

# Kapitel VI

## Datenbeispiele

Zur Entwicklung einer neuen Interpretationsmethode gehört die gründliche Erprobung an Messdaten. Es ist notwendig, dass das Verfahren in sich konsistent und bei der Inversion synthetischer Test-Daten erfolgreich ist. Das ist aber noch keine hinreichende Bedingung für seine Anwendbarkeit auf praktische Fragestellungen. Die Gegebenheiten einer geophysikalischen Feldmessung weichen in mehrfacher Hinsicht von den Idealisierungen ab, deren Gültigkeit für die verwendete Theorie vorausgesetzt wurde. Die flachseismischen Medien sind oft gerade in Oberflächennähe lateral stark heterogen. Auf Hammerschläge reagieren Lockersedimente eher plastisch als elastisch. Und die praktisch verfügbaren Quellen und Empfänger sind nur bis auf einige Prozent komponentenrein.

Aus diesem Grund führte ich im Rahmen der Arbeit zahlreiche Feldmessungen durch und untersuchte sie hinsichtlich der Interpretierbarkeit von Oberflächenwellen. In Abschnitt VI.2 zeige ich beispielhaft drei vollständige Inversionen flachseismischer Datensätze. Um die Bandbreite der Materialeigenschaften im Flachbereich zu illustrieren, stelle ich in Abschnitt VI.3 die Dispersionsanalysen mehrerer Feldbeispiele dar, ohne auf Details der Inversion einzugehen. Diese unterstreichen auch die Notwendigkeit, auf eine Klassifizierung von Oberflächenwellen im Sinne von Normalmoden zu verzichten. Abschließend zeige ich in Abschnitt VI.4 exemplarisch an zwei Datensätzen, wie sich eine falsche Zuordnung der beobachteten Oberflächenwellen zu Normalmoden auf das Ergebnis einer klassischen Dispersionskurven-Inversion auswirken kann.

Bei den seismischen Messungen, aus denen die Datensätze hervorgingen, die ich im Folgenden diskutiere, haben zahlreiche Kollegen mitgewirkt. Zuvorderst sind Stefan Hecht, Erhard Wielandt und Gunther Reimann zu nennen, die jeweils an mehreren Datensätzen beteiligt sind. Die Messungen im Hegau wurden während des gemeinsamen Geländepraktikums der Universitäten Karlsruhe und

Stuttgart durchgeführt. Insbesondere an den Messungen zum Datensatz RIEDHEIM 1996 waren Ruedi Widmer, Walter Zürn und Heinz Otto vom Institut für Geophysik in Karlsruhe, sowie Sven Huesges beteiligt. Die Datensätze HILZINGEN und RIEDENBERG entstanden unter Beteiligung von Studenten des geophysikalischen Feldpraktikums. Jörg Dalkolmo unterstützte mich bei den Messungen in WOLFSCHLUGEN, Hamzjad Tuzlak ist am Datensatz GÜLTSTEIN beteiligt und Ralf Dörschel half bei den Messungen in HENGBERG. Die Messungen in LERCHENBERG wurden in Zusammenarbeit mit Kurt Bram von den „Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben“ (GGA) und seinen Mitarbeitern durchgeführt. Zu den Messungen in BÄRWALDE hatte ich auf Einladung und unter Mitwirkung von Christian Oelsner und seinen Mitarbeitern von der TU/Bergakademie Freiberg Gelegenheit. Der Datensatz LAPTEV-SEE wurde von der „Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe“ (BGR) aufgezeichnet und mir von Thomas Bohlen und Gerald Klein (Universität Kiel) zur Verfügung gestellt. Ihnen allen will ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen. Ohne ihre Hilfe wären Untersuchungen an Messdaten nicht in diesem Umfang möglich gewesen.

## 1 Skalierung der Abbildungen

In den folgenden Abschnitten werden eine Vielzahl von Datensätzen in gleicher Weise dargestellt. Um die entsprechenden Hinweise nicht jedes Mal wiederholen zu müssen, stelle ich hier einige Erläuterungen insbesondere zur Skalierung der Abbildungen voran:

**Seismogramm-Montagen:** Die Seismogramme sind Offset-abhängig mit einem Faktor  $r^\kappa$  skaliert. Der Parameter  $\kappa$  wird für jeden Datensatz empirisch bestimmt und im Untertitel der Grafik angegeben. Auf diese Weise sind alle Spuren in etwa gleich gut ausgesteuert und die absoluten Amplituden können weiterhin miteinander verglichen werden. Dies ist besonders für die Gegenüberstellung von synthetischen Seismogrammen und Messdaten notwendig.

Für Seismogramm-Montagen wird in der Regel eine reduzierte Zeit-Skala verwendet. Die Zeit  $t = t_S + r/v_{\text{red}}$  eines Abtastwertes berechnet sich aus der Zeit  $t_S$  auf der Skala, dem Offset  $r$  der Spur und der Reduktions-Geschwindigkeit  $v_{\text{red}}$ . Letztere wird im Untertitel der Grafik angegeben.

Positive Seismogramm-Ausschläge bedeuten eine Bewegung nach oben. Dies gilt für alle Datensätze der Landseismik (also alle außer LAPTEV-SEE). Die Geophone erzeugen bei Bewegung nach oben eine negative Spannung. Die Polarität wurde jedoch in allen Fällen an den BISON-Eingängen invertiert oder nachträglich korrigiert.

**$\omega, p$ -Spektren:** Die Beträge der komplexen Entwicklungskoeffizienten werden durch Graustufen wiedergegeben. In der Regel wird die Amplitude auf einer logarithmischen Skala abgebildet, die am Graukeil angegeben ist. Meistens wird für jede Frequenz ein eigener Skalierungsfaktor gewählt, da die Amplitude abhängig vom Quellspektrum stark Frequenz-abhängig ist.

Für  $\omega, p$ -Spektren, die als Dispersionsanalyse von Messdaten berechnet wurden, werden die theoretische Unschärfe und die Aliasing-Slowness angegeben (Abschnitt III.3.1, S. 75 und III.3.2, S. 79). Die Unschärfe aufgrund der endlich langen Geophon-Auslage kann durch die Breite der Schraffur am unteren Rand der Abbildung abgeschätzt werden. Die Aliasing-Slowness wird durch eine einzelne Hyperbel-Kurve angegeben. Wurden die Geophon-Abstände sehr klein gewählt, kann diese Hyperbel auch außerhalb des abgebildeten Bereichs liegen.

Bis auf die Abb. VI.31 (S. 181) für den Datensatz KÖRSCHTAL wurden alle  $\omega, p$ -Spektren mit einer modifizierten Fourier-Bessel-Transformation berechnet (Abschnitt III.2.3, S. 72). Der Integralkern in Gl. (III.14) wurde dazu durch  $\frac{1}{2}H^{(2)}$  ersetzt (Abschnitt III.3.4, S. 84). Und die Transformation wurde durch die Summenformel (III.15) genähert.

**Impulsantwort:** Die Impulsantworten der Mess-Apparatur, die sogenannten „Quell-Wavelets“ (Abschnitt V.1.2.1, S. 117) sind als Wellenform dargestellt. Ihre Amplitude wurde generell normiert. Die Ordinaten-Skala beinhaltet keine Information.

Da die synthetischen Spektren als Entwicklungskoeffizienten für die seismische Verschiebung berechnet wurden, die Messdaten aber die Verschiebungsgeschwindigkeit wiedergeben, enthält die Übertragungsfunktion eine zeitliche Ableitung.

**Partielle Ableitungen:** Dargestellt werden die partiellen Ableitungen von  $\omega, p$ -Spektren. Wie die Spektren selbst, werden die Beträge der komplexen Werte durch einen Graukeil abgebildet. Im Falle der partiellen Ableitungen sind die Werte jedoch nicht normiert.

## 2 Vollständige Inversion

### 2.1 Datensatz BIETIGHEIM

#### 2.1.1 Das Untersuchungsgebiet

**BIETIGHEIM** Nördlich der Enz liegt zwischen Bietigheim und Bissingen der Steinbruch des Schotterwerkes Fink. Das Untersuchungsgebiet befindet sich oberhalb des Steinbruchs (Flurname „Kreuzäcker“). Der geologische Untergrund besteht aus Oberem Muschelkalk, der im Steinbruch abgebaut wird. Dieser wird durch Enzschotter und Löss sowie Lösslehm überlagert. Im Messgebiet wurde folgende Schichtfolge erbohrt<sup>1</sup>:

-0,3m	Mutterboden
-3m	Löss/Lösslehm (Quartär)
-13m	Fließerden und Lösslehm (Quartär)
-15m	Enzkiese (Quartär)
-21m	Dolomitstein (Oberer Muschelkalk)
ab 21m	Kalkstein (Oberer Muschelkalk)

Diese Gliederung wird durch eine von Hecht bis etwa 9m Tiefe am Profil durchgeführte Ramm-Sondierung bestätigt.

Das Gebiet wurde als Testgelände ausgewählt, da aufgrund der geologischen Aufnahme eine gleichmäßige, lateral homogene Schichtung mit einem guten seismischen Kontrast zum Halbraum erwartet werden konnte. Das Gelände kommt damit der Idealisierung einer Schicht über einem Halbraum sehr nahe.

#### 2.1.2 Experiment und Interpretation

Es kamen zwei seismische Quellen zum Einsatz. Mit einem Vorschlaghammer (vertikal geführter Schlag auf eine am Boden liegende Aluminiumplatte) wurden drei Seismogramm-Sätze angeregt. Diese wurden, wie in Abschnitt V.1.1 (S. 115) beschrieben, zu einem Datensatz kombiniert (Abb. VI.1, S. 136). Als zweite Quelle wurde eine Explosionsquelle, ein „Seismic Impulse Source System“ (S.I.S.Sy.) eingesetzt. Die zur Verpuffung gebrachte Kartusche befindet sich beim S.I.S.Sy. am unteren Ende eines ca. 5cm starken Stahlzylinders, der durch eine Bohrung

<sup>1</sup>Anlässlich einer geplanten Erweiterung des Steinbruchs wurden mehrere Erkundungsbohrungen durchgeführt. Der Ansatzpunkt der angegebenen Bohrung B6 befindet sich auf 217,65m NN, einige Meter westlich des seismischen Profils. Die Profile wurden freundlicherweise von der Wilhelm Fink KG zur Verfügung gestellt.

ins Erdreich eingebracht wird. Der Verpuffungsraum wird durch einen Packer an der Wand des Zylinders abgeschlossen. Aufgrund ihrer Konstruktion hat die Quelle keine vollkommen isotrope Charakteristik (reine Explosion), sondern zusätzlich eine deutliche Einzelkraft-Komponente. Dies wird im Vergleich mit synthetischen Daten deutlich, die für eine reine Explosion berechnet wurden (Abb. VI.6, S. 141 und Abb. VI.10, S. 145). Von den S.I.S.Sy.-Seismogrammen wurde nur ein Einzelschuss für die Inversion benutzt.

Die Abbildung VI.5 zeigt die aus den Datensätzen berechneten  $\omega, p$ -Spektren. Bei der Verwendung von Zwei-Stations-Verfahren (Phasendifferenzen zwischen zwei Empfängern) wird vorausgesetzt, dass die Fundamentalmode das Wellenfeld dominiert. Hier ist dies *nicht* der Fall, ebenso wie im Datensatz GÜLTSTEIN (Abb. VI.39, S. 189). Und dies obwohl man gerade vom Vorschlaghammer erwarten sollte, dass er als an der freien Oberfläche angreifende Einzelkraftquelle, die Grundmode besonders stark anregt. Die erste höhere Mode weist eine größere Amplitude auf (Abb. VI.5, links). Das gleiche Verhältnis zeigt auch die synthetisch berechnete Greensche Funktion (Abb. VI.6, S. 141, links). Die Greensche Funktion für eine reine Explosionsquelle zeigt dagegen eine nur schwach angeregte erste höhere Mode (Abb. VI.6, rechts).

Die  $\omega, p$ -Spektren wurden wieder zu Wellenformen transformiert (Abschnitt III.3.4, S. 84). Abb. VI.7 (S. 142) und Abb. VI.8 (S. 143) zeigen das Ergebnis. Die  $\omega, p$ -Spektren rekonstruieren die Seismogramme erfolgreich und interpolieren sinnvoll zwischen den Geophonen. Es ist daher gerechtfertigt, die komplexen Spektren durch numerisch berechnete Greensche Funktionen anzupassen.

Als Daten für die Inversion wurde die Laufzeitkurve der Ersteinsätze (Abb. VI.2, S. 137 rechts), und das  $\omega, p$ -Spektrum des mit dem Hammer angeregten Wellenfeldes (Abb. VI.5, S. 140, links) benutzt. Ein Anfangsmodell für  $v_p$  wurde durch eine direkte Inversion der Laufzeitkurve bestimmt. Das Startmodell für die Scherwellen-Geschwindigkeit wurde mit  $v_s = v_p/1.7$  gewählt. Für die Parameter  $\rho$ ,  $Q_p$  und  $Q_s$  wurden Startwerte geschätzt.

Das Ergebnismodell der Inversion wird in Form der Polynomkoeffizienten in Tabelle VI.1 und graphisch in Abb. VI.2 (S. 137) angegeben. In der obersten Modellsektion (bis 2,7m Tiefe) weisen die Modellkurven eine starke Krümmung auf. Diese ist notwendig, um den geraden Verlauf der Dispersionskurven zwischen 20Hz und 80Hz hervorzubringen. Dies zeigt auch, dass der größte Teil des  $\omega, p$ -Spektrums hauptsächlich für diesen kleinen, oberflächennahen Modellbereich sensitiv ist. Für die Güte-Werte bestanden schwache Einschränkungen (insbesondere aufgrund der bei ca. 40Hz aussterbenden Grundmode), die zum angegebenen  $Q$ -Modell geführt haben. Die Startwerte für die Dichte  $\rho$  wurden beibehalten.

