

Bestimmung der 2D- und 3D- Scherwellengeschwindigkeitsstruktur flachmariner Sedimente mittels Scholtewellen

S. Bussat, S. Kugler, T. Bohlen, Institut für Geowissenschaften, Kiel;
G. Klein, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel

1. Einleitung

Der Meeresboden im Flachwasserbereich gewinnt als Baugrund zunehmend an Bedeutung. Für die Errichtung von Windparks, Offshore-Plattformen, Brücken, Hafenanlagen oder Pipelines sind Kenntnisse über die Zusammensetzung und die Stabilität des Meeresbodens von großem Interesse.

Unter den elastischen Parametern des Sediments (Kompressionswellengeschwindigkeit, Scherwellengeschwindigkeit und Dichte) kann insbesondere die Scherwellengeschwindigkeit aufgrund ihrer guten Korrelation mit der Scherfestigkeit (Ayres & Theilen 1999) solche Informationen liefern. Dazu ist allerdings eine effiziente Messmethode nötig. Bei marinen Sedimenten wird eine solche Messung jedoch dadurch erschwert, dass sich im Wasser keine Scherwellen ausbreiten können.

Aus diesem Grund verfolgen wir den Ansatz Grenzflächenwellen am Meeresboden (sogenannte Scholtewellen) auszuwerten. Die Analyse der frequenzabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeit der Scholtewelle (Dispersion) erlaubt die Gewinnung der Scherwellengeschwindigkeit mit der Tiefe.

Auf dieser Grundlage haben wir Methoden entwickelt, die sowohl die 2D- als auch die 3D-Variation der in-situ Scherwellengeschwindigkeiten flachmariner Sedimente effizient ermitteln.

2. Eigenschaften von Scholtewellen

Scholtewellen sind Grenzflächenwellen die sich entlang der Grenzfläche „flüssig-fest“ ausbreiten. Sie sind ebenso wie die Rayleighwellen vom P-SV-Typ. Das bedeutet, dass sie elliptisch in der Radial-Vertikal-Ebene polarisiert sind.

Ist der Untergrund geschichtet, so ist die Scholtewelle dispersiv. Die Scholtewellen besitzt dann frequenzabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeiten.

Außerdem bilden sich zusätzlich zur Fundamentalmode auch höhere Moden aus.

3. Datenakquisition

Die Anregung und Registrierung von Scholtewellen am Meeresboden gelingt mit den in Abbildung 1 skizzierten Akquisitionsparametern. Dabei werden Scholtewellen durch kleine Luftpulser (Airguns) in der Wassersäule angeregt, die in einer Entfernung von 20 – 40 m hinter dem fahrendem Forschungsschiff geschleppt werden. Die verwendeten Airguns haben Kammervolumen von 0,6 bis 2,5 l, werden mit einem Luftdruck von 100 – 150 bar betrieben und besitzen Quellfrequenzen im Bereich von 40 Hz. Die Airguns werden je nach Untergrund in einem zeitlichen Abstand von 4 – 8 s ausgelöst. Durch die Fahrt des Schiffes ändert sich permanent der Abstand (Offset) zum versenkten Ozean-Boden-Seismometer (OBS), das die jeweils angeregten Scholtewellen aufzeichnet. Auf diese Weise entsteht ein sogenanntes Common-Receiver-Gather (CRG), das zur weiteren Auswertung der Scholtewellen benutzt wird.

Zusätzlich wurden bei den Messungen Geophone verwendet, die durch Taucher direkt in den Meeresboden eingebracht wurden.

