese beiden Gegebenheiten können jeweils durch die unterschiedliche Lage der Profile gegenüber der Niedriggeschwindigkeitsanomalie erklärt werden. Während das Profil bei  $x = 0$  m außerhalb der Anomalie liegt, wird das Profil bei  $y = 24$  m von der Anomalie gekreuzt (vgl. auch Abb. 5.4). Aufgrund von Beobachtungen im Gelände wird davon ausgegangen, dass das Profil von dem ehemaligen Wehrgraben bei  $x \approx 7$  m geschnitten wird. Die lokale Heterogenität in Form einer Niedriggeschwindigkeitsanomalie spiegelt sich damit bereits in der Dispersionsabbildung der gesamten Geophonauslage wider.

In Kapitel 7.3.1 wird der Einfluss des Niedriggeschwindigkeitsbereiches auf einzelne Spurenbereiche aufgezeigt.



### 7.1.2. Love-Wellen

Die Dispersionskurven der Love-Wellen sind in den Abbildungen 7.1 und 7.2 jeweils unten rechts abgebildet. Für die Erstellung der Dispersionskurve wurden die normierten Rohdaten des Wellenfeldes bei Anregung der Quelle vertikal zum Profil und Aufzeichnung mittels Horizontalgeophonen vertikal zum Profil herangezogen. Für Frequenzen  $f > 25$  Hz werden Phasengeschwindigkeiten von  $c_L \approx 215$  m/s (Abb. 7.1) bzw.  $c_L \approx 200$  m/s (Abb. 7.2) angenommen. Die vertikale Asymptote ist in beiden Abbildungen nur schwer bis gar nicht zu identifizieren, sodass kein klarer Verlauf der Dispersionkurven für Frequenzen  $f < 12$  Hz zu erkennen ist.

Aus diesem Grund werden im Rahmen dieser Arbeit lediglich die Dispersionsabbildungen der Rayleigh-Wellen analysiert und invertiert.

### 7.1.3. Vergleich mit konventioneller Horizontalquelle

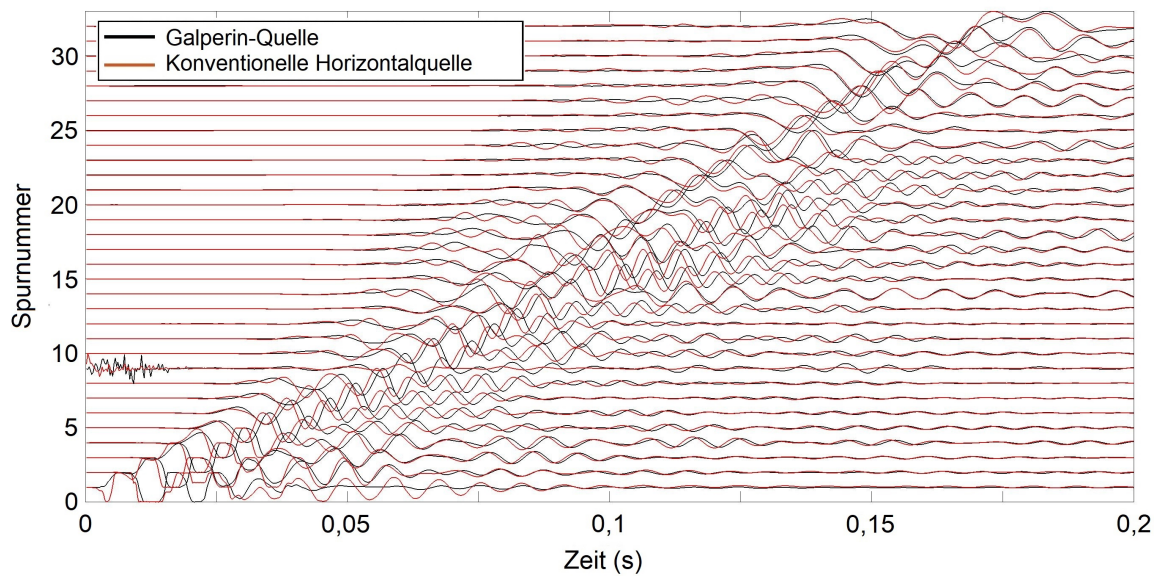
Im vorangegangenen Abschnitt wurde gezeigt, dass die Love-Wellen, welche mit der Galperin-Quelle angeregt werden, keinen klaren Verlauf Ihrer Dispersionsabbildung zeigen. Für Vergleichszwecke wurden während der Feldarbeiten an Quellposition 10 auch unter Verwendung einer konventionellen Horizontalquelle Love-Wellen angeregt. Abbildung 7.3a zeigt die spurnormierten Seismogramme des Profils bei  $y = 0$  m im Vergleich. Die Wellenformen sind bis auf eine Phasenverschiebung um 0,001 s sehr ähnlich. Die Phasenverschiebung wird vermeintlich durch verschiedene Quellfunktionen und die nicht exakt gleiche Positionierung der Quellen gegenüber der Geophone verursacht. Weiter fällt bei der Betrachtung der ersten beiden Spuren auf, dass die ersten Wellenberge des Seismogrammes der konventionellen Quelle wegen Darstellungszwecken abgeschnitten werden mussten. Dies lässt vermuten, dass die Amplituden der konventionellen Quelle höher sind, als die der Galperin-Quelle. Der Vergleich der Amplituden anhand konkreter Werte bestätigt dies für die Spuren höherer Spurnummern jedoch nicht.

Abbildung 7.3b zeigt die Dispersionskurven unter Verwendung der Spuren 9 bis 28 (19 m Geophonauslage). Dieser Spurenbereich wurde gewählt um zum Einen einen ausreichend großen Abstand zwischen Quelle und erstem Geophon und damit eine Entwicklung der Love-Wellen zu gewähren. Zum Anderen wurden die Spuren 29 bis 32 nicht verwendet, um einen Einfluss der Niedriggeschwindigkeitsanomalie auf die Dispersionskurve auszuschließen. Während die Dispersionsabbildung der Love-Wellen, welche durch die Galperin-Quelle angeregt werden, auch hier einen uneindeutigen Verlauf der Fundamentalmode zeigt, ist diese in der Dispersionabbildung unter Verwendung der konventionellen Quelle besser zu erkennen.

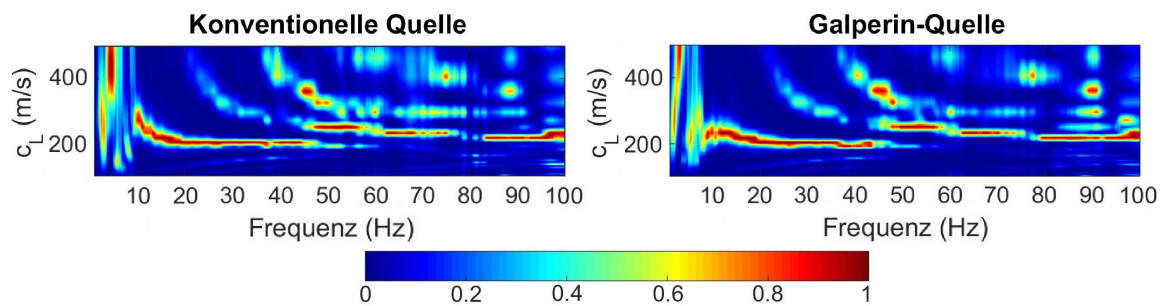
Zusammenfassend kann gesagt werden, dass im Rahmen dieser Arbeit keine Erklärung für die schlechte Anregung und Darstellung der Love-Wellen in den Dispersionskurven gefunden wurde.

In Anhang A.2 sind die Vergleiche der beiden verbleibenden Komponenten der Galperin-Quelle mit konventionellen Quellen einzusehen.





(a) Spurnormierte Seismogramme unter Verwendung der Galperin-Quelle (schwarz) und der konventionellen Horizontalquelle (rot).



(b) Dispersionskurven der Love-Wellen unter Verwendung der Galperin-Quelle (rechts) und der konventionellen Horizontalquelle (links). Für die Erstellung der Abbildung wurden die Spuren 9-28 verwendet.

Abbildung 7.3.: Vergleich der Galperin-Quelle mit konventioneller Horizontalquelle anhand der Betrachtung des Profils bei  $y = 0$  m und Anregung des Wellenfeldes an Schussposition 10.

## 7.2. Homogenität des Untergrundes

In Kapitel 7.1.1 wurde der Einfluss der Ettliger Linie auf die Dispersionsabbildungen bereits kurz angerissen. In diesem Kapitel soll nun untersucht werden, in wie weit die Niedriggeschwindigkeitsanomalie die großflächige Homogenität des Untersuchungsgebietes beeinflusst. Hierfür werden die Dispersionskurven der Profile bei  $x = 16$  m und  $y = 13$  m invertiert. Grundlage für die Erstellung der Dispersionskurven bilden die Rohdaten der Geophone 1-27 bzw. 2-32, sodass die eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle jeweils bei (16 m | 13 m) entstehen. Die Anregung der Wellenfelder erfolgt dabei an Quellposition 5 bzw. 26. Weiter ist zu beachten, dass beide Profile kurz nach der Mitte der Geophonauslage von der Niedriggeschwindigkeitsanomalie gekreuzt werden (vgl. Abbildung 5.4). Aufgrund von Geländebeobachtungen wird davon ausgegangen, dass das Profil in  $x$ -Richtung bei  $x = 19$  m und das Profil in  $y$ -Richtung bei  $y = 15$  m von dem ehemaligen Wehrgraben geschnitten wird. Also jeweils etwa 3 m bzw. 2 m hinter der Mitte der Geophonauslage.

Wie in Kapitel 7.1.1 beschrieben, wird für jedes Profil eine kombinierte Dispersionsabbildung erstellt, deren Fundamentalmode gepickt und invertiert wird. Abbildung 7.4a zeigt die gepickten und anschließend geglätteten Dispersionskurven der beiden Profile. Wegen

$$z_{\min} = \frac{1}{2} \frac{156 \text{ m/s}}{63 \text{ Hz}} \approx 1,24 \text{ m} \quad (7.1)$$

für das Profil bei  $x = 16$  m (in Abbildung 7.4a rot dargestellt) und

$$z_{\min} = \frac{1}{2} \frac{160 \text{ m/s}}{60 \text{ Hz}} \approx 1,33 \text{ m} \quad (7.2)$$

für das Profil bei  $y = 13$  m (in Abbildung 7.4a blau dargestellt) ergibt sich als erste Schichttiefe  $z_1 = 1,3$  m. Die Mächtigkeiten der anschließenden Schichten nehmen mit der Tiefe zu. Die tiefste Schichtgrenze des Modells liegt bei  $z = 13,2$  m. Darunter folgt der Halbraum.

Das Dichtemodell entspricht, wie in Kapitel 4.2, dem in der Masterarbeit von Wittkamp (2016) für die Wellenforminversion von Oberflächenwellen verwendeten Dichtemodell (vgl. Tabelle 7.1). Als Verhältnis der seismischen Geschwindigkeiten wird  $v_p/v_s = 2,5$  angenommen, die maximale Anzahl an Iterationsschritten mit 8 begrenzt und die Toleranz für den Misfit auf 8 gesetzt. Tabelle 7.1 fasst das Startmodell zusammen.

Abbildung 7.4a zeigt die invertierte Dispersionskurve für beide Profile. Nach jeweils 3 Iterationsschritten wird ein Misfit von 6,9 (Profil in  $y$ -Richtung, rot) bzw. 7,2 (Profil in  $x$ -Richtung, blau) erreicht. Die aus den invertierten Dispersionskurven resultierenden Geschwindigkeitsmodelle sind in Abbildung 7.4b dargestellt. Tabelle 7.1 beinhaltet die Werte der modellierten Scherwellengeschwindigkeiten für die jeweiligen Tiefenbereiche sowie deren prozentuale Abweichung voneinander. Der Vergleich zeigt, dass die Geschwindigkeiten des Profils in  $x$ -Richtung tendenziell höher sind als die invertierten Geschwindigkeiten in  $y$ -Richtung. Weiter ist ersichtlich, dass die Differenzen der eindimensionalen Geschwindigkeiten im Bereich von  $9,3 \text{ m} \leq z \leq 13,2 \text{ m}$  größer sind. Der Vergleich der gepickten und invertierten Dispersionskurven zeigt, dass die Anpassung der Kurven für Frequenzen  $f \leq 12 \text{ Hz}$  abnimmt. Dieser Frequenzbereich entspricht einer Tiefe von

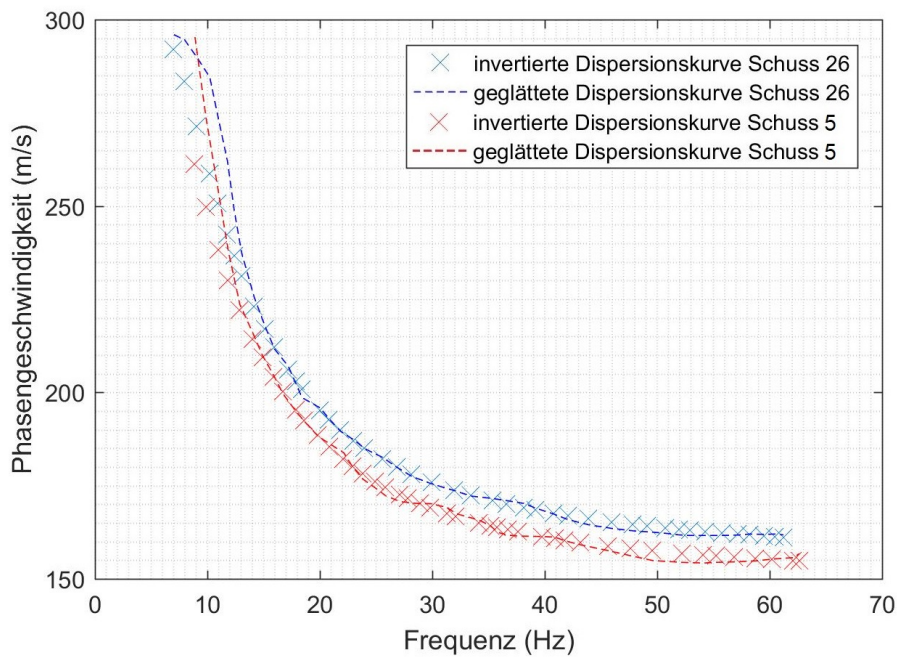
$z \approx 10$  m. Die in diesem Tiefenbereich modellierten Geschwindigkeiten sind damit weniger vertrauensvoll.

Da die invertierten eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle die Geschwindigkeitsverteilungen entlang der gesamten verwendeten Geophonauslagen widerspiegeln und Differenzen zwischen den beiden Modellen von maximal 6,4% vorliegen, kann das Untersuchungsgelände als großräumig homogen angesehen werden. Der Einfluss der lokalen Anomalie in Form eines Niedriggeschwindigkeitsbereiches wird in den folgenden Kapiteln untersucht.

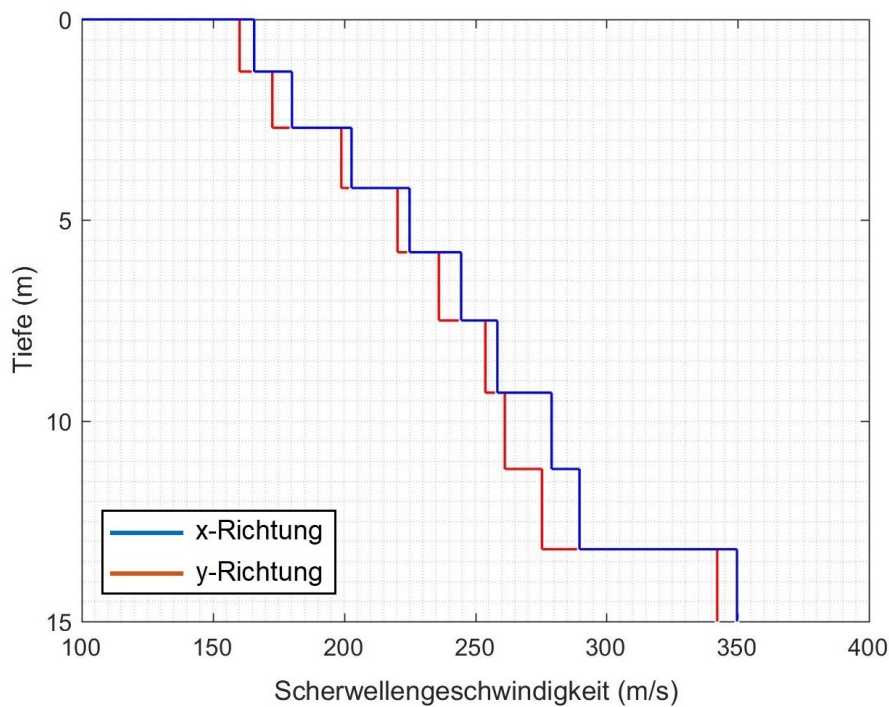
Tabelle 7.1.: Startmodell und Inversionsergebnisse der Auswertung von Rayleigh-Wellen zur Überprüfung der Homogenität des Untergrundes. Aufgelistet werden die Tiefen  $z$ , die Schichtmächtigkeiten  $h$ , das Dichtemodell  $\rho$ , sowie die invertierten Scherwellengeschwindigkeiten  $v_{s,i}$  der einzelnen Schichten und des Halbraums.  $v_{s,x}$  ist dabei die Geschwindigkeitsverteilung in  $x$ -Richtung für das Profil bei  $y = 13$  m. Entsprechend sind  $v_{s,y}$  die Geschwindigkeiten des Profils in  $y$ -Richtung bei  $x = 16$  m. Die Scherwellengeschwindigkeiten werden auf die erste Nachkommastelle gerundet. Zuletzt sind die Abweichungen der Geschwindigkeiten zueinander ( $v_{s,y}$  zu  $v_{s,x}$ ) in % angegeben.

Tiefe $z$ (m)	Mächtigkeit $h$ (m)	Dichte $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$v_{s,x}$ (m/s)	$v_{s,y}$ (m/s)	Abweichung (%)
1,3	1,3	1700	165,7	160,1	3,4
2,7	1,4	1700	180,1	172,6	4,2
4,2	1,5	1700	202,8	198,9	1,9
5,8	1,6	1700	224,9	220,3	2,0
7,5	1,7	2000	244,6	236,1	3,5
9,3	1,8	2000	258,4	253,8	1,8
11,2	1,9	2000	279,1	261,2	6,4
13,2	2,0	2000	289,7	275,4	4,9
Halbraum	-	2000	349,7	342,2	2,1

## 7. Analyse von Oberflächenwellen



- (a) Gepickte und invertierte Phasengeschwindigkeiten der ersten Mode der Rayleighwellen für das Profil in  $x$ -Richtung (blau) und das Profil in  $y$ -Richtung (rot). Nach jeweils 3 Iterationsschritten wird ein Misfit von 7,2 ( $x$ -Richtung) und 6,9 ( $y$ -Richtung) erreicht.



- (b) Invertiertes Geschwindigkeitsmodell für das Profil bei  $x = 16$  m (Profil in  $y$ -Richtung, rot) und das Profil bei  $y = 13$  m (Profil in  $x$ -Richtung, blau).

Abbildung 7.4.: Dispersionskurven und invertierte Scherwellengeschwindigkeitsmodelle für die Profile bei  $x = 16$  m (Profil in  $y$ -Richtung, Schuss 5, rot) und  $y = 13$  m (Profil in  $x$ -Richtung, Schuss 26, blau).

## 7.3. Dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle

Im folgenden Kapitel wird zunächst die Auswahl der Spurenbereiche erläutert. Anschließend werden für in  $x$ - und  $y$ -Richtung verlaufende Profile zwei dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle entworfen und verglichen.

