

OBERFLÄCHENWELLEN DATEN ZUR LOKALISIERUNG VON ALTLASTEN: EIN FELDFALL

Christian SCHNEIDER* und Lothar DRESEN*

Geophysical methods can help to solve environmental and geotechnical problems. Detection of waste deposits is one of the relevant tasks of engineering geophysics. Recently, surface seismics involving dispersive surface waves have been added to engineering geophysical techniques.

This paper describes the use of Rayleigh waves to detect near-surface inhomogeneous objects, like waste deposits etc. Rayleigh wave recordings have been integrated into conventional refraction seismic surveys at insignificant cost. It is shown that the Rayleigh wave technique is suitable for locating objects in layered media.

A special dispersion analysis has been developed for delineating laterally heterogeneous near-surface media. This method does not need any a-priori information about the underground. As a result, local dispersion curves are obtained, which represent the underground for any geophone position. The lateral variation of the surface wave signals is deduced from the variation of the local dispersion curves. In areas of smooth lateral variation dispersion curves can be used within a rigorous inversion. This inversion leads to block-representations of the medium.

In addition, the Rayleigh wave signals can be recompressed to improve resolution. Thus, an interpretation of lateral targets is substantially improved. Amplitude information from the recompression technique can also be used to estimate unelastic parameters of the underground.

The technique of deducing local dispersion curves, inversion and recompression is demonstrated for the example of a waste deposit. Both lateral discontinuities and waste deposit's depth have been derived from surface wave measurements in Thüringen, Germany.

Keywords: environmental geophysics, waste deposit, Rayleigh waves, dispersion analysis, inversion

1. Einführung

Ingenieurgeophysikalische Untersuchungen mit Oberflächenwellen sind bislang immer noch ungewöhnlich und werden zur Zeit äußerst selten durch-

* Institut für Geophysik, Ruhr-Universität Bochum
Manuscript received: 2 June, 1994

geführt. In der Tat ist es erst vor wenigen Monaten geglückt, oberflächenwellenseismische Daten für ein umweltrelevantes Untersuchungsobjekt durch die Erweiterung einer refraktionsseismischen Messung zu erhalten. Aufgrund dieser Messungen ist es gelungen, eine Datenbearbeitung und -interpretation der in situ gemessenen Rayleighwellen-Signale durchzuführen. Der Beschreibung der Auswertung eines Datensatzes ist dieser Beitrag gewidmet. Vorangestellt werden die benötigten Datenbearbeitungs- und Analyseverfahren. Eine ausführliche Darstellung der Problematik des Einsatzes von Oberflächenwellen in der Ingenieurgeophysik findet man bei SCHNEIDER [1993].

2. Datenbearbeitungs- und Analyseverfahren

Die wesentliche Meßgröße bei der Auswertung der Oberflächenwellensignale ist die Dispersion, d.h. die frequenzabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit der Oberflächenwelle. Aus ihr wird der Aufbau des Untergrundes, den die Oberflächenwelle durchläuft, abgeleitet. Die Daten werden im Zuge einer konventionellen Refraktionsseismik auf einem Linienprofil gewonnen und liegen in der Form $f(t,x)$ vor. Die äquidistante Abtastung auf einem solchen Profil ermöglicht die Auswertung der Phasengeschwindigkeiten, die wesentliche Vorteile mit sich bringt. Mit einem speziellen Verfahren, das auf Phasengeschwindigkeits-Filterungen im Frequenz-Wellenzahl-Bereich beruht, ist es möglich, die Dispersionseigenschaften der Oberflächenwelle räumlich zuzuordnen und damit ein lateral heterogenes Modell abzuleiten. Dazu werden die Signale in den Frequenz-Wellenzahl-Bereich transformiert [CLAERBOUT 1985, CLAERBOUT 1991]:

$$F(\omega, k) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t, x) \cdot e^{i(\omega t - kx)} dt dx$$

