

Werk

Jahr: 1970

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 Z NAT 2148:36

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0036

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0036

LOG Id: LOG_0125

LOG Titel: Auswertung seeseismischer Messungen mit einer digitalen Methode unter Anwendung der Theorie der Schallwellenausbreitung im Flachwasser

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain there Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Auswertung seeseismischer Messungen mit einer digitalen Methode unter Anwendung der Theorie der Schallwellenausbreitung im Flachwasser

Evaluation of Marine Seismic Data Using a Digital Method and Shallow Water Sound Propagation Theory

Von R. KIND, Hamburg¹⁾

Eingegangen am 18. März 1970

Zusammenfassung: Ein Schichtenmodell in der westlichen Ostsee wird aus Refraktions- und Sparkermessungen, Wasserschallgeschwindigkeitsmessungen und einer Dispersionsanalyse des Wasserschalles berechnet. Die konventionelle Korrelation der Laufzeitkurven wird durch Experimente mit einer digitalen Korrelationsmethode gestützt und ergänzt. Durch Autokorrelationen werden Blubbererscheinungen deutlicher sichtbar gemacht. Mit Hilfe der Dispersionsanalyse des Wasserschalles werden im Bereich von 90—450 Hz die Dispersionskurven mehrerer modes beobachtet. *Die beobachteten Dispersionskurven lassen sich nur durch ein Modell einer flüssigen Schicht über einem flüssigen Halbraum erklären.* Die Geschwindigkeit im Meeresboden, die nicht refraktionsseismisch beobachtet ist, wurde mit dieser Methode bestimmt. Es werden synthetische Flachwasserseismogramme entsprechend der Theorie der modes berechnet und diskutiert.

Summary: A model of layers in the western Baltic Sea is computed from refraction and sparker observations, measurements of sound velocity in the water, and a dispersion analysis. A digital correlation method clarifies the conventional correlation of the travel time curves. Bubble pulses are made more evident by autocorrelations. Dispersion curves of several modes are observed in the domain from 90 to 450 cps by the dispersion analysis of the water wave. *This observed dispersion curves can only be explained by assuming a model of a liquid layer over a liquid half space.* The velocity in the first layer of the sea floor, which is not observed by refraction records, is determined by this method. Synthetic shallow water seismograms, computed by the mode theory, are also discussed.

1. Einleitung

Die Auswertung refraktionsseismischer Messungen auf See unterscheidet sich im Bereich tieferer Horizonte kaum von der Auswertung solcher Messungen auf dem Festland. Auch hier ist die Korrelation der Laufzeitkurven das wichtigste Problem. Durch den Einsatz von Rechenanlagen ist es wesentlich erleichtert worden, nach exakteren Kriterien für die Korrelation von Laufzeitkurven zu suchen. Es ist bekannt,

¹⁾ Dr. RAINER KIND, Institut für die Physik des Erdkörpers, 2 Hamburg 13, Binderstr. 22.

daß die konventionelle Korrelation durch eine geeignete Wahl der Reduktionsgeschwindigkeit der Seismogramm-Montage deutlicher wird. Von dieser Idee ausgehend, wird in dieser Arbeit durch schrittweise Vorgabe von Reduktionsgeschwindigkeiten eine digitale Korrelation der geführten Wellen auf einer Rechenanlage versucht.

Bei allen seeseismischen Messungen macht sich der Einfluß der Wasserschicht in weit stärkerem Maße bemerkbar, als das bei der obersten Schicht in der Landseismik der Fall ist. Deshalb muß der Schallwellenausbreitung im Meer besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden. In dieser Arbeit wird nur die Flachwassertheorie der Schallwellenausbreitung im Meer behandelt, d. h. es werden nur solche Wellen betrachtet, deren Wellenlänge von gleicher Größenordnung wie die Wassertiefe ist. Das Problem der Wellenausbreitung in einer flüssigen Schicht über einem flüssigen Halbraum wird von vielen Autoren behandelt. In diesem Zusammenhang müssen Autoren, um nur die wichtigsten zu nennen, wie PEKERIS [1948], EWING, JADETZKY und PRESS [1957], OFFICER [1958], BREKOVSKI [1960] und TOLSTOY [1966] erwähnt werden. Der wichtigste Teil der Lösung ist der in der englischsprachigen Literatur als "normal mode theory" bezeichnete Teil. Er soll hier Theorie der "modes" genannt werden. Es werden synthetische Seismogramme entsprechend dieser Theorie, die in der bisherigen Literatur nur sehr spärlich zu finden waren, berechnet und diskutiert.

Die schwierigste Frage ist die Feststellung von Gemeinsamkeiten zwischen beobachteten und synthetischen Seismogrammen, d. h. inwieweit sich die Schallwellenausbreitung im Meer mit der Theorie der modes beschreiben läßt. Der Phänotyp der beobachteten und berechneten Seismogramme allein dürfte nicht ausreichen. In dieser Arbeit wurde diese Übereinstimmung an Hand der Dispersionskurven geprüft. Das ist aber nur eine von vielen Möglichkeiten. Dazu muß eine Methode gefunden werden, Dispersionskurven in Seismogrammen sichtbar zu machen. Diese Frage wird ebenfalls von vielen Autoren behandelt. PEKERIS [1948] hat gute Ergebnisse durch Auszählen der Extreme erhalten. EWING, MUELLER, LANDISMAN und SATO [1959] haben ebenfalls gute Ergebnisse mit einem Schallspektrographen erhalten. In neuerer Zeit haben BLOCH und HALES [1968] und DZIEWONSKI, BLOCH und LANDISMAN [1969] sehr erfolgreich mit digitalen Methoden Dispersionsanalysen durchgeführt. An dieser Stelle wird eine Dispersionsanalyse mit einer digitalen Filtermethode im Zeitbereich versucht. KERTZ [1965] gibt ein digitales Filterverfahren an, mit dem er sehr gute Ergebnisse bei der Dispersionsanalyse von Luftdruckregistrierungen erzielt hat. Dieses Filterverfahren hat sich bei der Dispersionsanalyse von berechneten und beobachteten Seismogrammen bestens bewährt.

Das beobachtete Seismogramm kann als das Ergebnis einer Faltung des Schußimpulses mit der Übertragungsfunktion aller Schichten, die von den elastischen Wellen durchlaufen werden, betrachtet werden. Hat man Übereinstimmung zwischen den beobachteten und den synthetischen Seismogrammen festgestellt, so ist der Teil der Übertragungsfunktion, der aus der Wasserschicht und ihrem unmittelbaren Untergrund besteht, bekannt. Mit Hilfe einer Dekonvolution des beobachteten Seismogramms mit dem entsprechenden synthetischen Seismogramm kann nun, wenigstens

im Prinzip, versucht werden, den Einfluß der Wasserschicht rückgängig zu machen. Ergebnis einer solchen Methode sollte, neben dem Schußimpuls, eine klarere Herausstellung der restlichen Teile der Übertragungsfunktion sein. ROBINSON [1967a, b] hat Methoden für eine näherungsweise Durchführung der Dekonvolution beschrieben und Programme für Rechenanlagen angegeben. Mit diesen Programmen konnte bis zu diesem Zeitpunkt allerdings noch kein Erfolg erzielt werden.