### 7.3.1. Spurenbereiche und Entwicklung der Dispersionskurven

Der erste Schritt, der für die Erstellung der dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle nötig ist, ist die Wahl der Länge der Geophonauslage  $C$ , die für die eindimensionalen Tiefenschnitte verwendet werden. Dabei gilt, je kürzer die Geophonauslage ist, desto höher ist die laterale Auflösung eines resultierenden zweidimensionalen Modells. Weiter gilt jedoch auch, dass die Auflösung der Dispersionsabbildung mit kürzer werdender Geophonauslage abnimmt (vgl. Kapitel 4.2.2, Gleichung 4.5).

Die Visualisierung von Dispersionskurven verschieden langer Geophonauslagen entlang mehrerer Profile in  $x$ - und in  $y$ -Richtung zeigt, dass für die erhobenen 9-C Daten ein Spurenbereich von 16 Spuren dienlich ist. Entlang der Profile, welche nicht oder nur knapp von der Anomalie geschnitten werden, wird eine gute Auflösung der Dispersionskurve erzielt. Für Profile, welche zunehmend mittig von der Anomalie geschnitten werden, wird die Auflösung zunehmend schlechter. Höhere Moden, welche vor allem in Spurenbereichen im Bereich der Ettlinger Linie auftreten, sind schwerer von der Fundamentalmode zu unterscheiden. Würde der Spurenbereich weiter verkürzt werden, so wäre die Unterscheidung zunehmend diffizil bis impraktikabel. Für die Erstellung der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle werden schließlich 16 Spuren, das heißt eine Länge der Geophonauslage von  $C = 15$  m, verwendet.

Durch Verschieben der verwendeten Geophonauslage um jeweils 2 m (2 Geophone) werden entlang der Profile in  $x$ -Richtung neun Spurenbereiche, entlang der Profile in  $y$ -Richtung sieben Spurenbereiche analysiert. Das nach der Interpolation der eindimensionalen Modelle entstehende zweidimensionale Modell hat damit eine laterale Auflösung von 2 m.

Abbildung 7.5 zeigt die kombinierten Dispersionabbildungen der ersten sechs Spurenbereiche des Profils bei  $x = 27$  m bei Anregung des Wellenfeldes an Quellposition 8. Die für die Darstellung verwendeten Spurenbereiche sind über der jeweiligen Dispersionsabbildung visualisiert. Die Dispersionsabbildung des siebten Spurenbereiches zeigt zu der des sechsten Spurenbereichs nur wenige Unterschiede und wird daher nicht dargestellt. Die vermutete Lage der Ettlinger Linie kann Abbildung 5.4 entnommen werden. Zusätzlich sind die Geophone, welche sich vermutlich oberhalb der Anomalie befinden, in Abbildung 7.5 durch einen lila Unterstrich markiert.

Die Dispersionsabbildung, für welche die Spuren der Geophone 1-16 transformiert wurden (1. Spurenbereich, vgl. Abbildung 7.5 oben links), zeigt den Verlauf der Fundamentalmode, der ersten höheren Mode sowie der zweiten höheren Mode. Für Frequenzen  $f > 75$  Hz ist die erste höhere Mode nicht von der Fundamentalmode zu unterscheiden. Vermutlich wird dieser Spurenbereich bei den Geophonen 3-8 von der Anomalie



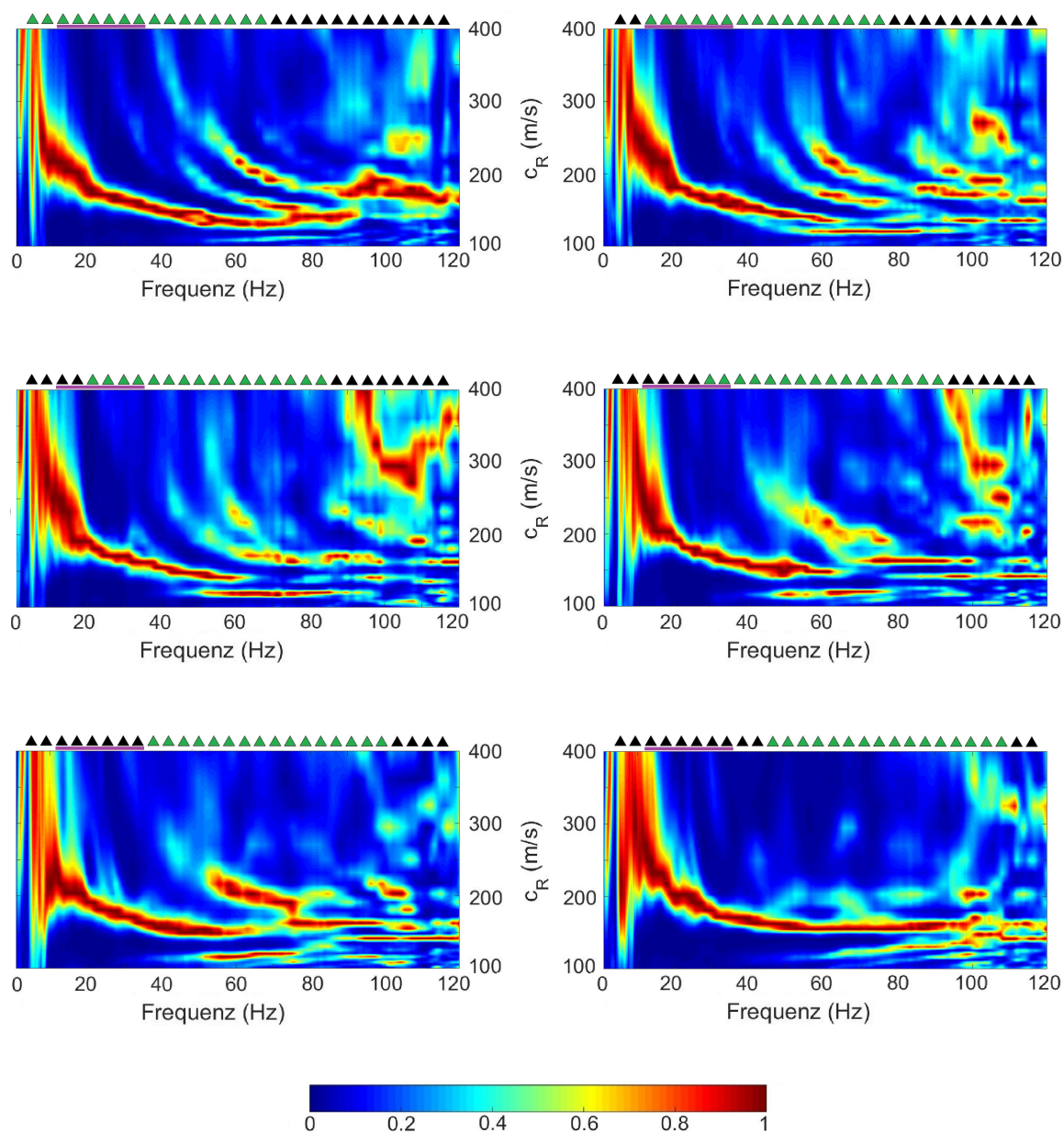


Abbildung 7.5.: Spurenbereiche und Entwicklung der Dispersionskurven. Dargestellt ist jeweils die kombinierte Dispersionsabbildung des Profils bei  $x = 27$  m bei Anregung des Wellenfeldes an Quellposition 8. Die für die Darstellung verwendeten Spurenbereiche sind über der jeweiligen Dispersionsabbildung visualisiert. Die Dispersionsabbildung des siebten Spurenbereiches zeigt zu der des sechsten Spurenbereichs nur wenige Unterschiede und wird daher hier nicht dargestellt.

geschnitten, sodass der Einfluss der Anomalie auf die Dispersionskurve hier ausgeprägt ist. Die horizontale Asymptote der Fundamentalmode nimmt für Frequenzen  $f > 60$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 130$  m/s an. Die vertikale Asymptote nimmt bei  $f = 7$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 270$  m/s an.

Beim zweiten Spurenbereich (Geophone 3-18, vgl. Abbildung 7.5 oben rechts) befindet sich die Anomalie vermutlich am Rand des Spurenbereichs. Die höheren Moden sind in der zugehörigen Dispersionsabbildung im Vergleich zur Dispersionsabbildung des ersten Spurenbereiches für Frequenzen  $f < 60$  Hz weniger deutlich zu erkennen, wobei die Fundamentalmode ähnlich deutlich zu erkennen ist. Ihre vertikale Asymptote nimmt bei  $f = 7$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 300$  m/s an. Die horizontale Asymptote nimmt für Frequenzen  $f > 60$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 135$  m/s an. Weiter sind, ähnlich wie in Abbildung 7.2, im Frequenzbereich  $40 \text{ Hz} \leq f \leq 100 \text{ Hz}$  Unregelmäßigkeiten im Verlauf der Fundamentalmode zu erkennen. Dies entspricht einem Tiefenbereich von  $0,65 \text{ m} < z < 1,6 \text{ m}$ . Da diese Unregelmäßigkeit auf eine laterale Heterogenität des Spurenbereiches schließen lässt, wird davon ausgegangen, dass sich hier die am Rand des Spurenbereichs liegende Anomalie widerspiegelt.

Der dritte Spurenbereich befindet sich bereits nur noch zum Teil oberhalb des vermuteten Verlaufs der Niedriggeschwindigkeitsanomalie (Geophone 5-19, vgl. Abbildung 7.5 mittig links). Die zugehörige Dispersionsabbildung zeigt den Verlauf der ersten und zweiten höheren Mode nun undeutlich. Ab einer Frequenz  $f > 70$  Hz sind die beiden höheren Moden nicht von einander zu trennen. Die Fundamentalmode hingegen ist weiter deutlich zu erkennen, zeigt aber weiterhin Unregelmäßigkeiten in ihrem Verlauf für Frequenzen  $f > 50$  Hz. Die horizontale Asymptote der Fundamentalmode nimmt für Frequenzen  $f > 60$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 140$  m/s an. Die vertikale Asymptote nimmt bei  $f = 7$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 300$  m/s an.

Der vierte Spurenbereich zeigt aufgrund seiner Lage gegenüber der Niedriggeschwindigkeitsanomalie die Dispersionskurven der höheren Moden nur noch tendenziell (Geophone 7-21, vgl. Abbildung 7.5 mittig rechts). Während der Verlauf der Dispersionskurven der höheren Moden nicht mehr präzise zu erkennen ist, wird die Dispersionskurve der Fundamentalmode weiter deutlich dargestellt. Weiter ist der Einfluss der Anomalie im Frequenzbereich  $45 \text{ Hz} < f < 80 \text{ Hz}$  deutlich zu erkennen. Die horizontale Asymptote der Fundamentalmode nimmt hier weiterhin höhere Werte der Phasengeschwindigkeit an, sodass die Fundamentalmode deutlich von den Einflüssen der Niedriggeschwindigkeitsanomalie auf die Dispersionabbildung zu unterscheiden ist. Die horizontale Asymptote der Fundamentalmode nimmt für Frequenzen  $f > 60$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 145$  m/s an. Die vertikale Asymptote nimmt bei  $f = 10$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 330$  m/s an.

Der fünfte Spurenbereich zeigt weiterhin den tendenziellen Verlauf höherer Moden, sowie den Einfluss der Niedriggeschwindigkeitsanomalie auf die Dispersionskurve im Frequenzbereich  $50 \text{ Hz} < f < 75 \text{ Hz}$  (Geophone 9-23, vgl. Abbildung 7.5 unten links). Diese Effekte können entweder durch von der Anomalie gebeugte Wellen oder durch die Kreuzung der Anomalie durch den Spurenbereich entstehen. Die horizontale Asymptote der Fundamentalmode nimmt für Frequenzen  $f > 50$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 150$  m/s an. Die vertikale Asymptote nimmt bei  $f = 11$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 260$  m/s an.

Der sechste Spurenbereich liegt außerhalb des vermuteten Verlaufs der Anomalie und zeigt keine höheren Moden und keine Unregelmäßigkeiten im Verlauf der Dispersionskurve der Fundamentalmode für zunehmende Frequenzen (Geophone 11-25, vgl. Abbildung 7.5 unten rechts). Die horizontale Asymptote nimmt für Frequenzen  $f > 55$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 155$  m/s an. Die vertikale Asymptote nimmt bei  $f = 9$  Hz eine Phasengeschwindigkeit von  $c_R \approx 350$  m/s an.

Profile, welche die Niedriggeschwindigkeitsanomalie nicht kreuzen, zeigen nur kleine Veränderungen der Dispersionskurven entlang der verschiedenen Spurenbereiche. Höhere Moden oder die Veränderung der Phasengeschwindigkeiten für höhere Frequenzen sind nicht zu erkennen bzw. festzustellen.

Zusammenfassend kann damit gesagt werden, dass die Niedriggeschwindigkeitsanomalie die Dispersionskurve bzgl. der Lage der horizontalen Asymptote der Dispersionskurve der Fundamentalmode und dem Auftreten höherer Moden beeinflusst. Weiter zeigen sich Unregelmäßigkeiten im horizontalen Verlauf der Dispersionskurve der Fundamentalmode, wenn der Spurenbereich an seinem Rand von der Anomalie geschnitten wird.

Über

$$c_R = 0,92 \cdot v_s \quad (7.3)$$

kann die oberflächennahe Scherwellengeschwindigkeit sowie die Scherwellengeschwindigkeit des Halbraumes anhand der Dispersionskurven abgeschätzt werden (Xia, 2014). Anhand der Dispersionsabbildung des sechsten Spurenbereiches, welcher vollständig außerhalb der Anomalie liegt, kann oberflächlich eine Scherwellengeschwindigkeit von  $v_s \approx 160$  m/s berechnet werden. Nach der Dispersionskurve des ersten Spurenbereiches treten im Bereich der Niedriggeschwindigkeitsanomalie oberflächennah Scherwellengeschwindigkeiten von  $v_s \approx 140$  m/s auf. Für den Halbraum ergeben sich durchschnittlich Scherwellengeschwindigkeiten von  $270 \text{ m/s} \leq v_s \leq 330 \text{ m/s}$ , wobei die Oberkante des Halbraums in den hier gezeigten Beispielen zwischen 12 m und 21 m anzusetzen ist.

### 7.3.2. Dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell für in $x$ -Richtung verlaufende Profile

Wie in Kapitel 7.3.1 beschrieben, werden entlang der in  $x$ -Richtung verlaufenden Profile neun Spurenbereiche analysiert. Diese sind jeweils um 2 m verschoben, sodass in  $x$ -Richtung eine laterale Auflösung von 2 m erzielt wird. Um auch in  $y$ -Richtung eine Auflösung von 2 m zu erhalten, wird jedes zweite Profil ausgewertet (vgl. Abbildung 7.6). Da nicht alle westlichen Schusspositionen täglich angeregt wurden, werden Profile, welche zwischen den außenliegenden Quellpositionen liegen anhand der tagesbezogenen Quellpositionen ausgewertet (vgl. auch Abbildung 5.4). Beispielsweise wird das Profil bei  $y = 2$  m anhand der Anregung an Quellposition 9 ausgewertet. Für das Profil bei  $y = 26$  m wird das Wellenfeld ausgewertet, welches an Quellposition 42 angeregt wurde. Hier beträgt der Abstand zum benachbarten Profil 3 m. Der rot eingefasste Bereich stellt die Ausdehnung des erhaltenen dreidimensionalen Modells in der  $XY$ -Ebene dar. Innerhalb dieses Bereiches werden 126 eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle erstellt und anschließend in  $x$ -,  $y$  und  $z$ -Richtung in jeweils 0,5 m-Schritten interpoliert.



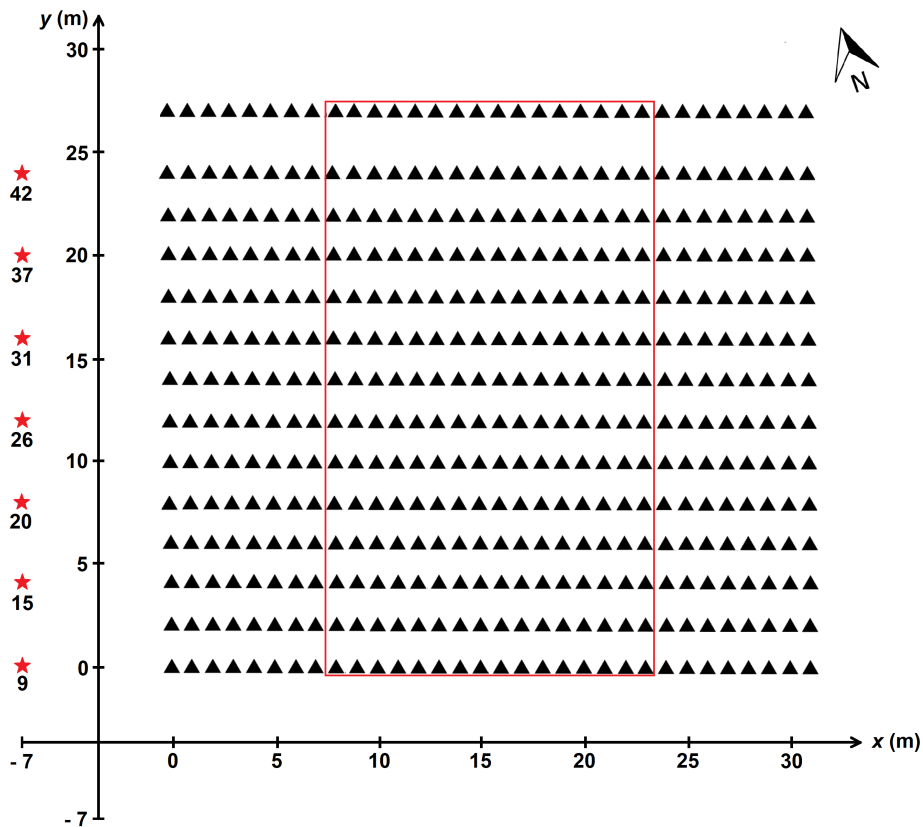


Abbildung 7.6.: Verwendete Quell- und Empfängerpositionen für die Erstellung des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells für in  $x$ -Richtung verlaufende Profile. Der rot eingefasste Bereich stellt die Ausdehnung des erhaltenen dreidimensionalen Modells in der  $XY$ -Ebene dar.

Tabelle 7.2.: Startmodell für die Erstellung der dreidimensionalen Untergrundmodelle. Aufgelistet werden die Tiefen  $z$ , die Schichtmächtigkeiten  $h$  sowie das Dichtemodell.

Tiefe $z$ (m)	Mächtigkeit $h$ (m)	Dichte $\rho$ ( $\text{kg/m}^3$ )
1,3	1,3	1700
2,7	1,4	1700
4,2	1,5	1700
5,8	1,6	1700
7,5	1,7	2000
9,3	1,8	2000
Halbraum	-	2000

Für die Wahl eines geeigneten Startmodells werden zunächst alle Dispersionskurven der Fundamentalmode für 126 Spurenbereiche gepickt. Durch die erhobenen Wertepaare ergibt sich eine minimal aufzulösende Schichtdicke von 1,3 m und eine maximal aufzulösende Eindringtiefe von  $z \approx 10,0$  m. Die daraus resultierende Schichtenverteilung des Startmodells ist in Tabelle 7.2 einzusehen. Weiter wird die durch die empirische Beziehung von Gardner erhaltene Dichteverteilung für das Startmodell verwendet. Als Verhältnis der Geschwindigkeiten der Raumwellen wird  $v_p/v_s = 2,5$  festgesetzt. Der maximale Misfit wird für alle Inversionen auf 9 gesetzt. Die maximal mögliche Anzahl an Iterationsschritten beträgt 8.

Abbildung 7.7 zeigt die dreidimensionale Darstellung des erhaltenen Scherwellengeschwindigkeitsmodells. Der oberflächennahe Horizontalschnitt sowie die Vertikalschnitte zeigen, dass oberflächennah Geschwindigkeiten von  $138 \text{ m/s} \leq v_s \leq 215 \text{ m/s}$  vorliegen. Der Halbraum wird in der Darstellung bis in eine Tiefe von  $z = 11,0$  m visualisiert und nimmt Scherwellengeschwindigkeiten von bis zu  $v_s = 390 \text{ m/s}$  an.