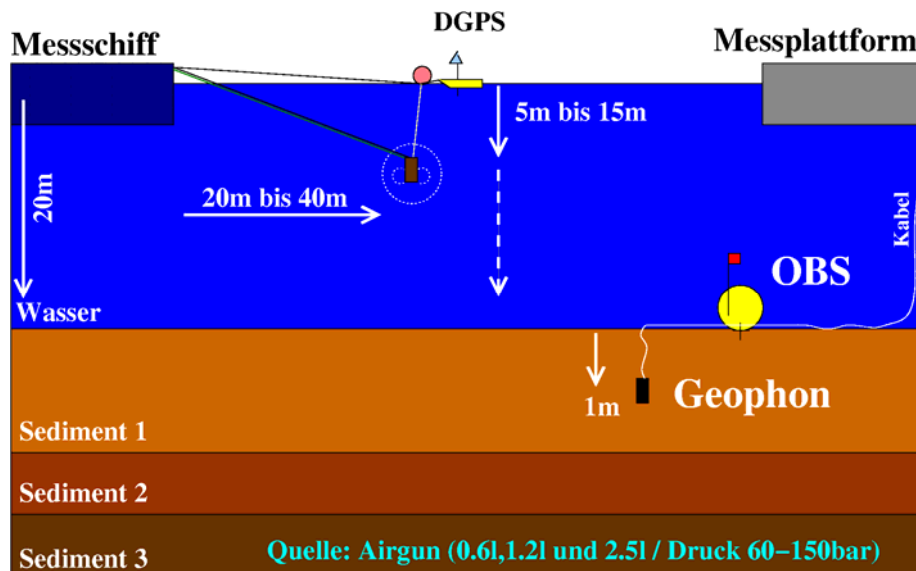


Abb. 1: Prinzipskizze der Akquisitionsparameter für Scholtewellenmessungen.

4. Inversion der Scholtewellendispersion (1D)

Die frequenzabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit der Scholtewellen wird in erster Linie durch die Scherwellengeschwindigkeitsverteilung im Untergrund bestimmt. Es existieren lediglich geringe Sensitivitäten auf die Verteilung der Dichte und der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Longitudinalwellen.

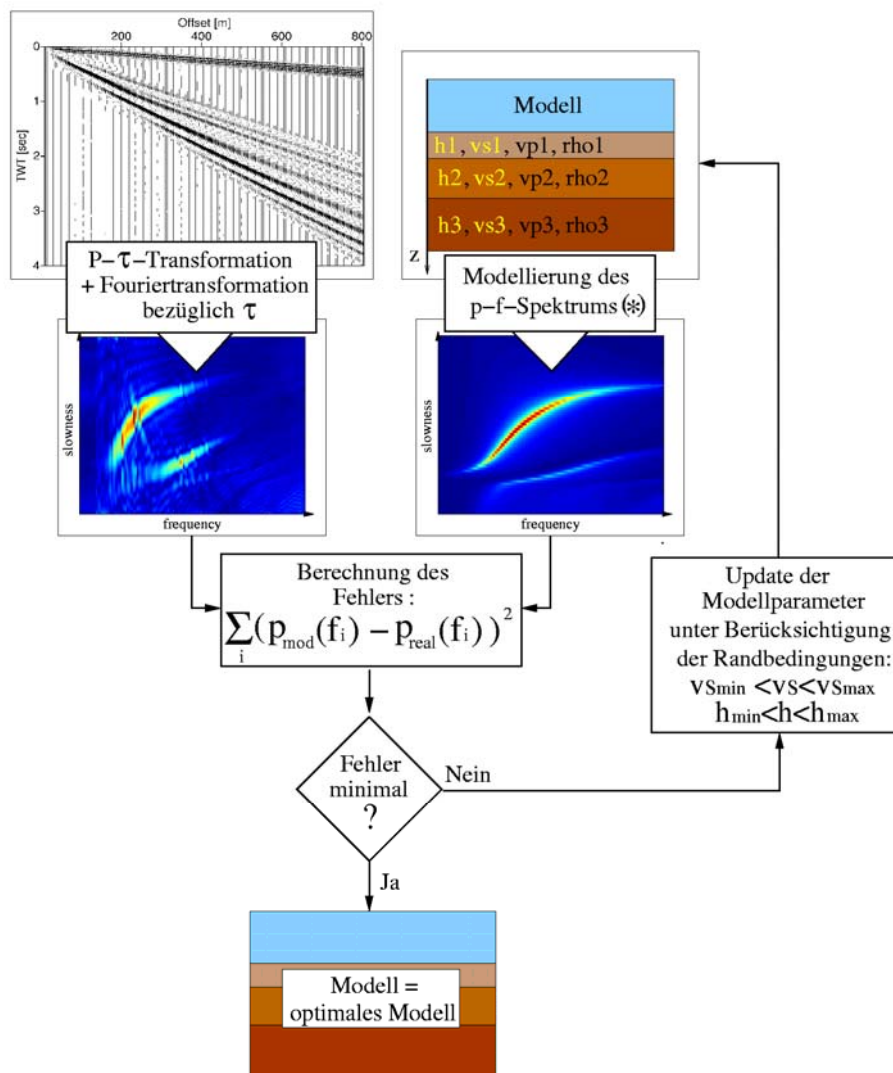
Durch eine Wellenfeldtransformation, die das gemessene CRG in den Phasenlangsamkeits-Frequenz-Bereich überführt, lässt sich die Dispersionskurve der Scholtewelle bestimmen. Diese Dispersionskurve kann bezüglich eines 1D-Untergrundmodells der Scherwellengeschwindigkeit invertiert werden.