2. Die Messungen

Die Messungen wurden vom 6. 3. bis 9. 3. 1968 vom Institut für die Physik des Erdkörpers der Universität Hamburg in der Ostsee auf dem Forschungsschiff „Planet“ durchgeführt. Sie fanden südöstlich von Schleimünde statt. In Abb. 1 ist ein Lageplan des Meßgebietes dargestellt. Folgende Messungen wurden durchgeführt:

1. Wasserschallgeschwindigkeitsmessungen. Das Prinzip der Sonde haben GREENSPAN und TSCHIEGG [1957] angegeben.
2. Sparkermessungen.
3. Echolotmessungen.
4. Refraktionsseismische Messungen.

Bei diesen Messungen wurden 19 Ladungen von jeweils 200 g TNT in 3 m Wassertiefe auf den in Abb. 1 eingetragenen Schußpositionen 45 bis 63 abgeschossen. Auf den Bojenpositionen N 3 und S befanden sich jeweils zwei übereinanderhängende Hydrophone, von denen die Schüsse per Funk mit Trägerfrequenzen von 1,6 und 6,7 kHz zum Registrierschiff übertragen und dort auf Tonband registriert wurden. Bei Boje N 3 befand sich ein Hydrophon (Träger 6,7 kHz) in 4 m und das andere (Träger 1,6 kHz) in 12 m Höhe über dem Meeresboden. Bei Boje S befand sich ein Hydrophon (Träger 1,6 kHz) in 8 m und das andere (Träger 6,7 kHz) in 16 m Höhe über dem Meeresboden. Die Entfernungen wurden aus dem Wasserschalleinsatz und mit Hilfe der Deccapositionen von Schuß und Boje bestimmt. Sämtliche Schüsse wurden mit Hilfe einer Rechenanlage CDC 1700 digitalisiert. Die meisten Abbildungen dieser Arbeit wurden mit einem ZUSE-Graphomaten Z 64 gezeichnet.

3. Die Auswertung der Meßergebnisse

1. Eine konventionelle Auswertung der Refraktionsmessungen

Die Schallgeschwindigkeitsmessungen im Wasser sowie die Sparker- und Echolotmessungen wurden im Zusammenhang mit den Refraktionsmessungen ausgewertet. Bis einige Meter über dem Meeresboden wurde eine Geschwindigkeit von ca. 1,428 km/s beobachtet, direkt am Meeresboden betrug die Geschwindigkeit ca. 1,432 km/s. Eine gerundete Wasserschallgeschwindigkeit von 1,43 km/s hat sich als ausreichend für die Entfernungsbestimmung, die Dispersionsanalysen und die Tiefenberechnungen herausgestellt. Mit dem Sparker wurden zwei Horizonte beobachtet.

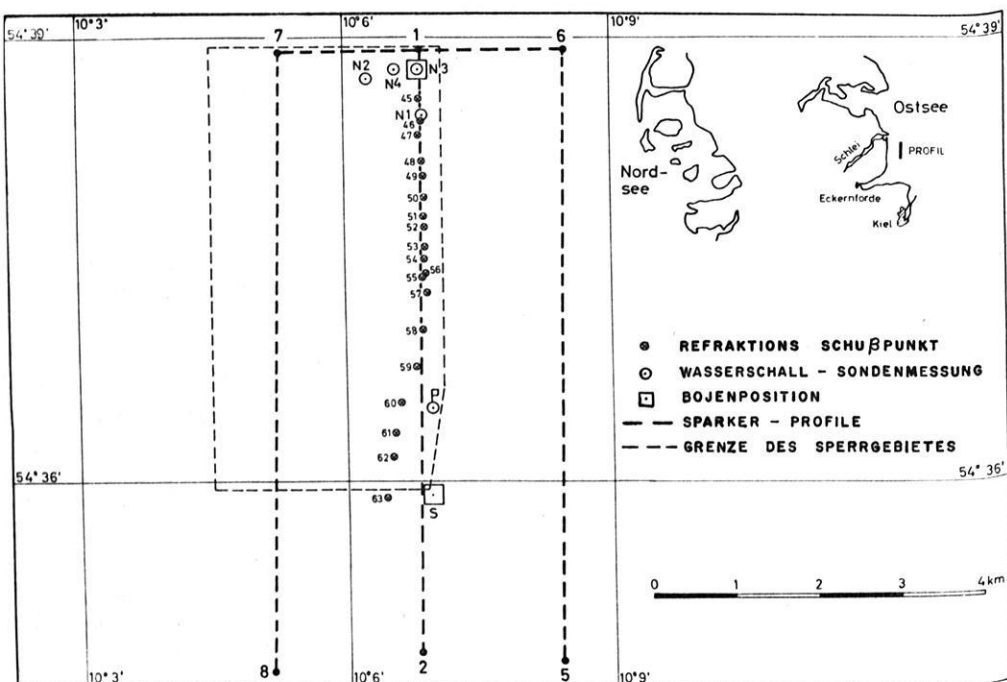


Abb. 1: Lageplan. — Location map.

Sie wurden A und B genannt und hatten doppelte Laufzeiten von ca. 25 und 50 ms. Es war klar zu erkennen, daß B keine doppelte Reflexion von A war. Der Echolot-horizont E stimmte mit dem Sparkerhorizont A überein. Die gemittelte Tiefe dieser Horizonte betrug ca. 20 m. In Abb. 2 sind die Seismogramm-Montagen eines Hydrophones von Boje S (Träger 6,7 kHz) und eines Hydrophones von Boje N 3 (Träger 1,6 kHz) sowie die Autokorrelationen der Seismogramme von Boje S dargestellt. Die Seismogramme wurden am Beginn des Wasserschalleinsatzes abgeschnitten. Die Amplituden sind normiert. Die Reduktionsgeschwindigkeiten sind 2,20 und 1,92 km/s. Es wurde nur eine Hälfte der symmetrischen Autokorrelationen gezeichnet. Die Autokorrelationen machen die Blubberperiode von 0,14 s deutlich sichtbar. In den beiden Seismogramm-Montagen wurden jeweils drei Laufzeitgeraden korreliert. In der folgenden Tabelle sind die Geschwindigkeiten und Interzeptzeiten zusammengestellt:

Refraktor	α	β	γ	α_1	β_1	γ_1
Geschwindigkeit (km/s)	2,00	3,09	1,80	1,96	2,52	1,78
Interzeptzeit (s)	0,11	0,66	0,02	0,10	0,37	0,02
	Boje S			Boje N3		