Abbildung 7.8b zeigt einen Horizontalschnitt durch das dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m. Damit sind die Geschwindigkeiten der ersten Schicht dargestellt. Die Lage der Niedriggeschwindigkeitsanomalie spiegelt sich durch Geschwindigkeiten von  $138 \text{ m/s} \leq v_s \leq 152 \text{ m/s}$  wider. Der Niedriggeschwindigkeitsbereich weist eine Breite von etwa 7,5 m und einen Winkel von  $53^\circ$  zur  $x$ -Achse auf. Ab 2,5 m nordöstlich sowie südwestlich der Anomalie beträgt die

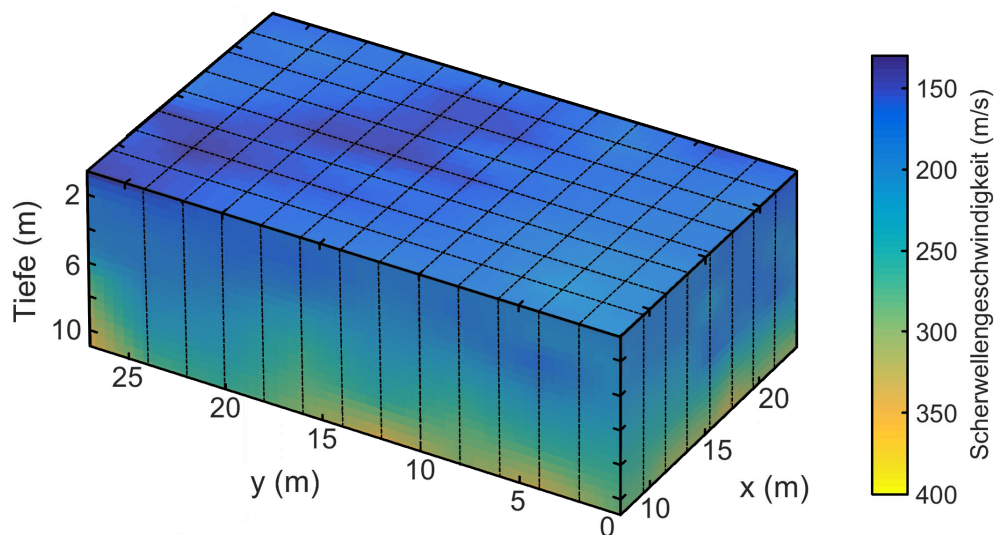
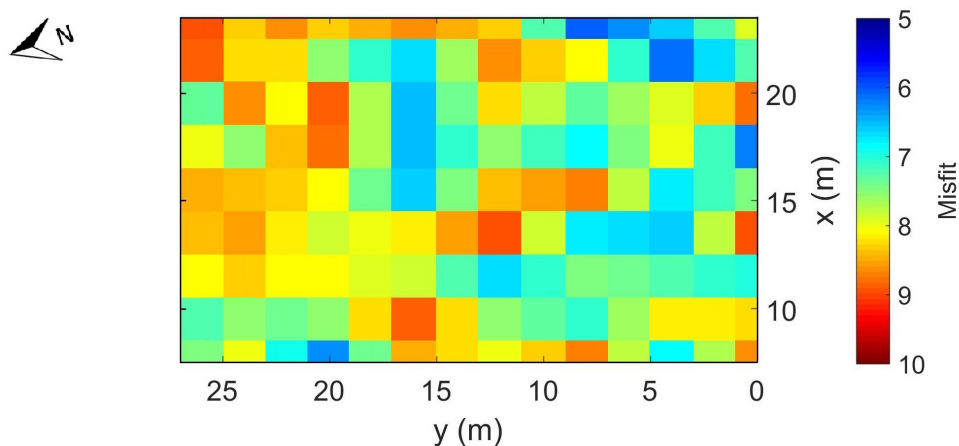


Abbildung 7.7.: Dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell für in  $x$ -Richtung verlaufende Profile. Gestrichelte Linien in der  $YZ$ -Ebene spiegeln die Lagen der ausgewerteten Profile wider, gestrichelte Linien  $XZ$ -Ebene spiegeln die Mitten der Geophonauslagen wider. Folglich spiegeln Kreuzungspunkte der gestrichelten Linien in der  $XY$ -Ebene die Lage der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle wider.

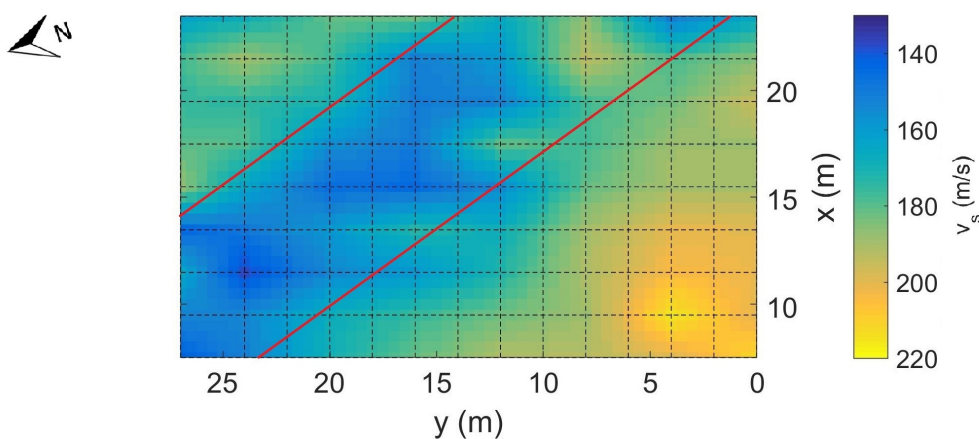
modellierte Scherwellengeschwindigkeit  $v_s \approx 175$  m/s. In einer Entfernung  $> 7$  m treten südwestlich des Niedriggeschwindigkeitsbereiches Geschwindigkeiten von  $200$  m/s  $\leq v_s \leq 220$  m/s auf.

Die Verteilung des Misfits zeigt, dass die Fehler im nördlichen Teil der Modellausdehnung höher sind (vgl. Abbildung 7.8a). Ein möglicher Grund hierfür könnte die mittige Lage der Anomalie in Bezug auf die Profile sein. Entlang des modellierten Niedriggeschwindigkeitsbereiches ist jedoch keine klare Tendenz der Fehlerverteilung zu erkennen. Anzumerken ist, dass keine der Inversionen wegen Überschreiten der maximal zulässigen Anzahl an Iterationsschritten abgebrochen wurde und somit stets maximal der höchst zu gelassene Misfit erreicht wurde. Abbildung 7.9 zeigt die Anpassung invertierter Dispersionskurven an die jeweils gepickte Dispersionskurve für verschiedene Misfitwerte. Der Vergleich zeigt, dass der Misfitwert steigt, wenn die gepickte Dispersionskurve Unregelmäßigkeiten aufweist. Je mehr Unregelmäßigkeiten die gepickte und geglättete Kurve aufweist, desto größer ist der Misfit zwischen invertierter und gepickter Kurve.

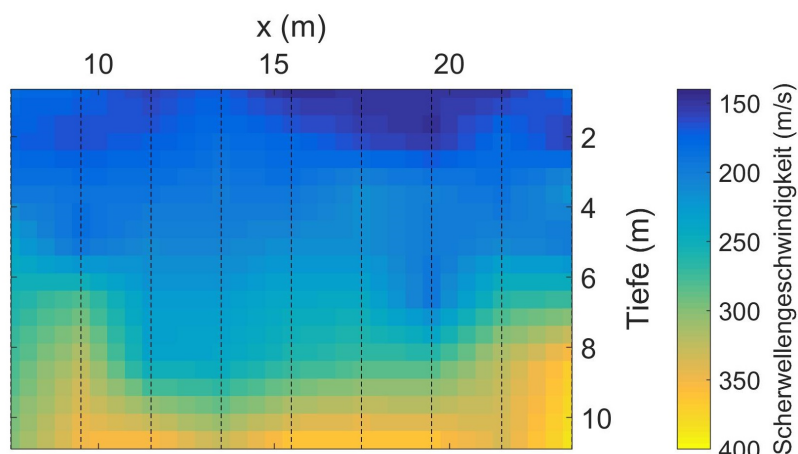
Abbildung 7.8c zeigt einen Vertikalschnitt durch das erstellte dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell bei  $y = 16$  m. Oberflächennah sind hier Geschwindigkeiten von  $145$  m/s  $\leq v_s \leq 180$  m/s modelliert. Mit der Tiefe nehmen diese kontinuierlich zu bis im Halbraum schließlich Geschwindigkeiten von bis zu  $v_s = 390$  m/s vorliegen. Der Niedriggeschwindigkeitsbereich nimmt oberflächlich eine horizontale Ausdehnung von  $7,5$  m an und ist bis in eine Tiefe von  $z = 2,4$  m zu erkennen. Auch die dreieckige Form der Anomalie ist zu erkennen. In einer Tiefe zwischen  $z = 7$  m und  $z = 10$  m ist eine starke Zunahme der Scherwellengeschwindigkeiten von  $v_s \approx 260$  m/s auf  $v_s \approx 320$  m/s zu verzeichnen. Dieser Übergang ist zu Beginn und Ende des Modellbereiches bei etwa  $z = 7$  m anzutreffen. Der mittige Modellbereich zeigt diesen sprunghaften Anstieg der Scherwellengeschwindigkeiten hingegen in einer Tiefe von  $9$  m  $\leq z \leq 10$  m.



(a) Fehlerverteilung des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells. Die Darstellung ist nicht interpoliert und zeigt die Auflösung des Modells von  $2\text{ m} \times 2\text{ m}$ .

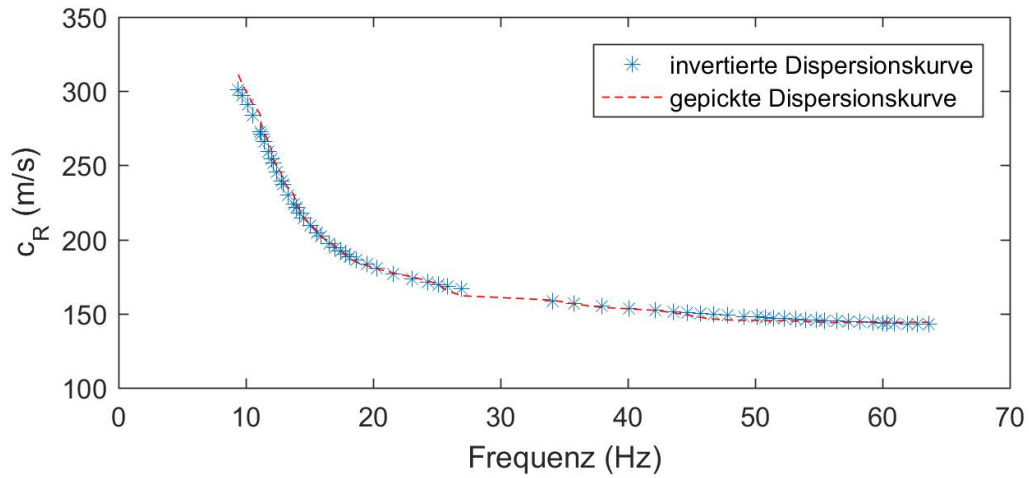


(b) Horizontalschnitt durch das Scherwellengeschwindigkeitsmodell in einer Tiefe von  $z = 0,65\text{ m}$ . Kreuzungspunkte der gestrichelten Linien spiegeln die Lage der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle wider.

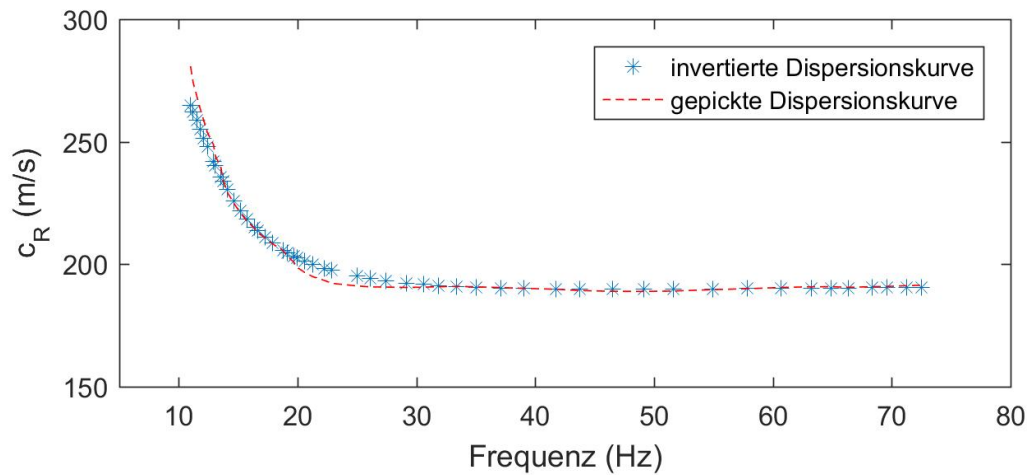


(c) Vertikalschnitt durch das Scherwellengeschwindigkeitsmodell bei  $y = 16\text{ m}$ . Gestrichelte Linien spiegeln die Lage der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle wider.

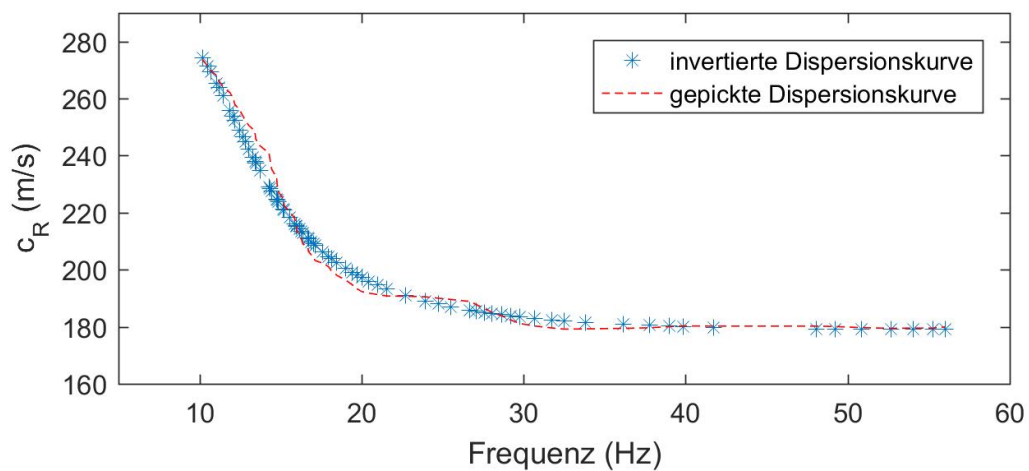
Abbildung 7.8.: Fehlerverteilung, Horizontalschnitt und Vertikalschnitt des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells für in  $x$ -Richtung verlaufende Profile.



(a) Anpassung für das invertierte eindimensionale Modell bei  $x = 7,5$  m,  $y = 20,0$  m mit einem Misfit von 6,2.



(b) Anpassung für das invertierte eindimensionale Modell bei  $x = 11,5$  m,  $y = 0,0$  m mit einem Misfit von 7,0.



(c) Anpassung für das invertierte eindimensionale Modell bei  $x = 9,5$  m,  $y = 16,0$  m mit einem Misfit von 8,8.

Abbildung 7.9.: Anpassungen der invertierten Dispersionskurven an die gepickte und geglättete Dispersionskurven für verschiedene Misfit-Werte.

### 7.3.3. Dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell für in $y$ -Richtung verlaufende Profile

Wie in Kapitel 7.3.1 beschrieben, werden entlang der in  $y$ -Richtung verlaufenden Profile sieben Spurenbereiche analysiert. Diese sind jeweils um 2 m verschoben, sodass in  $y$ -Richtung eine laterale Auflösung von 2 m erzielt wird. Wie auch bei der Erstellung des Modells für in  $x$ -Richtung verlaufende Profile wird jedes zweite Profil ausgewertet (vgl. Abbildung 7.10). Dabei werden Profile, welche zwischen den außenliegenden Quellpositionen liegen anhand der Anregung des Wellenfeldes beim östlich liegenden Schusspunkt ausgewertet. Beispielsweise wird das Profil bei  $x = 2$  m anhand der Anregung an Quellposition 1 ausgewertet. Für das Profil bei  $x = 31$  m wird das Wellenfeld ausgewertet, welches an Quellposition 8 angeregt wird. Hier beträgt der Abstand zum benachbarten Profil 3 m. Der rot eingefasste Bereich stellt die Ausdehnung des erhaltenen dreidimensionalen

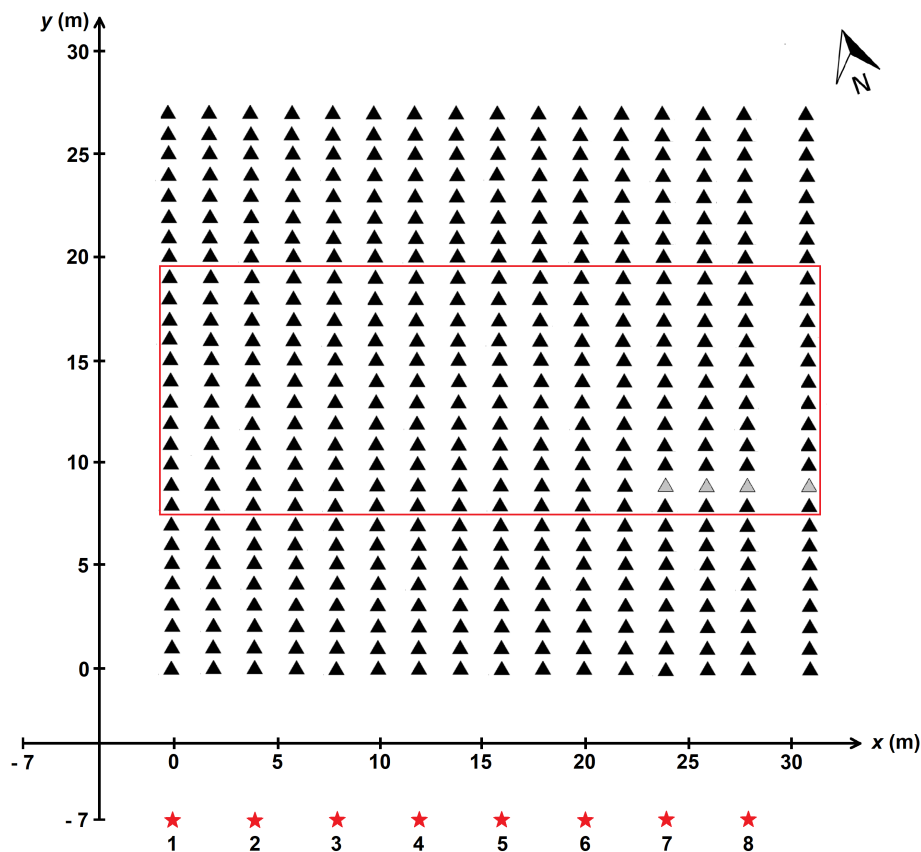


Abbildung 7.10.: Verwendete Quell- und Empfängerpositionen für die Erstellung des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells für in  $y$ -Richtung verlaufende Profile. Der rot eingefasste Bereich stellt die Ausdehnung des erhaltenen dreidimensionalen Modells in der  $XY$ -Ebene dar. Grau markierte Geophone konnten wegen des Ausfalls einer Geode während der Messdurchführung nicht angeschlossen werden.

Modells in der  $XY$ -Ebene dar. Innerhalb dieses Bereiches werden 112 eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle erstellt und anschließend in  $x$ - und  $y$ -Richtung interpoliert.