Abb. VI.4 (S. 139) zeigt, dass die Laufzeitkurve der Ersteinsätze alleine keine

Rückschlüsse auf die Tiefe des Refraktors und keine Rückschlüsse auf die Werte von  $v_p$  zwischen 5m Tiefe und dem Refraktor zulässt. Tauchwellen aus diesem Tiefenbereich treten nicht in den Ersteinsätzen auf. Man spricht von einem „überschossenen“ Bereich. Die Struktur in diesem Intervall wirkt sich nur durch die mittlere Kompressionswellen-Langsamkeit auf die Gesamtlaufzeit der an der Oberkante des Halbraums refraktierten Wellen aus. Diese Lücke wird durch die Information aus den Oberflächenwellen geschlossen. Das zeigt die Auflösungsanalyse für das Ergebnis der Inversion (Abb. VI.3, S. 138). Es kann eine Mindesttiefe für den Halbraum abgeschätzt werden und der Verlauf von  $v_p$  im überschossenen Tiefenbereich wird eingeschränkt.

Entgegen der häufig geäußerten Ansicht (Gabriels et al., 1987; Yuan und Nazarian, 1993; Matthews et al., 1996), die Oberflächenwellen würden keine Sensitivität für  $v_p$  aufweisen, ist die Fundamentalmode in diesem Beispiel für  $v_p$  genauso so sensitiv wie für  $v_s$ . Das zeigen die partiellen Ableitungen des  $\omega, p$ -Spektrums nach den Mittelwerten der Geschwindigkeiten in der obersten Modellsektion (Abb. VI.12, S. 147). Die Information über  $v_s$  wird hauptsächlich aus der ersten höheren Mode bezogen. Für  $v_s$  im Halbraum sind die Koeffizienten bei Frequenzen kleiner 10Hz sensitiv. Dieser Bereich des Spektrums ist jedoch kaum angesteuert, da die Eigenfrequenz der Geophone 10Hz beträgt und zudem das Registriergerät ein analoges Hochpassfilter bei 4Hz besitzt. Die Auflösungsanalyse zeigt deutlich, dass keine Sensitivität für  $v_s$  im Halbraum besteht. Der Wert für  $v_p$  im Halbraum wird aus der Laufzeitkurve bezogen.

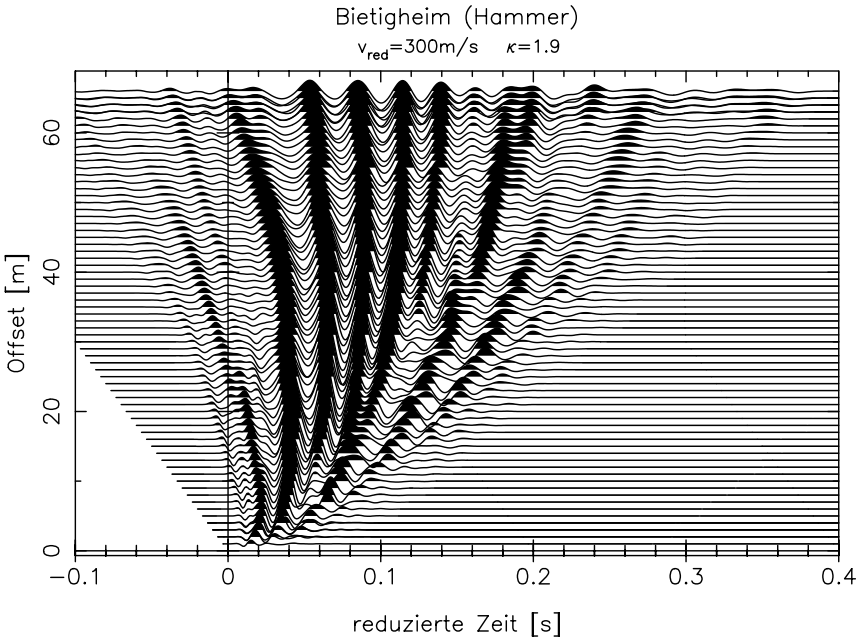
In Abb. VI.6 (S. 141) sind die synthetischen Spektren für das Ergebnismodell dargestellt. Die Greensche Funktion für die Explosion (Abb. VI.6, rechts) weist im Vergleich zum  $\omega, p$ -Spektrum der S.I.S.Sy.-Daten (Abb. VI.5, S. 140, rechts) eine zu schwache erste höhere Mode auf. Wie bereits oben erwähnt, liegt das an der Einzelkraft-Komponente der S.I.S.Sy.-Anregung. Entsprechend ist die erste höhere Mode auch in den synthetischen Seismogrammen für die Explosion zu schwach vertreten (Abb. VI.10, S. 145). Die Seismogramme für die Einzelkraft stimmen aber bereits ausgezeichnet mit den gemessenen Wellenformen überein (Abb. VI.9, S. 144). Damit kann das Ergebnismodell auch als Startmodell für eine Wellenforminversion dienen (Reimann, 1999). Zum Residuum zwischen Daten und Synthetics trägt einerseits das falsche Amplitudenverhältnis zwischen Fundamentalmode und höherer Mode bei, andererseits aber auch Phasenverschiebungen zwischen den Wellenformen. Während eine nicht optimal geschätzte Phasengeschwindigkeit nur wenig zum Residuum der Spektren beiträgt, akkumuliert sie sich im Wellenfeld über größere Distanzen zu einer merklichen Phasenverschiebung.

Die Abb. VI.11 (S. 146) zeigt die sogenannten „Quell-Wavelets“ der beiden Quellen, mit denen die jeweilige Impulsantwort des Mediums gefaltet wurde, um

zu den synthetischen Seismogrammen zu gelangen. Dazu wurde, wie in Abschnitt V.1.2.1 (S. 117) beschrieben, ein Least-Squares-Kriterium für jeden einzelnen Fourier-Koeffizienten benutzt. Diese Methode stellt nur die Forderung, dass das quadratische Residuum zwischen  $\omega, p$ -Spektrum der Daten und synthetischem Spektrum minimal werden muss. Es werden keine weiteren Forderungen gestellt, das Ergebnis muss also keine physikalisch sinnvolle Kraft-Zeit-Funktion der Quelle beschreiben. Insbesondere kann das so berechnete Wavelet sogar akausal, also für negative Zeiten von Null verschieden sein. Die in Abb. VI.11 dargestellten Wellenformen sind weitgehend impulshaft und kausal. Das ist ein weiteres Indiz dafür, dass die Daten erfolgreich interpretiert wurden.

Die Geophone geben ein Signal proportional zur Verschiebungsgeschwindigkeit ab, während die Greensche Funktion die Verschiebungsantwort auf eine Delta-Funktion ist. Die Wavelets enthalten daher noch eine Ableitung nach der Zeit.

Die erste höhere Mode der synthetischen Spektren in Abb. VI.6 folgt noch nicht optimal dem Verlauf der Moden in den Daten (Abb. VI.5). Eine bessere Anpassung ist jedoch aufgrund der strikten Modellparametrisierung nicht möglich (Abschnitt V.2.2, S. 123). Dies und das nicht optimal vorhergesagte Amplitudenverhältnis zwischen Fundamentalmode und höherer Mode führt dazu, dass das nach Gl. (V.1) (S. 117) bestimmte Quell-Wavelet eine zu kleine Amplitude aufweist. Das Least-Squares-Kriterium wird damit besser erfüllt (Abschnitt V.1.2.2, S. 117). Daher sind die synthetischen Daten für die Einzelkraft (Abb. VI.9) mit dem Faktor 2,5 und für die Explosion (Abb. VI.10) mit 3,7 skaliert.



Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.1, BIETIGHEIM, Seismogramm-Montage, Hammer:** Das dargestellte Wellenfeld wurde mit einem Vorschlaghammer angeregt. Der Datensatz besteht aus drei zusammengesetzten Einzelschüssen, wobei nur die Quelle versetzt wurde. Die dargestellten Seismogramme wurden Offset-abhängig gefenstert um laterale Streusignale zu eliminieren.

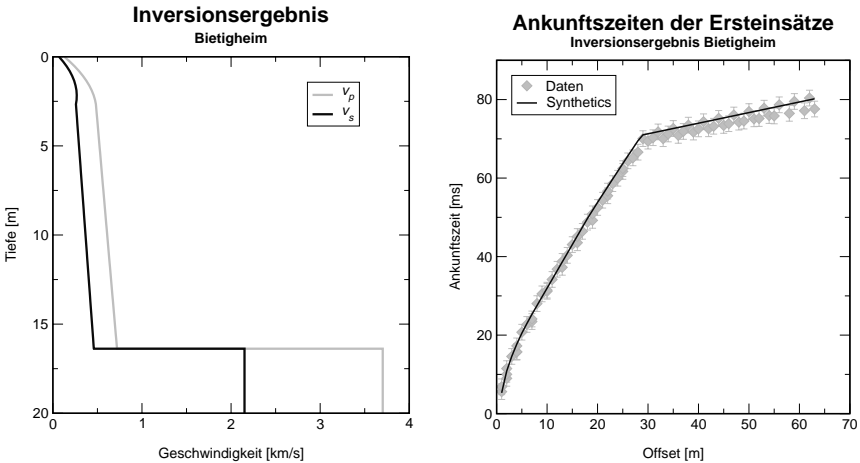
Der ausgeprägt dispergierte Wellenzug bis 0,14s muss der ersten höheren Mode zugeordnet werden. Die Fundamentalmode folgt zu späteren Zeiten und ist wesentlich schwächer angeregt. Dies ist im  $\omega, p$ -Spektrum der Seismogramme noch deutlicher zu sehen (Abb. VI.5, S. 140). Im Gegensatz dazu wird die Fundamentalmode durch eine Explosionsquelle (S.I.S.Sy.) im Verhältnis stärker angeregt (Abb. VI.8, S. 143).



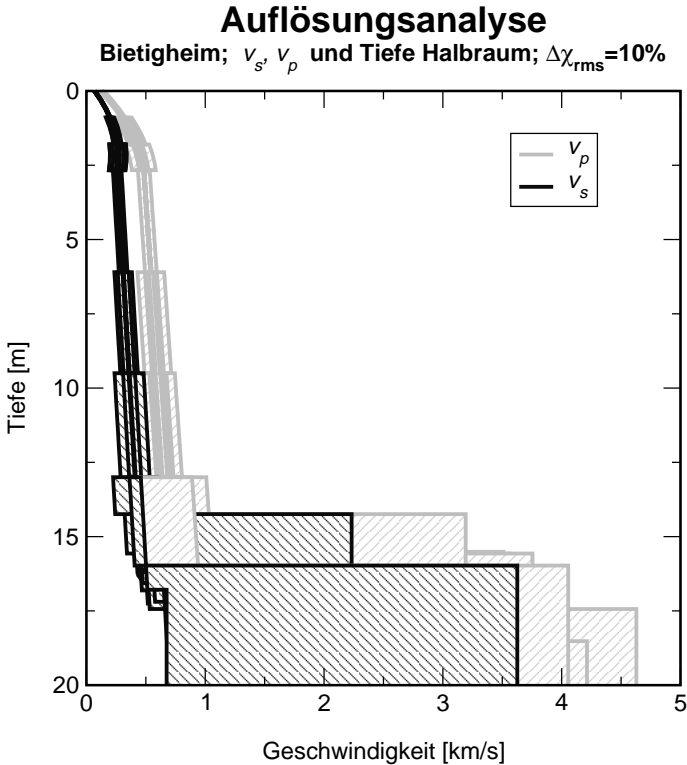
$i$	$z_i$ [m]	$v_p$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]	$v_s$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]	$\rho$ [ $\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ ]	$Q_p$	$Q_s$
1	2,66	0,37404	0,23784	1,600	11,9	32,1
		0,13273	0,07123			
		-0,03823	-0,04164			
2	16,38	0,60151	0,35928	1,600	50,7	32,1
		0,01728	0,01465			
3	$\infty$	3,70244	2,15075	2,300	200,0	100,0

Die Werte in der Tabelle sind Polynom-Koeffizienten. Die verwendete Parametrisierung wird im Anhang in Abschnitt A.2.2 (S. 218) definiert.

**Tabelle VI.1, BIETIGHEIM, Inversionsergebnis:** Die erste Sektion (bis in 2,7m Tiefe) bestimmt den Verlauf der Moden im Frequenzband 20–80Hz. In diesem Fallbeispiel ist ein Polynom mindestens zweiter Ordnung notwendig, um den relativ geraden Verlauf der Moden in diesem Frequenzintervall zu modellieren (Abb. VI.5, S. 140).