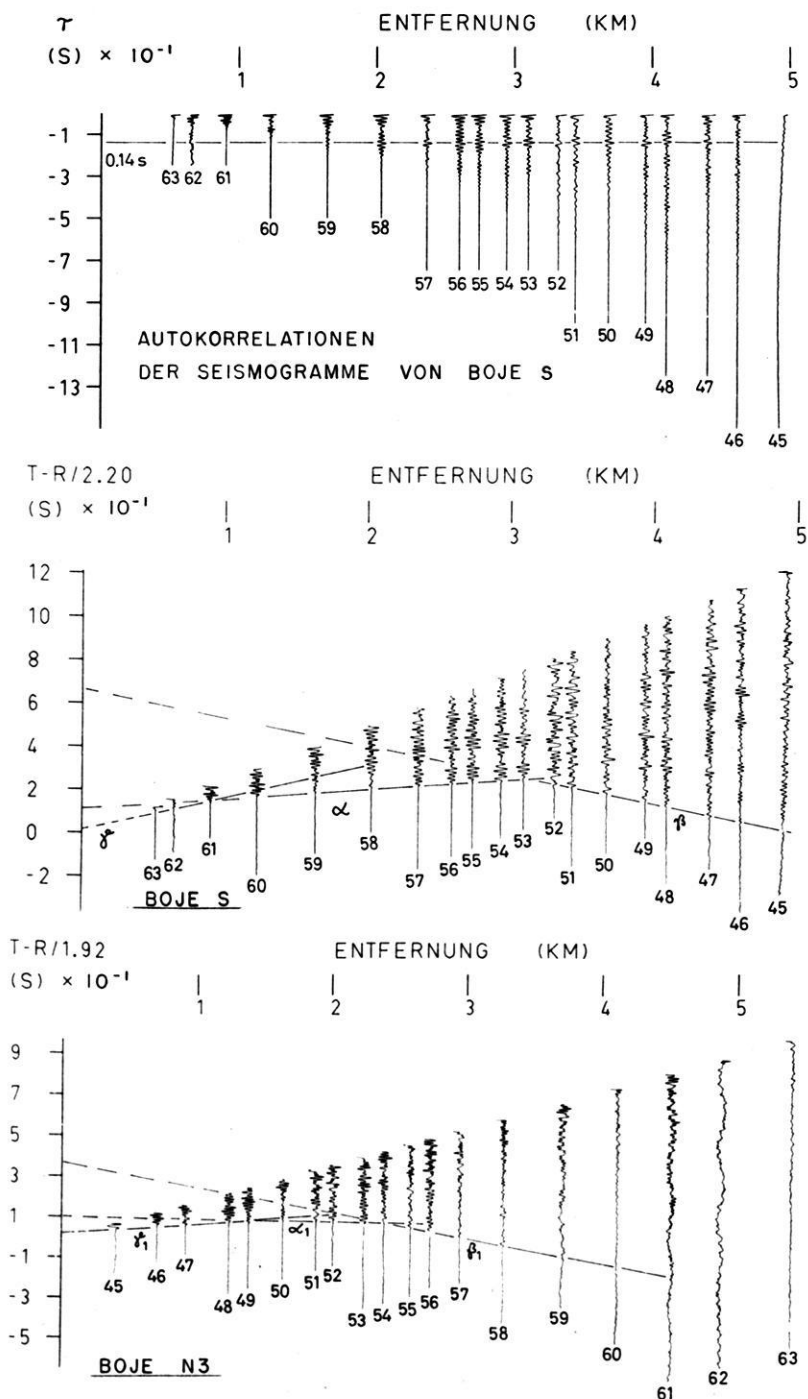


Abb. 2: Seismogrammbeispiele und Autokorrelationen.
Examples of seismograms and autocorrelations.

Wie ein Vergleich der Geschwindigkeiten und Interzeptzeiten ergibt, scheinen die Laufzeitkurven α und α_1 sowie γ und γ_1 jeweils von der gleichen Unstetigkeitsfläche zu stammen, die beide näherungsweise als horizontal angesehen werden können. Die Gegenzeiten von β und β_1 stimmen überein, so daß angenommen werden kann, daß sie vom gleichen Horizont stammen und daß dieser nach Norden abfällt. Die Tiefenberechnung geschieht wie üblich über die Geschwindigkeiten und Interzeptzeiten aus den bekannten Strahlengleichungen. Dabei muß für die oberen Schichten folgendes berücksichtigt werden: Die oberste Schicht ist die 20 m mächtige Wasserschicht mit

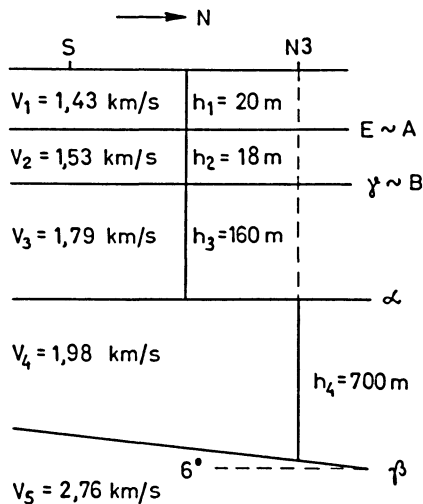


Abb. 3: Schematische Darstellung des berechneten Geschwindigkeits- und Tiefenmodells (nicht maßstabsgetreu).

Schematic presentation of the computed velocity and depth model (not to scale).

einer Wellengeschwindigkeit von 1,43 km/s. Der Meeresboden wurde nicht als Refraktor beobachtet. Der Horizont γ ist die Unterkante der Schicht unter dem Meeresboden. Für diese Schicht folgt aus Dispersionsuntersuchungen, auf die später eingegangen wird, eine Geschwindigkeit von 1,54 km/s. Der Horizont γ scheint mit dem Sparkerhorizont B identisch zu sein. Aus allen diesen Messungen folgt für den Horizont γ eine gemittelte Tiefe von 18 m unter dem Meeresboden. In Abb. 3 ist das aus den Refraktionsmessungen resultierende Modell schematisch dargestellt.

2. Die digitale Korrelation

Das Problem einer Kreuzkorrelation aller Seismogramme eines Profils wurde als eine Erweiterung der normalen Kreuzkorrelation zweier Seismogramme betrachtet. Bei der Kreuzkorrelation zweier Zeitreihen schiebt man, anschaulich gesprochen, eine

Reihe über die andere und multipliziert bei jeder Verschiebung die übereinander befindlichen Werte und summiert diese Produkte. Hat man mehr als zwei Zeitreihen, so kann das gleiche Verfahren bei allen möglichen gegenseitigen Verschiebungen aller Seismogramme angewandt werden. Das Ergebnis ist eine Kreuzkorrelationsfunktion in Abhängigkeit von der gegenseitigen Verschiebung aller Zeitreihen. Dieses Verfahren erscheint jedoch sehr zeitraubend und unübersichtlich. Deshalb wurden nur solche gegenseitigen Verschiebungen aller Seismogramme verwandt, die einer Reduktionsgeschwindigkeit der Seismogramm-Montage entsprechen. Die Argumente einer solchen Kreuzkorrelationsfunktion sind dann also Reduktionsgeschwindigkeiten und nicht die Verschiebungen selbst. Diese Reduktionsgeschwindigkeiten sollen zur besseren Unterscheidung „Korrelationsgeschwindigkeiten“ genannt werden. Bei der praktischen Durchführung dieser Methode wurde ein fester Zeitabschnitt eines Seismogrammes mit Zeitabschnitten anderer Seismogramme, die von der Entfernung und der Korrelationsgeschwindigkeit abhängen, korreliert. Es wurden jedoch nur Seismogramme in größerer Entfernung als die des betrachteten Seismogrammes benutzt. Dieser Sachverhalt kann in folgenden Gleichungen ausgedrückt werden. Als Symbole werden benutzt:

n Anzahl der Seismogramme

m Anzahl der digitalen Werte des betrachteten Seismogrammstückes

Δt Zeitabstand der digitalen Werte

v vorgegebene Korrelationsgeschwindigkeit

R_i $i = 1 \dots n$

Schußpunktentfernungen für die einzelnen Seismogramme

$X_{i,j}$ $i = 1 \dots n$

$j = 1 \dots m$

die digitalen Werte aller Seismogramme

$P(v)$ die gesuchte Korrelationsfunktion in Abhängigkeit von der unabhängigen Variablen v

$P(v)$ wurde dann über folgende Gleichung bestimmt

$$P(v) = \sum_{j=1}^m M_j(v)$$

wobei gilt

$$M_j(v) = \prod_{i=1}^n X_{i, j-k}$$

mit $k = [(R_i - R_1)/(v \cdot t)]$. Die eckigen Klammern bedeuten die Entierfunktion.