Für die Wahl eines geeigneten Startmodells werden zunächst alle Dispersionskurven der Fundamentalmode der 112 Spurenbereiche gepickt. Durch die erhobenen Wertepaare ergibt sich auch hier eine minimal aufzulösende Schichtdicke von 1,3 m und eine maximal aufzulösende Eindringtiefe von  $z \approx 9,7$  m. Die daraus resultierende Schichtenverteilung entspricht damit der Schichtenverteilung für das vorherige Modell und ist in Tabelle 7.2 einzusehen. Weiter wird erneut die durch die empirische Beziehung von Gardner erhaltene Dichteverteilung für das Startmodell verwendet. Als Verhältnis der Geschwindigkeiten der Raumwellen wird  $v_p/v_s = 2,5$  festgesetzt. Der maximale Misfit wird für alle Inversionen auf 9 gesetzt. Die maximal mögliche Anzahl an Iterationsschritten beträgt 8.

Abbildung 7.11 zeigt die dreidimensionale Darstellung des erhaltenen Scherwellengeschwindigkeitsmodells. Der oberflächennahe Horizontalschnitt sowie die Vertikalschnitte zeigen, dass oberflächennah Geschwindigkeiten von  $133 \text{ m/s} \leq v_s \leq 215 \text{ m/s}$  vorliegen. Der Halbraum wird in der Darstellung bis in eine Tiefe von  $z = 11,0$  m visualisiert und nimmt im Inneren des Modells Scherwellengeschwindigkeiten von bis zu  $v_s = 411 \text{ m/s}$  an.

Abbildung 7.12b zeigt einen Horizontalschnitt durch das dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m. Damit sind die Geschwindigkei-

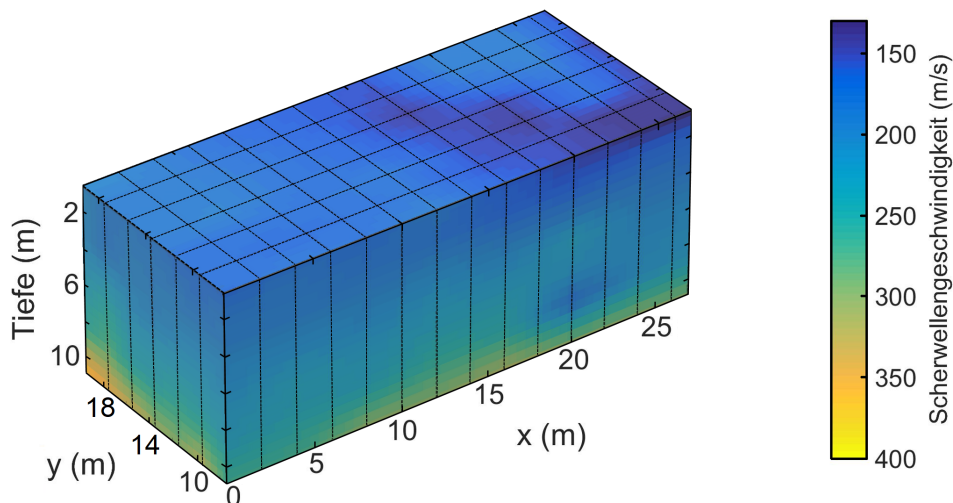


Abbildung 7.11.: Dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell für in  $y$ -Richtung verlaufende Profile. Gestrichelte Linien in der  $XZ$ -Ebene spiegeln die Lagen der ausgewerteten Profile wider, gestrichelte Linien in der  $YZ$ -Ebene spiegeln die Mitten der Geophonauslagen wider. Folglich spiegeln Kreuzungspunkte der gestrichelten Linien in der  $XY$ -Ebene die Lage der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle wider.

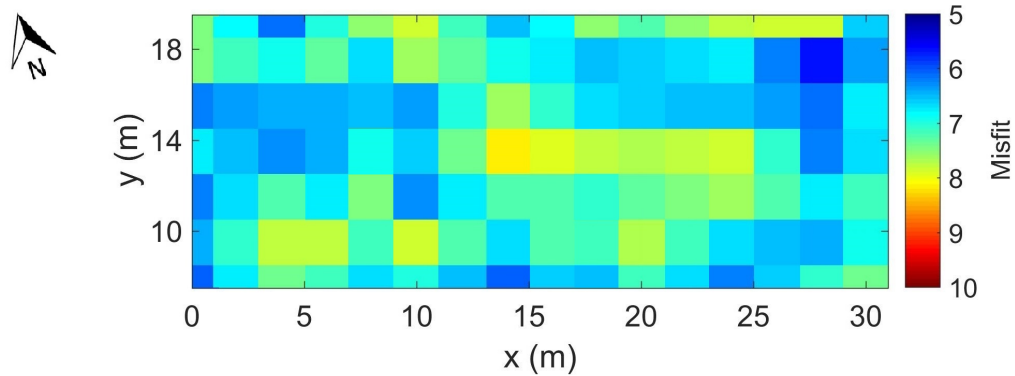


ten der ersten Schicht dargestellt. Die Lage der Niedriggeschwindigkeitsanomalie spiegelt sich durch Geschwindigkeiten von  $133 \text{ m/s} \leq v_s \leq 155 \text{ m/s}$  wider. Der Niedriggeschwindigkeitsbereich weist eine durchschnittliche Breite von etwa 6 m auf und zeigt keinen geraden Verlauf. Der modellierte Niedriggeschwindigkeitsbereich nimmt Winkel zwischen  $49^\circ$  und  $67^\circ$  zur  $x$ -Achse an. Ab 1,5 m außerhalb des Niedriggeschwindigkeitsbereiches betragen die modellierten Scherwellengeschwindigkeiten  $v_s \geq 190 \text{ m/s}$ . Südwestlich des Niedriggeschwindigkeitsbereiches ist ein Bereich geringfügig niedriger Geschwindigkeiten von  $v_s \approx 180 \text{ m/s}$  zu verzeichnen.

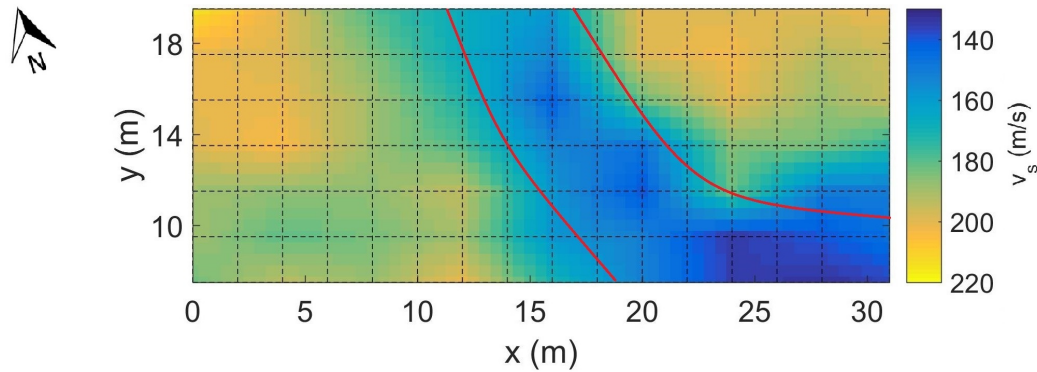
Die Verteilung des Misfits zeigt, dass die Fehler im mittleren Teil der Modellausdehnung höher sind (vgl. Abbildung 7.12a). Ein möglicher Grund hierfür könnte die mittige Lage der Anomalie in Bezug auf die Profile sein. Entlang des modellierten Niedriggeschwindigkeitsbereiches ist jedoch keine klare Tendenz der Fehlerverteilung zu erkennen. Anzumerken ist, dass keine der Inversionen wegen Überschreiten der maximal zulässigen Anzahl an Iterationsschritten abgebrochen wurde und somit stets maximal der höchst zu gelassene Misfit erreicht wurde. Abbildung 7.13 zeigt auch für dieses Modell die Anpassung invertierter Dispersionskurven an die jeweils gepickte Dispersionskurve für verschiedene Misfitwerte. Der Vergleich zeigt auch hier, dass der Misfitwert steigt, wenn die gepickte Dispersionskurve Unregelmäßigkeiten aufweist. Je mehr Unregelmäßigkeiten die gepickte und geglättete Kurve aufweist, desto größer ist der Misfit zwischen invertierter und gepickter Kurve.

Abbildung 7.12c zeigt einen Vertikalschnitt durch das erstellte dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell bei  $x = 16 \text{ m}$ . Oberflächennah sind hier Geschwindigkeiten von  $143 \text{ m/s} \leq v_s \leq 170 \text{ m/s}$  modelliert. Mit der Tiefe nehmen diese kontinuierlich zu bis im Halbraum schließlich Geschwindigkeiten von  $v_s \approx 365 \text{ m/s}$  vorliegen. Oberflächennah ist der Niedriggeschwindigkeitsbereich bereits bei  $y = 10 \text{ m}$  zu erkennen, nimmt aber im Bereich  $13,75 \text{ m} \leq y \leq 18,25 \text{ m}$  die geringsten Scherwellengeschwindigkeiten an. Der Niedriggeschwindigkeitsbereich ist bis in eine Tiefe von  $z \approx 2,3 \text{ m}$  zu erkennen. In einer Tiefe zwischen  $z \approx 9,5 \text{ m}$  ist eine starke Zunahme der Scherwellengeschwindigkeiten von  $v_s \approx 290 \text{ m/s}$  auf  $v_s \approx 320 \text{ m/s}$  zu verzeichnen. Bei  $y = 9,5 \text{ m}$  ist in diesem Bereich eine scheinbare Aufbäumung dieses Übergangs zu verzeichnen. Hierbei handelt es sich um einen Effekt der Interpolation der modellierten Geschwindigkeiten. Grund hierfür ist die erhöhte Scherwellengeschwindigkeit des Halbraumes für das eindimensionale Modell bei  $y = 9,5 \text{ m}$  ( $v_s = 393 \text{ m/s}$ ).

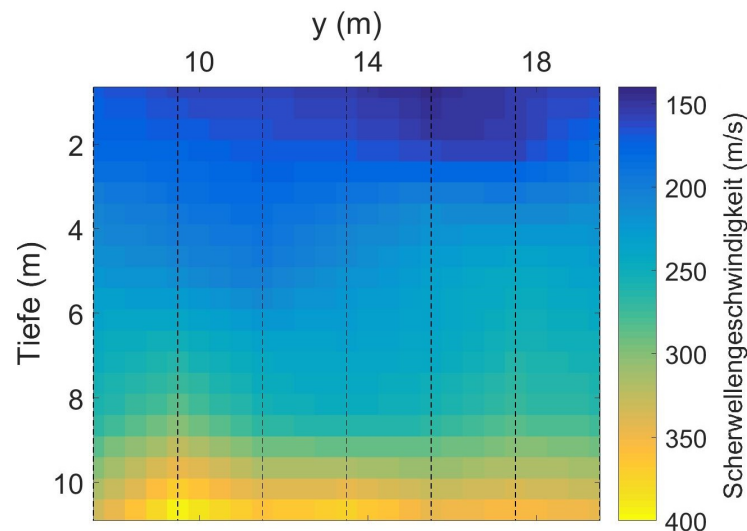




(a) Fehlerverteilung des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells. Die Darstellung ist nicht interpoliert und zeigt die Auflösung des Modells von  $2\text{ m} \times 2\text{ m}$ .



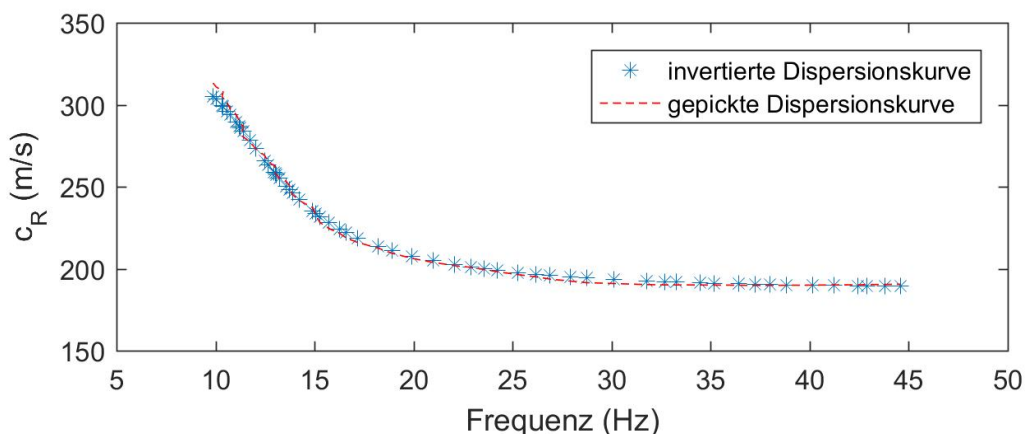
(b) Horizontalschnitt durch das Scherwellengeschwindigkeitsmodell in einer Tiefe von  $z = 0,65\text{ m}$ . Kreuzungspunkte der gestrichelten Linien spiegeln die Lage der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle wider.



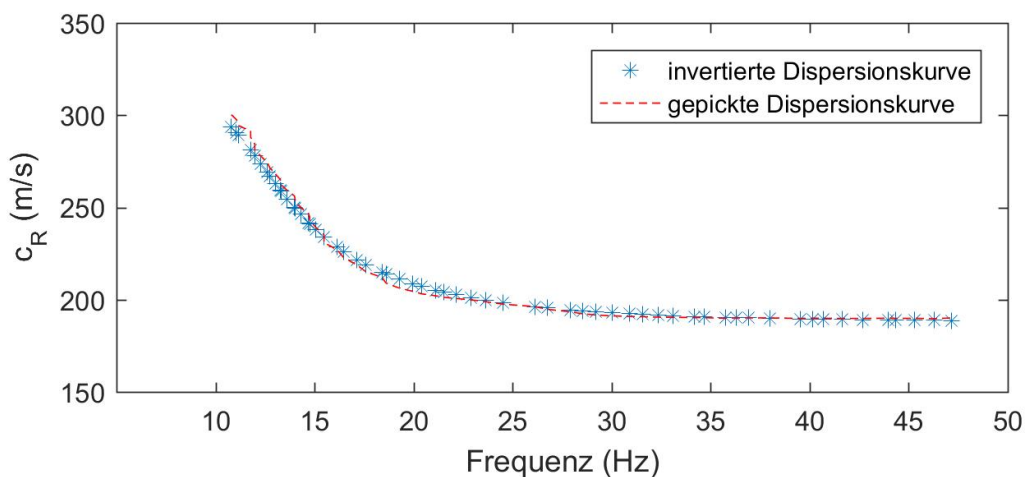
(c) Vertikalschnitt durch das Scherwellengeschwindigkeitsmodell bei  $x = 16\text{ m}$ . Gestrichelte Linien spiegeln die Lage der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle wider.

Abbildung 7.12.: Fehlerverteilung, Horizontalschnitt und Vertikalschnitt des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells für in  $y$ -Richtung verlaufende Profile.

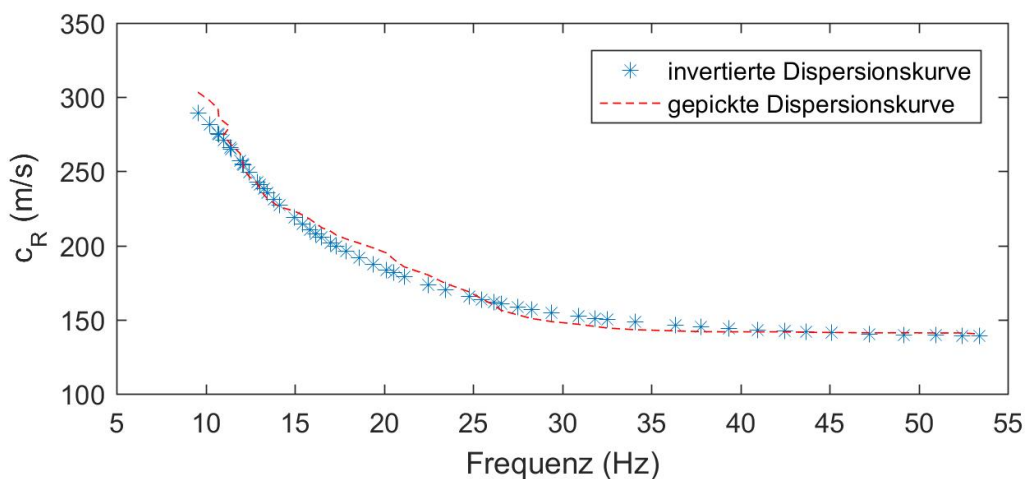
## 7. Analyse von Oberflächenwellen



(a) Anpassung für das invertierte eindimensionale Modell bei  $x = 28$  m,  $y = 17,5$  m mit einem Misfit von 5,6.



(b) Anpassung für das invertierte eindimensionale Modell bei  $x = 4,0$  m,  $y = 11,5$  m mit einem Misfit von 7,2.



(c) Anpassung für das invertierte eindimensionale Modell bei  $x = 16,0$  m,  $y = 13,5$  m mit einem Misfit von 8,2.

Abbildung 7.13.: Anpassungen der invertierten Dispersionskurven an die gepickte und geglättete Dispersionskurven für verschiedene Misfit-Werte.

### 7.3.4. Vergleich der Modelle

In Abbildung 7.14 sind die Lagen der modellierten Niedriggeschwindigkeitsbereiche, welche den Abbildungen 7.8b und 7.12b entnommen sind, schematisch dargestellt. Der Vergleich zeigt, dass sich die modellierten Niedriggeschwindigkeitsbereiche im Überlappungsbereich der beiden Modelle überschneiden. Im Vergleich zum aus Geländebeobachtungen abgeleiteten Verlauf der Ettliger Linie weisen sie einen größeren Winkel zur  $x$ -Achse auf (Beschreibungen der einzelnen Modelle siehe Kapitel 7.3.2 und 7.3.3). Weiter ist zu bemerken, dass der Niedriggeschwindigkeitsbereich des Modells für Profile in  $x$ -Richtung an seiner östlichen Seite durchschnittlich etwa 1,5 m breiter ist. Mi (2017) stellt fest, dass Anomalien in einem Pseudo-2D-Scherwellengeschwindigkeitsmodell je nach Geophonauslage und Auflösung des Modells tendenziell in Richtung des Profilendes verschoben sind und nicht die tatsächliche Lokation der Anomalie annehmen. Physikalisch kann dies durch die Veränderung des Wellenfeldes hinter der Anomalie erklärt werden. Während das Wellenfeld in Bereichen vor der Anomalie größtenteils nicht von dieser

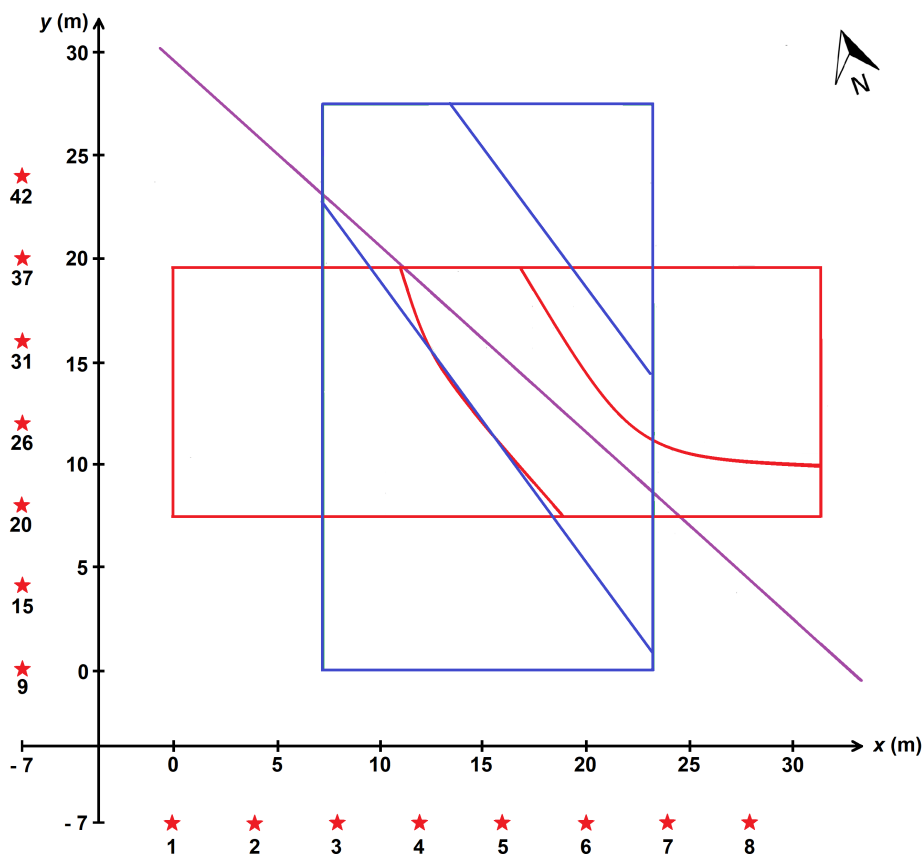


Abbildung 7.14.: Vergleich der modellierten Niedriggeschwindigkeitsbereiche der Scherwellengeschwindigkeitsmodelle für Profile in  $x$ -Richtung (blau) und Profile in  $y$ -Richtung (rot). Der aus Geländebeobachtungen abgeleitete Verlauf der Ettliger Linie ist lila markiert.