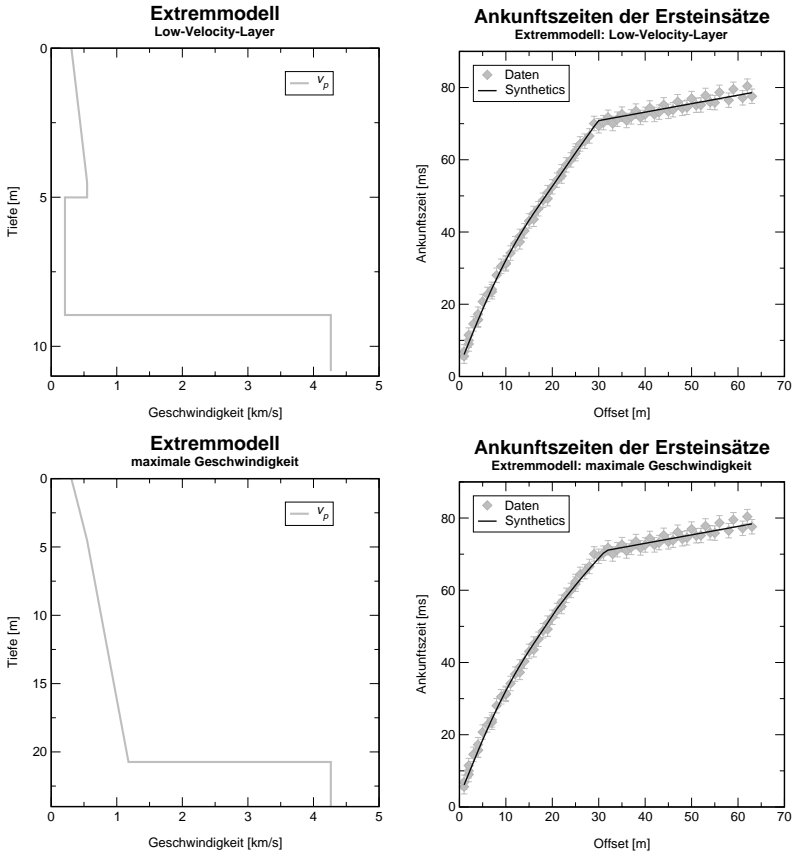


**Abbildung VI.2, BIETIGHEIM, Ergebnismodell und Laufzeitkurve:** Links ist das Ergebnismodell für die seismischen Geschwindigkeiten dargestellt. Anhand der rechten Abbildung können die abgelesenen Ankunftszeiten der refraktierten Kompressionswellen mit den für das Modell berechneten, theoretischen Werten verglichen werden. Die Fehlerbalken geben geschätzte Toleranzen für die Messwerte an. Eine Auflösungsanalyse für das Modell ist in Abb. VI.3 (S. 138) dargestellt.

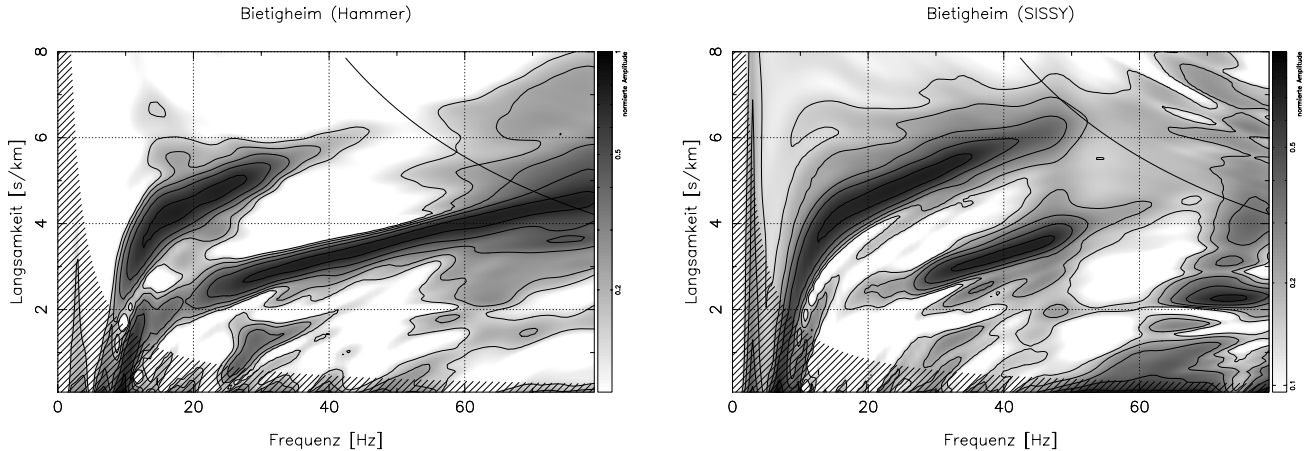


**Abbildung VI.3, BIETIGHEIM, Auflösungsanalyse:** Die schraffierten Bereiche geben die maximalen Variationen der Modellparameter an, die den rms-Misfit um nicht mehr als 10% vergrößern (Abschnitt IV.2.2). Die Koeffizienten nullter Ordnung der seismischen Geschwindigkeiten und die Tiefe des Halbraumes wurden jeweils einzeln getestet und alle anderen Parameter so nachgeführt, dass der Misfit möglichst klein blieb. Auf diese Weise wird Trade-off zwischen Modellparametern berücksichtigt. Als Grundlage diente ein aus dem Ergebnis (Tab. VI.1, S. 137) abgeleitetes Modell mit acht freien Sektionen.

Dass die Streuung unterhalb 2,6m zunächst wieder abnimmt, liegt an der darunter größeren Mächtigkeit der Sektionen. Die Kompressionswellen-Geschwindigkeit wird insbesondere unterhalb 5m aus dem  $\omega, p$ -Spektrum bestimmt (Abb. VI.12, S. 147). Die Laufzeitkurve schränkt  $v_p$  in diesem Tiefenbereich kaum ein (Abb. VI.4, S. 139). Über die Scherwellen-Geschwindigkeit im Halbraum lassen die Messdaten keine Aussagen zu.



**Abbildung VI.4, BIETIGHEIM, Überschossener Tiefenbereich:** Für die Kompressionswellen-Geschwindigkeit können extreme Modelle gefunden werden, welche die Laufzeitkurve der Ersteinsätze ebenso gut erklären, wie das Ergebnismodell aus Abb. VI.2 (S. 137). Aus dem Bereich zwischen 5m Tiefe und der Oberkante des Halbraums tragen keine Tauchwellen zu den Ersteinsätzen bei. Die Struktur aus diesem Bereich geht nur in die mittlere Laufzeit der am Halbraum refraktierten Wellen ein. Aus diesem Grund kann die Tiefe des Halbraums nicht aus den Laufzeiten bestimmt werden. So liegt der Halbraum in den gezeigten Modellen einmal in 9m und einmal in 20m Tiefe. Aus der Laufzeitkurve ergibt sich nur eine Einschränkung für die maximal mögliche Geschwindigkeitszunahme unterhalb von 5m. Wird diese überschritten, so treten zu frühe Einsätze im Offsetbereich um 30m auf.

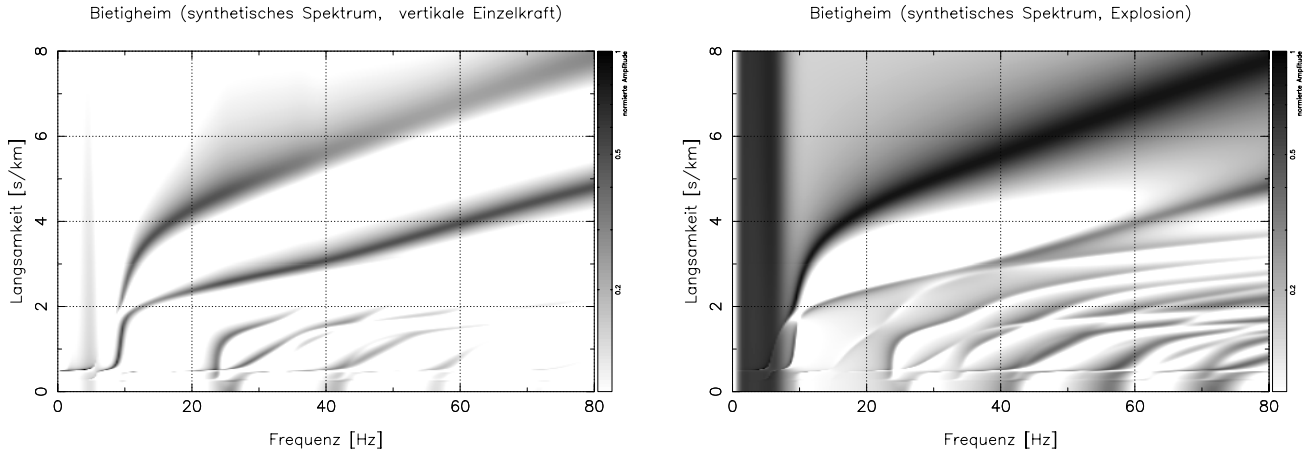


Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.5, BIETIGHEIM,  $\omega, p$ -Spektren:** Auf der linken Seite ist das mit einer Fourier-Bessel-Transformation (Abschnitt III.2.3) berechnete  $\omega, p$ -Spektrum der in Abb. VI.1 (S. 136) dargestellten Wellenformen wiedergegeben. Das Wellenfeld wurde mit einem Vorschlaghammer angeregt. In der rechten Hälfte ist das mit der Explosionsquelle S.I.S.Sy. angeregte Wellenfeld abgebildet.

Deutlich zu erkennen sind in beiden Fällen die Fundamentalmode und eine erste höhere Mode. Im Falle der S.I.S.Sy.-Daten zeichnen sich bei 70Hz und  $2 \frac{\text{s}}{\text{km}}$  Raumwellen im Spektrum ab. Auffällig ist, dass im Falle des Hammers die erste höhere Mode deutlich stärker angeregt wird als die Fundamentalmode.

Die Hyperbel rechts oben markiert die Aliasing-Slowness, die in beiden Fällen für den Geophon-Abstand der Einzelschüsse (3m) berechnet wurde.

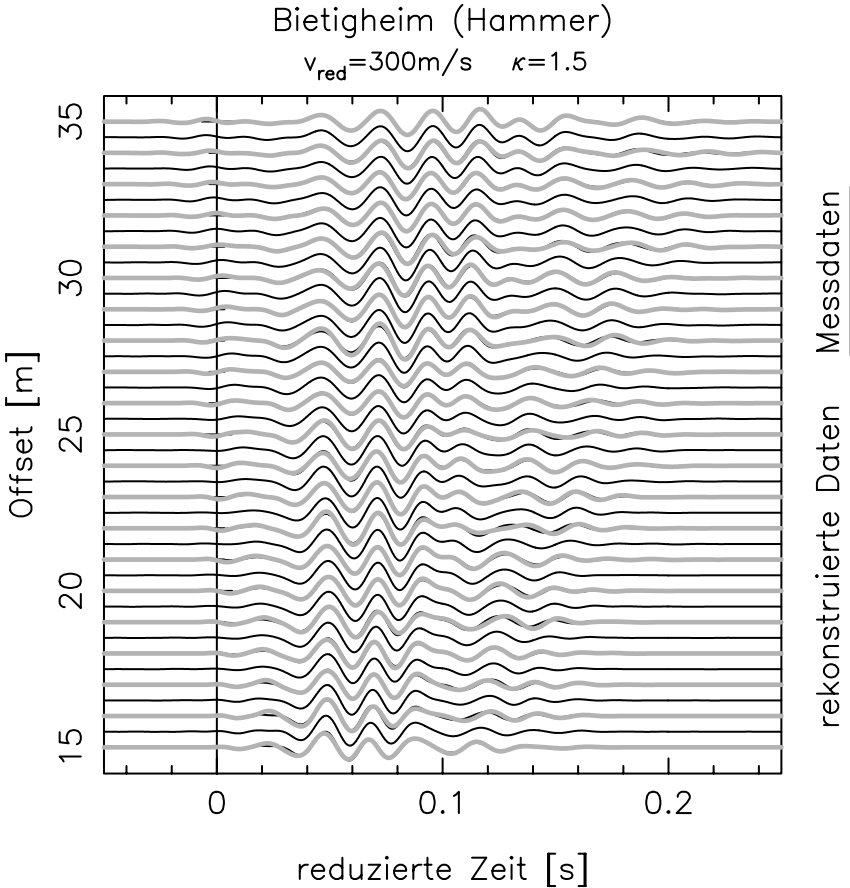


Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.6, BIETIGHEIM, Spektren der Greenschen Funktion:** Dargestellt sind Spektren der Greenschen Funktion die für das Ergebnismodell (Tab. VI.1, S. 137) berechnet wurden. Links ist das Spektrum der Antwort des Mediums auf eine vertikale Einzelkraft an der Oberfläche. Wie auch in den Daten (Abb. VI.5, S. 140, links), ist die erste höhere Mode stärker angeregt als die Fundamentalmode.

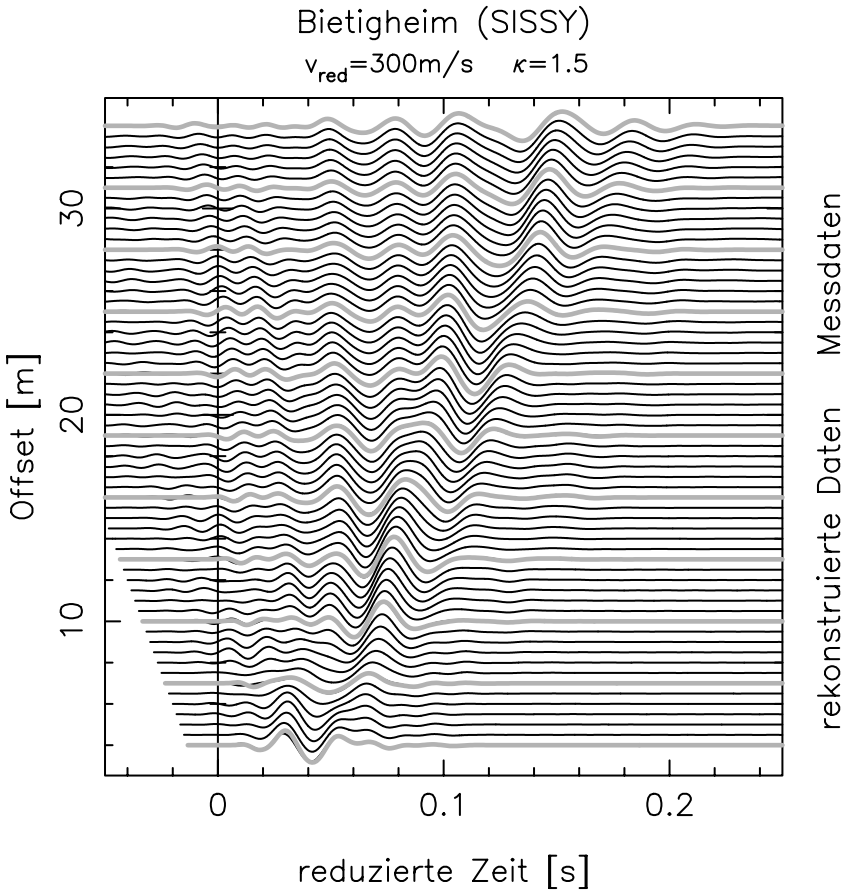
Das rechte Spektrum wurde für eine knapp unter der Oberfläche angreifende Explosionsquelle berechnet. Hier dominiert die Fundamentalmode. Das bei der Messung eingesetzte S.I.S.Sy. besitzt auch eine nennenswerte Einzelkraft-Komponente. Daher hat die höhere Mode in den Daten (Abb. VI.5, S. 140, rechts) eine größere Amplitude. Auch hier zeichnet sich für die Explosionsquelle eine Raumwelle bei ca.  $2 \frac{s}{km}$  und  $> 80Hz$  ab.

