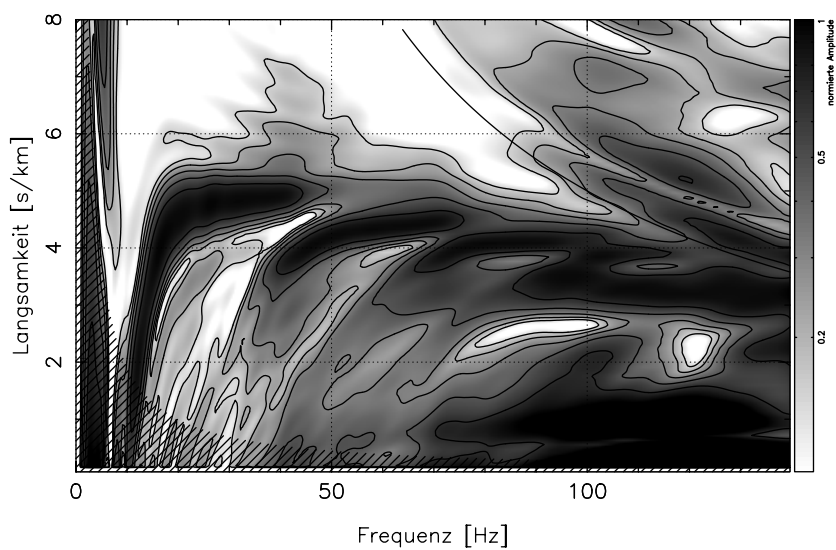
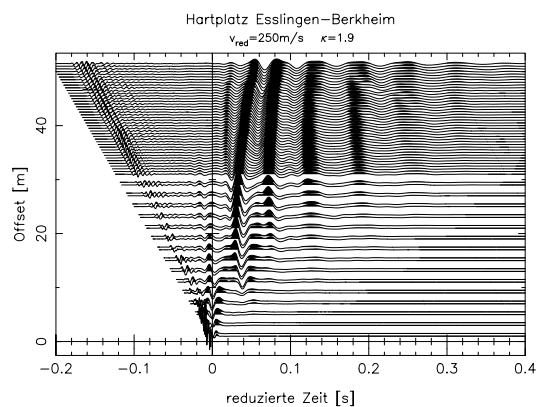


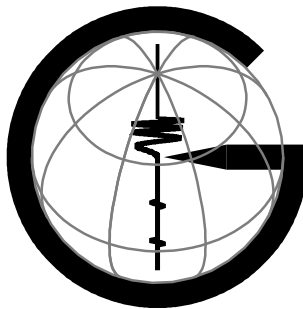
Thomas Forbriger

Inversion flachseismischer Wellenfeldspektren



**Berichte des Instituts für Geophysik
der
Universität Stuttgart**

Nr. 15



Thomas Forbriger

Inversion flachseismischer Wellenfeldspektren

Februar 2001

Inversion flachseismischer Wellenfeldspektren

Von der Fakultät Geo- und Biowissenschaften der Universität
Stuttgart zur Erlangung der Würde eines Doktors der
Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Thomas Forbriger

aus Esslingen am Neckar

Hauptberichter: Prof. Dr. Erhard Wielandt
Mitberichter: PD Dr. Wolfgang Friederich

Tag der mündlichen Prüfung: 1. Februar 2001

Institut für Geophysik der Universität Stuttgart

2001

Inhaltsverzeichnis

Abstract	11
I Einführung in die Thematik	15
1 Wozu Wellenfeldinversion?	15
2 Bisherige Entwicklungen	17
3 Wozu Inversion von Wellenfeldspektren?	20
4 Aufgabenstellung und Gliederung der Arbeit	22
II Theoretische Konzepte	25
1 Ausbreitung seismischer Wellen	25
2 Das Materialgesetz	27
2.1 Viskoelastische Materialgesetze	29
2.1.1 Rheologische Modelle	30
2.1.2 Allgemeine Bedingungen für \tilde{M}	33
2.1.3 Stabilitätsbedingungen	35
2.1.4 Anwendbarkeit viskoelastischer Materialgesetze	36
2.2 Seismische Geschwindigkeiten im isotropen Material	37
2.2.1 Stabilitätskriterien	38
2.2.2 Dissipation und komplexe Geschwindigkeiten	39
2.2.3 Ein alternativer Satz von Modellparametern	40
3 Die Lösung der Wellengleichung	41
3.1 Eindimensionales Medium	42
3.2 „Vector Surface Harmonics“	44
3.3 Elastische Potentiale	45
3.4 Matrixverfahren	47
3.5 Entwicklung laufender Wellen nach Besselfunktionen	48
4 Inversionstheorie	52
4.1 Lineare Inversion exakter Daten	53
4.2 Iterative Least-Squares-Inversion	54

4.2.1	Charakter der gestellten Aufgabe	55
4.2.2	Umgang mit fehlerbehafteten Daten	55
4.2.3	Formulierung nach Parker	57
4.2.4	Lösung nichtlinearer Inversionsprobleme	58
4.2.5	Stabilisierte Least-Squares-Inversion	60
III	Erste Stufe: Dispersionsanalyse	63
1	Ziel der Dispersionsanalyse	63
1.1	Motivation	63
1.2	Aufgabenstellung	66
2	Methoden zur Dispersionsanalyse	66
2.1	Lineare Inversion für Zylinderwellen	66
2.1.1	Die Wahl der Dämpfungsfunktion	68
2.1.2	Boxcar als Dämpfungsfunktion	71
2.2	Slant Stack	71
2.3	Bessel-Transformation	72
2.4	Ergänzungen	72
3	Abbildungseigenschaften	73
3.1	Räumliches Aliasing	75
3.2	Die Unschärferelation und Nebenmaxima	79
3.3	Wahl der Geophon-Abstände	81
3.4	Rekonstruktion des Wellenfeldes	84
4	Anatomie des ω, p -Spektrums	85
4.1	Nutzsignale	89
4.2	Störsignale	90
4.2.1	Elektrische Quellen	91
4.2.2	Seismische Quellen	92
4.2.3	Heterogenität	93
IV	Zweite Stufe: Erdmodell	95
1	Das Problem „auspacken“	95
1.1	Die Modellparameter	96
1.2	Die Misfit-Funktion	97
1.3	Die Linearisierung	98
1.4	Die Strafterme	99
1.4.1	Kleine Modelländerungen (Regularisierung)	100
1.4.2	Orientierung am Referenzmodell	100
1.4.3	A-priori-Korrelationen	100
1.4.4	Glättung	101
1.5	Das Least-Squares-Gleichungssystem	102
1.6	Optimierte Berechnung der Systemmatrix	103