Der Ausdruck unter der Entierfunktion bewirkt die Verschiebung der einzelnen Seismogramme entsprechend der Korrelationsgeschwindigkeit und Entfernung. Von den R_i wird jeweils R_1 , die Entfernung des festgehaltenen Seismogrammes, abgezogen. Das bewirkt, daß immer das gleiche Stück dieses Seismogrammes mit allen anderen korreliert wird. Ein Nachteil bei dieser Methode ist, daß das betrachtete Seismogramm

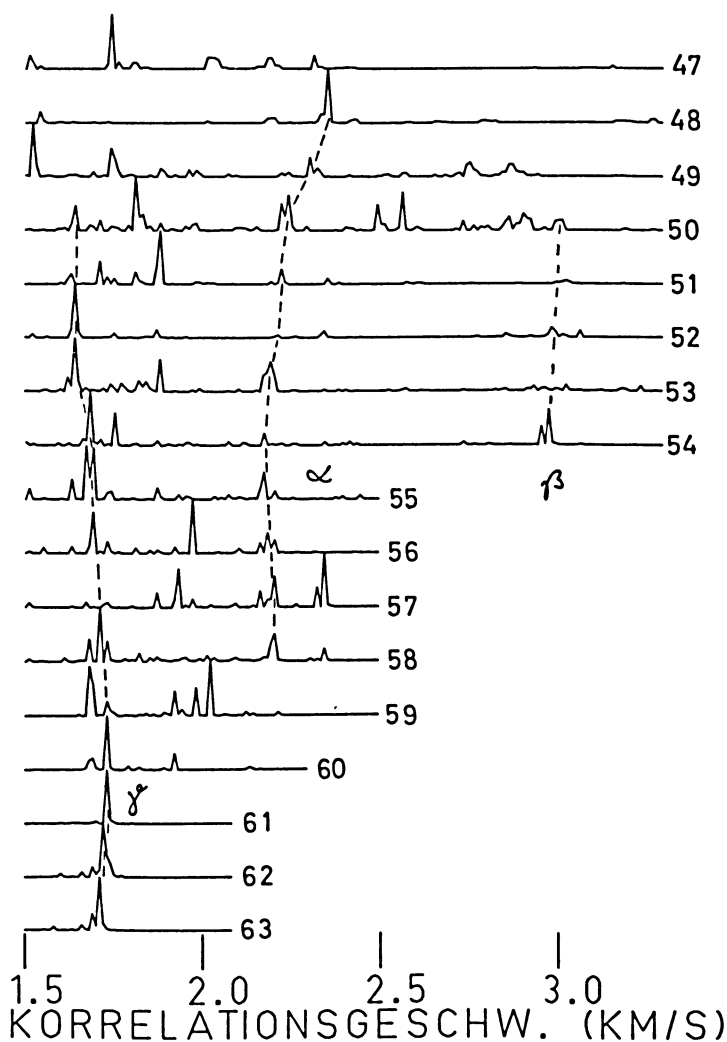


Abb. 4: Digitale Korrelation der Seismogramme von Boje S.

Digital correlation of the seismograms at buoy S.

gewissermaßen nach Geraden, d. h. konstanten Scheingeschwindigkeiten, mit den anderen Seismogrammen korreliert wird. Es wurde versucht, diesen Nachteil auszugleichen, indem auf diese Weise die meisten Seismogramme nacheinander mit allen anderen korreliert wurden. Die Ergebnisse dieser Methode sind für die Seismogramme von Boje S in Abb. 2 in Abb. 4 dargestellt. In dieser Abbildung sind nicht die Korrelationsfunktionen selbst, sondern ihre Beträge eingezeichnet. Da mit wachsender Entfernung immer weniger Seismogramme korreliert wurden, stieg der Störpegel an. Um dieses etwas zu unterdrücken, wurde mit einem mit der Entfernung wachsenden Exponenten potenziert. Eine Verbesserung dieser Korrelationsmethode, bei der die Seismogramme in kleineren Entfernungen nicht mehr weggelassen werden, ist in Arbeit. In Abb. 4 sind deutlich drei Aneinanderreihungen von Maxima zu erkennen, die wie die konventionell beobachteten Horizonte mit α , β , γ bezeichnet wurden. Die Beträge der Geschwindigkeiten der konventionell beobachteten und der digital ermittelten Horizonte stimmen nicht gut überein; z. B. wurde für den Horizont α mit der konventionellen Methode 2,00 km/s und mit der digitalen Methode ca. 2,20 km/s erhalten. Trotzdem sind diese Horizonte wahrscheinlich identisch. Die Unterschiede sollen an Hand der Abb. 5 erläutert werden. Diese Abbildung ist ein Ausschnitt der Abb. 2. Die Reduktionsgeschwindigkeit ist in dieser Montage 2,2 km/s. Die Verbindungslinie der Ersteinsätze ergibt eine Geschwindigkeit von 2,00 km/s. Deutlich ist zu erkennen, daß sich die Hauptphasen in der ersten Wellengruppe senkrecht übereinander befinden. Die beste Korrelation ergibt sich in diesem Fall also nicht bei der Geschwindigkeit der Ersteinsätze als Korrelationsgeschwindigkeit, sondern bei einer Geschwindigkeit, die bestimmte Phasen so verschiebt, daß sie sich senkrecht übereinander befinden. Mit dieser Methode wird also nicht in jedem Fall die Gruppen-

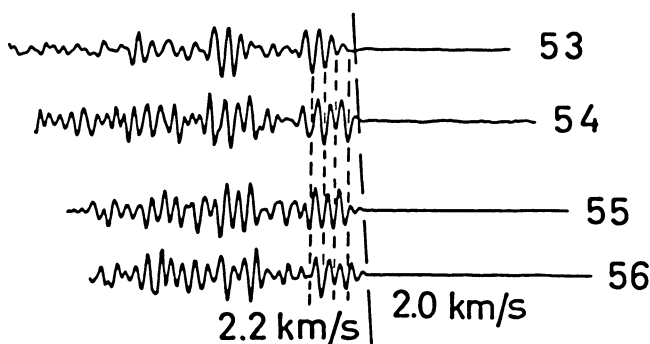


Abb. 5: Ausschnitt aus Abb. 2, Boje S. Bei einer Reduktionsgeschwindigkeit von 2,2 km/s befinden sich die Hauptphasen senkrecht übereinander, wogegen die Ersteinsätze eine Geschwindigkeit von 2,0 km/s ergeben.

Section from Fig. 2, buoy S. The main phases are lined up on vertical lines by reducing with a velocity of 2.2 km/s whereas a velocity of 2.0 km/s is obtained from the first arrivals.

geschwindigkeit gemessen. Gute Ergebnisse scheint diese Methode dagegen zu erzielen bei der Zerlegung der Laufzeitkurve in einzelne Horizonte und bei der Weiterverfolgung von späteren Einsätzen.