Das Maximum bei 5Hz in der rechten Abbildung ist ein Artefakt der Frequenz-abhängigen Normierung.



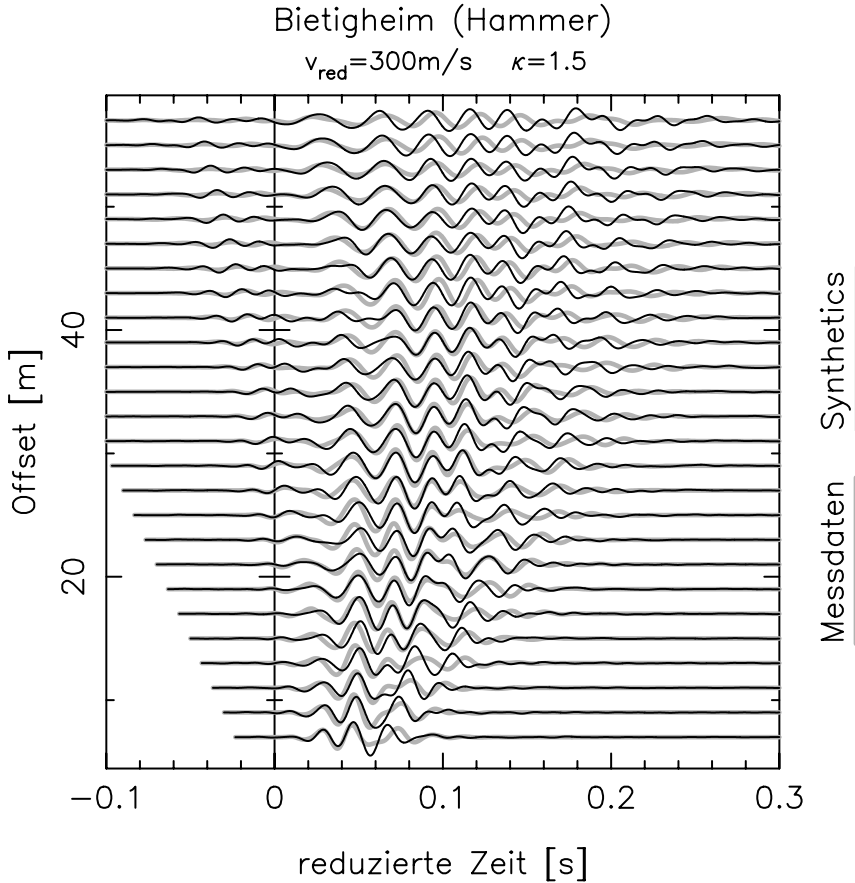
Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.7, BIETIGHEIM, Rekonstruierte Seismogramme, Hammer:** Aus dem  $\omega, p$ -Spektrum der Messdaten für Anregung mit dem Vorschlaghammer (Abb. VI.5, S. 140, links) berechnete Seismogramme. Das Transformationsintegral (III.2) wurde nach der Trapezregel numerisch genähert. Zum Vergleich sind auch die Originalseismogramme (hellgrau) dargestellt. Das Wellenfeld wird auch zwischen den Geophon-Positionen korrekt interpoliert. Die Zeitachse wurde Offset-abhängig reduziert ( $v_{\text{red}}=300\frac{\text{m}}{\text{s}}$ ) und die Amplituden wurden mit dem Faktor  $r^{1.5}$  Offset-abhängig skaliert.



Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

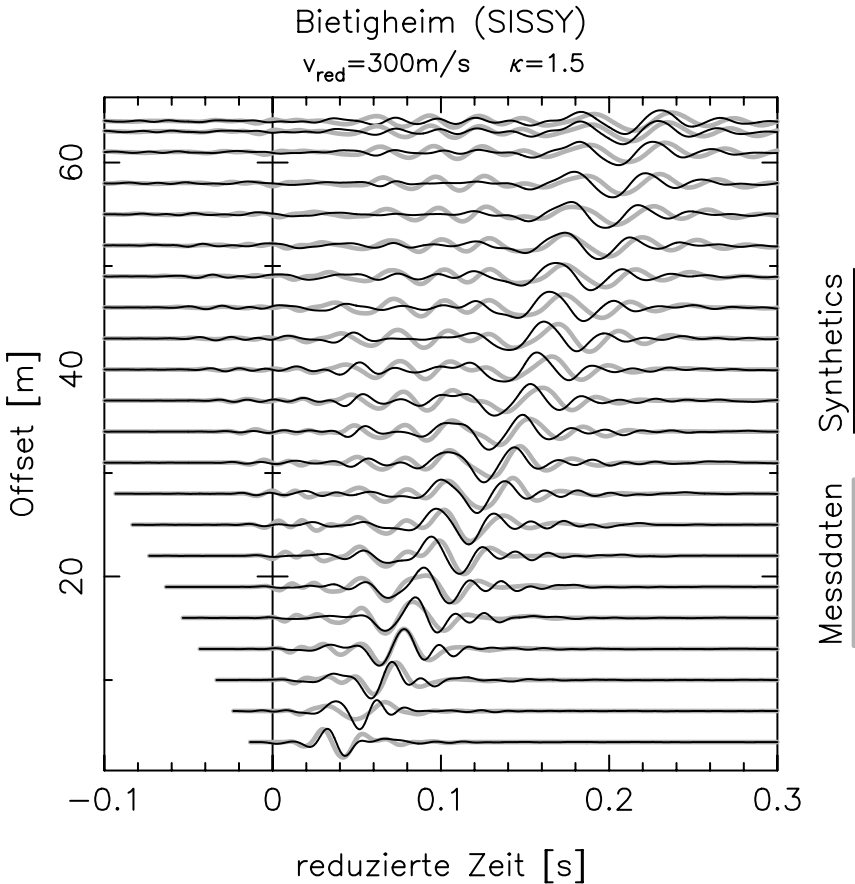
**Abbildung VI.8, BIETIGHEIM, Rekonstruierte Seismogramme, S.I.S.Sy.:** Aus dem  $\omega, p$ -Spektrum der Messdaten für Anregung mit dem S.I.S.Sy. (Abb. VI.5, S. 140, rechts) berechnete Seismogramme. Das Transformationsintegral (III.2) wurde nach der Trapezregel numerisch genähert. Zum Vergleich sind auch die Originalseismogramme (hellgrau) dargestellt. Die Oberflächenwellen werden auch zwischen den Geophon-Positionen korrekt interpoliert. Im Raumwellenbereich treten jedoch stehende Wellen auf, die sich als Artefakte zwischen den ursprünglichen Geophon-Positionen äußern. Hier wird die Bandbreite für eine korrekte Bestimmung des Spektrums durch die große Offset-Schrittweite begrenzt (Abschnitt III.3.4, S. 84).



Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.9, BIETIGHEIM, Synthetische Seismogramme, Einzelkraft:** Für das Ergebnismodell (Tab. VI.1, S. 137) wurden mit der Reflektivitätsmethode synthetische Seismogramme an einigen Geophon-Offsets der Auslage berechnet. Dazu wurde das in Abb. VI.11 (S. 146) dargestellte „Quell-Wavelet“ benutzt (Abschnitt V.1.2.1, S. 117). Zum Vergleich sind den Wellenformen die gemessenen Seismogramme (hellgrau) hinterlegt.

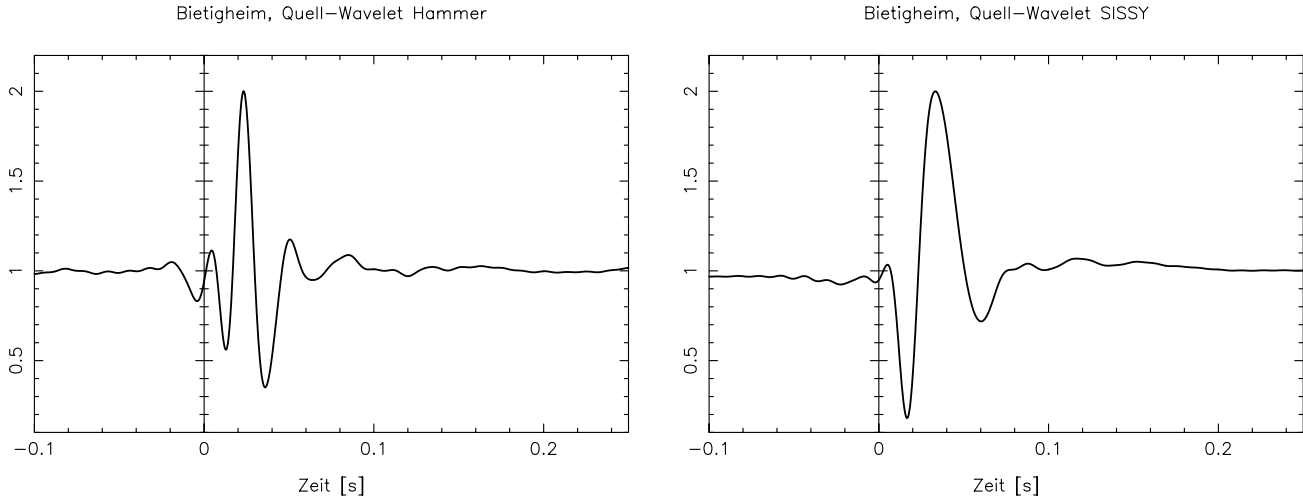




Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.10, BIETIGHEIM, Synthetische Seismogramme, Explosion:** Für das Ergebnismodell (Tab. VI.1, S. 137) wurden mit der Reflektivitätsmethode synthetische Seismogramme an einigen Geophon-Offsets der Auslage berechnet. Dazu wurde die in Abb. VI.11 (S. 146) dargestellte Impulsantwort benutzt (Abschnitt V.1.2.1, S. 117).

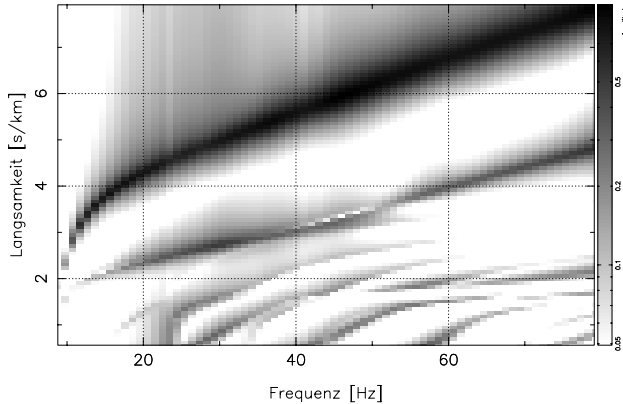
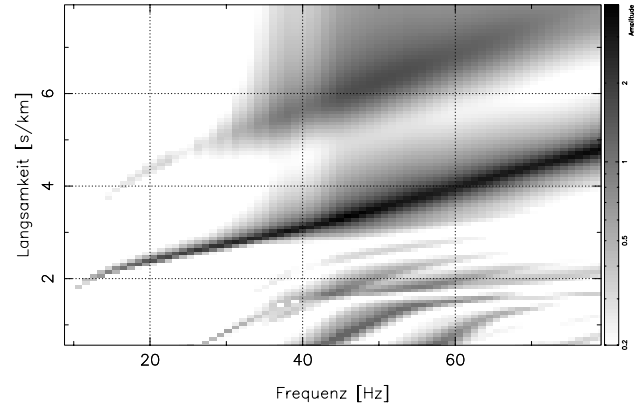
Wie schon im Spektrum (Abb. VI.6, S. 141) erkennbar, ist die erste höhere Mode zu schwach angeregt. Dies liegt an einer Einzelkraft-Komponente des S.I.S.Sy., die für die synthetischen Seismogramme nicht berücksichtigt wurde.



Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.11, BIETIGHEIM, Quell-Wavelets:** Gezeigt sind die normierten Impulsantworten der Mess-Instrumente für Anregung mit dem Hammer (links) und dem S.I.S.Sy. (rechts). Deren Spektrum wurde mit einem Least-Squares-Kriterium für die einzelnen Fourier-Koeffizienten bestimmt (Abschnitt V.1.2.1, S. 117). Es muss sich daher nicht zwingend um physikalisch sinnvolle Quellsignale handeln. Die berechneten Wavelets sind jedoch impulshaft und zeigen kaum akusale Vorläufer. Dies ist ein weiteres Indiz für eine erfolgreiche Inversion. Die Quell-Wavelets ermöglichen insbesondere die Berechnung synthetischer Seismogramme für das Inversionsergebnis (Abb. VI.9, S. 144 und Abb. VI.10, S. 145).

Da die Messdaten proportional zur Geschwindigkeit sind, aber die synthetische Greensche Funktion für die Verschiebung berechnet wurde, enthalten die Wavelets noch eine Ableitung.