Ausgehend von dieser Formel werden die Signale um eine mittlere Phasengeschwindigkeit herum gefiltert und in den Raum-Zeit-Bereich zurücktransformiert:

$$f_{c_0}(t, x) = \int_{k = \frac{\omega}{C_{\max}}}^{k = \frac{\omega}{C_{\min}}} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega, k) \cdot e^{-i(\omega t - kx)} d\omega dk .$$

$$C_{\min} = C_0 - \frac{\Delta C}{2}$$

$$C_{\max} = C_0 + \frac{\Delta C}{2}$$

Hierin sind C_0 die zentrale Phasengeschwindigkeit, C_{\min} die minimale und C_{\max} die maximale Phasengeschwindigkeit. Dieser Prozeß wird sukzessive für ein ganzes Intervall von Phasengeschwindigkeiten C_0 durchgeführt. Die Mitten-Phasengeschwindigkeiten C_0 nehmen dabei äquidistante Werte von einem minimalen Wert bis zu einem maximalen Wert an. Die auf diese Weise phasengeschwindigkeitsgefilterten Signale werden anschließend Frequenz-Bandpaßfilterungen unterzogen. Die verbliebene Signalenergie nach beiden Filterprozessen repräsentiert ein Frequenz-Phasengeschwindigkeits Paar. Die "räumliche" Information ist trotz der Filterungen nach wie vor vorhanden, so daß die Dispersionsanalyse auch eine laterale Variation, wie sie im Falle lateral heterogener Medien auftritt, wiedergibt. Die gewonnenen Dispersionsmatrizen beziehen sich darum auf einen Meßpunkt des Meßprofils. Das aus den zugehörigen Dispersionskurven durch eine eindimensionale Inversion abgeleitete Schichtmodell repräsentiert das Medium im Bereich des Bezugspunktes. Durch die so abgeleiteten Schichtmodelle unterhalb vieler Bezugspunkte wird schließlich das lateral heterogene Modell insgesamt beschrieben.

Die Dispersion der Oberflächenwellen macht eine direkte Interpretation der Seismogramme sehr schwierig. Eine Möglichkeit, um die Interpretation zu erleichtern, besteht nun darin, die Dispersion der Signale rückgängig zu machen. Diesen Vorgang bezeichnet man als "Rekompression" [BREITZKE 1990, 1992]. Das hierfür zugrunde gelegte Dispersionsgesetz entspricht einem Schichtmodell, das man als Modellschätzung in diesen Prozeß einfließen läßt. Je besser diese Modellschätzung den tatsächlichen Verhältnissen entspricht, desto vollständiger wird auch die Dispersion der Signale rückgängig gemacht. Laterale Variationen des Mediums lassen sich auf diese Weise aufspüren und sind in ihrer räumlichen Lage festzulegen. Um den Lokalisierungsprozeß durchführen zu können, muß man die Impulsantwortfunktion für das geschätzte Schichtmodell kennen. Es gilt für den lateral homogenen Fall und eine vertikale Einzelkraft

$$G_x(x, z, h, \omega) \sim \sum_n \frac{V_x^n(z, \omega) \cdot V_z^n(h, \omega)}{2 \omega U^n(\omega) I_0^n(\omega)} \sqrt{\frac{\omega}{2 \pi C^n(\omega) x}} \exp \left[i \left(\frac{\omega}{C^n(\omega)} x - \frac{\pi}{4} \right) \right]$$

$$G_z(x, z, h, \omega) \sim \sum_n \frac{V_z^n(z, \omega) \cdot V_z^n(h, \omega)}{2 \omega U^n(\omega) I_0^n(\omega)} \sqrt{\frac{\omega}{2 \pi C^n(\omega) x}} \exp \left[i \left(\frac{\omega}{C^n(\omega)} x + \frac{\pi}{4} \right) \right]$$

Dabei sind G_x und G_z die Horizontal- und die Vertikalkomponente der Impulsantwort, h und z die Quell- und die Empfängertiefe, ω die Kreisfrequenz, $C^n(\omega)$ und $U^n(\omega)$ die Phasen- und die Gruppengeschwindigkeit der

n -ten Mode, $V_z^n(\omega)$ und $V_x^n(\omega)$ die Vertikal- und die Horizontalkomponente der Amplituden-Tiefen-Verteilung der n -ten Mode und $I_\beta^n(\omega)$ das Energieintegral der n -ten Mode [BREITZKE 1990, 1992; SCHNEIDER 1993]. Zur Rekompensation wird die inverse Impulsantwortfunktion gebildet und mit den gemessenen Seismogrammen konvolviert. In aller Regel muß man für die oberflächennah anstehenden Materialien starke Absorptionswerte annehmen. Will man auch diesen Effekt rückgängig machen, so muß zusätzlich durch einen Faktor $\exp(-\gamma(\omega) x)$ dividiert werden. Der Koeffizient $\gamma(\omega)$ ist der frequenzabhängige Absorptionskoeffizient, welcher ebenfalls für ein geschätztes Schichtmodell mit entsprechenden Annahmen für die Qualitätsfaktoren in den einzelnen Schichten berechnet werden kann. Damit hat man in günstigen Fällen ein weiteres Instrument zur Überprüfung von Modellannahmen zur Hand.