Die Abbildung 2 zeigt das prinzipielle Vorgehen zur Inversion der Scholtewellendispersion.

Die Inversion:

Neben der Bestimmung der Dispersionskurve der Scholtewelle aus den Messdaten wird eine synthetische Dispersionskurve für ein Anfangsmodell berechnet. Zur Berechnung der synthetischen Daten wird das Programm Mseisfk verwendet, das die elastischen Eigenschaften eines Untergrundes als Eingabe benötigt (Wang 1999).

Innerhalb der Inversion wird der Fehler zwischen der synthetischen und der gemessenen Dispersionskurve berechnet. Solange dieser Fehler noch groß ist, wird das Untergrundmodell der synthetischen Dispersionskurve weiter verändert. Sobald der Fehler minimal ist, ist eine Scherwellengeschwindigkeits-Tiefenverteilung gefunden, die die gemessene Dispersionskurve der Scholtewelle erklärt.



(*) Modellierung mit "Mseisfk" (Wang, 1999)

Abb. 2: Prinzipskizze der Inversion von Scholtewellen (Erläuterung siehe Text)

5. 2D-Beispiele

5.1 Methodik

Die im Abschnitt 4 vorgestellte Inversion liefert ein 1D-Modell des Untergrundes. Die Erweiterung der Methode auf zwei Dimensionen kann durch eine lokale Wellenfeldtransformation der gemessenen CRG erreicht werden.

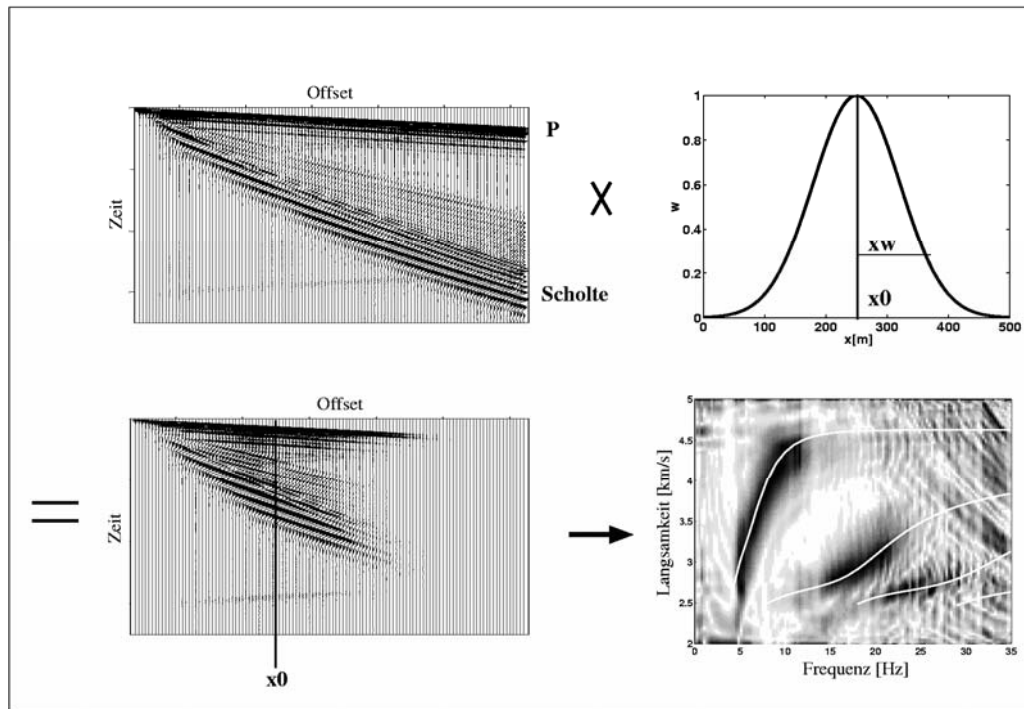


Abb. 3: Durchführung lokaler Wellenfeldtransformation zur weiteren Bestimmung von 2D-Scherwellengeschwindigkeitsverteilungen.