Partielle Ableitung nach dem Mittelwert von  $v_p$  in 0–2,6m TiefePartielle Ableitung nach dem Mittelwert von  $v_s$  in 0–2,6m Tiefe

Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.12, BIETIGHEIM, Partielle Ableitungen der Greenschen Funktion:** Dargestellt sind partielle Ableitungen der Greenschen Funktion für Anregung mit einer vertikalen Einzelkraft. Links wurde nach dem Mittelwert der Kompressionswellen-Geschwindigkeit in der obersten Sektion des Ergebnismodells (Tab. VI.1, S. 137) abgeleitet, rechts entsprechend nach der Scherwellen-Geschwindigkeit. Die Spektren sind für  $v_p$  fast genauso sensitiv sind wie für  $v_s$ . Außerdem wird in diesem Fallbeispiel die meiste Information über  $v_s$  aus der ersten höheren Mode und nicht aus der Fundamentalmode bezogen.

## 2.2 Datensatz BERKHEIM

### 2.2.1 Das Untersuchungsgebiet

**BERKHEIM** In Esslingen-Berkheim befindet sich neben der Osterfeldhalle ein Hartplatz, der als Bolzplatz und Festplatz genutzt wird. Dort wurden zwei seismische Profile in Ost-West-Richtung ausgelegt. Die im Folgenden vorgestellten Daten wurden auf der südlichen Platzhälfte registriert. Der Schusspunkt lag dabei am westlichen Profilende.

In der geologischen Karte GK25 Blatt 7221 (Stuttgart-Südost) von 1960 wird im Bereich des heutigen Hartplatzes Lias  $\alpha 3$  ausgewiesen. Als schneller, seismischer Halbraum kommen daher nicht nur der Hauptsandstein der Angulaten-schichten ( $I\alpha s$ ), sondern auch Bänke von Arietenkalk ( $I\alpha 3$ ) in Frage. Im Sommer 2000 waren an der Ecke Dürrbeund-/Moltkestraße (ca. 600m nördlich des Untersuchungsgebietes) dunkelgraue Sandsteinbänke in einer Baugrube aufgeschlossen. Das 2,5m unter Gelände-Oberkante angetroffene Schichtpaket bestand aus 10-20cm mächtigen Bänken in Wechsellagerung mit schwarzen Schiefertönen. Die Unterkante des Pakets war nicht aufgeschlossen. Daher ist seine Mächtigkeit unbekannt. Die Sandsteine, die leicht kalkhaltig sind, können dem Hauptsandstein der Angulaten-schichten zugeordnet werden<sup>2</sup>.

Das Untersuchungsgebiet selbst wurde beim Bau der Osterfeldhalle und der angrenzenden Turnhalle sowie bei der Anlage des Platzes selbst vor mehr als 25 Jahren vermutlich mehrfach umgeprägt. Es musste sowohl Material abgetragen als auch zur Anlage des südlich angrenzenden Parkplatzes aufgeschüttet werden.

Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Bessing vom Grünflächenamt der Stadt Esslingen, ist der Aufbau des Hartplatzes wie folgt gegliedert: Der Schwarzbelag an der Oberfläche ist mindestens 10cm mächtig. Im Süden wurde später etwas mehr Schwarzbelag aufgebracht, um das Gefälle des Geländes zu korrigieren. Darunter befindet sich ein ca. 40cm mächtiges Schuttgemisch. Die Auffüllung wird nach Norden zu eventuell mächtiger. Darunter trifft man auf lehmiges Material, das vermutlich auch aufgeschüttet wurde.

### 2.2.2 Experiment und Interpretation

Bei diesem Experiment kam nur der Vorschlaghammer zum Einsatz. Die Schläge wurden über eine auf dem Asphalt liegende Aluminiumplatte angekoppelt. Die Geophone konnten nicht wie üblich in den Boden gesteckt werden. Sie wurden daher mit flachen Füßen ausgerüstet und mit gewöhnlichem Gips an die Oberfläche

<sup>2</sup>Persönliche Kommunikation mit Joachim Eberle und Stefan Hecht.

des Schwarzbelags angekoppelt. Der Gips bindet innerhalb weniger Minuten ab. Die Messung war nur unwesentlich aufwendiger als auf Lockersedimenten.

Das untersuchte Gelände wurde als Testfall gewählt, da dort die Situation einer „Low-Velocity-Zone“ (LVZ) angetroffen wird. Dies ist ein klassisches Anwendungsgebiet für Oberflächenwellen (van Heijst et al., 1994). Der Schwarzbelag an der Oberfläche ist hart und deshalb ein seismisch schnelles Medium. Der darunter liegende Lehm ist seismisch langsamer. Für eine Auswertung der Laufzeitkurve der Ersteinsätze ergibt sich damit der extremste Fall überschossener Tiefenbereiche. Würde der Übergang zum langsamen Medium kontinuierlich stattfinden, so würde man in den Ersteinsätzen eine „Schattenzone“ beobachten. Im Fall des diskontinuierlichen Übergangs tritt bei kleinen Offsets eine schnelle Welle auf, die sich im Asphalt ausbreitet und rasch an Amplitude verliert, da sie Energie in den langsameren Bereich abstrahlt. In der Darstellung der Wellenformen (Abb. VI.13, S. 152) ist sie durch die großen Amplituden an den Seismogramm-Anfängen bis ca. 10m Offset erkennbar. Wenn diese Welle stark genug abgeklungen ist, tritt mit zunehmender Deutlichkeit ein späterer Einsatz in Erscheinung, der bei großen Offsets den Ersteinsatz bildet. Die Laufzeitkurve musste daher in zwei Abschnitte unterteilt werden (Abb. VI.15, S. 154, rechts). Die am Halbraum refraktierte Welle bildet ab 20m Offset die Ersteinsätze. Aus den Ankunftszeiten kann zwar  $v_p$  des Halbraums ermittelt werden, eine Bestimmung der Tiefe der Halbraum-Oberkante aus der Laufzeitkurve ist aufgrund der LVZ unmöglich. Letztere kann allerdings aus den Oberflächenwellen erfolgreich ermittelt werden, wie die Auflösungsanalyse in Abb. VI.16 (S. 155) zeigt.

Wegen der LVZ sind die Oberflächenwellen anomal dispergiert<sup>3</sup>. Die Phasengeschwindigkeit nimmt mit zunehmender Frequenz ab. Dies ist sowohl in den Seismogrammen (Abb. VI.13, S. 152) als auch im daraus berechneten  $\omega, p$ -Spektrum

---

<sup>3</sup>Nach Müller (1986) werden die Begriffe normal, anomal, regulär und invers wie folgt zur Charakterisierung der Dispersion benutzt:

- normale Dispersion:** mit zunehmender Frequenz *abnehmende Phasengeschwindigkeit*
- anomale Dispersion:** mit zunehmender Frequenz *zunehmende Phasengeschwindigkeit*
- reguläre Dispersion:** mit zunehmender Frequenz *abnehmende Gruppengeschwindigkeit*
- inverse Dispersion:** mit zunehmender Frequenz *zunehmende Gruppengeschwindigkeit*

Diese Begriffe sind für den Verlauf der Dispersionskurve einer einzelnen Normalmode definiert. In Abb. VI.19 (S. 157) sind die Dispersionskurven für die Normalmoden des Ergebnismodells dargestellt. Dort wird deutlich, dass diese keineswegs anomal dispergiert sind. Das  $\omega, p$ -Spektrum in Abb. VI.19 (S. 157) zeigt, dass der anomale Charakter der im Wellenfeld auftretenden Dispersion durch die Überlagerung mehrerer Moden zustande kommt, wobei jeder Modenast nur auf einem kleinen Frequenzintervall angeregt ist.

Ich benutze den Begriff „anomale Dispersion“ daher nicht streng nach der Definition für Normalmoden, sondern eher phänomenologisch für das gesamte beobachtete Wellenfeld. Insbesondere der Datensatz HILZINGEN zeigt klar den Charakter anomaler Dispersion. Eine Unterscheidung einzelner Normalmoden ist aber im  $\omega, p$ -Spektrum (Abb. VI.36, S. 186) nicht möglich. Somit lässt sich der Begriff vor der Inversion nicht entsprechend der formalen Definition anwenden.

(Abb. VI.14, S. 153) erkennbar. Auch der Datensatz HILZINGEN (Abschnitt VI.3.1, S. 172 und Abb. VI.36, S. 186) wurde in einer LVZ-Situation aufgezeichnet. Im Gegensatz zu diesem ist hier aber bereits im  $\omega, p$ -Spektrum zu erkennen, dass die Oberflächenwellen durch mehrere Moden gebildet werden. Abb. VI.17 (S. 156) zeigt Wellenformen, die aus dem  $\omega, p$ -Spektrum rekonstruiert wurden (Abschnitt III.3.4, S. 84).

Die anomale Dispersion lässt sich auf zweierlei Weise verstehen. Hätte der Asphalt an seiner Unterkante auch eine freie Oberfläche (dünne Platte), würden „Biegewellen“ als Eigenschwingungen beobachtet. Diese weisen eine anomale Dispersion auf (Angenheister, 1950; Förtsch, 1950). Die Asphaltplatte ist jedoch nicht frei ist, sondern liegt auf dem Lehm auf. Unter diesem folgt wieder schnelleres Material. Daher zerfällt die Biegewelle in mehrere Moden, deren Äste zu kleineren Slowness-Werten abknicken. Anders formuliert, dringen die Oberflächenwellen für große Frequenzen (kleine Wellenlänge) kaum in den Lehm ein. Ihre Geschwindigkeit wird durch den schnellen Asphalt bestimmt. Für größere Wellenlängen (kleinere Frequenzen) wird zunehmend der langsamere Lehm bestimmend. Erst wenn die Wellen bis in den schnellen Halbraum hinabreichen, knicken die Dispersionskurven zu kleinen Slowness-Werten ab.

Bemerkenswert ist, dass nur der Teil der Moden an der Oberfläche beobachtbar ist, auf den die Analogie zur Biegewelle zutrifft. Das zeigt der Vergleich des Spektrums der für das Inversionsergebnis berechneten Greenschen Funktion in Abb. VI.18 (S. 157) mit den Dispersionskurven der Eigenschwingungen in Abb. VI.19 (S. 157). Durch die Analogie zur Biegewelle lässt sich auch verstehen, warum über  $v_s$  im Asphalt relativ wenig aus den Daten erfahren werden kann (Abb. VI.16, S. 155). In die Dispersion der Biegewelle geht hauptsächlich die Steife der Asphaltplatte ein. Diese wird aber in gleicher Weise sowohl durch die Scherfestigkeit als auch die Dicke der Platte verändert. Dieser Trade-off kann während der Inversion, aber auch in der Auflösungsanalyse (Abb. VI.16, S. 155) beobachtet werden.

Das Inversionsergebnis (Tab. VI.2, S. 151) ist in Abb. VI.15 (S. 154) graphisch dargestellt. Das Modell gliedert sich in drei Einheiten. Zuerst liegt die harte Asphaltdecke. Darunter folgt ein ca. 5m mächtiges Lehmpaket. Die Basis wird von einem schnellen Halbraum (vermutlich Sandstein) gebildet. Eine Schotter-schicht unter dem Asphalt konnte seismisch nicht vom Lehm abgegrenzt werden. Für eine Auflösungsanalyse wurden die größten Variationen der seismischen Geschwindigkeiten sowie der Mächtigkeiten des Asphalts und des Lehmpakets gesucht, die zu einer Erhöhung des rms-Misfits um nicht mehr als 10% führen. Die Durchführung der Analyse, die Trade-off zwischen den Parametern berücksichtigt, wird in Abschnitt IV.2.2 (S. 106) beschrieben. Abb. VI.16 (S. 155) zeigt, dass sowohl die Tiefe des anstehenden Sandsteins wie auch die Scherwellen-

$i$	$z_i$ [m]	$v_p$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]	$v_s$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]	$\rho$ [ $\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ ]	$Q_p$	$Q_s$
1	0,20	4,27889	1,28617	1,857	10,2	20,9
2	0,88	1,13043	0,23325	1,963	50,0	21,9
3	5,50	0,95902	0,18409	1,967	49,9	28,0
4	$\infty$	3,48084	1,91681	2,300	100,0	50,0

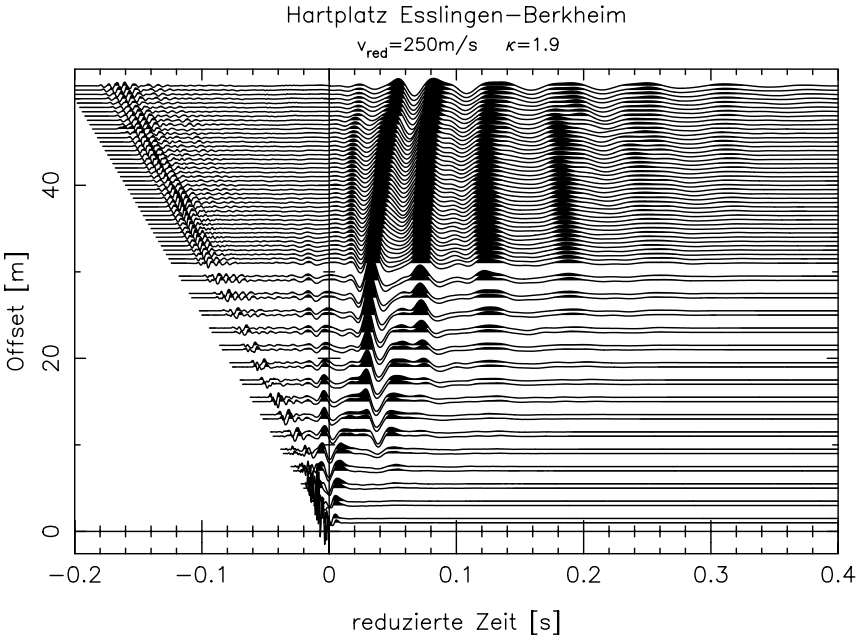
Die Werte in der Tabelle sind Polynom-Koeffizienten. Die verwendete Parametrisierung wird im Anhang in Abschnitt A.2.2 (S. 218) definiert.