3. Die Dispersionsanalyse des Wasserschalls

Nach der Theorie der modes wurden synthetische Seismogramme berechnet. Eine Übereinstimmung zwischen den synthetischen und den beobachteten Seismogrammen müßte an Hand der Entfernungs- und Tiefenabhängigkeit und der Form der Dispersionskurven geprüft werden. Alle diese Begriffe werden im letzten Teil dieser Arbeit

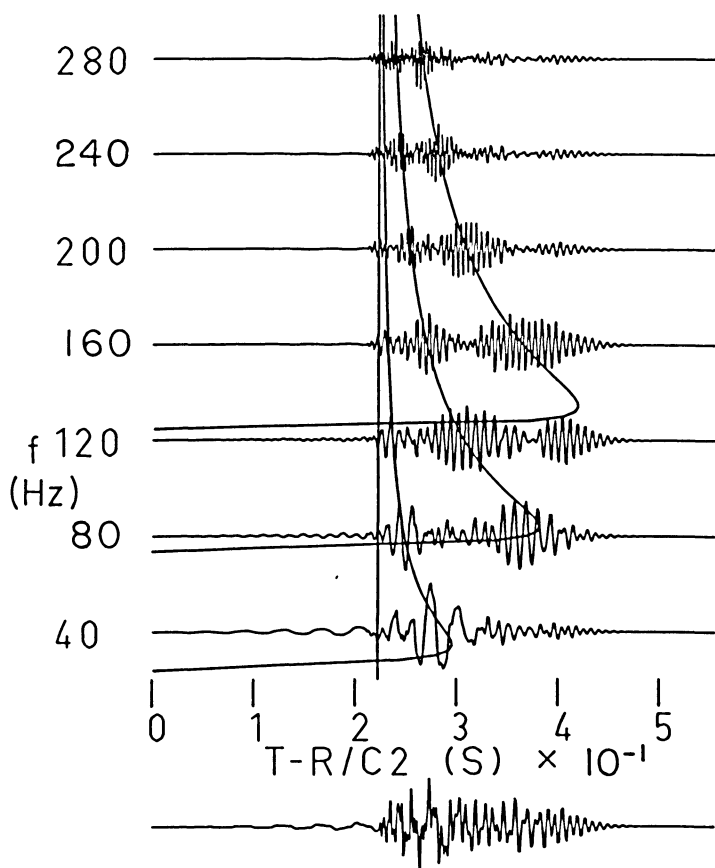


Abb. 6: Dispersionsanalyse eines synthetischen Seismogrammes.

Dispersion analysis of a synthetic seismogram.

erklärt und diskutiert. Hier sollen zur Prüfung dieser Übereinstimmung nur die Dispersionskurven herangezogen werden. Das Filterverfahren von KERTZ [1965] dient zur Feststellung der Dispersionskurven in den Seismogrammen. Zu Testzwecken ist mit diesem Verfahren ein synthetisches Seismogramm in Abb. 6 analysiert worden. Die Filterdimension, die die Bandpaßbreite bestimmt, war 20. Das synthetische Seismogramm besteht aus der Summe der ersten drei modes. Die Dispersionskurven dieser modes wurden eingezeichnet und sie sind klar wiederzuerkennen. Damit hat sich das Kertz'sche Verfahren für diese Zwecke als sehr brauchbar erwiesen. Mit diesem Filterverfahren wurde die Mehrzahl der beobachteten Seismogramme bearbeitet. Ein typisches Beispiel ist der Schuß Nr. 58, nördliche Boje, Träger 1,6 kHz, der in Abb. 7 zu sehen ist. Die Filterdimension ist 18. Es fällt auf, daß der Wasserschall aus zwei sehr ähnlichen Gruppen besteht. Die zweite dieser Gruppe ist eine Blubbererscheinung mit einer Periode, die mit den anderen Blubberbeobachtungen übereinstimmt. Völlig analog zu Abb. 6 lassen sich in Abb. 7 mehrere Wellengruppen durch Dispersionskurven von drei, vielleicht sogar 4 modes zu erkennen. Besonders deutlich sind die Airy-Phasen ausgeprägt. Die eingezeichneten Dispersionskurven gehören zu

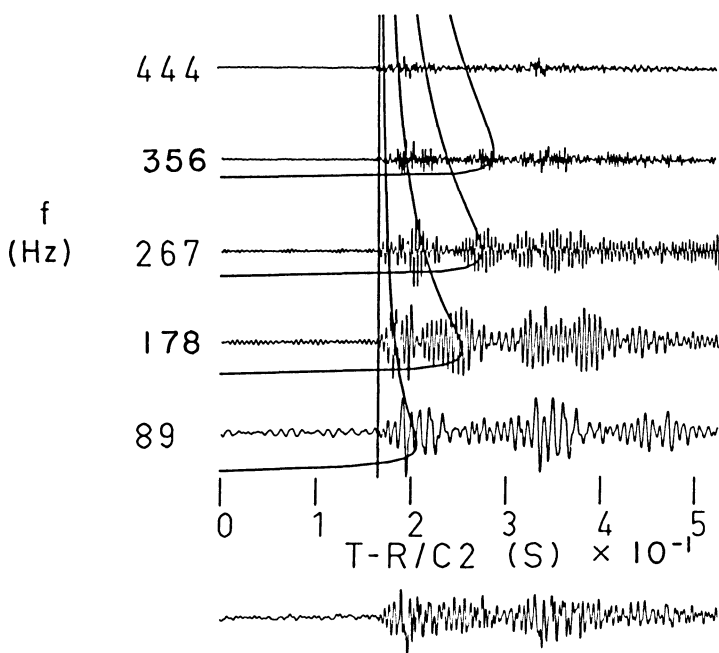


Abb. 7: Dispersionsanalyse eines beobachteten Seismogrammes.

Dispersion analysis of an observed seismogram.

einem Modell einer flüssigen Schicht über einem flüssigen Halbraum mit folgenden Parametern:

Schichtdicke	20 m
Wasserschallgeschwindigkeit	1,43 km/s
Geschwindigkeit im Halbraum	1,54 km/s
Dichteverhältnis	2

Die Geschwindigkeit im Halbraum kann nicht stärker als $\pm 0,02$ km/s variiert werden, ohne daß die Dispersionskurven deutlich neben den Wellengruppen verlaufen. Obwohl die beobachtete Dispersion sich sehr gut mit dem oben angegebenen Modell erklären läßt, soll noch diskutiert werden, warum andere Modelle, etwa flüssig-fest oder flüssig-flüssig-fest, nicht in Frage kommen. Das gesuchte Modell muß mit folgenden Beobachtungstatsachen übereinstimmen:

1. Die *P*-Wellengeschwindigkeit dicht unter dem Meeresboden ist kleiner als 1,8 km/s, da in dem darunterliegenden Refraktionshorizont eine Geschwindigkeit von 1,8 km/s zu beobachten ist. Die *S*-Wellengeschwindigkeiten zu diesen beiden *P*-Wellengeschwindigkeiten sind kleiner als die Wasserschallgeschwindigkeit (1,43 km/s).
2. Es wurden die Dispersionskurven mehrerer modes beobachtet.
3. Die Gruppengeschwindigkeit für steigende Frequenzen nähert sich asymptotisch der Wasserschallgeschwindigkeit.