2	Auflösungsanalyse	104
2.1	Eigenwertanalyse	105
2.2	Lineare Auflösungsanalyse nach Wielandt	106
2.3	Singular-Value-Decomposition	108
2.4	Resolutionsmatrix	111
V	Praktische Aspekte	115
1	Behandlung der Datensätze	115
1.1	Zusammensetzen von Einzelschüssen	115
1.2	Impulsantwort des Mess-Systems	116
1.2.1	Bestimmung eines „Quell-Wavelets“	117
1.2.2	Normierung der Daten	117
1.3	Manipulation der ω, p -Spektren	118
1.4	Joint-Inversion	118
1.4.1	Gewichtung der Daten	119
2	Behandlung der Modellparameter	120
2.1	Anforderungen an eine Modellparametrisierung	120
2.2	Vor- und Nachteile einer strikten Parametrisierung	123
2.3	Die Tiefe von Diskontinuitäten als Inversionsparameter	124
2.4	Wahl der Inversionsparameter	125
2.5	Einschränkungen durch Ungleichungen	125
2.6	Q , pragmatisch betrachtet	126
VI	Datenbeispiele	129
1	Skalierung der Abbildungen	130
2	Vollständige Inversion	132
2.1	Datensatz BIETIGHEIM	132
2.1.1	Das Untersuchungsgebiet	132
2.1.2	Experiment und Interpretation	132
2.2	Datensatz BERKHEIM	148
2.2.1	Das Untersuchungsgebiet	148
2.2.2	Experiment und Interpretation	148
2.3	Datensatz WOLFSCHLUGEN	159
2.3.1	Das Untersuchungsgebiet	159
2.3.2	Experiment und Interpretation	159
3	Kleine Spektren-Galerie	167
3.1	Beschreibung der Datensätze	169
4	Folgen fehlerhafter Interpretation	196
4.1	Verwechslung von Fundamentalmode und höherer Mode am Beispiel BIETIGHEIM	196

4.2	Erklärung mehrerer Moden durch eine Dispersionskurve am Beispiel BERKHEIM	202
	Zusammenfassung und Ausblick	207
A	Anhang	217
1	Schriftsatz für Formelzeichen	217
2	Definitionen	218
2.1	Fourier-Transformation	218
2.2	Parametrisierung nach Polynomen	218
3	Least-Squares für komplexe Größen	219
4	Zylinderfunktionen	220
4.1	Beziehungen zwischen Zylinderfunktionen	220
4.2	Symmetrien von Zylinderfunktionen	221
4.3	Modifizierte Besselfunktionen	221
4.4	Fernfeld-Näherungen	221
4.5	Bessel-Transformation und Orthogonalitätsrelation	222
4.6	Spezielle Integrale von Zylinderfunktionen	223
5	Hilfsmittel und Werkzeuge	224
5.1	Hardware	224
5.2	Software	224
	Danksagung	227
	Literatur	229

Abbildungsverzeichnis

II.1	Gedämpftes Masse-Feder-Pendel	36
III.1	Analyse eines Test-Wellenfeldes	76
III.2	Lineare Inversion eines Test-Wellenfeldes	77
III.3	Auflösungsfunktionen	78
III.4	Inversion eines Test-Wellenfeldes für zufällige Geophon-Positionen	80
III.5	Auflösungsfunktion für zufällige und äquidistante Geophon- Abstände	81
III.6	Transformation eines Test-Wellenfeldes für äquidistante Geophone	82
III.7	Slant Stack für zufällige Geophon-Distanzen	83
III.8	Testpuls	84
III.9	ω, p -Spektren des Testpulses	86
III.10	Rekonstruktion des Testpulses	87
III.11	Anatomie des Spektrums der Greenschen Funktion	88
V.1	Der scheinbar geschichtete Halbraum	127
VI.1	BIETIGHEIM: Seismogramm-Montage, Hammer	136
VI.2	BIETIGHEIM: Ergebnismodell und Laufzeitkurve	137
VI.3	BIETIGHEIM: Auflösungsanalyse	138
VI.4	BIETIGHEIM: Überschossener Tiefenbereich	139
VI.5	BIETIGHEIM: ω, p -Spektren	140
VI.6	BIETIGHEIM: Spektren der Greenschen Funktion	141
VI.7	BIETIGHEIM: Rekonstruierte Seismogramme, Hammer	142
VI.8	BIETIGHEIM: Rekonstruierte Seismogramme, S.I.S.Sy.	143
VI.9	BIETIGHEIM: Synthetische Seismogramme, Einzelkraft	144
VI.10	BIETIGHEIM: Synthetische Seismogramme, Explosion	145
VI.11	BIETIGHEIM: Quell-Wavelets	146
VI.12	BIETIGHEIM: Partielle Ableitungen der Greenschen Funktion . . .	147
VI.13	BERKHEIM: Seismogramm-Montage	152