Beide Verfahren, die oben erwähnte Dispersionsanalyse und die Rekompensation für anelastische Medien, werden im folgenden auf feldseismische Daten angewandt.

3. Feldmessungen, Daten und Auswertung

3.1. Beschreibung des Untersuchungsobjektes und der Messungen

Um die prinzipiellen Möglichkeiten der ingenieurgeophysikalischen Untersuchung mit Oberflächenwellen zu demonstrieren sowie das hier vorgestellte Datenbearbeitungskonzept zu überprüfen, sind feldseismische Daten ausgewertet worden. Bei dem Untersuchungsobjekt handelt es sich um eine Altlastenfläche in der Nähe von Hermsdorf / Thüringen. Innerhalb des untersuchten Areals befand sich eine zum großen Teil mit Industrieabfällen jeglicher Art verfüllte Grube, die im Zuge einer Rekultivierung mit einer Erdschicht abgedeckt wurde. Die genaue Lage der Altlast war vor der Messung nicht bekannt. Auch gab es keinerlei visuelle Anhaltspunkte, da die Deckschicht über der Deponie dem Geländeniveau angepaßt war. Eine Kontamination war an der Oberfläche nicht festzustellen. Die detaillierte Untersuchung des Areals war erforderlich, da keine geologische Barriere unterhalb der Altlast zu erwarten war. Der Altlastenkörper liegt vermutlich direkt auf den in dieser Region anstehenden hochpermeablen Sandsteinen des mittleren Buntsandsteins. Der Sandstein stellt einen wichtigen Grundwasserleiter für die Region dar, so daß eine Gefährdung der Trinkwasserversorgung nicht auszuschließen ist. Für eine genaue Abschätzung der Gefährdung waren umfangreiche Untersuchungen notwendig, von denen ein größerer Teil auch geophysikalische Methoden einschloß. Der Seismik kam dabei unter anderem die Aufgabe zu, die genaue Lage der Altlastenfläche und die Tiefenlage ihrer Unterkante festzulegen. Zu

diesem Zweck wurde eine refraktionsseismische Meßkampagne durchgeführt, bei der auch Oberflächenwellen registriert wurden.

Die hier skizzierten Messungen wurden im Auftrage der BGR / Hannover von der Firma Geophysik - GGD / Leipzig durchgeführt. Sie lagen in der vollen Verantwortung des Auftragnehmers. Die eigentliche Verdachtsfläche wurde durch zwei zueinander nahezu senkrechte Profile überdeckt, die jeweils aus 5 bzw. 6 Aufbauten mit 138 m Länge bestehen. Die Geometrie ist in der *Abbildung 1* skizziert. Da die Gesamtdaten nebst geographischen Angaben zur Zeit noch nicht freigegeben sind, beschränken wir uns hier auf einen "anonymisierten" Ausschnitt. Zu beachten ist, daß beide Profile die lateralen Begrenzungen der Verdachtsfläche queren, so daß die lateralen Begrenzungen der Altlast mit hoher Wahrscheinlichkeit von beiden Profilen erfaßt werden.