**Tabelle VI.2, BERKHEIM, Inversionsergebnis:** In diesem Fall reicht ein Modell aus homogenen Schichten vollkommen aus, um die Messdaten zu erklären. Im Verlauf der Inversion wurden weitere Polynomordnungen als Inversionsparameter freigegeben, blieben aber praktisch ungenutzt. Die oberste Sektion beschreibt den Asphalt (Schwarzbelag) des Platzes. Darunter befindet sich eine Schicht die separat angelegt wurde, um das Schotter-Fundament des Platzes abzubilden. Diese konnte jedoch nicht vom Lehm abgegrenzt werden. Das Modell wird nach unten von einem schnellen Halbraum abgeschlossen, der vermutlich ein Sandsteinpaket abbildet.

Die  $Q$ -Werte, sowie die Dichte-Werte der oberen drei Schichten wurden in der Inversion freigegeben. Sie werden jedoch durch die Daten kaum eingeschränkt.

Geschwindigkeit des Lehms mit nur geringer Streuung bestimmt wurden. Über  $v_p$  im Lehm sind keine Aussagen möglich.

Für das Inversionsergebnis wurden mit der Reflektivitätsmethode synthetische Seismogramme berechnet. Diese zeichnen alle wesentlichen Merkmale der gemessenen Wellenformen nach (Abb. VI.20, S. 158). Der rms-Wert des Residuums zwischen Synthetics und Daten beträgt nur noch die Hälfte des rms-Wertes der gemessenen Seismogramme. Damit kann das Ergebnismodell gut als Startmodell für eine Wellenforminversion dienen.



Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

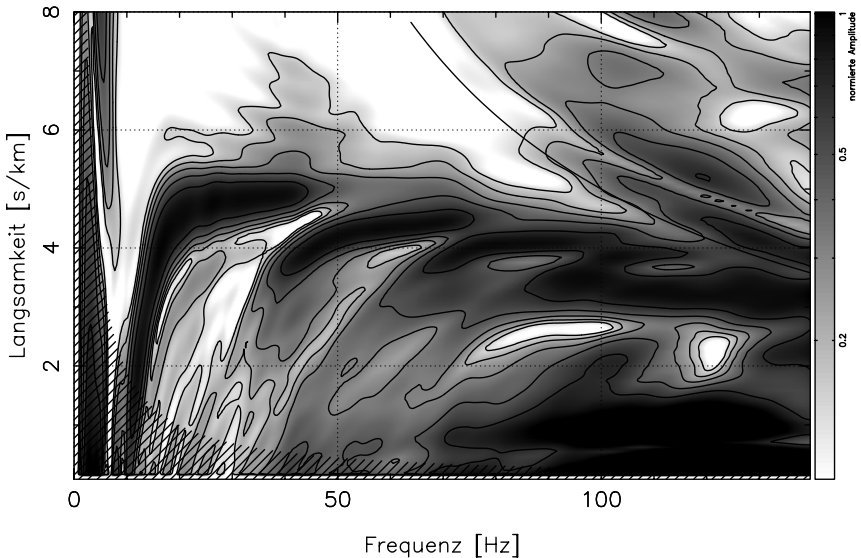
**Abbildung VI.13, BERKHEIM, Seismogramm-Montage:** Bereits in den Wellenformen sind Indizien für die „Low-Velocity-Zone“ unter dem Hartplatz erkennbar. Die Oberflächenwellen sind anomal dispergiert. Das heißt, die hohen Frequenzen treten in den Seismogrammen zeitlich früher auf als die tiefen. Die schnelle Kompressionswelle im Asphalt stirbt bei ca. 10m Offset aus. Sie ist in dieser Darstellung nur aufgrund ihrer großen Amplitude zu erkennen.

Bei großen Offsets ist ein Interferenzmuster zu erkennen, welches durch die Überlagerung der direkten und der am hinteren Rand der Asphaltdecke reflektierten Oberflächenwellen entsteht.

Die Darstellung ist auf eine mittlere Phasengeschwindigkeit  $v_{\text{red}} = 250 \frac{\text{m}}{\text{s}}$  der Oberflächenwellen reduziert. Die Amplituden sind Offset-abhängig mit dem Faktor  $r^{1.9}$  skaliert.



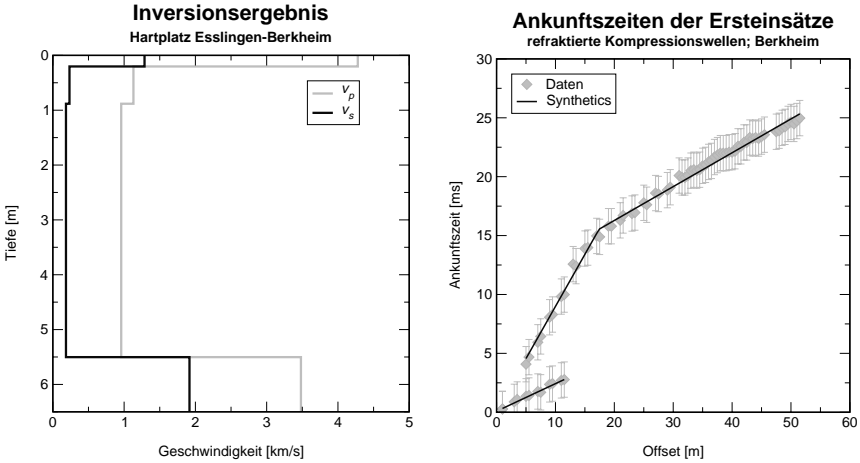
## Hartplatz Esslingen–Berkheim



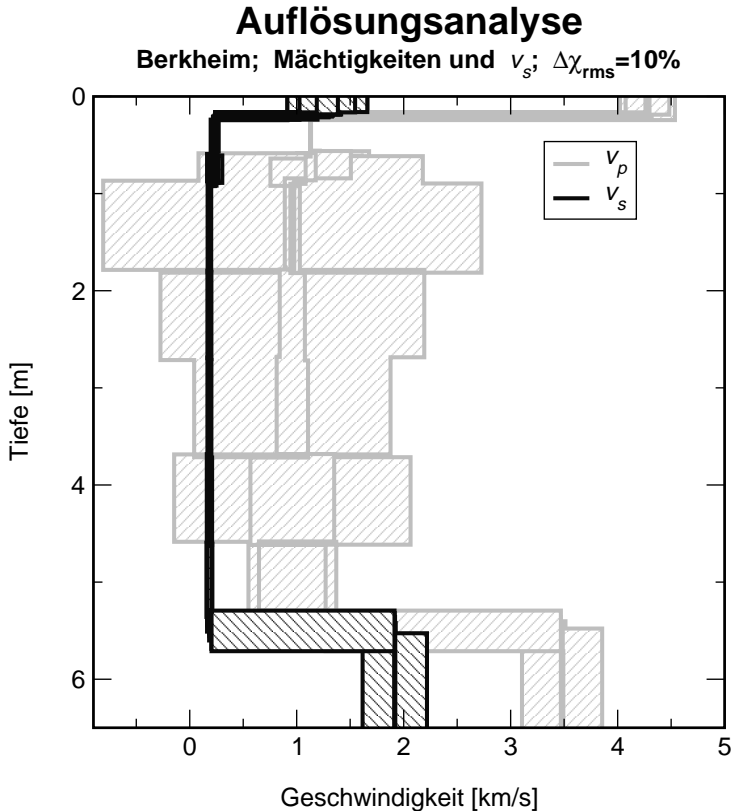
Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.14, BERKHEIM,  $\omega, p$ -Spektrum des Wellenfeldes:** Das  $\omega, p$ -Spektrum der gemessenen Seismogramme (Abb. VI.13, S. 152) zeigt ebenfalls die anomale Dispersion: Die mittlere Phasengeschwindigkeit nimmt mit der Frequenz zu. Anders ausgedrückt nimmt für kleine Wellenlängen der Einfluss des schnellen Asphalts zu. Zu größeren Wellenlängen, also kleineren Frequenzen, wächst der Einfluss des seismisch langsamen Lehms unter dem Asphalt. Bei ca. 15Hz wird der schnelle Halbraum für die Fundamentalmode bestimmend. Die Dispersionskurve knickt zu kleinen Langsamkeiten ab.

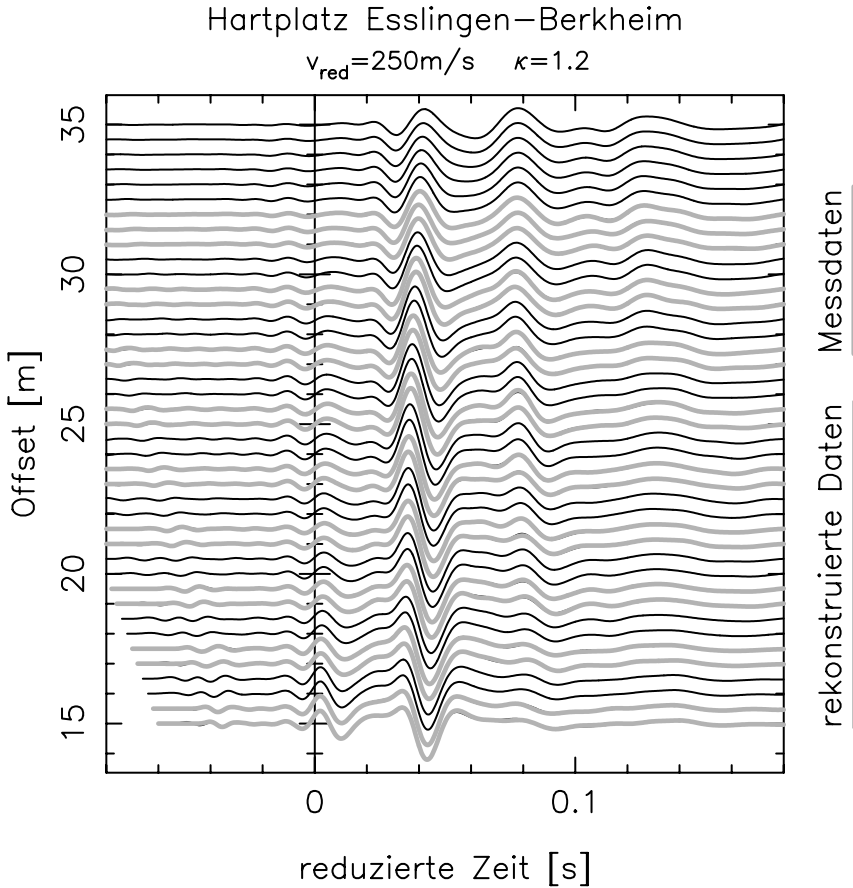
Das Wellenfeld wird durch mindestens vier bis fünf Moden gebildet. Siehe dazu auch die Dispersionskurven der theoretischen Normalmoden des Ergebnismodells in Abb. VI.19 (S. 157).



**Abbildung VI.15, BERKHEIM, Ergebnismodell und Laufzeitkurve:** Links ist das Ergebnismodell (Tab. VI.2, S. 151) der Inversion für die seismischen Geschwindigkeiten dargestellt. Das Modell gliedert sich in vier Bereiche, die wie folgt interpretiert werden: Die oberste Schicht wird durch den harten Asphalt gebildet. Darunter ist eine Schicht angelegt, die ein Schotter-Fundament darstellen kann. Bis in 5,5m Tiefe folgt ein Lehm. Darunter liegt ein schneller Halbraum, der vermutlich ein Sandsteinpaket abbildet. Die Schotter-Füllung konnte nicht vom Lehm abgegrenzt werden. Der konstante Verlauf für  $v_s$  im Lehm wird tatsächlich durch die Daten verlangt, wie auch die Auflösungsanalyse bestätigt (Abb. VI.16, S. 155). Anhand der rechten Abbildung können die abgelesenen Laufzeiten der Kompressionswellen mit den für das Modell berechneten, theoretischen Werten verglichen werden. Die Fehlerbalken geben geschätzte Toleranzen an. Da das Medium einen Niedrig-Geschwindigkeits-Kanal besitzt, weisen die Ersteinsätze eine Schattenzone auf. In Quellnähe werden die Ersteinsätze durch eine schnelle Kompressionswelle gebildet, die sich in der Asphaltsschicht ausbreitet. Diese verliert jedoch rasch an Amplitude, da sie Energie in den darunter liegenden, langsameren Bereich abstrahlt. So treten bei größeren Offsets die in tieferen Bereichen refraktierten Wellen als Ersteinsätze in Erscheinung. Aus diesem Grund wurde die Laufzeitkurve in zwei Abschnitte unterteilt.

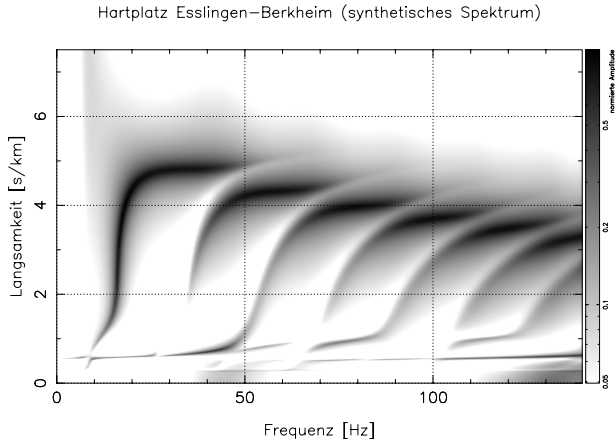


**Abbildung VI.16, BERKHEIM, Auflösungsanalyse:** Für die Auflösungsanalyse (Abschnitt IV.2.2) wurde das Ergebnismodell in insgesamt acht Schichten unterteilt. Die dargestellten Modellvariationen ergeben eine Zunahme des rms-Misfits um 10%. Die Parameter für die Mächtigkeiten des Asphalts und des Lehms sowie für die Scherwellen-Geschwindigkeit wurden jeweils einzeln getestet. Dabei wurden die anderen freien Parameter einschließlich  $v_p$  so nachgeführt, dass die resultierende Misfit-Zunahme möglichst klein blieb. Die  $v_p$ -Variationen ergeben sich allein aufgrund von Trade-off. Die Kompressionswellen-Geschwindigkeit wird durch die Daten nicht wirklich eingeschränkt. Lediglich der  $v_p$ -Kontrast an der Unterkante des Asphalts hat einen Einfluss auf die beobachteten Oberflächenwellen. Die Scherwellen-Geschwindigkeit ist jedoch durchgängig (auch im Niedrig-Geschwindigkeits-Kanal) gut bestimmt, ebenso die Tiefe des Halbraumes.