VI.14	BERKHEIM: ω, p -Spektrum des Wellenfeldes	153
VI.15	BERKHEIM: Ergebnismodell und Laufzeitkurve	154
VI.16	BERKHEIM: Auflösungsanalyse	155
VI.17	BERKHEIM: Rekonstruierte Seismogramme	156
VI.18	BERKHEIM: Greensche Funktion für das Ergebnismodell	157
VI.19	BERKHEIM: Dispersionskurven der Normalmoden des Ergebnismodell	157
VI.20	BERKHEIM: Synthetische Seismogramme und Quell-Wavelet	158
VI.21	WOLFSCHLUGEN: Auslage	161
VI.22	WOLFSCHLUGEN: ω, p -Spektrum und Greensche Funktion	162
VI.23	WOLFSCHLUGEN: Ergebnismodell und Laufzeitkurve	163
VI.24	WOLFSCHLUGEN: Auflösungsanalyse	164
VI.25	WOLFSCHLUGEN: Partielle Ableitungen	165
VI.26	WOLFSCHLUGEN: Synthetische Seismogramme und Quell-Wavelet	166
VI.27	RIEDHEIM 1996: ω, p -Spektrum	177
VI.28	RIEDENBERG: ω, p -Spektren	178
VI.29	RIEDENBERG: Wellenformen (Hammer)	179
VI.30	KÖRSCHTAL: ω, p -Spektren	180
VI.31	KÖRSCHTAL: ω, p -Spektren (Slant Stack)	181
VI.32	KÖRSCHTAL: ω, p -Spektren (Noise)	182
VI.33	RIEDHEIM 1997: ω, p -Spektrum	183
VI.34	WATTERDINGEN: ω, p -Spektren	184
VI.35	HENGERSBERG: ω, p -Spektrum	185
VI.36	HILZINGEN: ω, p -Spektren	186
VI.37	HILZINGEN: Inversionsergebnis und Greensche Funktion	187
VI.38	GÜLTSTEIN: ω, p -Spektren	188
VI.39	GÜLTSTEIN: ω, p -Spektren, Querprofil	189
VI.40	LERCHENBERG: ω, p -Spektren	190
VI.41	BÄRWALDE: ω, p -Spektren	191
VI.42	BÄRWALDE: Auflösungsanalyse	192
VI.43	LAPTEV-SEE: Geführte Wellen (35m Wassertiefe)	193
VI.44	LAPTEV-SEE: ω, p -Spektren (35m Wassertiefe)	194
VI.45	LAPTEV-SEE: Scholte-Moden (18m Wassertiefe)	195
VI.46	Fehlinterpretation BIETIGHEIM: ω, p -Spektren	198
VI.47	Fehlinterpretation BIETIGHEIM: Erdmodell und Laufzeitkurve	200
VI.48	Fehlinterpretation BIETIGHEIM: Poisson-Verhältnis	201
VI.49	Fehlinterpretation BERKHEIM: ω, p -Spektren	204
VI.50	Fehlinterpretation BERKHEIM: Erdmodell und Laufzeitkurven	205
VI.51	Fehlinterpretation BERKHEIM: Dispersionskurven der Normalmoden	206

Tabellenverzeichnis

II.1	Rheologisches Element: Elastizität	30
II.2	Rheologisches Element: Dynamische Viskosität	30
II.3	Rheologischer Körper: Maxwell	31
II.4	Rheologischer Körper: Kelvin-Voigt	31
II.5	Rheologischer Körper: Standard-Linear-Solid (SLS)	32
VI.1	BIETIGHEIM: Inversionsergebnis	137
VI.2	BERKHEIM: Inversionsergebnis	151
VI.3	WOLFSCHLUGEN: Inversionsergebnis	160
VI.4	Fehlinterpretation BIETIGHEIM: Erdmodell	199
VI.5	Fehlinterpretation BERKHEIM: Erdmodell	205

Abstract

A new method to infer structural earth models from seismic wavefields is presented. The phase-slowness and frequency spectrum of the wavefield, together with the p-wave arrival times, are inverted jointly for a 1D model of s-wave and p-wave velocities and the depth of bedrock. The inversion may provide some inference on attenuative properties varying with depth. The depth range covered by the method is typically 10m for wavefields in the frequency range from 10Hz to 100Hz and geophone spreads of 50m to 100m length.

Data acquisition, in its simplest form, requires a hammer source and multi-channel recording with vertical geophones. However, horizontal component data and wavefields excited by other source types may complement the dataset and improve the results. The method requires no a priori information about the investigated site. It is designed to be robust when dealing with the extreme wavefield properties met in unconsolidated sediments. Particularly, it avoids some severe weaknesses of conventional methods that interpret surface-wave data in terms of a single (fundamental) normal mode and calculate dispersion curves from phase differences between two receivers. The method has been successfully applied to sites covered with a pavement or compacted gravel, which are strong low-velocity-channel situations.

To the best of my knowledge, this is the first successful approach to quantitative modelling of complete seismograms recorded in shallow seismic experiments.

The inversion of surface waves can reveal the s-wave velocity and the properties of otherwise hidden layers, that cannot be observed as easily with standard body-wave methods. Some promising features are the outstanding signal to noise ratio of surface waves, the direct access to v_s with a standard hammer source and vertical geophones and the extreme sensitivity of surface waves to shallow features of the investigated site.

Previous methods of using surface waves for shallow seismic investigation have adopted techniques from upper mantle studies of signals from earthquake

sources. These are characterized by the availability of only a limited number of seismometer stations that may be spaced unfavourably. They require the separation of the fundamental mode from other wavefields in the time domain, which is possible for long-period global wavetrains at appropriate epicentral distances. They neglect the great advantage of being able to place a large number of receivers at arbitrary positions in shallow seismic investigations. They also neglect the fact that different overtones in the shallow wavefield may not be separated in the time domain.

The majority of datasets I show in this thesis consist of two (or even more) distinct surface wave modes. The field examples document that higher modes may even dominate the amplitude of shallow wavefields. In low-velocity-channel situations it is essential to distinguish between several excited modes in order to obtain reliable results. Conventional techniques, such as SASW ("spectral analysis of surface waves") that uses only a fundamental mode dispersion curve, are shown to give misleading results.

The most attractive way to overcome these limitations is the inversion of the complete wavefield through modelling with synthetic data. This also has the potential to extract the information available from all features of the data, including leaky modes and guided waves. Due to the computational power of modern desktop computers this approach is now feasible.

I propose a two-stage inversion. The first stage inverts the waveforms to a frequency and phase-slowness spectrum of the wavefield (equivalent to an f - k spectrum). This may be done by linear inversion or a Fourier-Hankel transform. Both may be applied to the near-field of the source. The spectrum should reproduce the recorded waveforms and interpolate them reasonably between receivers through a Fourier-Bessel expansion. This kind of expansion is the key element of the classical ansatz for solving the elastic wave equation in plane 1D media. The second stage seeks an earth model by means of an iterative least-squares scheme and joint inversion of the spectrum and the p -wave arrival times. The spectrum has to be matched by the coefficients of a Green's function calculated from the earth model. The reason for adding explicit p -wave arrival times is that refracted wave onsets are more likely to be hidden by noise in the wavefield spectrum than in the seismograms. They contain unique information but are of very small amplitude.