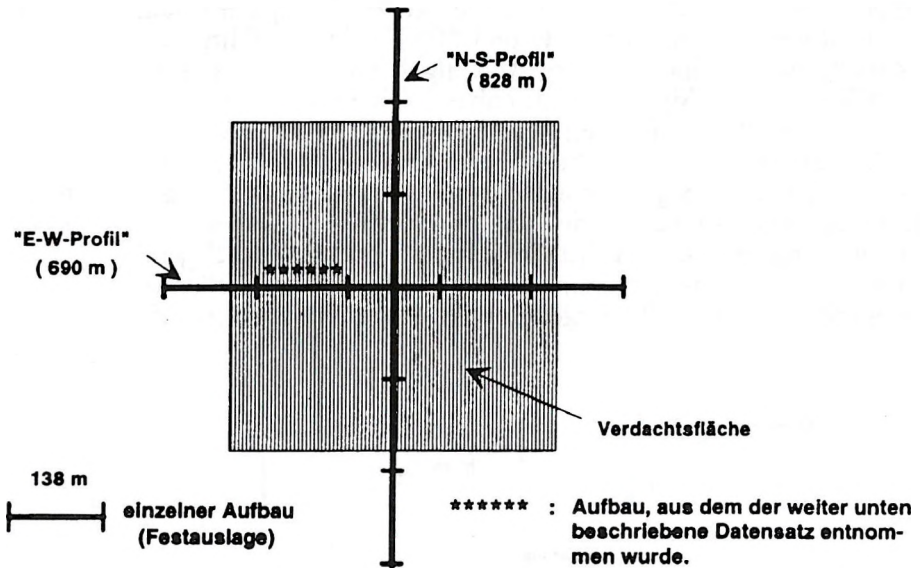


Abb. 1. Prinzipskizze der Meßgeometrie der feldseismischen Messung an einer altlastenverdächtigen Fläche bei Hermsdorf / Thüringen

Fig. 1. Schematic diagram of the seismic field layout to investigate a waste deposit at Hermsdorf / Thüringen

1. ábra. A terepi szeizmikus mérési elrendezés vázolata egy személtlerakó felett Hermsdorf/Türingiában

Die Messung auf einem einzelnen, auf den Profilen in der *Abbildung 1* jeweils durch die Striche gekennzeichneten Aufbau, zeigt die *Abbildung 2*. Die Profillinie ist durch die breite horizontale Linie gekennzeichnet. Die Länge beträgt 138 m. Als Quelle kam ein beschleunigtes Fallgewicht, montiert auf einem Traktor, zum Einsatz. Es wurde an mehreren Positionen auf der Profillinie angeregt. Die Quellpositionen haben einen Abstand von 28 m zueinander

und reichen mindestens 28 m, teilweise sogar 56 m, über das Auslagene hinaus. Dies ist durch die vertikalen Pfeile in der Abbildung 2 angedeutet. Registriert wurde mit konventionellen Vertikalkomponenten-Geophonen, die im Abstand von 2 m einzeln aufgestellt wurden. In Ermangelung einer Apparatur mit mehr als 48 Kanälen wurden eine 48-Kanal- und eine 24-Kanal-Apparatur gleicher Bauart gemeinsam verwendet. Die ersten beiden Geophone der 24-Kanal-Apparatur wurden jeweils direkt neben die letzten beiden Geophone der 48-Kanal-Apparatur plazierte, wie es auch der Abbildung 2 zu entnehmen ist. Dies eröffnet die Möglichkeit, eventuell auftretende Unterschiede des Zeitnullpunktes zwischen beiden Apparaturen wieder rückgängig zu machen. Wie sich durchweg herausstellte, war dies ein wichtiger Schritt bei der Datenaufbereitung. Damit stehen letztlich 70 unabhängige Kanäle zur Verfügung. Das Sampleintervall beträgt meistens 1 ms und die Registrierdauer, je nach den Gegebenheiten, 1 s oder 2 s. Im Zuge der Aufzeichnung der Daten wurde eine Bandpaßfilterung zwischen 4 Hz und 250 Hz durchgeführt. Es wurde nicht gestapelt, sondern eine Einzelregistrierung verwendet. Die Übersteuerung der Oberflächenwellen-Signale wurde dabei durch geeignete Anpassung der Verstärkung nach Möglichkeit vermieden. Die lange Registrierdauer, der Verzicht auf Stapelung, sowie die besondere Anpassung der Dynamik für die Oberflächenwellen-Signale machte es notwendig, die Messung getrennt von der refraktionsseismischen Messung durchzuführen. Dabei wurde an einem Anregungspunkt stets zunächst die Refraktionsseismik durchgeführt, die Verstärkungs- und Registrierparameter umgestellt, und anschließend eine einzelne Anregung mit der Quelle vorgenommen. Insgesamt wurden auf diese Weise