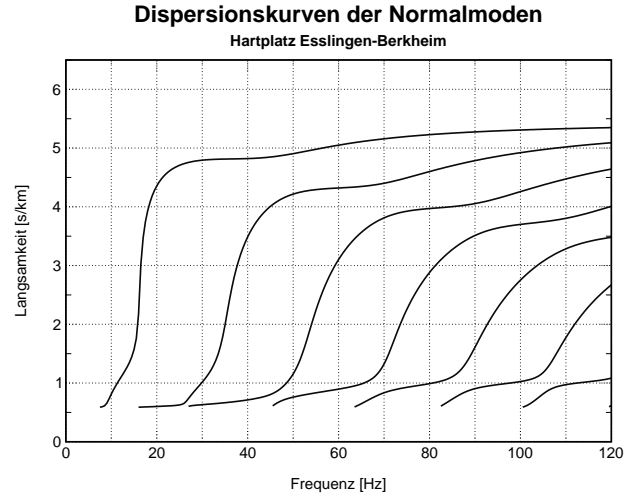
Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.17, BERKHEIM, Rekonstruierte Seismogramme:** Dargestellt sind die aus dem  $\omega, p$ -Spektrum des Wellenfeldes (Abb. VI.14, S. 153) rekonstruierten Wellenformen. Berechnet wurden diese über eine Trapezregel-Näherung für das Entwicklungintegral (III.2). Zum Vergleich sind die gemessenen Wellenformen in hellgrau dargestellt. Das Wellenfeld wird auch zwischen den Geophon-Positionen der Messung sinnvoll interpoliert.

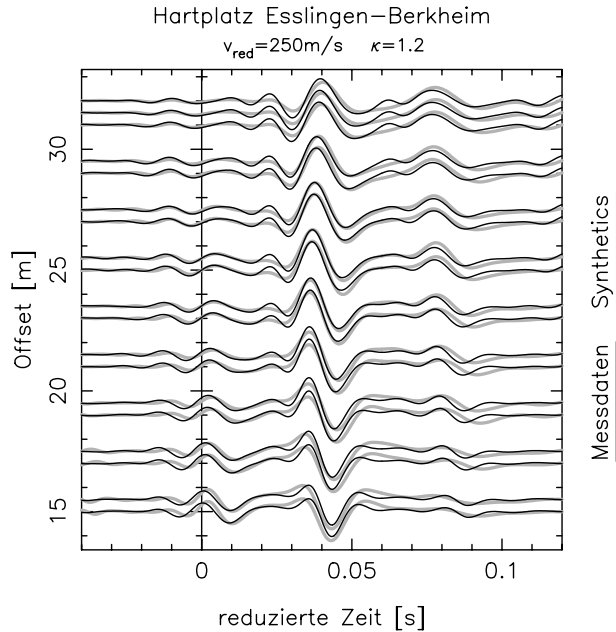


Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

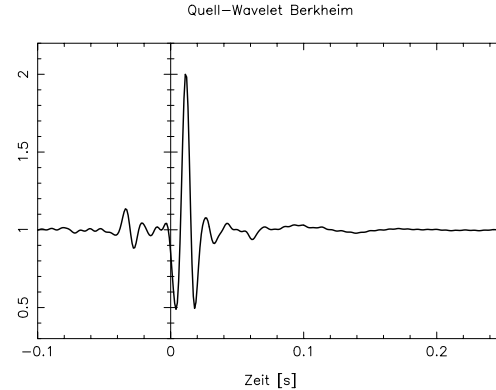
**Abbildung VI.18, BERKHEIM, Greensche Funktion für das Ergebnismodell:** Dargestellt sind die Amplituden der Greenschen Funktion für das Ergebnismodell (Abb. VI.15, S. 154), mit der das  $\omega, p$ -Spektrum der Daten (Abb. VI.14, S. 153) am besten erklärt wird. Auch hier wird der multimodale Charakter des Wellenfeldes deutlich.



**Abbildung VI.19, BERKHEIM, Dispersionskurven der Normalmoden des Ergebnismodell:** Dargestellt sind die Dispersionskurven der Eigenschwingungen des Ergebnismodells (Abb. VI.15, S. 154). Der Vergleich mit der Greenschen Funktion (Abb. VI.18, S. 157) zeigt, dass die an der Oberfläche beobachtbaren höheren Moden alle nur im Plateau-Bereich angeregt sind.



Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.



**Abbildung VI.20, BERKHEIM, Synthetische Seismogramme und Quell-Wavelet:**

An einigen Geophon-Positionen wurden mit der Reflektivitätsmethode Wellenformen für des Ergebnismodell (Tab. VI.2, S. 151) berechnet. Diese sind in der linken Abbildung zusammen mit den gemessenen Seismogrammen (hellgrau) dargestellt. Der rms-Wert des Residuums zwischen der gesamten Wellenform von Daten und Synthetics beträgt die Hälfte des rms-Wertes der Daten.

Oben ist die gemäß Abschnitt V.1.2.1 (S. 117) bestimmte, normierte Impulsantwort der Messgeräte (Quelle, Geophone, Rekorder) abgebildet. Zur Berechnung der links dargestellten Wellenformen wurden die Fourier-Koeffizienten dieses Wavelets mit der Greenschen Funktion des Mediums multipliziert.

## 2.3 Datensatz WOLFSCHLUGEN

### 2.3.1 Das Untersuchungsgebiet

**WOLFSCHLUGEN** Das Untersuchungsgebiet liegt im Randbereich des R<sup>35205</sup>; H<sup>53921</sup> TK25 Blatt 7321 (Filderstadt) auf den Fildern. Das Gelände ist mit Filderlehm, einem Gemisch aus Löss und Lias-Verwitterungsmaterial bedeckt. Darunter liegen die Schichten des Lias  $\alpha$  mit dem Haupt-sandstein als seismisch schnellem Halbraum. Ungefähr 1km nordöstlich des Untersuchungsgebiets sind Sandsteinbänke aufgeschlossen.

Der Datensatz wurde von mir bereits früher (Forbriger, 1996a) behandelt. Er konnte damals aber nicht befriedigend invertiert werden. Das in der vorliegenden Arbeit vorgestellte Verfahren ermöglicht nun eine quantitative Interpretation.

### 2.3.2 Experiment und Interpretation

Die Geophon-Auslage wurde auf dem Waldboden entlang einer gut befestigten, geschotterten Forststraße geführt. Der Abstand zu dieser betrug zwischen ein und zwei Meter. Die Anregung durch Hammerschlag erfolgte ebenfalls auf dem Waldboden. Wellenfelder, die auf der Forststraße angeregt wurden, zeigen auf quellnahen Spuren eine schnelle, im Straßenkörper laufende Welle. Es muss damit gerechnet werden, dass sich das Straßen-Fundament auch auf das direkt daneben aufgezeichnete Wellenfeld ausgewirkt hat.

Die 22 Geophon-Positionen von denen Seismogramme zur Verfügung stehen, sind in Abb. VI.21 (S. 161) dargestellt. Die Intervalle nehmen mit dem Offset zu. Eine Ergänzung des Datensatzes um die Seismogramme die mit dem Fallgewicht angeregt wurden, ist nicht sinnvoll möglich, da beide Quellen sich in ihrem Amplituden- und Phasenspektrum deutlich unterscheiden. Es wurden jedoch die Laufzeiten aus beiden Datensätzen für die Inversion benutzt (Abb. VI.23, S. 163, rechts).

Für die anderen in diesem Kapitel vorgestellten Datensätze stehen meistens wesentlich mehr Geophon-Positionen für die Inversion zur Verfügung. Eine Auslage, deren Intervalle mit dem Offset wachsen, ist jedoch auch bei limitierter Anzahl von Geophonen geeignet, den Forderungen nach kleinen Offset-Intervallen einerseits und einer langen Gesamtauslage andererseits gleichzeitig gerecht zu werden (Abschnitt III.3.3, S. 81). Die für  $\Delta r = 5\text{m}$  berechnete Aliasing-Hyperbel schneidet in der Darstellung des  $\omega, p$ -Spektrums (Abb. VI.22, S. 162, links) die Fundamentalmode bereits bei 30Hz. Trotzdem tritt ausgeprägtes Aliasing erst bei

$i$	$z_i$ [m]	$v_p$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]	$v_s$ [ $\frac{\text{km}}{\text{s}}$ ]	$\rho$ [ $\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ ]	$Q_p$	$Q_s$
1	2,68	0,59578 0,18411	0,17012 0,00294	1,861	20,2	17,7
2	7,97	0,89447 0,01967	0,23608 0,02343	1,614	19,6	24,7
3	$\infty$	2,05225	1,22182	2,214	19,7	19,0

Die Werte in der Tabelle sind Polynom-Koeffizienten. Die verwendete Parametrisierung wird im Anhang in Abschnitt A.2.2 (S. 218) definiert.

**Tabelle VI.3, WOLFSCHLUGEN, Inversionsergebnis:** Alle Parameter wurden für die Inversion freigegeben, um auch eine bessere Anpassung der Amplitudenverhältnisse zu realisieren (Abb. VI.22, S. 162). Jedoch weicht das Ergebnis nur für die seismischen Geschwindigkeiten und die Dichte in der obersten Sektion nennenswert vom Startmodell ab.

höheren Frequenzen auf. Gleichzeitig entspricht die erreichte Auflösung der theoretischen Unschärfe für eine 55m lange Auslage.

Abb. VI.23 (S. 163) und Tab. VI.3 (S. 160) geben das Inversionsergebnis wieder. Mit dem Modell können die Ankunftszeiten der Ersteinsätze (Abb. VI.23, S. 163, rechts) erklärt werden und das daraus berechnete Spektrum der Greenschen Funktion (Abb. VI.22, S. 162, rechts) passt das Spektrum der Seismogramme (links) an. Auch die Wellenformen lassen sich bereits gut nachbilden, wie in Abb. VI.26 (S. 166) gezeigt ist. Die Abbildung zeigt aber auch, dass bereits die gemessenen Seismogramme, insbesondere bei Offsets um 20m, Variationen aufweisen, die auf laterale Heterogenität hinweisen. Die Auslage befand sich unmittelbar am Rand des Fundaments der Forststraße, mit veränderlichem Abstand zu dieser. Auch die Forststraße selbst, die sich in den auf ihr angeregten Wellenfeldern als schneller Körper abbildet, muss sich auf das hier untersuchte Wellenfeld ausgewirkt haben.

Obwohl für die Auflösungsanalyse (Abb. VI.24, S. 164) nur eine Zunahme des rms-Misfits um 2% zugelassen wurde, übersteigen die Modellvariationen  $v_p$ ,  $v_s$  im Halbraum und die Tiefe des Halbraums den sinnvoll darstellbaren Bereich. Eine mögliche Erklärung dafür geben die in Abb. VI.25 (S. 165) wiedergegebenen partiellen Ableitungen der Greenschen Funktion. Nahezu die gleichen Bereiche des Spektrums sind für  $v_s$  über dem Halbraum und die Tiefe der Diskontinuität sensitiv. Eine kleine Veränderung von  $v_s$  kann durch eine große Veränderung der Tiefenlage teilweise ausgeglichen werden. Zwischen beiden Modellparametern besteht Trade-off (Abschnitt V.2.3, S. 124).

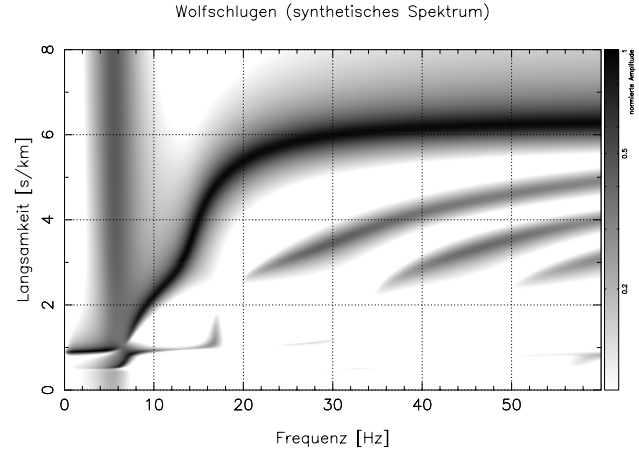
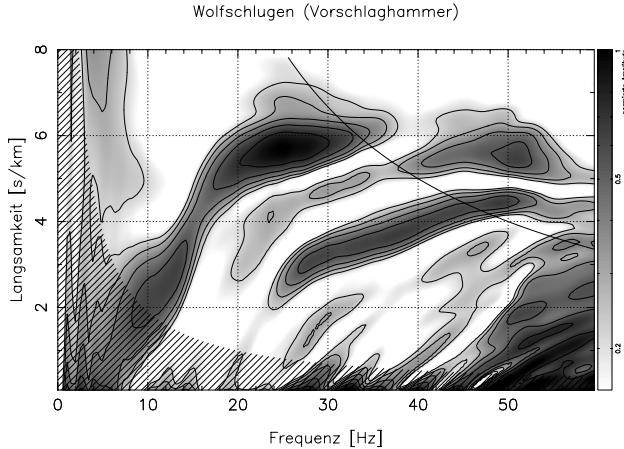




**Abbildung VI.21, WOLFSCHLUGEN, Auslage:** Für die Berechnung des  $\omega, p$ -Spektrums in Abb. VI.22 (S. 162) standen nur 22 Geophon-Positionen zur Verfügung. Diese sind in der Abbildung durch kleine Kreise markiert. Der Forderung nach gleichzeitig kleinen Offset-Intervallen und einer insgesamt langen Auslage wurde durch wachsende Intervalle Rechnung getragen. Auf diese Weise konnte trotz der geringen Anzahl Empfänger gleichzeitig eine brauchbare Auflösung erreicht und Aliasing weitgehend vermieden werden.