The two-stage approach has several advantages. Inversion through an iterative least-squares scheme requires the forward modelling to be linearized. Calculating synthetic waveforms from the spectrum would introduce extra harmonic functions for time dependency and cylindrical functions for offset dependency. Their oscillating nature introduces additional extrema at which linearization performs worst. Hence, using the spectrum is superior to using waveforms in a linearized approach. Besides, a misfit function defined to compare two oscillatory functions

has local minima at every 2π phase shift. Furthermore, to obtain accurate waveforms from the evaluation of Fourier-Bessel expansion integrals requires more coefficients of Green's function to be calculated, than are needed to explain the full amount of information in the data by comparing spectra. Thus computation times may be reduced by a factor of ten or more compared to waveform inversion. Last but not least: While multiple modes typically interfere in the waveforms, they may be clearly separated in the spectrum. This facilitates the construction of an initial model, which still must be done by trial and error.

Successful inversions of field-datasets are presented including a low-velocity-channel situation. Experience shows that v_p and v_s may be well resolved to 10m depth by shallow surface waves in the frequency range from 10Hz to 100Hz. Single-mode inversions require a priori knowledge of v_p . For each of the resulting models a local resolution analysis gives a valuable measure for the reliability of media properties inferred from the data. In some cases the surface wave modes exhibit comparable sensitivities for v_p and v_s . This is neglected by many studies in the literature, where assumed values for v_p or Poisson's ratio are used for forward modelling. An example of a higher mode that is more sensitive to v_s than the fundamental mode is also given.

Several field datasets demonstrate the typical multi-mode character of shallow wavefields. The examples show a broad range of seismic parameters which is typical for shallow wavefields that scan the transition from unconsolidated sediments to bedrock. The observed values include phase velocities down to 70m/s and Poisson-ratios that cover the full range of reasonable values from 0.15 to 0.48. Fundamental mode wavelengths cover the range from 1m to 60m. Hence most receivers may lie in the near-field. Velocity-contrasts at discontinuities in resulting earth models may reach a factor of 5 for v_p and 10 for v_s respectively.

The material parameters of unconsolidated sediments may vary strongly but continuously with depth. The models are represented either by a stack of many thin layers or by a set of continuous functions. While the former allows larger model variability and closer fits to the data, the latter reduces the number of free inversion parameters and helps to keep computation times manageable.

The datasets show remarkable intrinsic attenuation with Q possibly below 10. Investigations published by other authors show frequency dependent viscoelastic properties of sediments in the seismic frequency range around 100Hz. However, it is not possible to infer full viscoelastic models from the proposed inversion scheme. This is due to frequency dependency of phase velocities being used to determine the depth dependency of material properties. Nevertheless, the inversion results have to be constrained to lie within the reasonable range of $1.5 < \frac{v_p}{v_s} < 10$ or $0.1 < \nu < 0.49$ for Poisson's ratio, respectively. The complex valued bulk modulus and shear modulus, calculated from v_p , v_s , Q_p , and Q_s ,

must have positive real parts and negative imaginary parts¹ at all frequencies to be physically feasible.

With two numerical investigations I demonstrate contradictions that may arise from fitting a fundamental mode dispersion curve to a multimode dataset, as it is done by conventional methods. When using the p-wave travel-time curve in a joint inversion or when working on a low-velocity-channel situation with data of sufficient frequency content, a carefully performed study should run into unresolvable contradictions. The data can not be fitted with model parameters that are physically feasible. However, in situations of normal layering (seismic velocity increases with depth) and without using p-wave travel-time information the violation of the assumption, that the wavefield consists only of one mode, may remain unnoticed. Therefore, a full wavefield inversion is strongly recommended in most cases.

Although the inversion results were derived from wavefield spectra, the rms of the difference between measured waveforms and synthetic seismograms calculated from the resulting models is typically reduced to half the rms of the data. Thus, the models derived from the inversion of wavefield spectra are suitable to be used as initial models for further studies of shallow seismic waveform properties. Particularly, this may include modelling of true amplitude and full waveform body waves as well as scattered waves in laterally heterogeneous media. The method is directly applicable in all cases where shear-wave properties of laterally mostly homogeneous media are of interest. The results may provide static corrections for large-scale reflection seismic surveys. The large amount of publications on conventional SASW studies in civil engineering literature expresses a desire for such methods in technical site investigation applications. In most situations, at least on sites covered by hard surfaces like pavements or frozen sediments, the full wavefield inversion will definitely be superior to conventional dispersion-curve inversion.

¹Notice that the sign of the imaginary part depends on the definition of the Fourier transform pair given in the appendix.

Kapitel I

Einführung in die Thematik

Es scheint ein erstrebenswertes und wohl erreichbares Ziel der experimentellen Seismik, jede Zacke, jede Welle der Seismogramme zu erklären und für die Entwirrung der Beschaffenheit der Erdrinde dienstbar zu machen. (Wiechert, 1926)

1 Wozu Wellenfeldinversion?

Die klassischen Verfahren der seismischen Erkundung, die Refraktionsseismik und die Reflexionsseismik, nutzen lediglich den hochfrequenten Anteil des seismischen Wellenfeldes, die *Raumwellen*. Diese werden im Sinne einer Strahlen-Näherung geometrisch interpretiert. Die Raumwellen, insbesondere die refraktierten Wellen, sind der Amplituden-schwächste Teil des Wellenfeldes. Die *Oberflächenwellen*¹, die als resonante Wellenausbreitung verstanden werden können, haben eine wesentlich größere Amplitude und damit auch ein besseres Signal/Stör-Verhältnis. Im Sinne der Raumwellen-Verfahren werden sie als Störsignale aufgefasst. Der Aufwand, der betrieben wird, um sie zu unterdrücken (Knut, 1995), beweist bereits, wie leicht Oberflächenwellen mit großen Amplituden angeregt werden können.

Einige Eigenschaften der Raumwellen-Verfahren limitieren diese in ihrer Aussagekraft. Bei refraktionsseismischen Interpretationen ergibt sich beispielsweise

¹Im Sprachgebrauch der regionalen Seismologie wird als „Oberflächenwelle“ häufig nur die Fundamentalmode bezeichnet. In flachseismischen Wellenfeldern lassen sich die einzelnen Moden im Zeitbereich nicht trennen, wohl aber nach der Dispersionsanalyse (Kapitel VI). Mit dem Begriff „Oberflächenwellen“ bezeichne ich in der vorliegenden Arbeit den Amplituden-starken, dispergierten Teil des Wellenfeldes, der nicht durch geometrische Überlegungen interpretiert werden kann und der mit der Fundamentalmode abschließt.

das Problem der „überschossenen Schichten“ (Abb. VI.4, S. 139). Im Gegensatz dazu kann aus den Oberflächenwellen sogar Information über Medien gewonnen werden, die einen Niedrig-Geschwindigkeits-Kanal enthalten (Abschnitt VI.2.2, S. 148). Solche Medien werden bei der Untersuchung von Straßen-Fundamenten oder oberflächennah gefrorener Lockersedimente angetroffen.