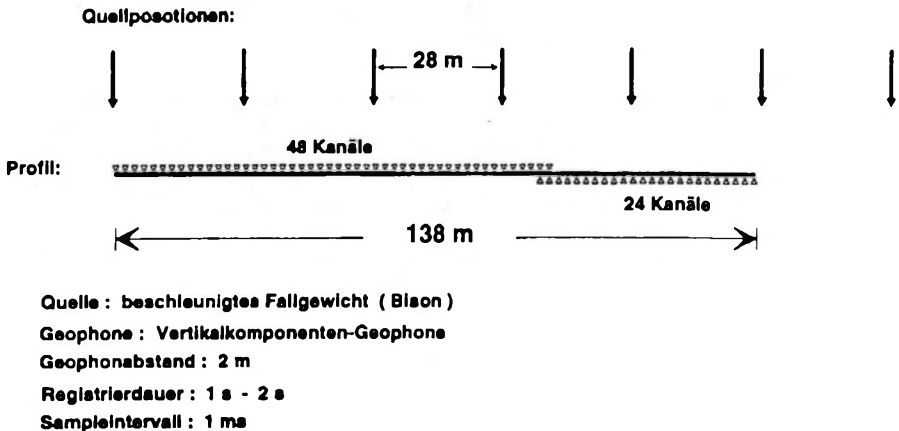


Abb. 2. Prinzipskizze und Meßparameter einer Messung für einen einzelnen Aufbau
 Fig. 2. Schematic diagram and recording parameters for one seismic line profile
 2. ábra. Egy szeizmikus vonal elvi terítésének vázlata és mérési paraméterei

107 Messungen durchgeführt, von denen im folgenden exemplarisch eine Messung näher betrachtet werden soll.

3.2. Vorbereitung des Datenmaterials

Um die gemessenen Daten auswerten zu können, war es zunächst notwendig, die beiden Datensätze der 48-Kanal- und der 24-Kanal-Apparatur zu einem einzigen Datensatz zusammenzufügen. Dabei stellte sich heraus, daß die Signalform und auch die Amplitude der Signale an beiden doppelt belegten Geophonpositionen sehr gut zwischen beiden Apparaturen vergleichbar sind, also sehr gut reproduzierbar sind, daß aber die Signale stets mehr oder weniger auf der Zeitachse gegeneinander verschoben sind. Da sich die Signale ansonsten äußerst ähnlich sind, wurde eine Kreuzkorrelation beider Signale durchgeführt, das Maximum der Kreuzkorrelation abgegriffen und sämtliche Spuren der 24-Kanal-Apparatur um die entsprechende Anzahl an Samples verschoben. Die Kreuzkorrelation beider Signale kommt einer Autokorrelation sehr nahe, wenn diese nicht gegeneinander verschoben sind. Die Autokorrelation hat aber ihr Maximum stets bei $t=0$ [BÄTH 1974]. Die Position des Maximums der Kreuzkorrelation gibt daher in sehr guter Näherung die Verschiebung beider Spuren gegeneinander wieder. Da zwei doppelt belegte Geophonpositionen vorliegen, wurde eine Mittelung des Ergebnisses an beiden Positionen vorgenommen, um ein noch zuverlässigeres Resultat zu erhalten*.

Für die Dispersionsanalyse werden die Seismogramme vorher einem Energieabgleich unterzogen, d.h. die Seismogramme werden auf ihre jeweilige Summe der Amplitudenquadrate normiert. Die Amplitudenabnahme mit der Entfernung wird auf diese Weise kompensiert. Bei der Auswertung der Amplituden im Hinblick auf Anelastizität muß dieser Schritt naturgemäß unterbleiben.

* In einigen Datensätzen, allerdings nicht bei dem weiter unten vorgestellten Datensatz, sind auf einzelnen Seismogrammspuren sehr amplitudenstarke monofrequente Störsignale der Frequenz 50 Hz sichtbar, die jegliches Nutzsignal überdecken. Diese Störsignale sind dem öffentlichen Stromnetz zuzuordnen, dessen Überlandleitungen das Untersuchungsareal kreuzen. Eine schmalbandige Bandsperrfilterung um 50 Hz macht die Nutzsignale in diesen Fällen wieder deutlich erkennbar und auswertbar. Lediglich am Anfang und am Ende des Seismogramms verbleiben aufgrund von Abschneideeffekten noch Störanteile. Die Bandsperrfilterung wurde nur für die betroffenen Seismogramme durchgeführt, um eventuell vorhandene Nutzsignale um 50 Hz nicht unnötig abzuschwächen. Der Prozeß kann so automatisiert werden, daß nur diejenigen Seismogramme eines Datensatzes gefiltert werden, deren Signalamplituden um 50 Hz 50 Prozent des Gesamtmaximums des Amplitudenspektrums übersteigen. Dies kann deshalb so gehandhabt werden, weil die Amplitude des Nutzsignals um 50 Hz im Zuge der Messung stets weniger als 50 Prozent des Maximums beträgt, und größere Werte in diesem Frequenzbereich ohnehin nur in nächster Umgebung zur Quelle erreicht werden.