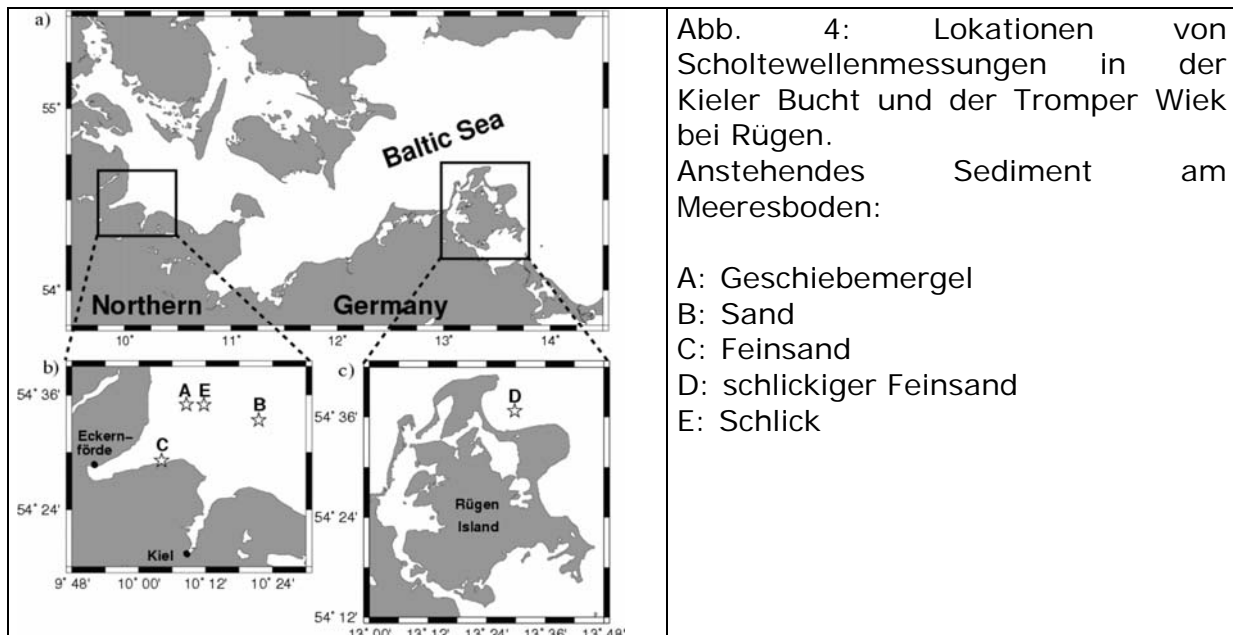
Die Abbildung 3 erläutert, die Vorgehensweise zur Berechnung lokaler Dispersionskurven. Dabei wird das gemessene CRG mit einem Gauß-Fenster multipliziert, so dass es nur noch Amplituden im Bereich eines bestimmten Offsets aufweist. Eine anschließende Wellenfeldtransformation in den Phasenlangsamkeits-Frequenz-Bereich liefert eine lokale Dispersionskurve der Scholtewelle, die dem Untergrund am gewählten Offset zuzuordnen ist (Bohlen et al. 2004). Durch die sukzessive Änderung des Offsets können so Dispersionskurven für alle Quell-Empfänger-Entfernungen berechnet werden. Eine anschließende Inversion dieser lokalen Dispersionskurven liefert ein 2D-Untergundmodell.

5.2 Messgebiete

In den letzten Jahren wurden in fünf verschiedenen Gebieten Scholtewellenmessungen durchgeführt. Die Abbildung 4 zeigt die Lokationen in der Kieler Bucht und in der Tromper Wiek bei Rügen.

Es wurden Messungen bei verschiedenen anstehenden Sedimenten am Meeresboden durchgeführt. In der Kieler Bucht handelt es sich um

Geschiebemergel (A), Sand (B), Feinsand (C) und Schlick (E). In der Tromper Wiek bei Rügen ist das anstehende Sediment schlickiger Feinsand (D).