Werden Oberflächenwellen in die Auswertung seismischer Wellenfelder einbezogen, kann dies nicht nur die Aussagekraft der Interpretation vergrößern, sondern auch ganz neue Aspekte erschließen: Eine wesentliche Eigenschaft von Oberflächenwellen ist ihre große Empfindlichkeit für die Scherfestigkeit des Mediums. Diese Größe ist für viele technische Fragestellungen im Flachbereich von wesentlich größerer Bedeutung als die Kompressibilität². Die Scherwellen-Geschwindigkeit ist außerdem charakteristischer für die Eigenschaften des Substrats, da die Kompressionswellen-Geschwindigkeit, besonders in Lockersedimenten, stark durch die Wassersättigung beeinflusst wird.

Dabei lässt sich die Aufzeichnung von Rayleigh-Wellen in einfacher Hammerschlag-Seismik mit Vertikal-Geophonen bewerkstelligen. Der Aufwand ist mit der Refraktionsseismik vergleichbar. Beide Verfahren lassen sich in der Regel leicht in einer Messung kombinieren. Die quantitative Auswertung der Oberflächenwellen erfordert allerdings einen wesentlich größeren numerischen Aufwand. Werden dabei gleichzeitig mehrere Moden oder zusätzlich die Laufzeitkurve der refraktierten Kompressionswelle invertiert, kann mit einem einzigen Verfahren direkt das Poisson-Verhältnis bestimmt werden, ein wichtiger lithologischer Parameter.

Die extreme Empfindlichkeit der Oberflächenwellen für die seismischen Geschwindigkeiten in kleinen Tiefen machen sie zu einem idealen Werkzeug für die Bestimmung statischer Korrekturen sowohl für die Reflexionsseismik, wie auch die Refraktionsseismik.

Die Lokalisierung lateraler, steil stehender Diskontinuitäten ist mit Oberflächenwellen aufgrund ihrer horizontal gerichteten Ausbreitung in vielen Fällen einfacher als mit Raumwellen-Verfahren (Hsieh, 1979; Stange, 1992; Schneider, 1993; Misiak, 1996; Dombrowski, 1996).

An dieser Stelle muss rechtzeitig darauf hingewiesen werden, dass eine Interpretation der Oberflächenwellen die Raumwellen-Verfahren keinesfalls ersetzen kann. Die aus den unterschiedlichen Verfahren gewonnenen Informationen sind in weiten Teilen komplementär. Erst durch die sinnvolle Kombination mehrerer Aspekte kann das Potential einer seismischen Erkundung voll erschlossen werden. Daher ist es erstrebenswert, im Wiechertschen Sinne das volle Wellenfeld zu interpretieren. In der vorliegenden Arbeit stelle ich ein robustes Verfahren vor, mit

²Ein Beispiel für eine technisch relevante Fragestellung schildere ich im Zusammenhang mit dem Datensatz BÄRWALDE auf Seite 175.

dem in einer gemeinsamen Inversion sowohl die Laufzeitkurve der Ersteinsätze, wie auch der dispersierte Teil des Wellenfeldes, die Oberflächenwellen, interpretiert werden.

2 Bisherige Entwicklungen

Eine vollständige Bibliographie der Arbeiten zur Ausbreitung seismischer Oberflächenwellen, und sei es nur des Teilbereichs „Flachseismik“, würde den Rahmen der vorliegenden Arbeit bei weitem sprengen. Trotzdem möchte ich wenigstens versuchen, die Entwicklung zu skizzieren, an welche diese Arbeit anschließt.

Rayleigh (1885) und Love (1903), die Namensgeber der Rayleigh- und der Love-Wellen, legten vor gut hundert Jahren das Fundament zum theoretischen Verständnis von elastischen Grenzschichtwellen. Von Lamb (Lamb, 1904) wurde das erste *synthetische Seismogramm* veröffentlicht. Die von ihm mit den damals zur Verfügung stehenden Mitteln geschätzten Wellenformen decken sich verblüffend gut mit den heute problemlos auf Computern berechneten Lösungen (Forbriger, 1996a). Sezawa und Kanai untersuchten erstmals Rayleigh-Wellen in heterogenen seismischen Medien sowohl in regionaler Größenordnung (Sezawa, 1935) als auch im Hinblick auf Anwendungen im Flachbereich (Sezawa und Kanai, 1935a). Bemerkenswert ist, dass in den 30er-Jahren offenbar noch keine klare Vorstellung von der Lösungsmenge des Rayleigh-Eigenwertproblems bestand. Eine von Sezawa und Kanai (1935b) *entdeckte* höhere Mode wurde bis in die 50er-Jahre als „Sezawa-Mode“ bezeichnet.

Ebenfalls in den 30er-Jahren wurde in Zusammenarbeit der Deutschen Forschungsgesellschaft für Bodenmechanik (Degebo) und des Instituts für Geophysik in Göttingen unter der Leitung von Gustav Heinrich Angenheister umfangreiche experimentelle Arbeiten zum Einsatz von seismischen Oberflächenwellen bei der Baugrunduntersuchung durchgeführt (Köhler, 1935; Köhler und Ramspeck, 1936). Die Theorie des Rayleigh-Problems war den Autoren durchaus bekannt, es werden auch Vergleiche mit synthetischen Dispersionskurven angestellt. Die starken Idealisierungen, die für eine theoretische Behandlung des Problems mit damaligen Mitteln gemacht werden mussten, führten aber mehrfach zu sehr spekulativen Formulierungen bei der Interpretation der Beobachtungen, wie etwa: „Ob die Vorstellung des Tiefergreifens längerer Wellen, die der Erdbebenseismik entlehnt ist, auf die Untersuchung der oberflächennahen Schichten anwendbar ist, ist noch nicht bewiesen. In Ermangelung einer wirklich befriedigenden Erklärung für den Zusammenhang zwischen Frequenz und Ausbreitungsgeschwindigkeit wollen wir ihr aber zunächst folgen“ (Köhler und Ramspeck, 1936, Teil B, Abschnitt c).