3.3. Dispersionsanalyse

Zur weiteren Bearbeitung werden Daten verwendet, die auf dem in der *Abbildung 3*. markierten Profilstück gemessen wurden. Der Anregungspunkt liegt innerhalb der Auslage. Die Seismogramme, jeweils normiert auf ihr Maximum, zeigt die *Abbildung 3*. Deutlich ist zu erkennen, wie vom Anregungspunkt sowohl die refraktierte Welle, weitere Raumwelleneinsätze und eine amplitudenstarke Rayleighwelle ausgehen. Die Rayleighwelle ist sehr stark dispersiv. Bis etwa -80 m sind auf Anhub keine lateralen Inhomogenitäten erkennbar. An dieser Stelle verändert sich das Signal allerdings völlig und die langsame Rayleighwelle scheint sich in den Bereich hinter -80 m nicht sehr stark fortzusetzen. Da die amplitudenstarken Rayleighwellen-Signale hier fehlen, bewirkt die Einzelspurnormierung, daß die Signalanteile zwischen 100 ms und 600 ms stärker hervortreten. Genauere Betrachtungen der wahren Amplitude ergeben jedoch, daß die Amplituden dieser Phasen an der Diskontinuität nicht zunehmen. Im Bereich um -80 m scheint also eine starke laterale Inhomogenität vorzuliegen, d.h. der Aufbau des Untergrundes im Bereich zwischen der Quelle und -80 m unterscheidet sich grundlegend vom Aufbau des Untergrundes im Bereich -80 m bis -110 m. Die an -110 m anschließende Auslage, welche hier nicht gezeigt wird, enthält ebenfalls nicht die langsamen, stark dispersiven Signale, die man auf der gegebenen Auslage beobachtet. Diese Beobachtung legt nahe, daß im Bereich um -80 m eine relativ schmale Übergangszone zwischen zwei, im oberflächennahen Bereich grundsätzlich unterschiedlichen, Medien vorliegt. Es ist damit ein Indiz gefunden, daß sich in diesem Bereich die laterale Begrenzung der Alllast befindet. Es sei noch erwähnt, daß die Daten der 48-Kanal- und der 24-Kanal-Apparatur hier bei -16 m aneinandergesetzt wurden. Es ist kein daraus resultierendes Artefakt sichtbar.

Um über diese qualitativen Aussagen hinaus auch quantitative Aussagen machen zu können, ist der in der *Abbildung 3* gezeigte Datensatz, nach dem oben erwähnten Energieabgleich, der in *Abschnitt 2*. besprochenen Dispersionsanalyse unterzogen worden. Die Analyse wurde für einen Frequenzbereich von 5 Hz bis 60 Hz und für einen Phasengeschwindigkeitsbereich von 50 m/s bis 1500 m/s vorgenommen. Dabei wurden sowohl für die Frequenz als auch für die Phasengeschwindigkeit jeweils 64 diskrete Werte zugrunde gelegt. Die relative Bandbreite der Phasengeschwindigkeitsfilter beträgt 0.2. In den *Abbildungen 4* und *5* sind die Isolinienpläne für die Entfernungen -34 m und -64 m dargestellt. Die Werte sind jeweils auf das Maximum der Matrix normiert und mit 100 multipliziert worden (vergl. die Angaben oben rechts in den *Abbildungen*).

Die ausgewerteten lokalen Dispersionskurven sind durch die sternförmigen Symbole in den *Abbildungen 4* und *5* gekennzeichnet. Bei Frequenzen unterhalb von 14 Hz und oberhalb von 45 Hz ist keine Energie der Rayleighwelle mehr auswertbar. In dem ausgewerteten Bereich ist deutlich die typische Form der Dispersionskurve der Grundmode der Rayleighwelle zu erkennen.