5.3. Datenbeispiele

Bereits die in Abbildung 5 dargestellten CRG der verschiedenen Messungen zeigen starke Variationen zwischen den einzelnen Messgebieten. An diesen unbearbeiteten Daten lässt sich bereits die hohe Empfindlichkeit der Scholtwellenauswertung auf den Untergrund ablesen.

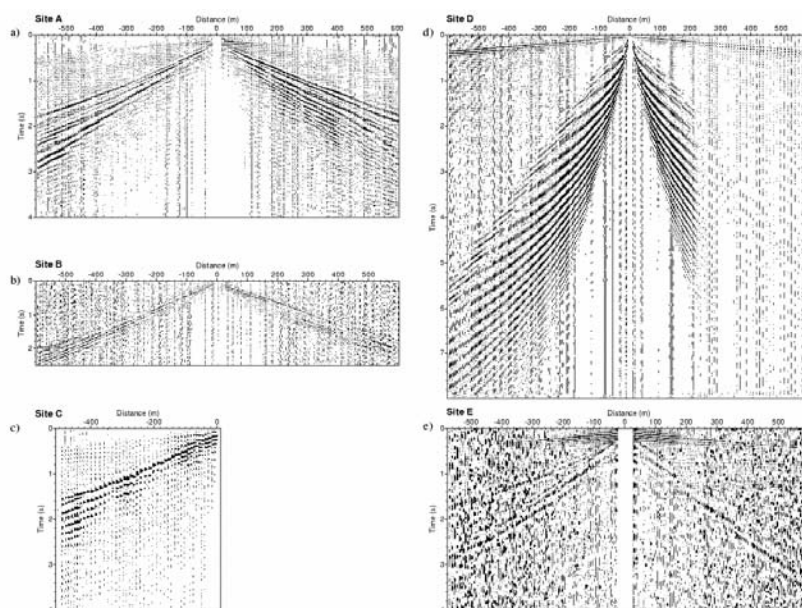


Abb. 5: CRG der verschiedenen Messgebiete aus der Kieler Bucht und der Tromper Wiek.

Bei der Betrachtung der Phasenlangsamkeits(p)-Frequenz(f)-Spektren (pf-Spektren) der einzelnen Messgebiete zeigt sich weiter die Vielfaltigkeit der Dispersion von Scholtewellen und somit deren Empfindlichkeit auf den Untergrund (vgl. Abb. 6). Die Dispersionskurven können bei sehr unterschiedlichen Phasenlangsamkeiten und unterschiedlichen Frequenzen beobachtet werden. Darüber hinaus sind zum Teil höhere Moden der Scholtewelle deutlich zu erkennen. Diese höheren Moden lassen sich mit invertieren, um die Genauigkeit zu steigern.