Diese Art der Auslage ist jedoch ungünstig, falls ein Gegenschuss durchgeführt werden soll. Denn die kleinen Geophonintervalle sollten immer auf der Seite der Quelle liegen, da Wellen kleiner Wellenlänge über dieselbe Distanz stärker gedämpft werden als solche großer Wellenlänge.

In Abschnitt III.3.3 (S. 81) werden weitere Beispiele unregelmäßiger Geophon-Auslagen gezeigt.

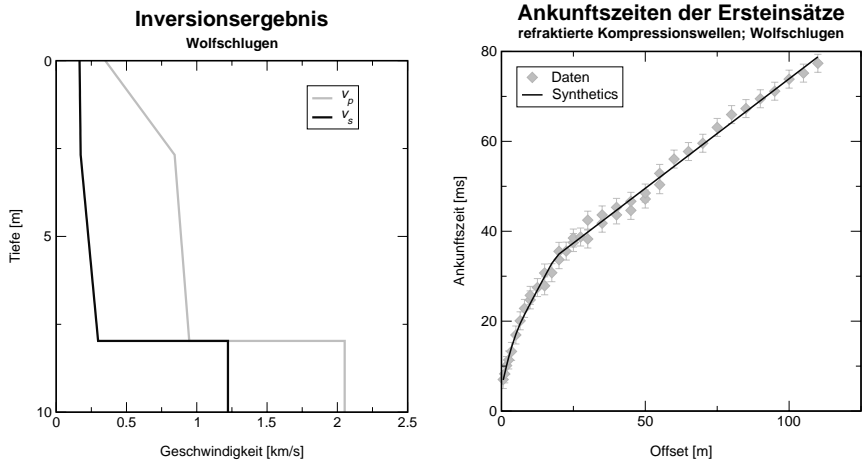


Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

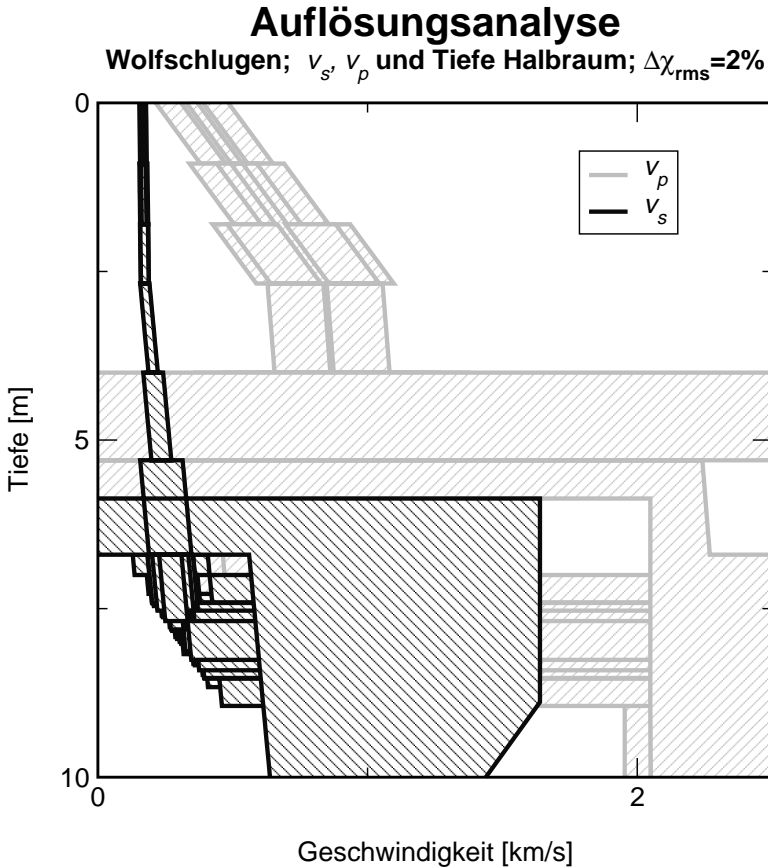
**Abbildung VI.22, WOLFSCHLÜGEN,  $\omega, p$ -Spektrum und Greensche Funktion:** Links: Das aus den gemessenen Seismogrammen berechnete  $\omega, p$ -Spektrum. Die Aliasing-Hyperbel ist für 5m Intervalle, den größten im Profil auftretenden Geophon-Abstand eingezeichnet. Rechts: Die synthetisch berechnete Greensche Funktion für das Ergebnismodell (Tab. VI.3, S. 160). Das dunkle senkrechte Band zwischen 5Hz und 7Hz ist ein Artefakt der Normierung.

Im  $\omega, p$ -Spektrum der Seismogramme lassen sich zwei Moden eindeutig trennen. Sowohl die Fundamentalmode (von  $[10\text{Hz}, 2\frac{\text{s}}{\text{km}}]$  bis  $[30\text{Hz}, 6\frac{\text{s}}{\text{km}}]$ ), als auch die höhere Mode (von  $[25\text{Hz}, 2\frac{\text{s}}{\text{km}}]$  bis  $[50\text{Hz}, 4.5\frac{\text{s}}{\text{km}}]$ ) werden auch in anderen Datensätzen aus dem Messgebiet angetroffen. Das dazwischen liegende Maximum der  $\omega, p$ -Koeffizienten muss möglicherweise als Artefakt bewertet werden.

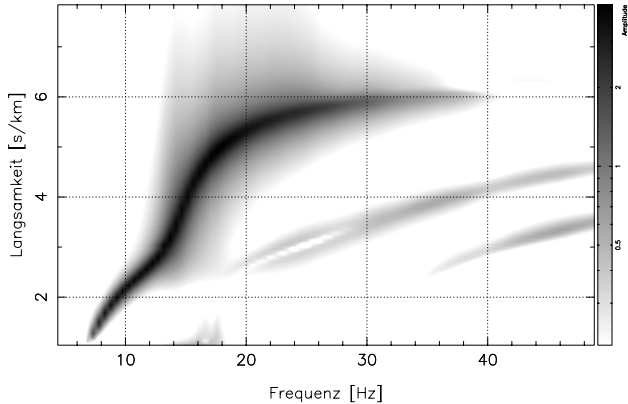
Bei kleinen Wellenlängen muss mit einem Einfluss der Forststraße gerechnet werden, die seitlich die Auslage begrenzt. Auffällig ist in diesem Zusammenhang die Abnahme der Amplitude der Fundamentalmode für Frequenzen größer 30Hz im Vergleich zum synthetischen Spektrum (rechts). Ob dies auf die starke seitliche Heterogenität zurückzuführen ist, kann mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht geklärt werden.



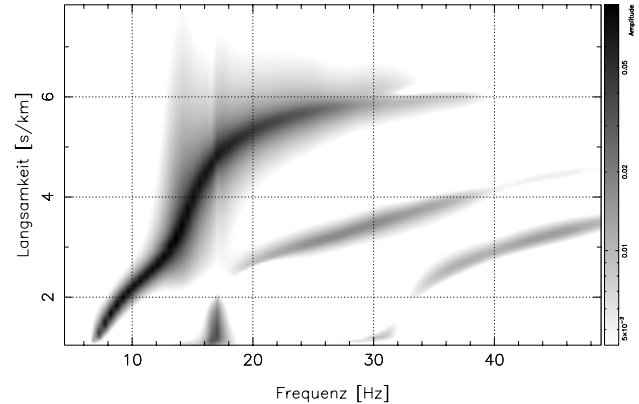
**Abbildung VI.23, WOLFSCHLUGEN, Ergebnismodell und Laufzeitkurve:** Links ist das Ergebnismodell (Tab. VI.3, S. 160) für die seismischen Geschwindigkeiten dargestellt. Anhand der rechten Abbildung können die an den gemessenen Seismogrammen abgelesenen Laufzeiten der Kompressionswellen mit den für das Modell berechneten, theoretischen Werten verglichen werden. Die Fehlerbalken geben geschätzte Toleranzen für die Messwerte an.



**Abbildung VI.24, WOLFSCHLUGEN, Auflösungsanalyse:** Das Ergebnismodell (Tab. VI.3, S. 160) wurde in insgesamt acht Sektionen unterteilt. Für die Mittelwerte der seismischen Geschwindigkeiten in diesen Sektionen und die Tiefe der Halbraum-Oberkante wurde eine Auflösungsanalyse durchgeführt. Jeder Parameter wurde einzeln getestet und dabei alle anderen Parameter so nachgeführt, dass der Misfit-Zuwachs möglichst klein blieb (Abschnitt IV.2.2, S. 106). Die Abbildung zeigt die Streubereiche aller so entstandenen Modelle, die zu einer Zunahme des rms-Misfits um 2% führen. Die ausufernde Modellstreuung unterhalb 4m liegt offenbar an starkem Trade-off zwischen den Modellparametern. Siehe dazu auch Abb. VI.25 (S. 165). Die Auswirkungen des Trade-off werden von der Analyse möglicherweise überschätzt, da es sich um eine lokale Extrapolation der linearisierten Vorwärtsrechnung handelt. Würden für die hier gezeigten extremen Modellveränderungen exakte Vorwärtsrechnungen durchgeführt, so ergäbe sich vermutlich eine größere Zunahme des rms-Misfits,

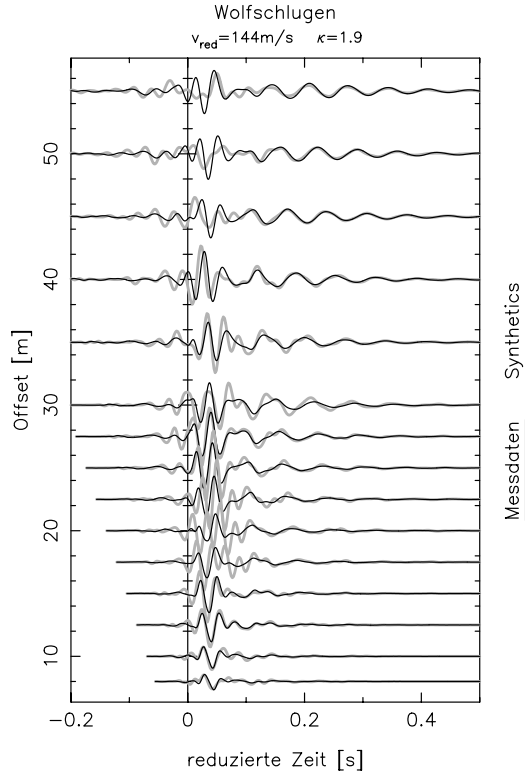
Partielle Ableitung nach dem Mittelwert von  $v_s$  in 2,7–8m Tiefe

Partielle Ableitung nach der Tiefe der Oberkante des Halbraums

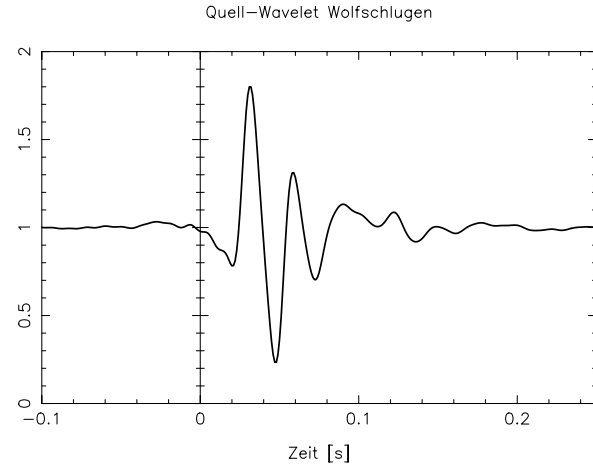


Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.

**Abbildung VI.25, WOLFSCHLUGEN, Partielle Ableitungen:** In etwa dieselben Bereiche der Greenschen Funktion sind für  $v_s$  über dem Refraktor (links) und für die Tiefe des Refraktors (rechts) sensitiv. Dies führt zu Trade-off zwischen diesen beiden Parametern, so dass sie nicht einzeln bestimmt werden können. Die Auswirkung einer großen Änderung der Tiefe des Halbraums kann durch eine kleine Änderung der Scherwellen-Geschwindigkeit weitgehend kompensiert werden. Dies äußert sich auch in der Auflösungsanalyse in Abb. VI.24 (S. 164).



Erläuterungen zur Skalierung der Werte und allgemein zur Darstellung werden in Abschnitt VI.1 (S. 130) gegeben.



**Abbildung VI.26, WOLFSCHLUGEN, Synthetische Seismogramme und Quell-Wavelet:** Links: Synthetische Wellenformen, die für das Ergebnismodell (Tab. VI.3, S. 160) bei ausgewählten Offsets der Messung berechnet wurden. Die Seismogramme sind mit den aufgezeichneten Wellenformen zum Vergleich hinterlegt. Im Bereich von 20m Offset sind die gemessenen Seismogramme durch lokale Heterogenität gestört.

Oben: Die im Sinne kleinster Quadrate ideale Impulsantwort des Gesamtsystems aller Messgeräte (Abschnitt V.1.2.1, S. 117). Zur Berechnung der links dargestellten Wellenformen wurden die Fourier-Koeffizienten dieses Wavelets mit der Greenschen Funktion des Mediums multipliziert.