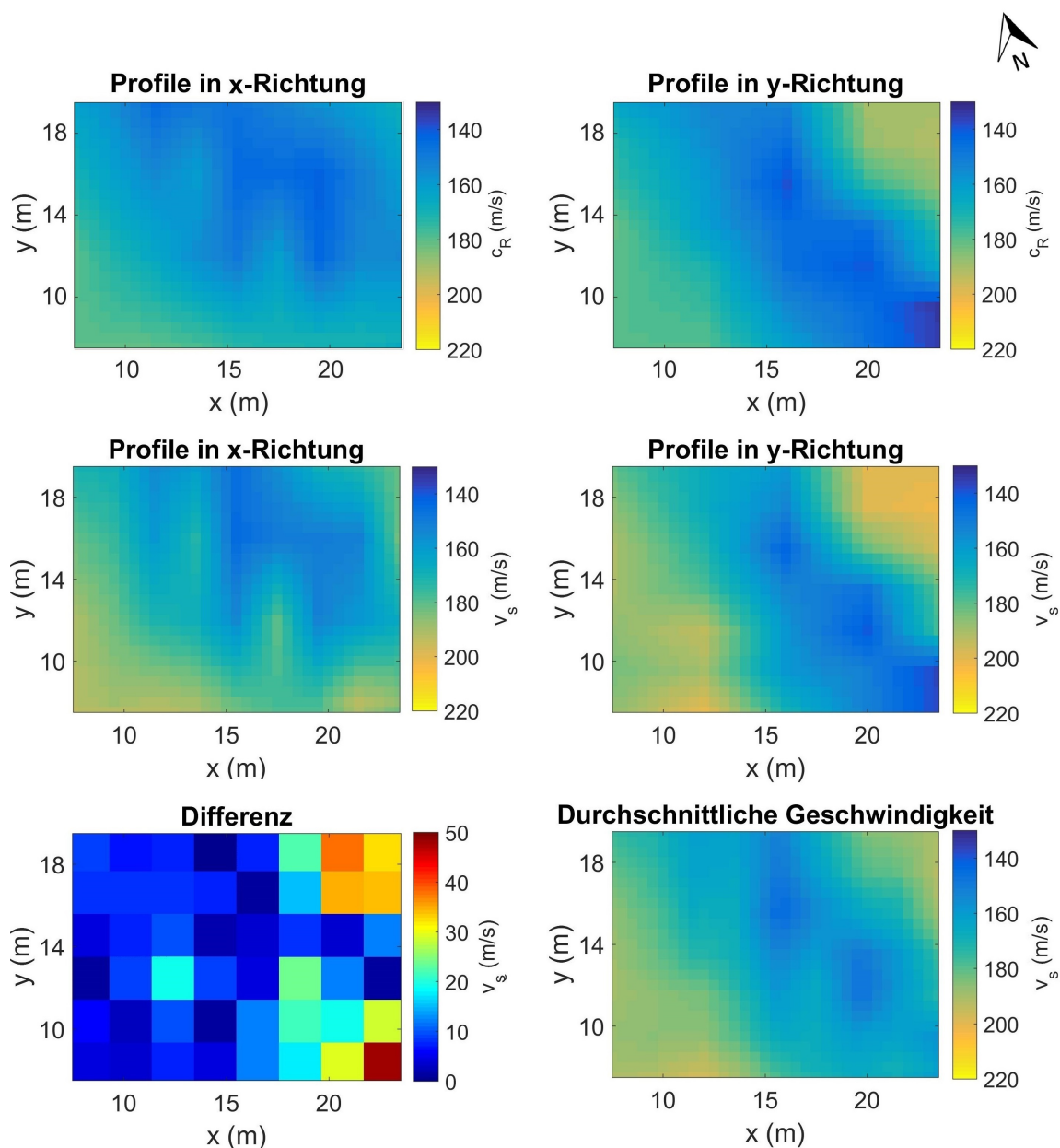


Abbildung 7.15.: Darstellung der gepickten Phasengeschwindigkeiten für  $f = 65$  Hz, der invertierten Scherwellengeschwindigkeitsmodelle für Profile in  $x$ - und  $y$ -Richtung, Differenz der modellierten Scherwellengeschwindigkeiten und gemittelte Scherwellengeschwindigkeiten im Überlappungsbereich der Modelle. Die Horizontalschnitte liegen in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m. Die Eindringtiefen der Rayleigh-Wellen mit den dargestellten Phasengeschwindigkeiten liegen im Bereich der ersten modellierten Schicht.

beeinflusst wird, erzeugen von der Anomalie gebrochene oder reflektierte Wellenanteile Signale an Geophonen im Schatten der Anomalie. Hinzu kommt, dass die erstellten eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle die Geschwindigkeitsverteilung entlang des verwendeten Spurenbereiches und keinesfalls die Geschwindigkeit der Mitte des Spurenbereiches widerspiegeln. Wird die These der lateralen Verschiebung auf die hier erhaltenen Geschwindigkeitsmodelle angewandt, so bedeutet dies, dass der modellierte Niedriggeschwindigkeitsbereich des Modells für Profile in  $x$ -Richtung in östliche Richtung verschoben ist. Der Niedriggeschwindigkeitsbereich des Modells für Profile in  $y$ -Richtung ist dann hingegen in nördliche Richtung verschoben.

Der Vergleich der gepickten Phasengeschwindigkeiten für Frequenzen  $f = 65$  Hz und der invertierten Scherwellengeschwindigkeiten in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m für in  $x$ - bzw.  $y$ -Richtung verlaufende Profile (vgl. Abbildung 7.15) zeigt, dass es sich bei der Verschiebung der Anomalien gegeneinander nicht um ein Effekt der Inversion handelt. Die großflächigen Verteilungen der Phasengeschwindigkeiten und Scherwellengeschwindigkeiten zeigen jeweils starke Übereinstimmungen zueinander, sodass eine eventuelle Verschiebung der modellierten Anomalien aus den oben genannten Gründen entsteht. Wie stark die laterale Verschiebung der Anomalie ist, könnte durch die Auswertung der Profile in entgegengesetzte Richtung geprüft werden. Hierfür wären jedoch Quellpositionen nördlich und östlich des Messfeldes nötig. Auch der Vergleich der gepickten Phasengeschwindigkeiten für Frequenzen  $f = 20$  Hz und der invertierten Scherwellengeschwindigkeiten in einer Tiefe von  $z = 4,7$  m zeigen ähnliche Geschwindigkeitsverteilungen im Überlappungsbereich. Die Horizontalschnitte der gepickten Phasengeschwindigkeiten zeigen, dass unterhalb der Anomalie tendenziell niedrigere Geschwindigkeiten vorliegen als umliegend. Dies spiegelt sich auch in den invertierten Scherwellengeschwindigkeiten wider.

Der Vergleich der gepickten Phasengeschwindigkeiten zeigt, dass die Phasengeschwindigkeiten für in  $x$ -Richtung verlaufende Profile allgemein niedriger sind. Die Darstellungen zeigen im Überlappungsbereich Differenzen von bis zu  $c_R \approx 20$  m/s. Der Vergleich der Scherwellengeschwindigkeitsmodelle veranschaulicht dennoch, dass diese eine hohe Tendenz zur Übereinstimmung bzgl. der Lage der Anomalie und der modellierten Scherwellengeschwindigkeiten zeigen. In Abbildung 7.15 links unten sind die Beträge der Differenzen der Scherwellengeschwindigkeiten im Überlappungsbereich visualisiert. Um Interpolationseffekte zu vermeiden, erfolgt die Darstellung in der ursprünglichen Auflösung des Modells. Sowohl in der nordöstlichen als auch in der südöstlichen Ecke des Überlappungsbereiches sind die höchsten Differenzen zu verzeichnen (bis zu  $\Delta v_s = 49$  m/s). Hier stimmen die Lagen der Niedriggeschwindigkeitsbereiche nicht überein. Die Darstellung zeigt, dass jeweils drei bis vier eindimensionale Modelle eine erhöhte Differenz zueinander zeigen. Im restlichen Überlappungsbereich liegen Differenzen von  $0,5 \text{ m/s} \leq \Delta v_s \leq 29 \text{ m/s}$  vor. Die Visualisierung der gemittelten Scherwellengeschwindigkeiten (vgl. Abbildung 7.15 rechts unten) zeigt schließlich, dass durch die Mittelung der Geschwindigkeiten ein etwa 7 m breiter Niedriggeschwindigkeitsbereich entsteht, welcher sich durch Geschwindigkeiten von  $v_{s,\min} \approx 145$  m/s auszeichnet. Ab 1,5 m außerhalb des Niedriggeschwindigkeitsbereiches betragen die modellierten Scherwellengeschwindigkeiten  $v_s \geq 180$  m/s. Die maximale, gemittelte Scherwellengeschwindigkeit in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m beträgt  $v_{s,\max} = 196$  m/s.

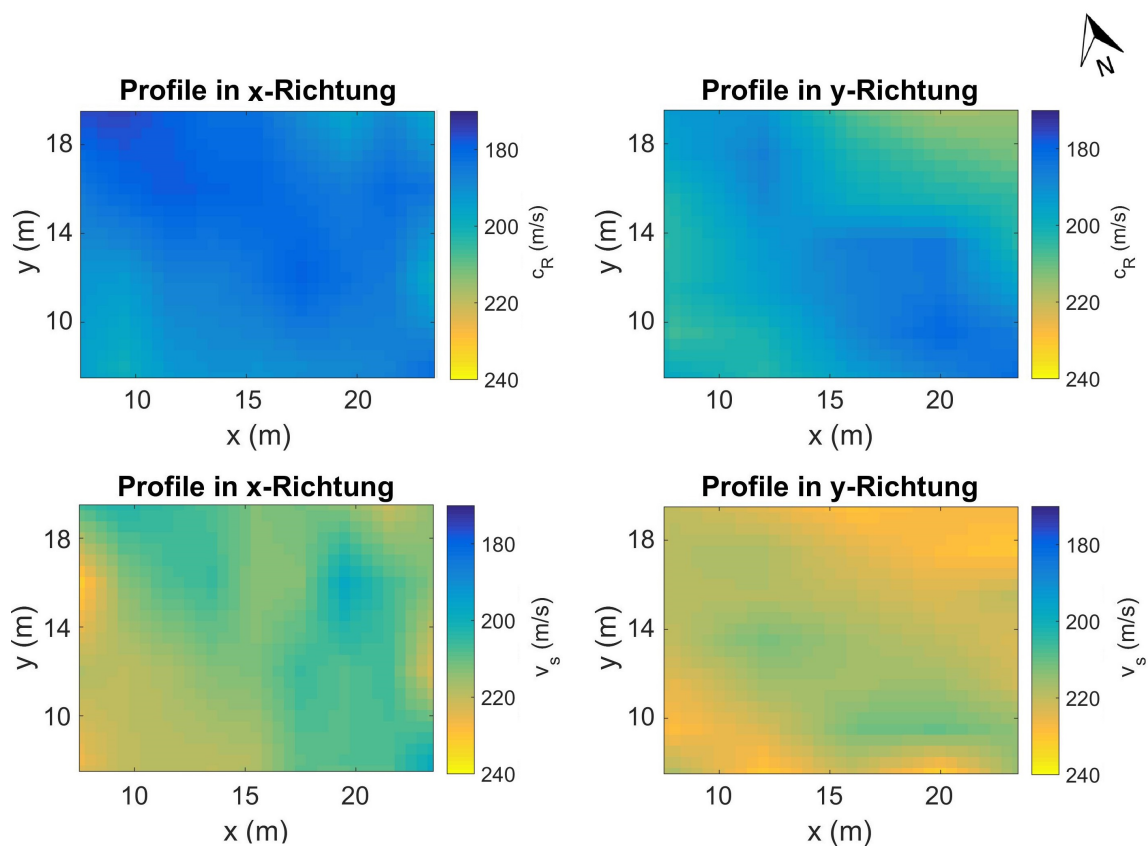


Abbildung 7.16.: Darstellung der gepickten Phasengeschwindigkeiten für  $f = 20$  Hz und der invertierten Scherwellengeschwindigkeitsmodelle für Profile in  $x$ - und  $y$ -Richtung im Überlappungsbereich der Modelle. Die Eindringtiefen der Rayleigh-Wellen mit den dargestellten Phasengeschwindigkeiten liegen im Bereich von  $4,5 \text{ m} \leq z \leq 5,0 \text{ m}$ . Die Scherwellengeschwindigkeiten liegen in einer Tiefe von  $z = 4,7 \text{ m}$ .

## 7.4. Erweitertes, dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell

Aufgrund der guten Übereinstimmung der beiden durch die MASW invertierten Scherwellengeschwindigkeitsmodelle im Hinblick auf die Lage des Niedriggeschwindigkeitsbereiches und der invertierten Scherwellengeschwindigkeiten, werden die beiden Modelle in diesem Kapitel zusammengefügt. Ziel soll es sein, ein für die dreidimensionale Wellenforminversion geeignetes Startmodell zu erhalten, welches das gesamte Messfeld umfasst. Um Informationen über die Geschwindigkeitsverteilung in den Ecken des Messfeldes zu erhalten, werden zunächst weitere eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle in diesen Bereichen erstellt. In Messfeldbereichen, für welche über die Analyse der Oberflächenwellen keine Informationen gewonnen werden können, werden anschließend über eine Extrapolation fehlende Werte bestimmt.

Da das Startmodell einer Wellenforminversion keine kleinräumigen Anomalien aufweisen soll, die z. B. durch die Inversion einer einzelnen Dispersionskurve entstehen, wird das kombinierte Scherwellengeschwindigkeitsmodell geglättet.

In den folgenden Unterkapiteln wird eine Beschreibung der Vorgehensweise für die Gewinnung, eine Evaluierung anhand vorangehender Untersuchungen und eine Interpretation des Modells hinsichtlich geologischer Aspekte erfolgen.

### 7.4.1. Erweiterung der kombinierten Scherwellengeschwindigkeitsmodelle

Abbildung 7.17 links zeigt das aus den einzelnen Modellen erstellte Scherwellengeschwindigkeitsmodell im Bereich des gesamten Messfeldes. Im Überlappungsbereich wird, wie in Kapitel 7.3.4 bereits aufgezeigt, der Mittelwert der modellierten Scherwellengeschwindigkeiten berechnet. Das kombinierte Modell zeigt deutlich die Abgrenzungen der einzelnen Modelle. Um dies zu unterdrücken wird das Modell geglättet.

Zunächst werden in den Eckbereichen des Messfeldes weitere eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsverteilungen invertiert. Hierzu werden in allen Ecken jeweils Geophonraster von  $9\text{ m} \times 9\text{ m}$  verwendet und nach Kapitel 2.4.3 ausgewertet. Dabei wird die Komponenten-Kombination vertikal-vertikal verwendet. In Ecke *A* des Messfeldes wird die Dispersionskurve anhand der Anregung an Quellposition 2 erstellt. Dabei sind die Geophone in einem Abstand zwischen 18 m und 27,5 m zur Quelle angeordnet, was eine Geophonauslage von  $C = 9,5\text{ m}$  ergibt. In Ecke *B* des Messfeldes wird die Dispersionskurve anhand Quellposition 8 erstellt und invertiert. Hier liegen die Abstände zur Quelle zwischen 18 m und 27,7 m, was eine Geophonauslage von  $C = 9,7\text{ m}$  ergibt. In Ecke *C* des Messfeldes wird die Dispersionskurve ebenfalls anhand Quellposition 2 erstellt und invertiert. Hier liegen die Abstände zur Quelle zwischen 7 m und 16,8 m, was wiederum eine Geophonauslage von  $C = 9,8\text{ m}$  ergibt. In Ecke *D* des Messfeldes wird die Dispersionskurve anhand Quellposition 8 erstellt und invertiert. Hier liegen die Abstände zur Quelle zwischen 7 m und 17,1 m, was eine Geophonauslage von  $C = 10,1\text{ m}$  ergibt. Hier ist anzumerken, dass aufgrund des Ausfalls einer Geode 8 Geophone keine Signale zeigen. Abbildung 7.18 zeigt die eindimensionalen Scherwellengeschwindig-



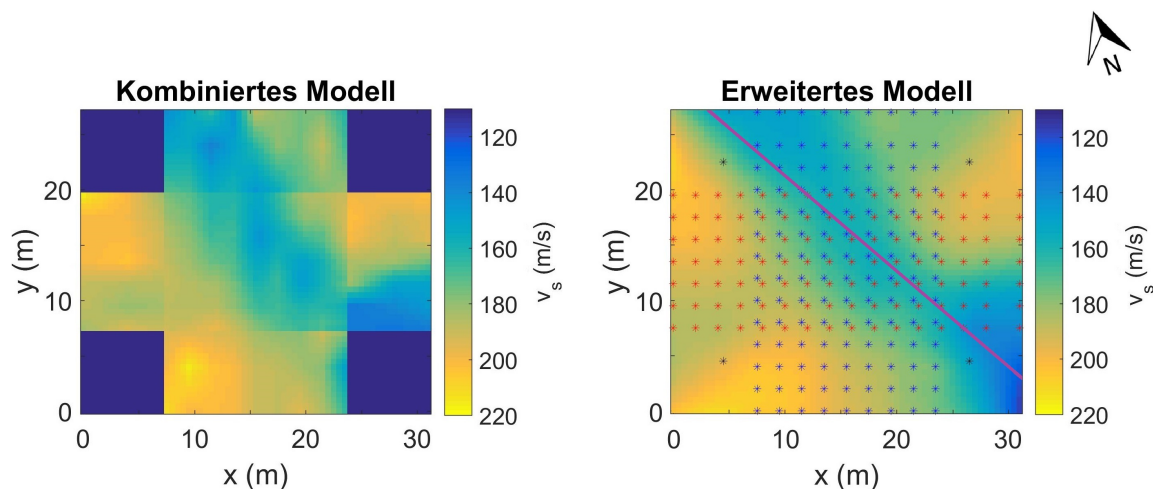


Abbildung 7.17.: Horizontalschnitt durch das kombinierte (links) und erweiterte (rechts) Scherwellengeschwindigkeitsmodell in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m im Bereich des gesamten Messfeldes. Der aus Geländebeobachtungen abgeleitete Verlauf der Ettliger Linie ist im Horizontalschnitt des erweiterten Modells lila markiert. Die Positionen der eindimensionalen Modelle sind blau (Modell für Profile in  $x$ -Richtung), rot (Modell für Profile in  $y$ -Richtung) und schwarz (Eckmodelle) gekennzeichnet.