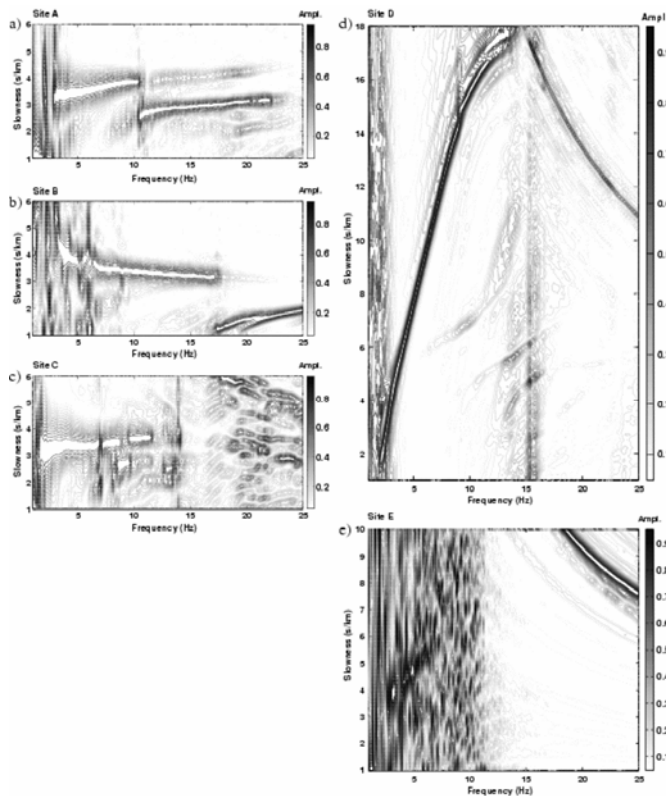


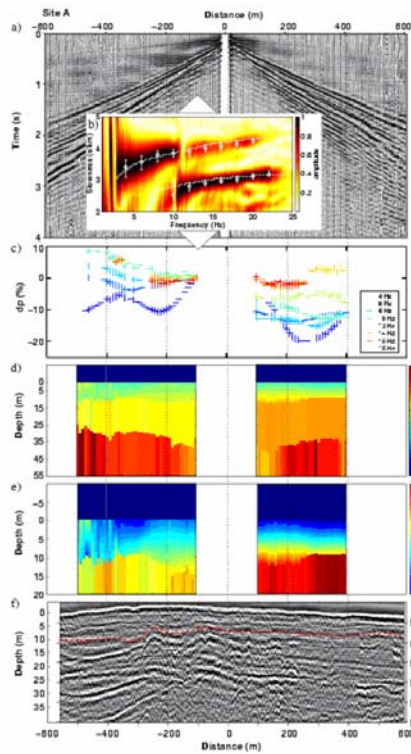
Abb. 6: CRG der verschiedenen Messgebiete aus der Kieler Bucht und der Tromper Wiek.

Die Abbildung 7 zeigt die Ergebnisse der Inversionen von 4 verschiedenen Untergründen. Neben dem CRG (a) ist jeweils ein lokales pf-Spektrum (b), die Abweichung von einer Referenzphasenlangsamkeit (c), das Inversionsergebnis der Scherwellengeschwindigkeitsverteilung für zwei Ausschnitte (d und e) und ein reflexionsseismisches Profil (f) über dem Untergrund dargestellt.

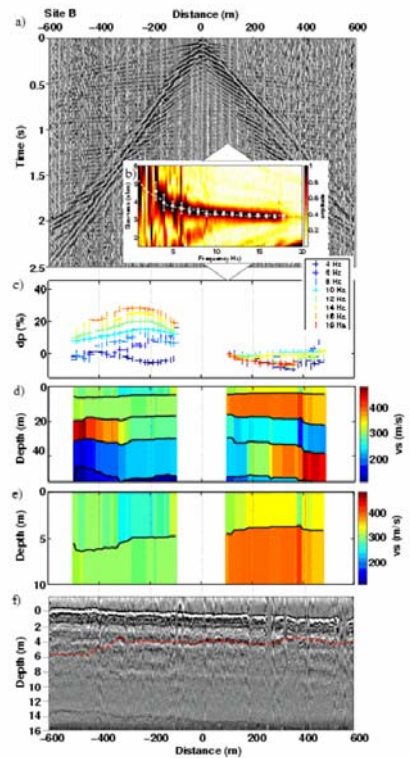
Es ist deutlich zu erkennen, dass die Scherwellengeschwindigkeiten sehr hochauflösend bestimmt werden konnten. Darüber hinaus ist eine gute Korrelation aus der Scholtewelleninversion mit der Schichtung aus der Reflexionsseismik festzustellen.

Direkt am Meeresboden wurden dabei Scherwellengeschwindigkeiten von 50 m/s für schlickigen Feinsand (D) bis zu 300 m/s bei vorliegendem Geschiebemergel (A) gemessen. Darüber hinaus ergaben sich starke laterale sowie vertikale Variationen. Vertikal betrug die maximale Änderung $\pm 80\%$ (mittlere Scherwellengeschwindigkeit: 250 m/s) bei einer Tiefenänderung von 40 m und horizontal $\pm 33\%$ (mittlere Scherwellengeschwindigkeit: 350 m/s) innerhalb eines Bereichs von 300 m (Kugler et al. 2005).