An die Göttinger Arbeiten wurde in den 50er-Jahren am Institut für Angewandte Geophysik in München unter der Leitung von Gustav Angenheister, dem Sohn von Gustav Heinrich Angenheister, angeknüpft (Förtsch, 1953; Korschunow, 1955; Giese, 1957). In diesem Zeitraum wurden auch von Müller (1957) in Stuttgart Arbeiten zu flachseismischen Oberflächenwellen durchgeführt. Bornmann (1959) erstellte eine umfangreiche Übersicht des damaligen Standes der Baugrundeis- mik.

Ebenfalls in den 50er-Jahren legten Thomson (1950) und Haskell (1953) die Grundlage für das später nach ihnen benannte Verfahren zur Berechnung synthetischer Dispersionskurven in geschichteten Medien. Buchen und Ben-Hador (1996) veröffentlichten einen sehr informativen Review-Artikel über die später auf Grundlage des Thomson-Haskell-Algorithmus entwickelten numerischen Verfahren.

In Hinsicht auf die publizierten Arbeiten scheint es, als habe die Geophysik in den Jahren nach 1960 die flachseismische Anwendung von Oberflächenwellen aus den Augen verloren. Es wurde jedoch eine Fülle von Arbeiten zur Untersuchung des oberen Krustenbereichs bis zu Untersuchungen des Erdkerns mittels Eigenschwingungen publiziert. Exemplarisch nenne ich die Review-Artikel von Oliver (1962), von Seidl und Müller (1977) sowie von Kovach (1978). Okal (1978) wies darauf hin, dass Moden, die rein formal demselben Oberton zugeordnet werden, physikalisch völlig unterschiedliche Eigenschaften haben können (Forbriger, 1996b, sowie Abschnitt VI.4.2, S. 202 in der vorliegenden Arbeit). Auch der Theorie und numerischen Berechnung von Eigenschwingungen (Takeuchi et al., 1964; Takeuchi und Saito, 1972; Gilbert, 1980) und vollständigen Wellenfeldern (Fuchs und Müller, 1971; Kennett und Kerry, 1979; Müller, 1985; Friederich und Dalkolmo, 1995), sowie der numerischen Dispersionsanalyse von Messdaten (Dziewonski et al., 1969; Dziewonski und Hales, 1972) wurden wesentliche Arbeiten hinzugefügt. In den 70er-Jahren wurden erste Bemühungen zur theoretischen Behandlung von Oberflächenwellen in lateral heterogenen Medien unternommen (Woodhouse, 1974; Malischewsky, 1976; Snieder, 1986). Diese trugen später zur erfolgreichen Erstellung von regionalen Strukturmodellen bei (Snieder, 1988a,b; Nolet, 1990; Meier et al., 1997; Friederich, 1998, 1999).

In der Zeit nach 1960 wurde die Idee der Auswertung flachseismischer Oberflächenwellen von Geotechnikern weiter verfolgt. Jones (1958; 1962) publizierte bereits in den 60er-Jahren geotechnische Arbeiten, bei denen seismische Oberflächenwellen eingesetzt wurden. Die Arbeiten von Stokoe und Nazarian (1983) und Nazarian (1984) lösten einen Boom geotechnischer Arbeiten zur sogenannten SASW-Methode (Spectral-Analysis-of-Surface-Waves) aus. In einer von Hiltunen und Gucunski erstellten Bibliographie³ zu SASW sind 41 Arbeiten aus den

³Persönliche Mitteilung von Christian Oelsner (TU Bergakademie Freiberg).

Jahren 1982 bis 1993 verzeichnet. Allein 27 der Arbeiten erschienen in den Jahren 1988 bis 1992. 20 der Arbeiten befassen sich mit der Untersuchung von Straßen-Belägen mit Hilfe von seismischen Oberflächenwellen. Methodisch fügen die meisten Arbeiten nichts wesentlich Neues hinzu.

Die Methodik wird weitgehend aus den Arbeiten der globalen Seismologie entlehnt. Das Wellenfeld wird als unimodal und die Struktur als lateral homogen angenommen. In der Regel wird das Wellenfeld mit zwei Geophonen aufgezeichnet. Häufig wird bereits bei der Messung mit einem Spektralanalysator ein Phasenspektrum bestimmt. Aus den Frequenz-abhängigen Phasendifferenzen zwischen den Signalen der beiden Geophone wird dann *eine* Dispersionskurve bestimmt (Matthews et al., 1996). Ganji et al. (1997) setzen dieses Verfahren bei der Untersuchung lateraler Heterogenitäten ein.

Die Dispersionskurve wird bei der Inversion durch die mit dem Thomson-Haskell-Algorithmus berechnete Grundmode der Eigenschwingungen des Mediums angepasst. Für die Kompressionswellen-Geschwindigkeit und die Dichte, die auch in die Berechnung einfließen, werden in der Regel empirische Werte eingesetzt. Yuan und Nazarian (1993) beanspruchen für sich, dazu erstmals ein iteratives Least-Squares-Verfahren zu benutzen.

Obwohl sich viele der geotechnischen Arbeiten mit der Untersuchung von Straßen-Belägen beschäftigen, weisen nur Gucunski und Wood (1991) sowie Tokimatsu et al. (1992b) auf den Effekt hin, den die Überlagerung höherer Moden auf die Phasendifferenz-Methode haben muss. Sie schlagen vor, für die Inversion numerisch eine scheinbare Dispersionskurve über ein gewichtetes Mittel der Normalmoden zu bestimmen. Als Gewichte dienen dabei die ebenfalls numerisch bestimmten Anregungskoeffizienten.

Gabriels et al. (1987) invertierten ein im Wattenmeer aufgezeichnetes Wellenfeld. Die Dispersionskurven von sechs Moden wurden aus einem f,k-Spektrum (McMechan und Yedlin, 1981) abgelesen und mit Normalmoden des Mediums identifiziert.