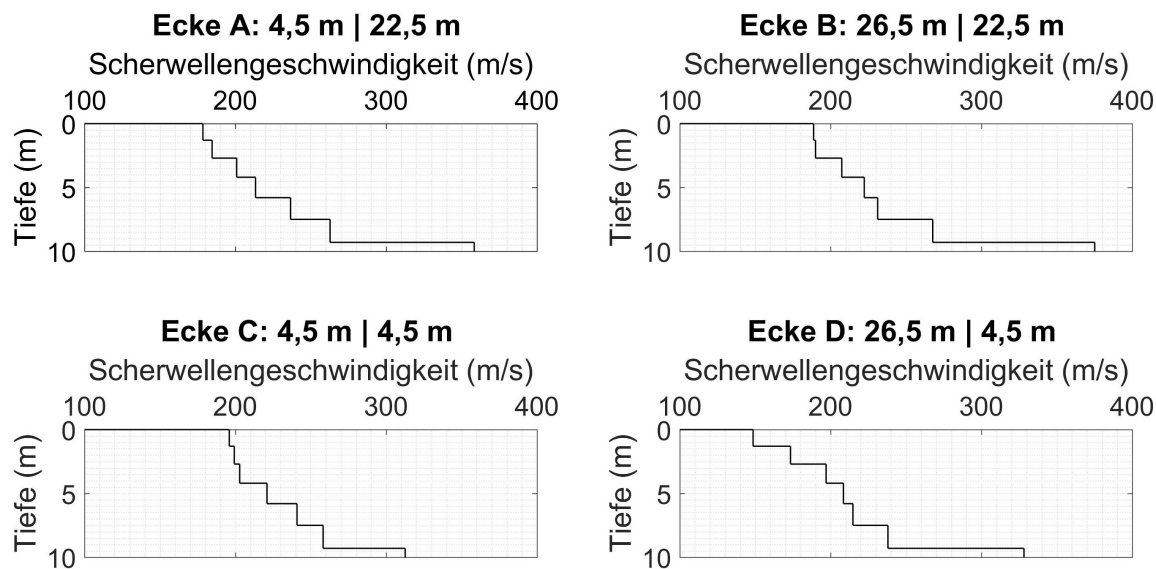


Abbildung 7.18.: Eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodelle für die Eckbereiche des Messfeldes. Für die Erstellung der Modelle wurden in allen Ecken jeweils Geophonraster von  $9\text{ m} \times 9\text{ m}$  verwendet und nach Kapitel 2.4.3 ausgewertet.



keitsmodelle der Eckbereiche. Wie zu erwarten zeigt das eindimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell der Ecke  $D$  oberflächennah die geringsten Geschwindigkeiten von  $v_s = 148,6 \text{ m/s}$ . Ab der dritten modellierten Schicht nehmen alle vier Geschwindigkeitsmodelle ähnliche Scherwellengeschwindigkeiten an.

Über eine Inter- und Extrapolation werden auch für noch nicht besetzte Modellbereiche Scherwellengeschwindigkeiten ermittelt. Nachdem für die gesamte Messfeldausdehnung Geschwindigkeiten vorliegen, wird das Modell auch in den Eckbereichen geglättet. Abbildung 7.17 rechts zeigt einen Horizontalschnitt durch das erweiterte Modell sowie die Verteilung der eindimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodelle im Bereich des gesamten Messfeldes.

### 7.4.2. Beschreibung und Evaluation des erweiterten Modells

Den Abbildungen 7.17 rechts und 7.19 ist zu entnehmen, dass oberflächennah Geschwindigkeiten von  $117 \text{ m/s} \leq v_s \leq 211 \text{ m/s}$  vorliegen, wobei die niedrigste Geschwindigkeit in der südöstlichen Ecke der Modellausdehnung vorliegt und es sich damit um einen extrapolierten Wert handelt. Werden die extrapolierten Werte außer Acht gelassen, so nimmt der modellierte Niedriggeschwindigkeitsbereich Scherwellengeschwindigkeiten von  $145 \text{ m/s} \leq v_s \leq 160 \text{ m/s}$  an und weist eine durchschnittliche Breite von  $7,5 \text{ m}$  auf. Außerdem verläuft er in einem Winkel von etwa  $50^\circ$  zur  $x$ -Achse und nimmt einen der aus

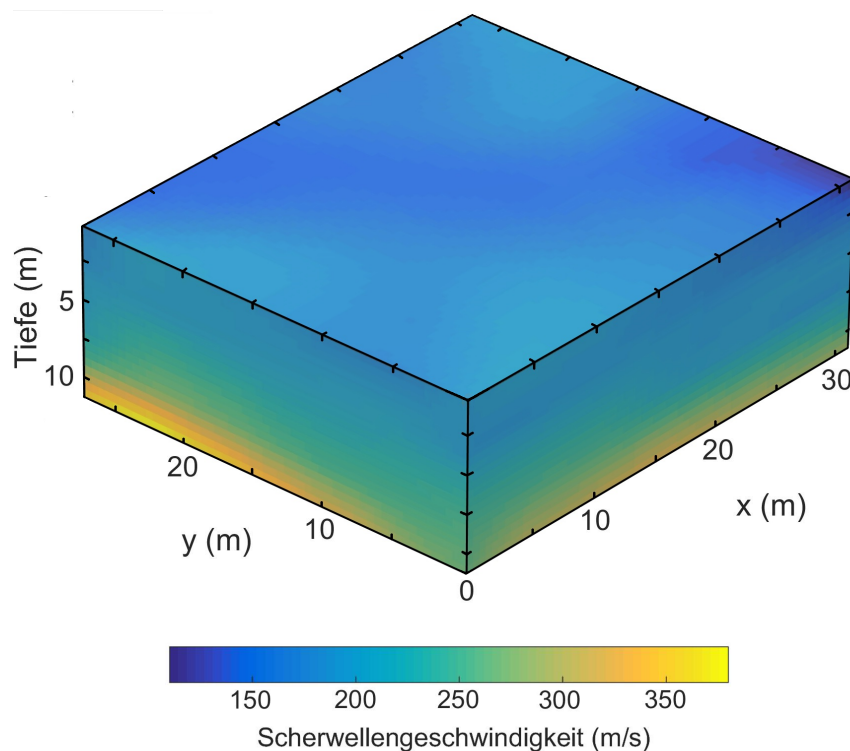


Abbildung 7.19.: Kombiniertes dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell als Startmodell für die dreidimensionale Wellenforminversion.

## 7. Analyse von Oberflächenwellen

Geländebeobachtungen abgeleiteten Tendenz ähnlichen Verlauf an. Ab 1,25 m außerhalb des Niedriggeschwindigkeitsbereiches betragen die modellierten Scherwellengeschwindigkeiten  $v_s \geq 180$  m/s. Die vertikale Geschwindigkeitsverteilung zeigt kontinuierlich zunehmende Werte. Auch beim erweiterten Modell wird der Halbraum bis in eine Tiefe von  $z = 11,0$  m visualisiert und nimmt Scherwellengeschwindigkeiten von  $v_s \approx 400$  m/s an.

Abbildung 7.21a zeigt einen Ausschnitt des Diagonalschnittes entlang der Achse  $\overline{CB}$  durch das dreidimensionale Modell (Lage siehe Abbildung 7.20). In dieser Sektion nimmt der Niedriggeschwindigkeitsbereich in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m eine Breite von  $\approx 8$  m an und erstreckt sich bis in eine Tiefe von  $z = 2,2$  m. Der Vergleich mit dem Ergebnis der Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen (vgl. Abbildung 7.20 und 7.21b) zeigt, dass auch hier eine ähnliche Ausdehnung des Niedriggeschwindigkeitsbereiches modelliert wird. Dabei sei anzumerken, dass die südwestliche Abgrenzung des Niedriggeschwindigkeitsbereiches im Ergebnis der Wellenforminversion nicht klar auszumachen ist und der Niedriggeschwindigkeitsbereich daher in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m je nach Interpretation eine Breite von etwa 6,0 m oder 9,0 m aufweist. Auch hier erstreckt sich der Niedriggeschwindigkeitsbereich bis in eine Tiefe von  $z = 2,2$  m. Der Vergleich mit den Ergebnissen einer Georadar-sektion zeigt allerdings, dass sich die Anomalie hier bis in eine Tiefe von  $z = 3,0$  m erstreckt und in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m eine Breite von

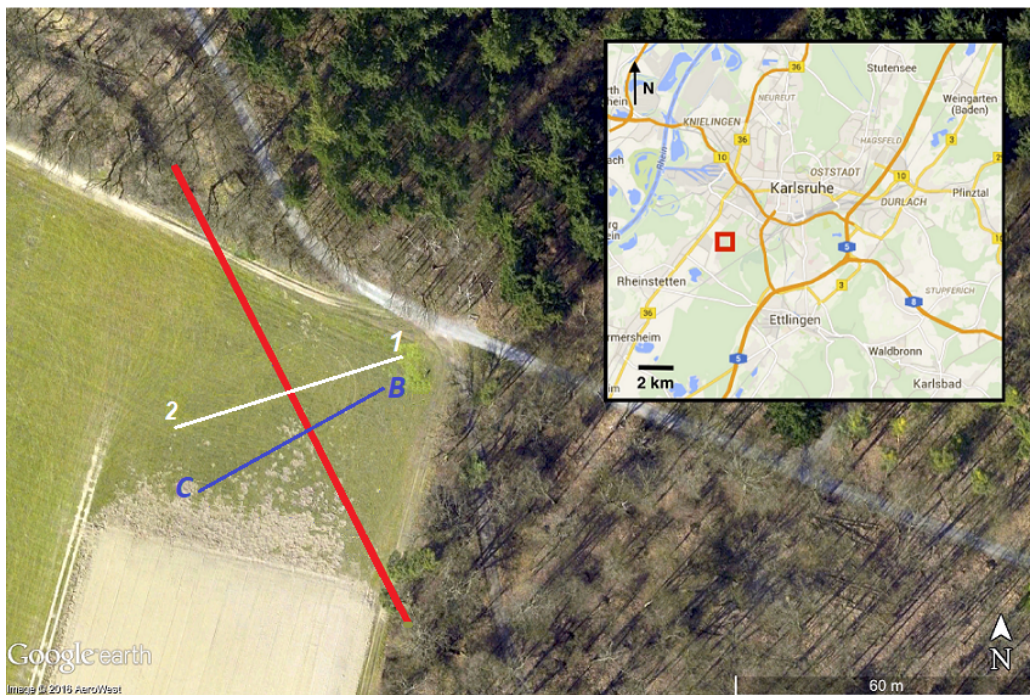
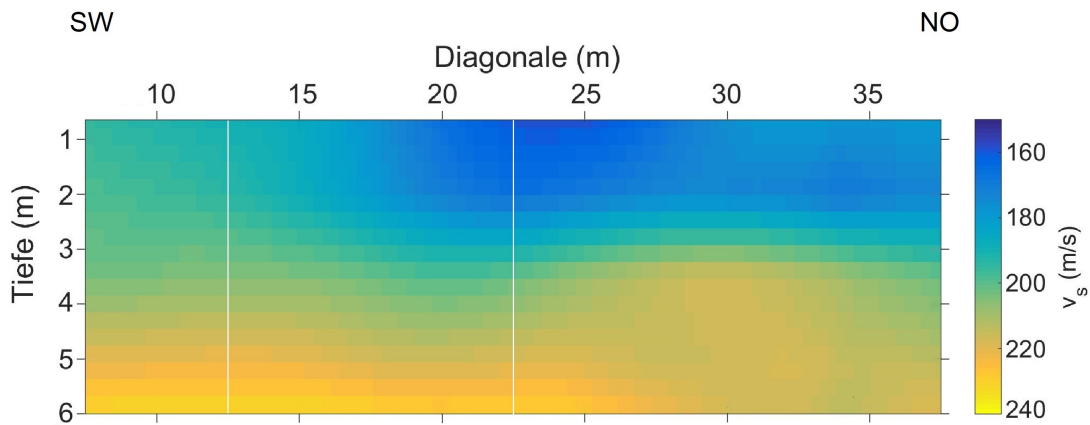
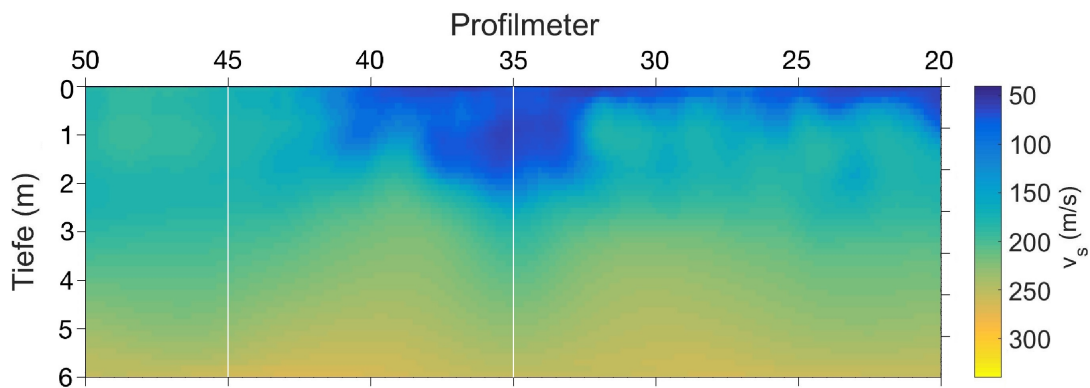


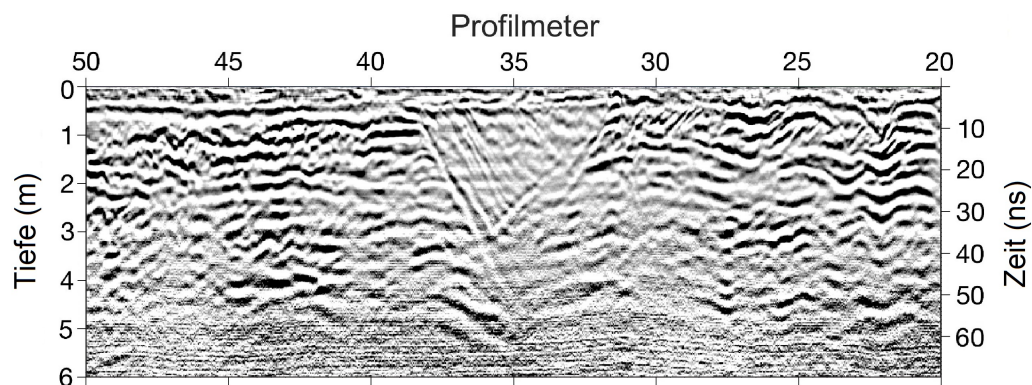
Abbildung 7.20.: Lageplan der Ettlenger Linie bei Rheinstetten mit Verzeichnung der Lagen des Diagonalschnittes (blau) und des Profils für die zweidimensionale Wellenforminversion (weiß). Der vermutete Verlauf der Ettlenger Linie ist durch eine rote Linie markiert. Das Kartenmaterial ist Google Earth und Google Maps entnommen.



(a) Ausschnitt des Vertikalschnittes durch das erweiterte dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell entlang der Diagonalen.



(b) Ausschnitt des Ergebnisses der Wellenforminversion von Rayleigh-Wellen (verändert entnommen aus Wittkamp, 2016). Man beachte die größere Spreizung der Farbskala.



(c) Ergebnis einer Georadar-Sektion (verändert entnommen aus Wittkamp, 2016).

Abbildung 7.21.: Evaluation des erweiterten dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells anhand des Ergebnisses der zweidimensionalen Wellenforminversion und einer Georadarsektion. Die Abbildungen sind nicht maßstabsgetreu dargestellt. Jedes der Profile schneidet die Niedriggeschwindigkeitsanomalie nahezu rechtwinklig, wobei der Ursprung der Diagonalen durch das dreidimensionale Modell südwestlich der Anomalie liegt. Der Ursprung der beiden Referenzschnitte liegt nordöstlich der Anomalie. Weiße Markierungen spiegeln die Lage eindimensionaler Vertikalschnitte wider.

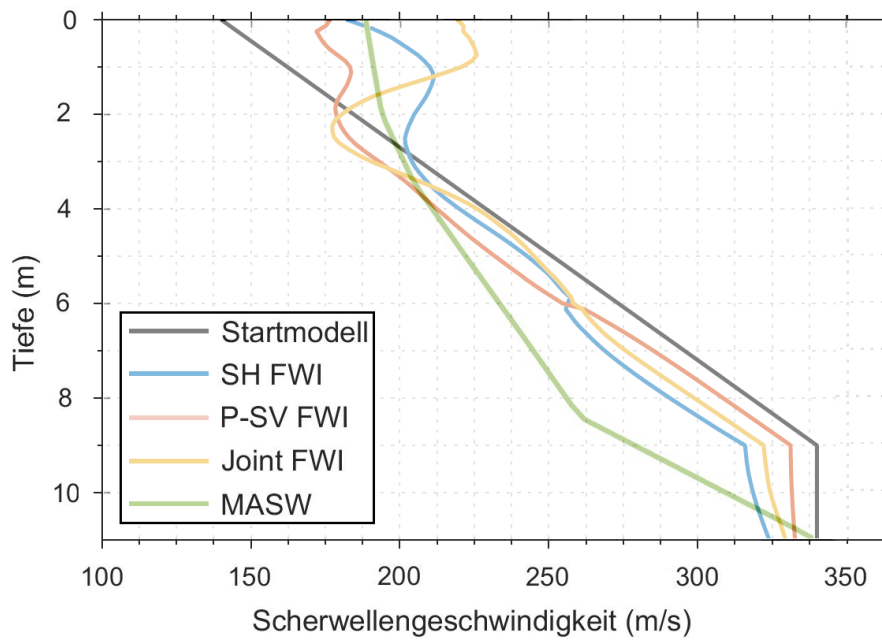
6,6 m aufweist (vgl. Abbildung 7.21c). Der Vergleich zeigt weiter, dass bei diesen Tiefenschnitten die Form der Anomalie nur im Ergebnis der Georadar-Sektion eindeutig zu erkennen ist.

Werden die modellierten Scherwellengeschwindigkeiten verglichen, so wird die Erkenntnis aus den Voruntersuchungen nicht bestätigt. Für den betrachteten Tiefenbereich stimmen die modellierten Geschwindigkeiten gut überein. Lediglich im Niedriggeschwindigkeitsbereich liegt eine Differenz von  $\Delta v_s \approx 50$  m/s vor. Die Größenordnungen der umliegenden, oberflächennahen Geschwindigkeiten kongruieren. Im Ergebnis der Wellenforminversion treten in einer Tiefe von  $z = 0,65$  m Scherwellengeschwindigkeiten von  $100 \text{ m/s} \leq v_s \leq 200 \text{ m/s}$  auf. Im Ergebnis der MASW zeigen sich hier Geschwindigkeiten von  $170 \text{ m/s} \leq v_s \leq 200 \text{ m/s}$ . An dieser Stelle sei außerdem angemerkt, dass in beiden Geschwindigkeitsmodellen nordöstlich der Anomalie oberflächennah niedrigere Geschwindigkeiten modelliert werden, als südwestlich. Auch in tiefer liegenden Bereichen stimmen die modellierten Geschwindigkeiten gut überein.