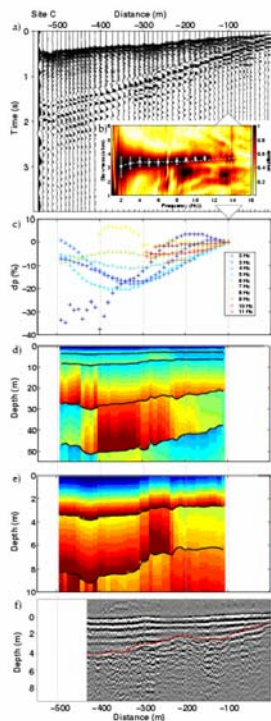
Lokation A: Geschiebemergel



Lokation B: schlackiger Sand



Lokation C: Feinsand



Lokation D: schlackiger Feinsand

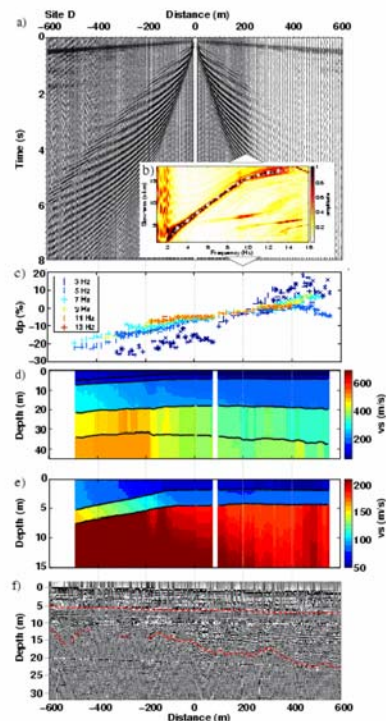


Abb. 7: Die Ergebnisse der Inversionen von 4 verschiedenen Untergründen. Neben dem CRG (a) ist jeweils ein lokales pf-Spektrum (b), die Abweichung von einer Referenzphasenlangsamkeit (c), das Inversionsergebnis der Scherwellengeschwindigkeitsverteilung für zwei Ausschnitte (d und e) und ein reflexionsseismisches Profil (f) über dem Untergrund dargestellt.

6. Scholtewellen-Tomographie (3D)

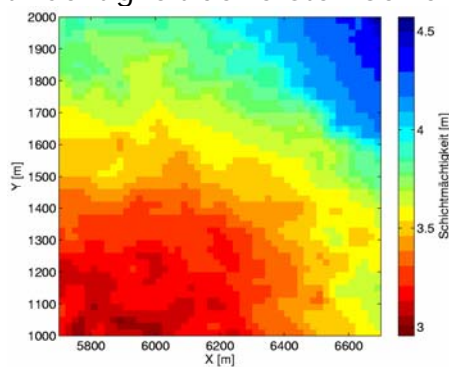
Durch die Anwendung einer Phasenlangsamkeitstomographie ist die Bestimmung der dreidimensionalen Verteilung der Scherwellengeschwindigkeiten möglich.

Dabei wird in 3 Schritten vorgegangen:

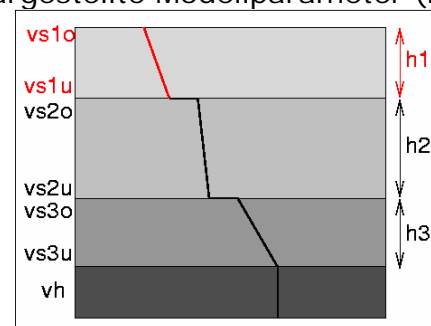
1. Erstellung eines Referenzmodells: Durch die Auswertung der Scholtewellenmessung entlang von Profilen und eine darauf folgende Extrapolation auf das gesamte Messgebiet kann ein grobes Hintergrundmodell berechnet werden, welches die Grundlage für die anschließende Tomographie darstellt.
2. Phasenlaufzeitomographie: Hier werden die Abweichungen der Ausbreitungsgeschwindigkeiten vom erstellten Referenzmodell für alle Quell-Empfänger-Kombinationen tomographisch ausgewertet. Dabei werden für jeden Punkt des Messgebietes die Residuen der Scholtewellenphasenlangsamkeiten zum Hintergrundmodell bestimmt.
3. Inversion: Die gewonnen Phasenlangsamkeiten werden in diesem Schritt für jeden Punkt des Messgebietes invertiert, um so die Verteilung der Scherwellengeschwindigkeiten des Untergrundes zu ermitteln.