Erst in den 90er-Jahren wurden wieder vermehrt geophysikalische Arbeiten zu flachseismischen Oberflächenwellen durchgeführt. Ziel war jetzt häufiger die Abbildung lateraler Strukturen (Schneider, 1993; Dombrowski, 1996; Misiek, 1996; von Hartmann, 1997), wobei die Verfahren in der Mehrzahl nur auf der Inversion einer Normalmode beruhen. Schalkwijk (1996) beschreibt dabei Komplikationen aufgrund der Interferenz mehrerer Moden. Roth et al. (Roth et al., 1998) untersuchten geführte Wellen, die bei reflexionsseismischen Messungen auftrafen. Bohlen et al. (1999) und Klein et al. (2000) untersuchen Sedimente im marinen Flachwasser. Park et al. (1999) benutzen mehrkanalige Aufzeichnungen eines Sweep-Signals. Sie bestimmen eine Dispersionskurve über die Phasengeschwindigkeit von Nulldurchgängen der Seismogramme, welche sie aus der

Seismogramm-Montage ablesen. Xia et al. (1999) beschreiben eine stabilisierte Least-Squares-Inversion der Dispersionskurve einer Fundamentalmode. Miller et al. (1999) wenden diese beiden Verfahren auf ein flachseismisches Untersuchungsgebiet an und zeigen pseudo 2D-Schnitte, die aus mehreren eng nebeneinander liegenden 1D-Modellen erstellt wurden. Von mir wurden erste Versuche unternommen, flachseismische Wellenformen zu modellieren (Forbriger, 1996a). Diese wurden von Reimann (1999) fortgesetzt, wobei ihm Startmodelle zur Verfügung standen, die mit der in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Methode bestimmt wurden. Teshler (1999) stellt einen Algorithmus zur Berechnung partieller Ableitungen für die Wellenfeldinversion vor.

3 Wozu Inversion von Wellenfeldspektren?

Die meisten der oben zitierten Autoren invertieren die Oberflächenwellen durch eine Anpassung von Dispersionskurven der Normalmoden. Für die Mehrzahl der im Rahmen dieser Arbeit aufgezeichneten Datensätze (Kapitel VI, S. 129) ist eine Inversion der Oberflächenwellen durch Anpassung von Normalmoden nicht möglich oder zumindest heikel. Die Gründe dafür, die ich in den folgenden Absätzen skizziere, legen eine Inversion des vollständigen Wellenfeldes nahe. Gegenüber einer Inversion der Seismogramme, erweist sich eine Anpassung der Wellenfeldspektren als überlegen.

Flachseismische Wellenfelder enthalten typischerweise auswertbare Signale im Frequenzbereich 5Hz bis 100Hz. Diese sind sensitiv für die Materialeigenschaften in den obersten 10m unter der Geländeoberfläche. Dieser Bereich wird meistens durch Lockersedimente gebildet und enthält häufig einen Übergang zu anstehendem Gestein. Dementsprechend nehmen die angetroffenen seismischen Parameter einen großen Wertebereich ein (Abschnitt VI.3, S. 167). Die Vorinformationen sind in der Regel zu vage, um ein verlässliches Startmodell für eine Inversion zu bilden. Dieses muss zunächst durch „Versuch und Irrtum“ gefunden werden.

Die Mehrzahl der untersuchten Datensätze enthält mehr als eine Mode der Oberflächenwellen. Die Moden können jedoch nicht im Zeitbereich getrennt werden. Dazu ist die Dispersion im Offsetbereich der flachseismischen Messung noch nicht weit genug vorangeschritten. Typischerweise liegen die größten Wellenlängen in der Größenordnung der Auslage. Eine Dispersionsanalyse durch die Bestimmung von Phasendifferenzen, wie sie für die geotechnische SASW-Methode üblich ist (Matthews et al., 1996), muss aufgrund der Interferenz mehrere Moden scheitern (Abschnitte VI.4.1, S. 196 und VI.4.2, S. 202).

Dispersionskurven können aus einem f,k -Spektrum abgelesen werden, wie von Gabriels et al. (1987) durchgeführt. Nicht alle Moden, nicht einmal die Funda-

mentalmode, müssen im ganzen Frequenzband in der Vertikalkomponente an der Oberfläche angeregt und beobachtbar sein. Daher kann die Zuordnung zu Normalmoden des Mediums scheitern. Darauf wurde von mir bereits an anderer Stelle hingewiesen (Forbriger, 1996a,b). In dieser Arbeit gibt unter anderem der Datensatz HILZINGEN ein Beispiel für eine solche Situation (Abb. VI.36, S. 186 und Text S. 172). In jedem Fall müssten die Anregungskoeffizienten der synthetisch berechneten Normalmoden bei der Inversion von Dispersionskurven berücksichtigt werden.

Für die Inversion müssen dann die Dispersionskurven mehrerer Obertöne der Normalmoden numerisch berechnet werden. Die Nullstellen der Rayleigh-Determinante liegen möglicherweise so nahe beieinander, dass die Suche spezieller Algorithmen bedarf, damit keine Mode übersehen wird (Abschnitt VI.4.2, S. 202).

Flachseismische Wellenfelder können aber auch starke Anteile von Nicht-Normalmoden enthalten. Abb. III.11 (S. 88) zeigt die Greensche Funktion eines synthetischen Beispiels. Dort lassen sich verlustbehaftete Moden aufgrund des bekannten, zugrunde liegenden Modells identifizieren. Aber auch die von Roth et al. (1998) untersuchten geführten Wellen gehören nicht zu den Normalmoden des Mediums. Von mir wurden an anderer Stelle Beispiele in einem Datensatz der Modellseismik gezeigt (Forbriger, 1996a).

Besonders elegant wäre die unmittelbare Anpassung der gemessenen Wellenformen durch numerisch berechnete Seismogramme. Die Zerlegung des Wellenfeldes in Normalmoden würde entfallen. Das berechnete Signal gäbe nur die tatsächlich an der Oberfläche beobachtbare Bewegung des Mediums wieder. Die zuverlässige Berechnung synthetischer Seismogramme und ihrer partiellen Ableitungen für variierende Modelle in einer automatischen Inversion erfordert viel Rechenzeit (Reimann, 1999). Dazu müssen wesentlich mehr Koeffizienten der Greenschen Funktion berechnet werden, als dem Informationsgehalt der gemessenen Seismogramme entspräche. Außerdem führt der stark nichtlineare Zusammenhang zwischen Modellparametern und oszillierenden Wellenformen zu Nebenminima des Misfits und Komplikationen bei der Linearisierung des Vorwärtsproblems. Da bei flachseismischen Fragestellungen in der Regel ein verlässliches Vorab-Startmodell oder Referenzmodell fehlt, ist die direkte Inversion von Wellenformen kaum handhabbar. Auf diese Aspekte gehe ich in Abschnitt III.1 (S. 63) näher ein.