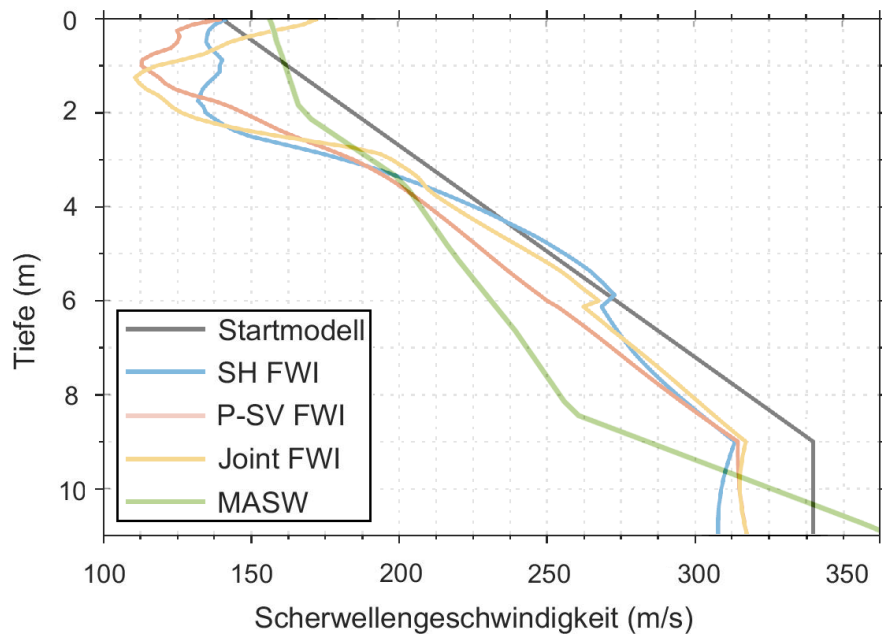
In Abbildung 7.22 sind eindimensionale Vertikalschnitte durch die zweidimensionalen Ergebnisse der MASW und FWI dargestellt. Die Lage der eindimensionalen Vertikalschnitte kann den Abbildungen 7.21a und 7.21b entnommen werden. Südwestlich der Anomalie (Abb. 7.22a) zeigen die modellierten Scherwellengeschwindigkeiten bis in eine Tiefe von  $z \approx 5$  m eine gute Übereinstimmung. Im Tiefenbereich  $6 \text{ m} \leq z \leq 10 \text{ m}$  zeigen sich Differenzen von bis zu  $\Delta v_s \approx 50$  m/s. Die Geschwindigkeiten des Halbraumes stimmen jedoch wieder überein. Die eindimensionalen Vertikalschnitte im Bereich der Anomalie (Abb. 7.22b) zeigen bis in eine Tiefe von  $z = 2$  m Differenzen von bis zu  $\Delta v_s = 50$  m/s. Anschließend gleichen sich die modellierten Scherwellengeschwindigkeiten bis in eine Tiefe von  $z = 5$  m. Für Tiefen  $z > 6$  m zeigen die Geschwindigkeiten Differenzen von bis zu  $\Delta v_s = 35$  m/s, wobei auch hier die durch MASW gewonnenen Geschwindigkeiten tendenziell niedriger sind. Wie auch beim Vertikalschnitt südwestlich der Anomalie liegt die höchste Differenz in einer Tiefe von  $z \approx 8$  m. Die modellierte Geschwindigkeit des Halbraumes hingegen liegt etwa um  $\Delta v_s = 50$  m/s höher als die durch die FWI modellierten Geschwindigkeiten.

Wird der großflächige Geschwindigkeitsverlauf der zweidimensionalen Ergebnisse verglichen, so zeigt sich eine sehr ähnliche Tendenz. In beiden Geschwindigkeitsmodellen wird unterhalb der Anomalie eine Zone geringfügig niedrigerer Geschwindigkeiten modelliert (in einer Tiefe von  $3,0 \text{ m} \leq z \leq 4,0 \text{ m}$ ). Sowohl südwestlich als auch nordöstlich des Niedriggeschwindigkeitsbereiches sind in diesem Tiefenbereich in beiden Modellen höhere Geschwindigkeiten zu erkennen.





(a) Eindimensionaler Vertikalschnitt durch den Diagonalschnitt bei 12,5 m bzw. durch die Ergebnisse der zweidimensionalen Wellenforminversion bei 45 m.



(b) Eindimensionaler Vertikalschnitt durch den Diagonalschnitt bei 22,5 m bzw. durch die Ergebnisse der zweidimensionalen Wellenforminversion bei 35 m.

Abbildung 7.22.: Evaluation des erweiterten dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells anhand eindimensionaler Vertikalschnitte durch den Diagonalschnitt (grün) bzw. durch die Ergebnisse der zweidimensionalen Wellenforminversionen von Oberflächenwellen (Rayleigh-Welle: rot, Love-Welle: blau, simultan: orange, Startmodell der FWI: schwarz, verändert entnommen aus Wittkamp, 2016).

### 7.4.3. Geologische Interpretation

Im vorangegangenen Unterkapitel wurde die Anomalie als etwa 8 m breit und 2,2 m tief beschrieben (vgl. auch Abbildung 7.23). Aufgrund der Kenntnisse aus historischen Belegen und den geophysikalischen Voruntersuchungen im Untersuchungsgebiet (vgl. Kapitel 3), kann zweifelsfrei bekräftigt werden, dass es sich bei der durch die MASW modellierte Anomalie um den ehemaligen, wieder verfüllten Wehrgraben handelt. Im erweiterten und geglätteten Modell weist dieser eine Scherwellengeschwindigkeit von  $145 \text{ m/s} \leq v_s \leq 160 \text{ m/s}$  auf und liegt damit im unteren Wertebereich der Scherwellengeschwindigkeiten von trockenem Ton und Schluff ( $150 \text{ m/s} \leq v_s \leq 300 \text{ m/s}$ , Foti, 2015). Umliegendes, oberflächennahes Material weist eine Scherwellengeschwindigkeit von  $v_s \approx 180 \text{ m/s}$  auf und liegt damit ebenfalls im Bereich von trockenem Ton und Schluff. Denkbar ist, dass das für die Wiederverfüllung verwendete Bodenmaterial mit einer geringeren Dichte eingebaut wurde und sich dieser Kontrast in den Scherwellengeschwindigkeiten widerspiegelt (vgl. Gleichung 2.12). Eine weitere Mutmaßung ist die höhere Sättigung des wieder verfüllten, weniger dichten Materials im ehemaligen Wehrgraben. Da das Dichtemodell, das durch die zweidimensionale Wellenforminversion gewonnen wurde, keine eindeutigen Dichtveränderung im Bereich der Anomalie zeigt, könnte eine Untersuchung des Bodenmaterials über direkte oder indirekte Bodenaufschlüsse den Grund für die Differenz der Scherwellengeschwindigkeiten aufzeigen. Über diese Methode könnte zudem eindeutig festgestellt werden, ob es sich bei dem wieder verfüllten Material um ortstypisches Material handelt oder ob sich dieses von dem den Graben umgebenden Material in seiner Zusammensetzung erkennbar unterscheidet.

Weiter wurde in Kapitel 7.4.2 beschrieben, dass nordöstlich der Anomalie oberflächennah niedrigere Scherwellengeschwindigkeiten modelliert werden. Dies ist auch in Abbildung 7.17 rechts zu erkennen. Da die Anregungen des Wellenfeldes westlich und südlich der Anomalie erfolgen, könnten die niedrigen Geschwindigkeiten durch den in Kapitel 7.3.4 beschriebenen Schatteneffekt der Anomalie erklärt werden. Weiter ist anzumerken, dass dieser Bereich dem angrenzenden Wald zugewandt ist und während der Feldarbeiten festgestellt wurde, dass der Untergrund mit abnehmenden Abstand zum Waldrand eine weniger große Festigkeit aufwies. Auch dies könnte eine Ursache für oberflächennah verringerte Scherwellengeschwindigkeiten sein.

Die vertikale Geschwindigkeitsverteilung zeigt bis in eine Tiefe von  $z = 9,3 \text{ m}$  eine kontinuierliche Zunahme der Geschwindigkeiten und keine sprunghaften Geschwindigkeitsveränderungen, sodass keine Schichtgrenzen festgestellt werden können. Der sich anschließende Halbraum grenzt sich durch seine erhöhten Scherwellengeschwindigkeiten ab. Da diese jedoch gemittelte Geschwindigkeiten aller tiefer liegenden Schichten darstellen, ist dieser Anstieg der Scherwellengeschwindigkeiten geologisch nicht zu interpretieren.

Im Vergleich zu den Scherwellengeschwindigkeitsmodellen für in  $x$ - bzw.  $y$ -Richtung verlaufende Profile gleicht der Verlauf der modellierten Anomalie des erweiterten und geglätteten Modells dem durch Geländebeobachtungen vermuteten Verlauf der Ettlinger Linie (vgl. Abbildung 7.17 rechts). Es ist jedoch festzuhalten, dass der erwartete Verlauf tendenziell eher der südwestlichen Begrenzung des Niedriggeschwindigkeitsbereiches folgt. In Kapitel 7.3.4 wird beschrieben, dass die Anomalie in den beiden einzelnen Scherwel-

lengeschwindigkeitsmodellen für in  $x$ - und  $y$ -Richtung verlaufende Profile jeweils gegen das Ende des Profils verschoben sein könnte. Das heißt die Anomalie des kombinierten und geglätteten Modells ist ebenfalls verschoben, hier in nordöstliche Richtung. Auf die Interpretation der Eckbereiche des dreidimensionalen Geschwindigkeitsmodells wird an dieser Stelle verzichtet, da hier über die Inversion von Dispersionskurven nur wenige Informationen über die Geschwindigkeitsverteilung erhalten werden können (vgl. Abbildung 7.17).

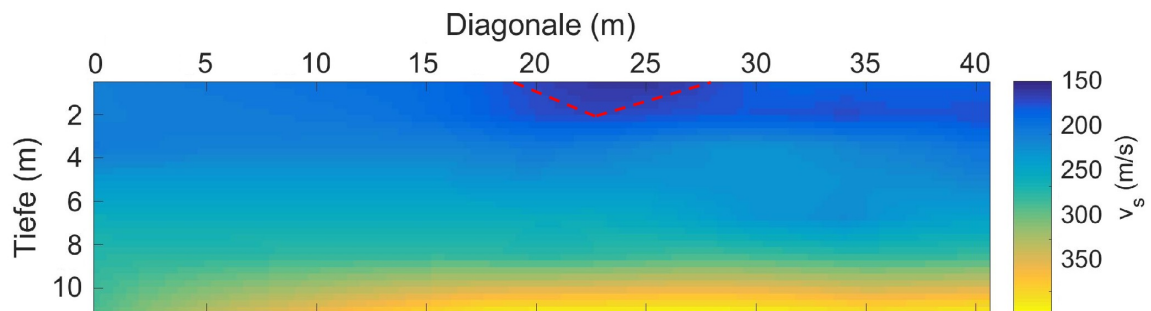


Abbildung 7.23.: Diagonalschnitt durch das erweiterte dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell.





## 8. Ausblick

Heutzutage ist die Analyse und Inversion von Dispersionskurven die gängigste Methode, um bei flachseismischen Untersuchungen eine Scherwellengeschwindigkeitsverteilung zu erhalten. Doch im Bereich von heterogenem Untergrund stößt die Methode an ihre Grenzen. So blieben auch im Rahmen dieser Arbeit Fragen offen, die möglicherweise im Rahmen sich anschließender Arbeiten geklärt werden können.

Die für die Erfassung der 9-C Daten angewandte Quelle wurde in unserem Institut das erste Mal verwendet und eine institutseigene umfangreiche Erprobung der Quelle unter allen denkbaren Gesichtspunkten war aus zeitlichen Gründen nicht möglich. Im Rahmen dieser Arbeit konnte keine Erklärung für die vergleichbar niedrigen Amplituden bei horizontaler Anregung gefunden werden. Eine genauere Untersuchung könnte klären, wodurch dies verursacht wird und verbessert werden kann.

Aufgrund dieser niedrigen Amplituden können im Rahmen dieser Arbeit keine Scherwellengeschwindigkeitsmodelle über die Analyse der Dispersionskurven von Love-Wellen gewonnen werden. Der Vergleich mit einer konventionellen Horizontalquelle zeigt jedoch wenige Unterschiede in den Dispersionskurven höherer Moden. In Rahmen weiterer Arbeiten könnten daher die Dispersionskurven höherer Moden der Love-Wellen untersucht und möglicherweise invertiert werden. Ein Vergleich des so erhaltenen Scherwellengeschwindigkeitsmodells mit dem hier gewonnenen Modell könnte weitere Aufschlüsse über den Untergrund geben.

In Kapitel 7.3.4 wird eine Verschiebung der modellierten Anomalie in Richtung des Profildes vermutet. Wie stark die laterale Verschiebung der Anomalie ist, könnte durch die Auswertung der Profile in entgegengesetzte Richtung geprüft werden. Hierfür wären jedoch Quellpositionen nördlich und östlich des Messfeldes nötig.

Das erweiterte und geglättete Scherwellengeschwindigkeitsmodell soll als Startmodell für eine dreidimensionale Wellenforminversion dienen. Durch diese wird die Anomalie schärfer abgegrenzt werden. Im Vergleich zu einer zweidimensionalen Wellenforminversion werden bei einer dreidimensionalen Wellenforminversion auch die Informationsgehalte von 3D-Effekten im Untergrund (gebeugte Wellen etc.) genutzt und in das Modell eingespeist. Durch eine rechentechnisch höchst aufwendige dreidimensionale Wellenforminversion werden Information über den Untergrund in allen Raumrichtungen wiedergegeben, was erlaubt den Verlauf der Ettliger Linie detailliert nachvollziehen zu können.

Sowohl das hier gewonnene dreidimensionale Scherwellengeschwindigkeitsmodell als auch die Modelle, die durch die Wellenforminversion gewonnen werden, können durch indirekte oder direkte Aufschlüsse evaluiert werden. Punktuelle Bohrungen außerhalb und im Bereich der modellierten Anomalie würden Rückschlüsse über den vertikalen Schichtaufbau ermöglichen und eventuell Gegebenheiten aufzeigen, die anhand geophysikalischer Methoden bis jetzt noch nicht auflösbar sind.



# Abbildungsverzeichnis

2.1.	Galperin-Quelle . . . . .	10
2.2.	Veranschaulichung der Galperin-Geometrie . . . . .	11
2.3.	Überblick über die MASW-Methode . . . . .	12
2.4.	Flussdiagramm zur Übersicht der einzelnen Arbeitsschritte bei der Analyse von Oberflächenwellen . . . . .	15
2.5.	Zweidimensionales Akquisitionssystem . . . . .	18
3.1.	Verlauf der Ettliger Linie im Jahr 1708/1709 . . . . .	20
3.2.	Lageplan der Ettliger Linie . . . . .	22
3.3.	Ergebnisse der simultanen Wellenforminversion von Oberflächenwellen . . . . .	23
3.4.	Ergebnisse der Auswertung von GPR-Daten . . . . .	24
3.5.	Georeferenzierter Tiefenschnitt des 3D-GPR-Modells . . . . .	24
4.1.	Wahres Scherwellengeschwindigkeits-Modell der synthetischen Daten . . . . .	26
4.2.	Dispersionskurven anhand synthetischer Daten eines heterogenen Untergrundes . . . . .	27
4.3.	Vergleich des wahren und des invertierten Scherwellengeschwindigkeits-Modells der synthetischen Daten . . . . .	29
4.4.	Misfit und Anzahl der Iterationsschritte der einzelnen 1D Inversionen . . . . .	31
4.5.	Akquisitionsgeometrie zur Erfassung von Felddaten im Rahmen der Masterarbeit von Wittkamp (2016) . . . . .	32
4.6.	Dispersionskurve anhand der Felddaten von Wittkamp (2016) . . . . .	33
4.7.	1D Scherwellengeschwindigkeits-Modelle im Vergleich . . . . .	36
4.8.	Einfluss der Anzahl von Spuren auf die Dispersionsabbildung . . . . .	38
4.9.	2D Scherwellengeschwindigkeits-Modelle im Vergleich . . . . .	40
4.10.	Misfit und Anzahl der Iterationsschritte der 7 Einzelinversionen . . . . .	41
5.1.	Lageplan der Ettliger Linie mit Verzeichnung des Messfeldes . . . . .	44
5.2.	Geophontypen für die Erfassung von 9-C Daten . . . . .	45
5.3.	Akquisitionsgeometrie mit grobem Geophonraster zur Aufnahme von 9-C Felddaten . . . . .	46
5.4.	Akquisitionsgeometrie mit engerem Geophonraster zur Aufnahme von 9-C Felddaten . . . . .	47
6.1.	Seismogramme der 9-C Rohdaten für Schussposition 1 . . . . .	51
6.2.	Seismogramme der 9-C Rohdaten für Schussposition 42 . . . . .	52
7.1.	Dispersionsabbildungen der Rayleigh- und Love-Wellen für Schussposition 1 . . . . .	54

7.2.	Dispersionsabbildungen der Rayleigh- und Love-Wellen für Schussposition 42 . . . . .	55
7.3.	Vergleich Galperin-Quelle mit konv. Horizontalquelle . . . . .	57
7.5.	Spurenbereiche und Entwicklung der Dispersionskurven . . . . .	62
7.6.	Verwendete Quell- und Empfängerpositionen für die Erstellung des 3D Modells für Profile in $x$ -Richtung . . . . .	65
7.7.	Dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell für Profile in $x$ -Richtung . . . . .	66
7.8.	Fehlerverteilung, Horizontalschnitt und Vertikalschnitt des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells für Profile in $x$ -Richtung . .	68
7.9.	Anpassungen der invertierten Dispersionskurven an die gepickte und geglättete Dispersionskurven. . . . .	69
7.10.	Verwendete Quell- und Empfängerpositionen für die Erstellung des 3D Modells für Profile in $y$ -Richtung . . . . .	70
7.11.	Dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell für Profile in $y$ -Richtung . . . . .	71
7.12.	Fehlerverteilung, Horizontalschnitt und Vertikalschnitt des dreidimensionalen Scherwellengeschwindigkeitsmodells für Profile in $y$ -Richtung . .	73
7.13.	Anpassungen der invertierten Dispersionskurven an die gepickte und geglättete Dispersionskurven. . . . .	74
7.14.	Vergleich der modellierten Niedriggeschwindigkeitsbereiche . . . . .	75
7.15.	Vergleich der Scherwellengeschwindigkeitsmodelle . . . . .	76
7.16.	Vergleich der Scherwellengeschwindigkeitsmodelle . . . . .	78
7.17.	Kombiniertes und erweitertes Scherwellengeschwindigkeitsmodell . . .	80
7.18.	Scherwellengeschwindigkeitsmodelle in Eckbereichen des Messfeldes . .	80
7.19.	Dreidimensionales Scherwellengeschwindigkeitsmodell als Startmodell für die Wellenforminversion . . . . .	81
7.20.	Lageplan der Ettliger Linie mit Verzeichnung der Vergleichsprofile . . .	82
7.21.	Evaluation des erweiterten Scherwellengeschwindigkeitsmodells . . . .	83
7.22.	Evaluation des erweiterten Scherwellengeschwindigkeitsmodells 2 . . .	85
7.23.	Diagonalschnitt durch das erweiterte Scherwellengeschwindigkeitsmodell	87
A.1.	Vergleich der Galperin-Quelle mit konventionellen Quellen I . . . . .	103
A.2.	Vergleich der Galperin-Quelle mit konventionellen Quellen II . . . . .	104
A.3.	Vergleich der Galperin-Quelle mit konventionellen Quellen III . . . . .	104

# Tabellenverzeichnis

4.1. Startmodell und Inversionsergebnis der eindimensionalen Auswertung von Oberflächenwellen. . . . .	34
7.1. Startmodell und Inversionsergebnisse der Auswertung von Rayleigh-Wellen zur Überprüfung der Homogenität des Untergrundes. . . . .	59
7.2. Startmodell für die Erstellung der dreidimensionalen Untergrundmodelle	65



# Literaturverzeichnis

AKI, K. und RICHARDS, P. G. (2002). *Quantitative Seismology*. University Science Books.

BINNIG, M. (2015). *Full Waveform inversion of shallow seismic Rayleigh waves to characterize the "Ettlinger Linie"*. Masterthesis. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

BERGAMO, P., BOIERO, D. und SOCCO, L.V. (2012). *Retrieving 2D structures from surface-wave data by means of space-varying spatial windowing*. *Geophysics*, Vol. 77, No. 4, EN39-EN51.

BOHLEN, T. (2002). *Parallel 3-D viscoelastic finite difference seismic modelling*. *Computers and Geosciences* 28, No. 8 (2002), 887-899.

BOHLEN, T., KUGLER, S., KLEIN, G., und THEILEN, F. (2004). *1.5D inversion of lateral variation of Scholte wave dispersion*. *Geophysics*, 69, 330-344.