Es sei darauf hingewiesen, daß die Dispersionsuntersuchungen im Frequenzbereich von etwa 90 bis 450 Hz gemacht wurden. WEDEL [1964] hat Dispersionskurven für die Fälle flüssig-flüssig, flüssig-fest und flüssig-flüssig-fest ausführlich diskutiert. Danach existieren für den Fall, daß die *S*-Wellengeschwindigkeit in einem festen Halbraum kleiner als die Wasserschallgeschwindigkeit ist, nur reelle Lösungen der Dispersionsgleichung für den nullten mode. Die Asymptote für unendlich hohe Frequenzen ist die *S*-Wellengeschwindigkeit. Diese mathematischen Ergebnisse stimmen aber nicht mit den Beobachtungstatsachen unter 2. und 3. überein. Das gilt für flüssig-fest wie auch für ein Modell flüssig-flüssig-fest. Hat im Fall flüssig-flüssig-fest die zweite Schicht eine kleinere Geschwindigkeit als die obere, so existieren zwar Dispersionskurven mehrerer modes, jedoch bei sehr hohen Frequenzen. Bei den betrachteten Frequenzen existieren lediglich für ein Modell flüssig-flüssig bei einer so kleinen *P*-Wellengeschwindigkeit im Halbraum die Dispersionskurven mehrerer modes und nur dann ist die Asymptote die Wasserschallgeschwindigkeit. Dieses Ergebnis soll noch im Hinblick darauf untersucht werden, daß der Untergrund des Meeres in irgend einer Tiefe schließlich fest werden muß. Beim mathematischen Ansatz der Theorie der modes wurde eine exponentielle Amplitudenabnahme im Halbraum angesetzt. Diese Amplitudenfaktoren in 2 m Tiefe unter dem Meeresboden sind in der folgenden Tabelle

für die ersten drei modes und für verschiedene Frequenzen für das beobachtete Modell angeben:

	Frequenz (Hz)				
	90	180	270	360	450
1. mode	0,65	0,34	0,18	0,10	0,06
2. mode	—	0,24	0,24	0,12	0,07
3. mode	—	—	0,48	0,18	0,09

Daraus geht hervor, daß sich der bedeutendere Teil der Ausbreitungsvorgänge in weniger als 2 m Tiefe unter dem Meeresboden abspielt. In diesem Bereich reagiert das Material auf die betreffenden Frequenzen wie eine Flüssigkeit.

Vielleicht läßt sich in diesem Zusammenhang eine Erklärung für das Nichtbeobachten des Meeresbodens mit der Refraktionsseismik finden. Wegen des sehr kleinen Geschwindigkeitssprunges ist kein scharfer, impetusartiger Einsatz zu erwarten, sondern der Refraktionseinsatz wird sich relativ langsam aus der Nullage herausheben. Ein solcher Einsatz wird schwer zu erkennen sein. In jedem Fall stehen aber die Ergebnisse der Dispersionsanalyse der weitverbreiteten Annahme einer Geschwindigkeitsinversion am Meeresboden entgegen.

4. Synthetische Flachwasserseismogramme eines Modells einer flüssigen Schicht über einem flüssigen Halbraum

Da sich in einem bestimmten Frequenzbereich die Theorie der Schallwellenausbreitung im Flachwasser in Übereinstimmung mit der Schallwellenausbreitung in der Ostsee zu befinden scheint, kann die Berechnung und Diskussion synthetischer Flachwasserseismogramme nützlich sein. Ausführliche mathematische Abhandlungen über die Schallwellenausbreitung im Flachwasser sind bei vielen Autoren zu finden (vgl. Literaturverzeichnis). Zur Berechnung der synthetischen Seismogramme wurden die Gleichungen (A104), (A105) und (A118) von PEKERIS [1948] benutzt. Dabei wurde jedoch, anders als in diesen Gleichungen, der δ -Impuls als anregende Funktion angesetzt. Bei der numerischen Berechnung werden immer, falls keine Änderungen angegeben sind, folgende Parameter zugrunde gelegt:

Entfernung (r)	0,50 km
Wassertiefe (h)	20 m
Schußtiefe (d)	10 m
Registriertiefe (z)	10 m
Geschwindigkeit in der Schicht (c_1)	1,50 km/s
Geschwindigkeit im Halbraum (c_2)	2,25 km/s
Dichteverhältnis (ρ_2/ρ_1)	2

Es wurden jeweils die ersten drei modes berechnet und summiert. In Abb. 8 sind die ersten drei modes und deren Summe eines synthetischen Seismogrammes dargestellt.

Die Abhängigkeit des Anregungszustandes in einem Flachwassersystem in r - und z -Richtung ist z. B. bei TOLSTOY und CLAY [1966] zu finden. Dort wird gezeigt, daß in beiden Richtungen Schwingungsknoten und -bäuche existieren. Der Abstand der Schwingungsknoten ist frequenzabhängig. In Abb. 9 sind synthetische Seismogramme in verschiedenen Tiefen und in Abb. 10 in verschiedenen Entfernungen dargestellt.

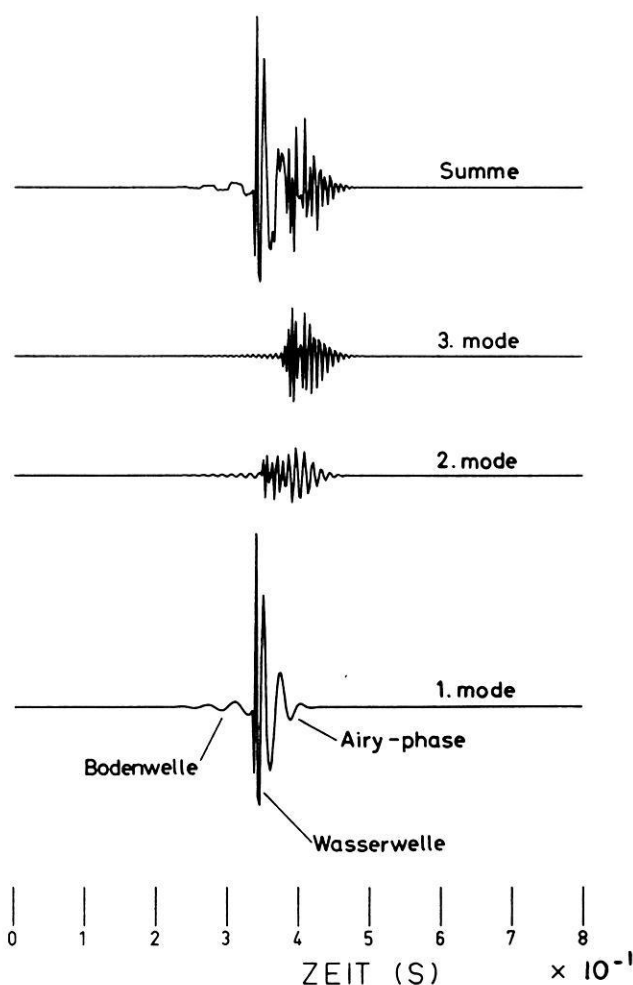


Abb. 8: Die ersten drei modes eines synthetischen Seismogrammes und deren Summe.
The first three modes of a synthetic seismogram and their total.