Die Abbildung 8 zeigt einen Ausschnitt des Ergebnisses einer solchen Tomographie wie sie in der Tromper Wiek durchgeführt wurde. Dargestellt ist die Schichtmächtigkeit der ersten Schicht, sowie die Scherwellengeschwindigkeiten am Meeresboden und an der Unterkante der ersten Schicht. Entsprechende Ergebnisse wurden für die Tiefen bis 45 m unter dem Meeresboden bestimmt (Hier nicht dargestellt.).

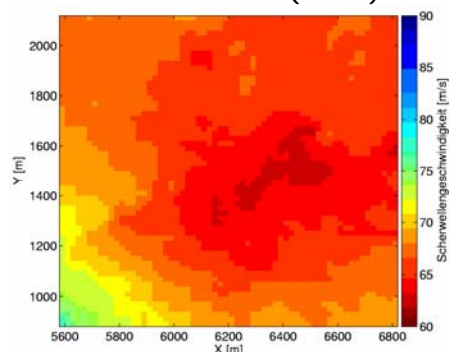
Schichtmächtigkeit der ersten Schicht h_1 :



Dargestellte Modellparameter (rot)



Scherwellengeschwindigkeit am Meeresboden ($vs1o$)



Scherwellengeschwindigkeit an der Unterkante der ersten Schicht ($vs1u$)

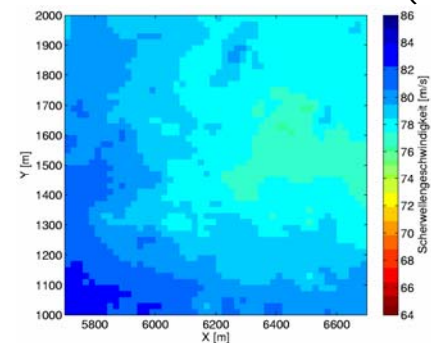


Abb. 8: Ergebnisse der Scholtewellentomographie für die erste Schicht (Schichtmächtigkeit und Scherwellengeschwindigkeiten).

7. Schlussfolgerung

Durch die Analyse von Scholtewellen ist es möglich die Scherwellengeschwindigkeiten flachmariner Sedimente bis zu Tiefen von ca. 50m unter dem Meeresboden zu bestimmen. Die Scherwellengeschwindigkeiten erleichtern eine Sedimentansprache und korrelieren mit der Scherfestigkeit des Sedimentes, was für Baugrunduntersuchungen von großer Bedeutung sein kann. Besonders in Kombination zur üblichen Reflexionsseismik für die Baugrunduntersuchung kann die Auswertung von Scholtewellen große Vorteile liefern. Eine geeignete Auswahl an Lokationen für Bohrungen auf der Basis von Scholtewellenmessungen sollte auf diese Weise zumindest Kosten reduzieren. Es konnte gezeigt werden, dass die Scherwellengeschwindigkeiten in 1D, 2D und 3D in verschiedenen Gebieten der Ostsee bestimmt werden können. Dabei zeigten sich zum Teil starke horizontale und vertikale Variationen der Scherwellengeschwindigkeiten.

8. Ausblick

Ziel der weiteren Vorhaben ist es, neben der Scherwellengeschwindigkeit des Untergrundes auch die Verteilung der Dichte und der Longitudinalwellengeschwindigkeit zu bestimmen. Zu diesem Zweck werden auch die höhere Moden der Scholtewelle ausgewertet und zusammen mit den Ergebnissen einer hochauflösenden 3D-Reflexionsseismik in einer Joint-Inversion invertiert.

Desweiteren sollen die Ergebnisse mit Informationen aus Bohrungen korreliert werden.

9. Literaturverzeichnis

Ayres, A. Theilen, F. 1999 Relationship between P- and S-wave velocities and geological properties of near-surface sediments of continental slope of the Barents Sea. *Geophys. Prosp.*, 47(4), 431-441

Bohlen, T., Kugler, S., Klein, G., Theilen, F, 2004, 1.5-D Inversion of Lateral Variation of Scholte Wave Dispersion, *Geophysics*, 69, No. 2, 330-344

Kugler, S., Bohlen, T., Bussat, S., Klein, G., 2005, Variability of Scholte wave dispersion in shallow-water marine sediments, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics (JEEG)*, special edition on surface waves, in press

Wang, R. 1999. A simple orthonormalization method for stable and efficient computations of Green's functions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(3), 733-741