CARCIONE, J. M., KOSLOFF, D. und KOSLOFF, R. (1998). *Wave propagation simulation in a viscoelastic medium*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 93, 597-611.

CARMICHAEL, R. S. (1989). *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC Press, Inc.

FORBRIGER, T. (2003). *Inversion of shallow-seismic wavefields: I. Wavefield transformation*. *Geophys. J. Int.* 153(3), 719-734.

FORBRIGER, T. (2017). *Oberflächenwellen - Nutzen und Tücken für die seismische Erkundung*. 77. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft. Kolloquium 2017.

FOTI, S., LAI, C. G., RIX, G. J. und STROBBIA, C. (2015). *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*. CRC Press, Taylor & Francis Group. 978-0-415-67876-6 (Hardback).

GALPERIN, E. I. (1995). *Azimuthal method of seismic observations*. Moskau, Gostoptechizdat 80.

GARDNER, G., GARDNER, L. und GREGORY, A. (1974). *Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps*. *Geophysics*, 39(6), 770-780.

- GOLUB, G. H. und REINSCH, C. (1970). *Singular value decomposition and least-squares solution*. Num. Math., 14, 403-420.
- GRAIZER, V. (2009). *The response to complex ground motions of seismometers with galperin sensor configuration*. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(2B), 1366-1377.
- GROOS, L. (2013). *2D full waveform inversion of shallow seismic Rayleigh waves*. Doktorarbeit. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- HÄUSLER, M. (2016). *36 Component Seismic Data: Investigating Translational and Rotational Components in Exploration Seismology*. Masterthesis. Delft University of Technology, ETH Zürich, RWTH Aachen University.
- HÜTTNER, R., KONRAD, J. und ZITZMANN, A. (1986). *Geologische Übersichtskarte 1:200000, Blatt CC7110 Mannheim*. In: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Zusammenarbeit mit den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. Hannover.
- KITSUNEZAKI, C, YOKOI T, OKUZUMI, K. (1994). *SH-wave generation by a vertical force applied close to a pit*. First Break, 1994, 12: 99-105.
- LANG, K. (1907). *Die Ettlinger Linie und ihre Geschichte*. 1. Auflage. Ettlingen, Selbstverlag, 1965.
- LÜTTSCHWAGER, G. (2014). *Simulation und Feldmessung der Abstrahlung seismischer Vibratoren im Nahfeld*. Masterthesis. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- LUO, Y., XIA, J., MILLER, R. D., XU, Y., LIU, J. und LIU, Q. (2008). *Rayleigh-wave dispersive energy imaging using a high-resolution linear Radon transform*. Pure Appl. Geophys. 165(5), 903-922.
- MARQUARDT, D. W. (1963). *An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters*. J. Soc. Indus. Appl. Math., 2, 431-441.
- MC MECHAN, G. A. und YEDLIN, M. J. (1981). *Analysis of dispersive waves by wave field transformation*. Geophysics 46, 869-874.
- MI, B., XIA, J., SHEN, C., WANG, L., HU, Y. und CHENG, F. (2017). *Horizontal resolution of multichannel analysis of surface waves*. Geophysics, Vol. 82, No. 3 (MAY-JUNE 2017), EN51-EN66.
- PAN, Y., XIA, J., XU, Y. und GAO, L. (2016). *Multichannel analysis of Love waves in a 3D seismic acquisition system*. Geophysics VOL. 81, No. 5, 67-74.



- PARK, C. B., MILLER, R. D. und XIA, J. (1998). *Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record*. Technical Program with Biographies, SEG, 68th Annual Meeting, New Orleans, Louisiana 1377-1380.
- ROBERTSSON, J. O. A., BLANCH, J. O. und SYMES, W. W., (1994). *Viscoelastic finite-difference modeling*. Geophysics 59 (9), 1444-1456.
- SHERIFF, R. E. und GELDART, L. P. (1983). *Exploration seismology. History, theory ad data acquisition*. Volume 1. Cambridge University Press, New York.
- SHERIFF, R. E. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. 4th ed. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.
- STÖVHASE, J. (2015). *Laufzeittomographie von SH-Wellen zur Charakterisierung der Ettlinger Linie bei Rheinstetten*. Bachelorthesis. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- STOKOE II, K. H., WRIGHT, G. W., BAY, J. A. und ROESSET, J. M (1994). *Characterization of geotechnical sites by SASW method: geophysical characterization of sites*. Woods, R. D. (Ed.), ISSMFE Technical Committee #10. Oxford Publishers, New Delhi, 15-25.
- TRAD, D., ULRYCH, T. und SACCHI, M. (2002). *Accurate interpolation with high-resolution time-variant Radon transforms*. Geophys. 67(2), 644-656.
- TRAD, D., ULRYCH, T. und SACCHI, M. (2003). *Latest views of the sparse Radon transform*. Geophys. 68, 386-399.
- WEGSCHEIDER, S. (2017). *Abbildung der Ettlinger Linie auf dem Segelflugplatz Rheinstetten mittels Georadar*. Masterthesis. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- WENZEL, F. (2016). *Elastische Wellen*. Skript zur Vorlesung Theorie seismischer Wellen im Masterstudiengang Geophysik am Karlsruher Institut für Technologie (KIT). Sommersemester 2016.
- WITTKAMP, F. (2016). *Individual and joint 2-D elastic full-waveform inversion of Rayleigh and Love waves*. Masterthesis. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- XIA, J., MILLER, R. D. und PARK, C. B. (1999). *Estimation of near-surface shear-velocity by inversion of Rayleigh waves*. Geophysics, vol. 64, no.3, 691-700.
- XIA, J., MILLER, R. D., PARK, C. B., HUNTER, J. A., HARRIS, J. B. und IVANOV, J. (2002). *Comparing shearwave velocity profiles from multichannel analysis of surface wave with borehole measurements*. Soil Dyn. Earthq. Eng. 22(3), 181-190.
- XIA, J., MILLER, R. D., PARK, C. B. und TIAN, G. (2003). *Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes*. J. Appl. Geophys. 52(1), 45-57.

XIA, J., CHEN, C., LI, P. H., u. a. (2004). *Delineation of a Collapse Feature in a Noisy Environment Using a Multichannel Surface Wave Technique*. *Geotéchnique*, 54(1), 17-27.

XIA, J., XU, Y. und MILLER, R. D. (2007). *Generating image of dispersive energy by frequency decomposition and slant stacking*. *Pure Appl. Geophys.* 164(5), 941-956.

XIA, J., MILLER, R. D., YIXIAN, X., YINHE, L., CHAO, C., JIANGPING, L., IVANOV, J. und ZENG, C. (2009). *High Frequency Rayleigh-Wave Method*. *Journal of Earth Sciences*, Vol. 20, No. 3, 563-579.

XIA, J. (2014). *Estimation of near-surface shear-wave velocities and quality factors using multichannel analysis of surface-wave methods*. *Journal of Applied Geophysics* 103(2014), 140-151.

YILMAZ, Ö. (1987). *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.

YOKOI, T. (1996). *Numerical study on the generation of downgoing S-waves by a vertical force acting close to a step-like topography*. *Geophysics*, 1996, 61: 192-201.

ZACHARIAS, S. (2010). *Akquisition und Interpretation von Oberflächenwellen für die Wellenforminversion*. Masterthesis. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

# Danksagung

Zum Gelingen dieser Arbeit haben mehrere Personen, mehr oder weniger offensichtlich, beigetragen. Allen Beteiligten, auch den nicht namentlich erwähnten, möchte ich meinen Dank aussprechen. Mein besonderer Dank gilt:

Professor Dr. Thomas Bohlen für das Ermöglichen und die zuverlässige wissenschaftliche Betreuung dieser Arbeit, das in mich gesetzte Vertrauen und den Freiraum zum selbstständigen Arbeiten.

Professor Dr. Joachim Ritter möchte ich danken für die Übernahme des Koreferates.

Tilman Steinweg danke ich für die gemeinsame Erstellung der Akquisitionsgeometrie und die Durchführung der Messungen, sowie unseren tatkräftigen Helfern für die verlässliche Unterstützung bei der Messdurchführung. Ohne Euch hätte diese Arbeit nicht entstehen können!

Ein weiterer Dank geht an Yudi Pan für viele wissenschaftliche Diskussionen. Zahlreiche interessante Debatten und Ideen haben maßgeblich dazu beigetragen, dass diese Masterarbeit in dieser Form vorliegt.

Mein größter Dank richtet sich an meine Eltern Heike und Andreas Schaneng, meinen Bruder Marc Schaneng und meinen Freund Heiko Stelzmann für den starken emotionalen Rückhalt über die Dauer meines gesamten Studiums!

Abschließend möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mir mein Studium durch ihre Unterstützung ermöglicht haben und stets ein offenes Ohr für meine Sorgen hatten.



# A. Anhang

## A.1. Verwendete Messinstrumente und zeitlicher Ablauf während der Erfassung von 9-C Daten

### A.1.1. Zur Verfügung stehende Messinstrumente

GFZ Potsdam (GIPP)	34 3-C Geophone, Eigenfrequenz: 4,5 Hz, Hersteller: SENSOR (Niederlande) inkl. 34 Adaptern; 10 Geophonkabel; 12 Interfacekabel; 10 Geoden (Ver. 9.28); 10 Batterien und 10 Batterieanschlusskabel; 2 Interfaceboxen mit doppeltem Eingang.
ETH Zürich	40 3-C Geophone, Eigenfrequenz: 4,5 Hz, Hersteller: GeoSpace (Houston, TX USA); 5 Geophonkabel; 5 Interfacekabel; 5 Geoden (Ver. 7.15); 7 Batterien und 7 Batterieanschlusskabel.
Université Grenoble Alpes	1 Interfacekabel; 2 Geoden (Ver. 9.14 und Ver. 7.06); 2 Batterien und 2 Batterieanschlusskabel.
TU Bergakademie Freiberg	38 3-C Geophone, Eigenfrequenz: 4,5 Hz, Hersteller: GeoSpace (Houston, TX USA).
GPI KIT Karlsruhe	51 3-C Geophone, Eigenfrequenz: 4,5 Hz, Hersteller: GeoSpace (Houston, TX USA); 5 Geophonkabel; 5 Interfacekabel; 3 Geoden (2× Ver. 9.30 und 1× Ver. 9.04); 3 Batterien and 3 Batterieanschlusskabel.

### A.1.2. Zeitplan

Die folgende tabellarische Aufführung skizziert den zeitlichen Ablauf während der Akquisition der 9-C Felddaten. Abbildung 5.4 im Hauptteil zeigt die grafische Darstellung des engen Geophonrasters mit Markierung der einzelnen Messabschnitte.

Tag	Geometrie	Nr. d. Profile in <i>y</i> -Richtung	Bemerkungen
24.04.2017	grob	alle	Verwendete Geophone: GeoSpace (Houston, TX USA).
25.04.2017	eng	1 -5	Verwendete Geophone: GeoSpace (Houston, TX USA) in Profil 1-4, SENSOR (Nederland) in Profil 5.
26.04.2017	eng	–	Technische Probleme mit einer Geode. Keine Daten aufgenommen.
27.04.2017	eng	6 - 10	Verwendete Geophone: GeoSpace (Houston, TX USA) in Profil 6-9, SENSOR (Nederland) in Profil 10.
28.04.2017	eng	11 - 15.5	Verwendete Geophone: GeoSpace (Houston, TX USA) in Profil 11-14, SENSOR (Nederland) in Profil 15. Erneut war eine Geode ausgefallen.
02.05.2017	eng	15.5 - 19	Verwendete Geophone: GeoSpace (Houston, TX USA) in Profil 16-19, SENSOR (Nederland) in Profil 15.
02.05.2017	eng	20 - 24.5	Verwendete Geophone: GeoSpace (Houston, TX USA) in Profil 20-23, SENSOR (Nederland) in Profil 24.
03.05.2017	eng	24.5 - 28	Verwendete Geophone: GeoSpace (Houston, TX USA) in Profil 25-28, SENSOR (Nederland) in Profil 24.

## A.2. Vergleich der Galperin-Quelle mit konventionellen Quellen

Die Abbildungen A.1 bis A.3 zeigen die spurnormierten Seismogramme der verschiedenen Quellen im Vergleich. Die Daten wurden am 03.05.2017 zu Referenzzwecken am Referenzprofil bei  $y = 0$  m aufgenommen. Das Galperin-Koordinatensystem wurde für die Darstellung in das Koordinatensystem gedreht, in dem die Empfänger angeordnet sind. Die Anregung mittels konventioneller Quellen erfolgte horizontal mit einem Schlagbalken, der entsprechend orientiert wurde, und vertikal mit einer Schlagplatte.

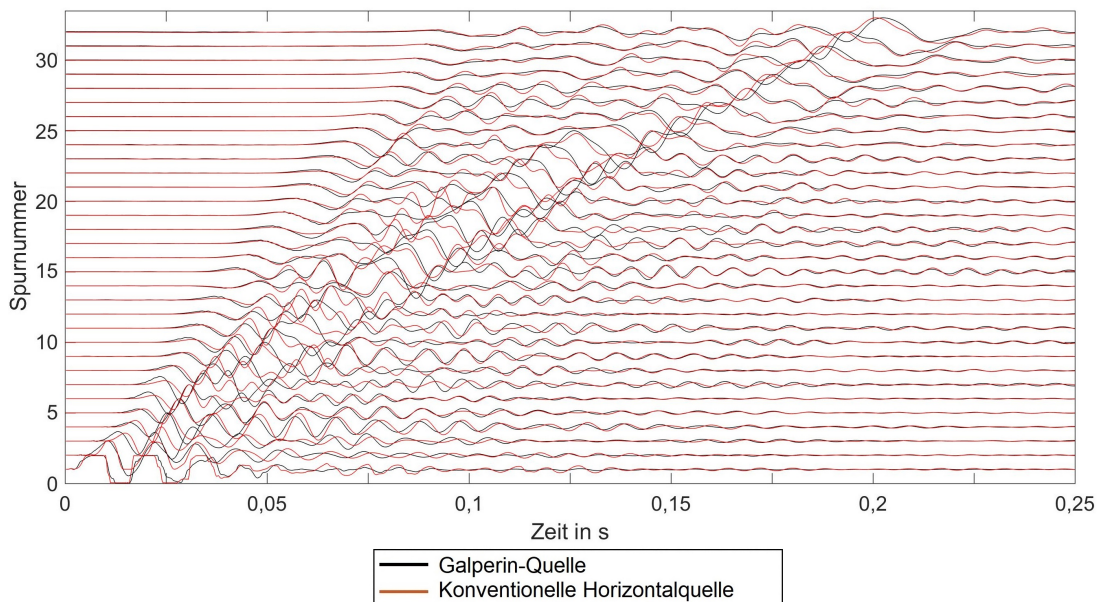


Abbildung A.1.: Vergleich der spurnormierten Seismogramme bei Anregung des Wellenfeldes mit der Galperin-Quelle (schwarz) und einer konventionellen Quelle (rot) **in Richtung des Profils**. Gezeigt sind die erfassten Daten der Horizontalgeophone, welche in Richtung des Profils angeordnet sind.

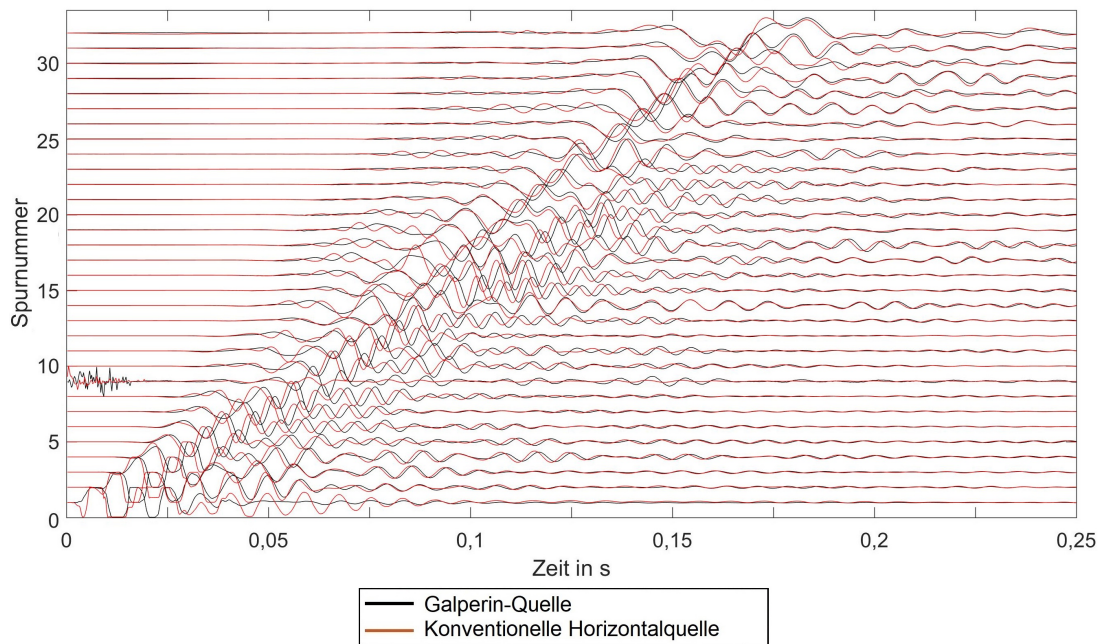


Abbildung A.2.: Vergleich der spurnormierten Seismogramme bei Anregung des Wellenfeldes mit der Galperin-Quelle (schwarz) und einer konventionellen Quelle (rot) **senkrecht zum Profil**. Gezeigt sind die erfassten Daten der Horizontalgeophone, welche senkrecht zum Profil angeordnet sind.

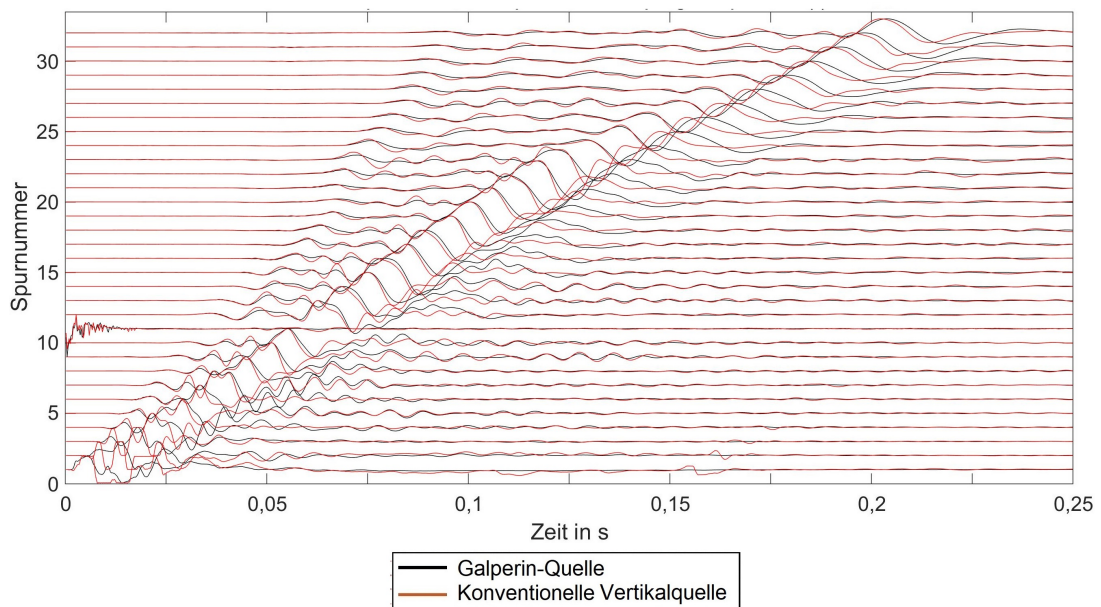


Abbildung A.3.: Vergleich der spurnormierten Seismogramme bei Anregung des Wellenfeldes mit der Galperin-Quelle (schwarz) und einer Schlagplatte (rot) in **vertikale Richtung**. Gezeigt sind die erfassten Daten der Vertikalgeophone.