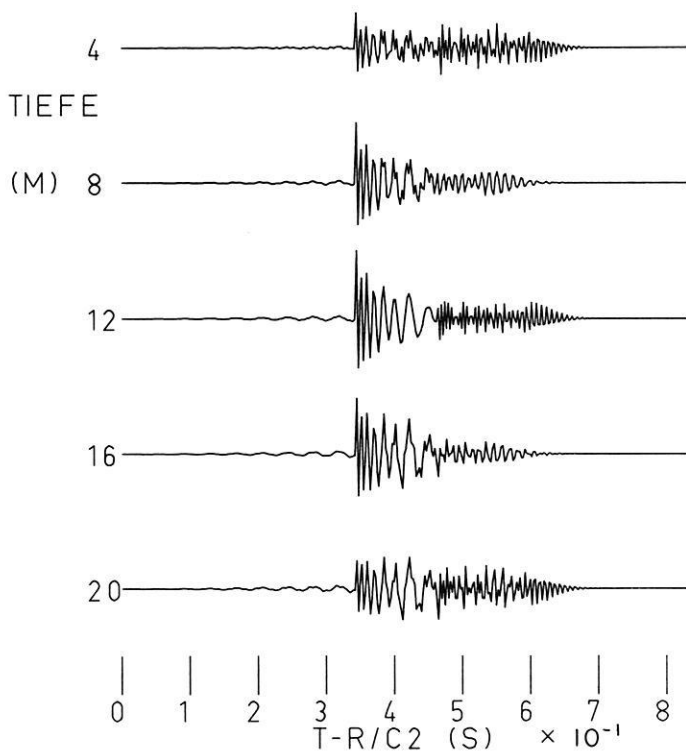


Abb. 9: Synthetische Seismogramme in verschiedenen Tiefen.
Synthetic seismograms at different depths.

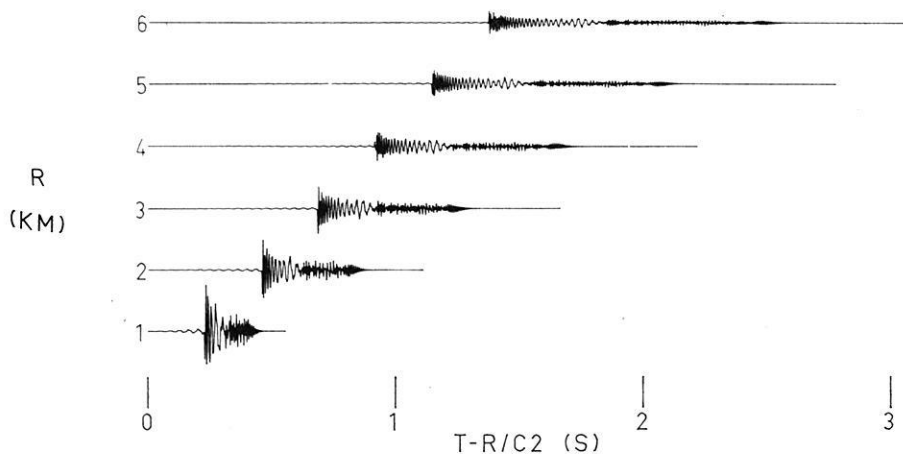


Abb. 10: Synthetische Seismogramme in verschiedenen Entfernungen.
Synthetic seismograms at different distances.

Infolge der Überlagerung mehrerer modes und vieler Frequenzen ist die Form der Entfernungs- und Tiefenabhängigkeit unmittelbar schlecht zu erkennen. Es sei darauf hingewiesen, daß in der Entfernungsabhängigkeit nicht die Absorption enthalten ist. Die mit der Entfernung wachsende zeitliche Dehnung der Seismogramme ist eine Folge der Dispersion.

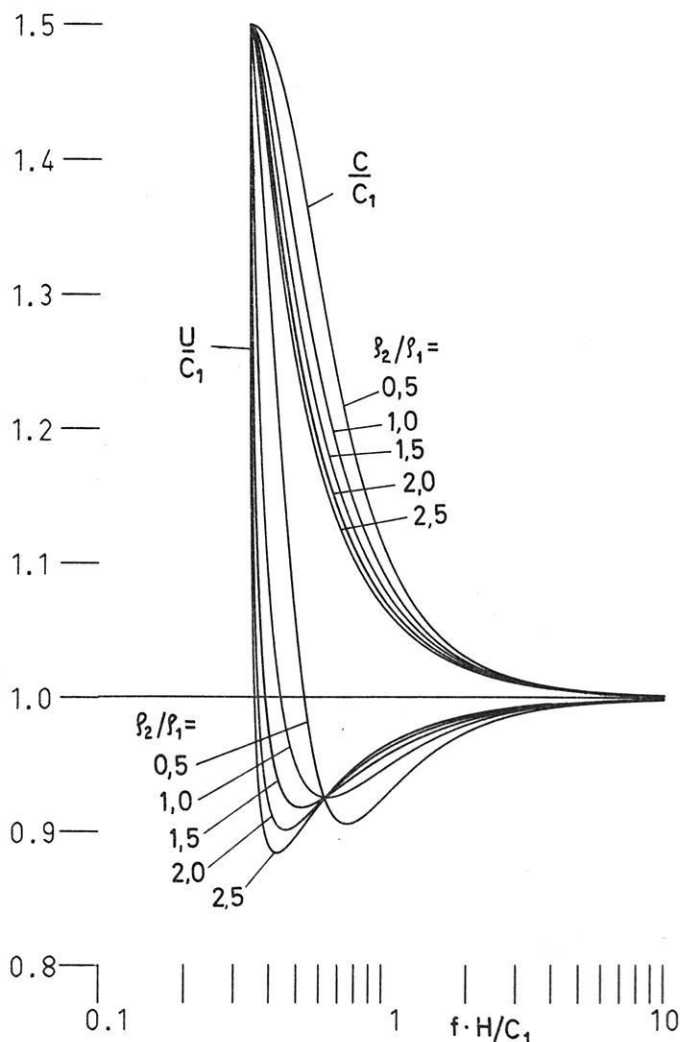


Abb. 11: Dispersionskurven des ersten mode für verschiedene Dichteverhältnisse.

Dispersion curves of the first mode for different density ratios.

Die Abhängigkeit vom Geschwindigkeits- und Dichteverhältnis macht sich am deutlichsten in der Form der Dispersionskurven bemerkbar. Dispersionskurven für verschiedene Geschwindigkeitsverhältnisse sind bei PEKERIS [1948] und für verschiedene Dichteverhältnisse in Abb. 11 zu sehen. In Abb. 12 sind synthetische Seismogramme für verschiedene Geschwindigkeitsverhältnisse und in Abb. 13 für verschiedene Dichteverhältnisse dargestellt. Die Ausbreitungsvorgänge entsprechend der Theorie der modes können vielleicht am besten verständlich gemacht werden, wenn man zunächst eine Anregung durch eine periodische monochromatische Quelle betrachtet. Für diesen Fall, und wenn wir nur den ersten mode betrachten, ist der Erregungszustand des Systems leicht vorstellbar. Es existieren Schwingungsknoten und -bäuche in r - und z -Richtung. Die physikalischen Parameter bestimmen über die Anregungsfunktion die Amplitude der Schwingungsbäuche und über die Dispersionskurve die Ausbreitungsgeschwindigkeit. Alle diese Erscheinungen sind frequenzabhängig, so daß bei einer Anregung durch einen Impuls, und wenn dazu noch alle modes summiert werden,