Aufgrund der angestellten Überlegungen und der aufgezeichneten Datensätze schlage ich eine Inversion von Wellenfeldspektren vor. Dieses Verfahren macht sich die, für die Lösung der elastischen Wellengleichung in eindimensionalen Medien übliche, Entwicklung nach Zylinderfunktionen zu Nutze (Abschnitt II.3, S. 41). In einer ersten Stufe der Inversion werden Koeffizienten für diese Entwicklung be-

stimmt, die das aufgezeichnete Wellenfeld reproduzieren (z.B. Abb. VI.8, S. 143). Dies geschieht als einfache lineare Inversion oder als Transformation in einem Schritt (Abschnitt III.2, S. 66). Diese Koeffizienten bilden ein Spektrum des Wellenfeldes. Das Spektrum enthält die volle Information aus den Seismogrammen, inklusive Nicht-Normalmoden. In einer zweiten Stufe wird aus dem Spektrum durch eine iterative Least-Squares-Inversion ein Erdmodell bestimmt (Kapitel IV, S. 95). Abschließend können synthetische Wellenformen für das Ergebnismodell berechnet und mit den gemessenen Seismogrammen verglichen werden (z.B. Abb. VI.9, S. 144).

Die erste Stufe der Inversion ist eine Dispersionsanalyse. Diese setzt eine einheitliche Phasenbeziehung der Wellen innerhalb des untersuchten Profils voraus. Damit ist das Verfahren auf die Untersuchung lateral homogener Medien festgelegt. Die Spektren für den Datensatz GÜLTSTEIN zeigen jedoch, dass die Methode auch bei mäßiger Heterogenität einsetzbar ist (Abb. VI.38, S. 188). Es können dann eindimensionale Modelle erstellt werden, die als Startmodelle für eine mehrdimensionale Inversion der Wellenformen dienen (Friederich, 1999).

4 Aufgabenstellung und Gliederung der Arbeit

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, ein unter flachseismischen Gegebenheiten robustes Inversionsverfahren zu entwickeln. In einfacher Hammerschlag-Seismik mit Vertikal-Geophonen aufgezeichnete Datensätze sollen zu einem Strukturmodell invertiert werden. Dabei wird vorausgesetzt, dass das Medium annähernd lateral homogen ist. Durch eine kombinierte Inversion der Ersteinträge und der dispergierten Oberflächenwellen sollen unabhängige Werte für die Kompressionswellen- und die Scherwellen-Geschwindigkeit ermittelt werden.

Kapitel II, Theoretische Konzepte

In flachseismischen Medien, insbesondere in Lockersedimenten tritt typischerweise starke intrinsische Dämpfung auf. Diese kann bei der Inversion nicht vernachlässigt werden. Außerdem ist der Wertebereich der angetroffenen seismischen Geschwindigkeiten, wie auch des Poisson-Verhältnisses sehr groß (Abschnitt VI.3, S. 167). Sind diese Parameter durch die Daten nur schwach eingeschränkt, so können sie in der Inversion physikalisch unsinnige Werte annehmen. Dieses Kapitel beginne ich daher mit einer kurzen Behandlung viskoelastischer Materialgesetze, die mit einer Definition sinnvoller Wertebereiche für die seismischen Parameter abschließt.

Die in dieser Arbeit entwickelte Inversion von Wellenfeldspektren beruht auf der für eindimensionale Medien üblichen Entwicklung des Wellenfeldes nach Zylinder-

funktionen. Die Verfahren zur Lösung der elastischen Wellengleichung, die diese Entwicklung benutzen, beschreibe ich kurz und weise auf ihre, für die Inversion relevanten, Eigenarten hin.

Das Kapitel wird abgeschlossen durch eine Darstellung grundlegender Gedanken zur Inversion geophysikalischer Daten, wie sie in den nachfolgenden Kapiteln für flachseismische Wellenfelder entwickelt wird.

Kapitel III, Dispersionsanalyse

Die Inversion erfolgt in zwei Stufen. Die Motivation für diese Aufteilung erläutere ich in Abschnitt III.1 (S. 63).

In der ersten Stufe werden für die aufgezeichneten Seismogramme Koeffizienten für eine Entwicklung nach Zylinderfunktionen im Raum und harmonischen Funktionen in der Zeit gesucht. Diesen Schritt bezeichne ich als „Dispersionsanalyse“. Die Abbildungseigenschaften der dargestellten Verfahren sowie die wichtigsten Quellen von Störsignalen und ihre Auswirkung werden näher beschrieben.

Kapitel IV, Erdmodell

In der zweiten Stufe der Inversion wird ein Erdmodell bestimmt. Das Wellenfeldspektrum und die Ankunftszeiten von Raumwellen werden gemeinsam invertiert. Dazu werden die zuvor berechneten Entwicklungskoeffizienten durch die entsprechenden Koeffizienten der Greenschen Funktion des Mediums in einer iterativen Least-Squares-Inversion angepasst.

Ich beschreibe sowohl die Elemente der Inversion speziell in Hinsicht auf die flachseismische Fragestellung als auch verschiedene lokale Auflösungsanalysen für das Ergebnismodell.

Kapitel V, Praktische Aspekte

Über das in den vorangegangenen Kapiteln Beschriebene hinaus, werden hier verschiedene praktische Aspekte diskutiert, die zu einer erfolgreichen Inversion flachseismischer Feld-Daten beitragen können.

Kapitel VI, Datenbeispiele

In diesem Kapitel stelle ich vollständige Inversionen mit Auflösungsanalyse für drei ausgewählte Feld-Datensätze vor. Außerdem werden die Wellenfeldspektren weiterer elf Datensätze dargestellt und ihre spezifischen Eigenarten diskutiert. Damit möchte ich einen Überblick über die Bandbreite der seismischen Parameter in flachen Medien geben. Die Mehrzahl der dargestellten Datensätze weist

mehr als eine Mode auf. Die Moden lassen sich außerdem häufig nicht eindeutig Normalmoden des Mediums zuordnen. Genau diese Beobachtung war der Anlass zur Entwicklung der Inversion von Wellenfeldspektren als Alternative zur Anpassung von Dispersionskurven.

Anhand zweier exemplarischer Datensätze skizziere ich in den Abschnitten VI.4.1 (S. 196) und VI.4.2 (S. 202) mögliche Auswirkungen einer fehlerhaften Inversion der scheinbaren Fundamentalmode nach dem Konzept der SASW-Methode.