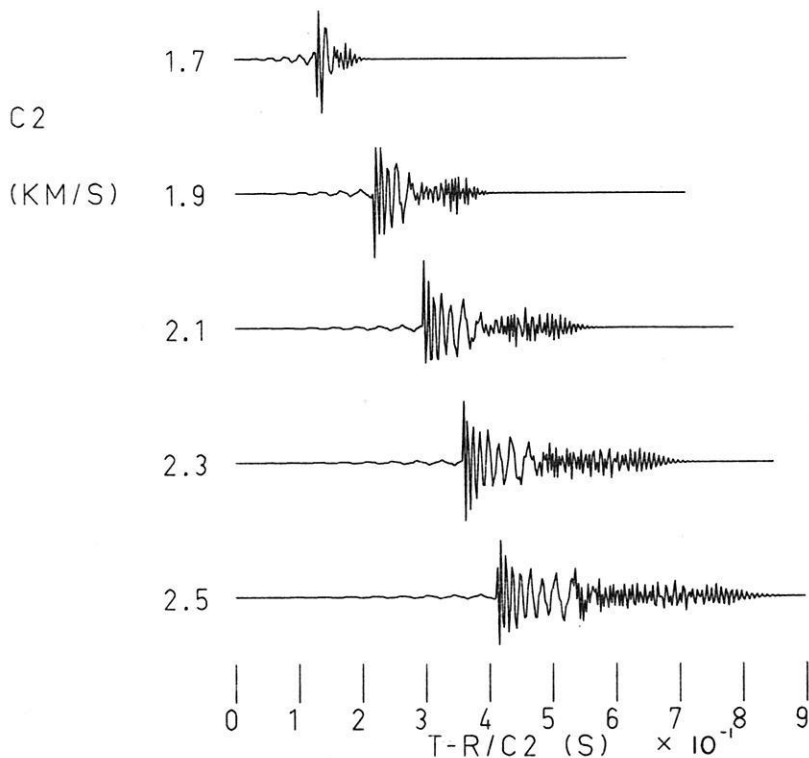


Abb. 12: Synthetische Seismogramme für verschiedene Geschwindigkeitsverhältnisse.

Synthetic seismograms for different velocity ratios.

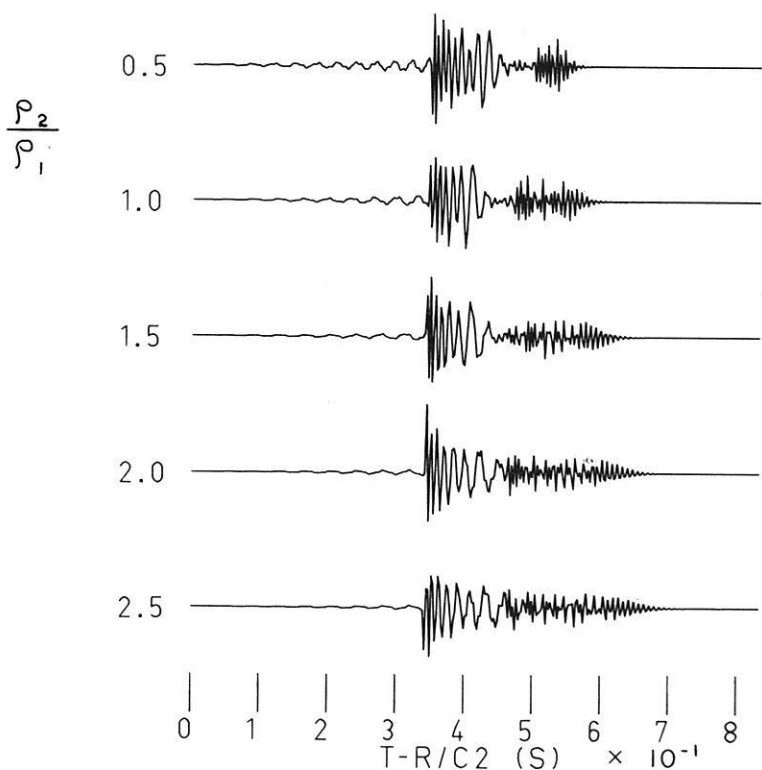


Abb. 13: Synthetische Seismogramme für verschiedene Dichteverhältnisse.

Synthetic seismograms for different density ratios.

sehr komplizierte Überlagerungen zustande kommen. Trotzdem hat es sich gezeigt, daß mit einem Filterverfahren die Dispersionskurven herauspräpariert werden konnten und somit Aussagen über die physikalischen Parameter des Modells erhalten wurden. Das ist ein Hinweis darauf, daß mit geeigneten Methoden auch die Anregungsfunktionen und die Abhängigkeiten von den geometrischen Parametern sichtbar gemacht werden könnten.

Danksagung

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft und das Bundesministerium für Verteidigung haben durch großzügige Finanzierung die Messungen in der Ostsee ermöglicht. Die Ozeanographische Forschungsanstalt der Bundeswehr in Kiel führte die Sparkermessungen durch und das Ozeanographische Institut der Universität Kiel stellte die Sonde zur Messung der Wasserschallgeschwindigkeit zur Verfügung. Dafür sei ihnen

herzlich gedankt. Den Angehörigen des Institutes für die Physik des Erdkörpers der Universität Hamburg, die die Messungen durchführten, danke ich sehr. Der Stiftung Volkswagenwerk und der Friedrich-Ebert-Stiftung, die durch ein Stipendium diese Arbeit ermöglichten, sei ebenfalls herzlich gedankt. Herrn Prof. Dr. H. Menzel bin ich für seine ständige Betreuung bei der Durchführung dieser Arbeit zu großem Dank verpflichtet. Herrn Dr. R. Gutdeutsch bin ich für viele anregende Diskussionen dankbar.

Literatur

- BLOCH, S., and A. L. HALES: New Techniques for the Determination of Surface Wave Phase Velocities. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 1021—1036, 1968
- BREKOVSKIKH, L. M.: *Waves in Layered Media*. Academic Press, New York 1960
- DZIEWONSKI, A., S. BLOCH, and M. LANDISMAN: A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59, 442—444, 1969
- EWING, W. M., W. S. JADETZKY, and F. PRESS: *Elastic Waves in Layered Media*. McGraw-Hill, New York 1957
- EWING, W. M., S. MUELLER, M. LANDISMAN, and Y. SATO: Transient Analysis of Earthquake and Explosion Arrivals. *Geofis. Pura Appl.* 44, 83—118, 1959
- GREENSPAN, M., and C. E. TSCHIEGG: Speed of Sound in Water by a Direct Method. *Journal of Research of the National Bureau of Standards* 59, No. 4, Oct. 1957, Res. Paper 2795
- KERTZ, W.: Filterverfahren in der Geophysik. *Gerlands Beitr. Geophys.* 75 (1), 1—33, 1965
- OFFICER, B. F.: *Introduction to the Theory of Sound Transmission*, McGraw-Hill, New York 1958
- PEKERIS, C. L.: Theory of Propagation of Explosive Sound in Shallow Water. *Geol. Soc. Am., Mem.* 27, 1948
- ROBINSON, E. A.: *Statistical Communication and Detection with Special Reference to Digital Data Processing of Radar and Seismic Signals*, Griffin, London 1967a
- : *Multichannel Time Series Analysis with Digital Computer Programs*, Holden Day, San Francisco 1967b
- TOLSTOY, I.: *Ocean Acoustics*, McGraw-Hill, New York 1966
- WATSON, G. N.: *A Treatise on the Theory of Bessel Functions*, Cambridge University Press 1966
- WEDEL, D.: *Dispersionserscheinungen elastischer Wellen in geschichteten Medien*. Diss. d. Fak. f. Natur- u. Geisteswiss. der Bergakademie Clausthal, TH, 1964