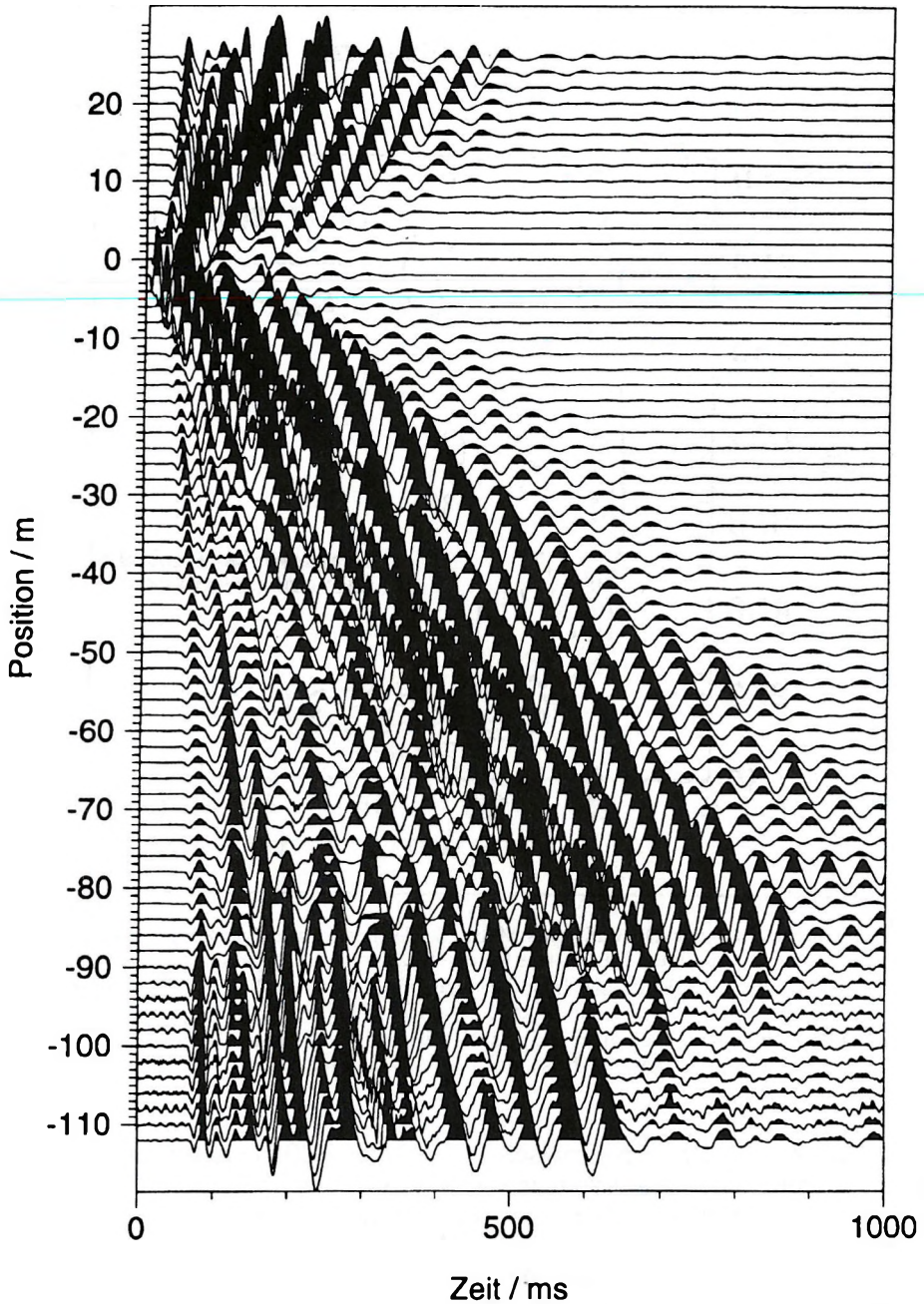


Abb. 3. Der feldseismischen Messung auf der Verdachtsfläche bei Hermsdorf / Thüringen entnommener Datensatz. Die Quelle befindet sich bei 0 m auf der Entfernungssache
 Fig. 3. Seismic data recorded at Hermsdorf / Thüringen. The seismic source is positioned at 0 m
 3. ábra. Hermsdorf/Türingia mellett készült szeizmogram. A forrás a 0 m pontban van

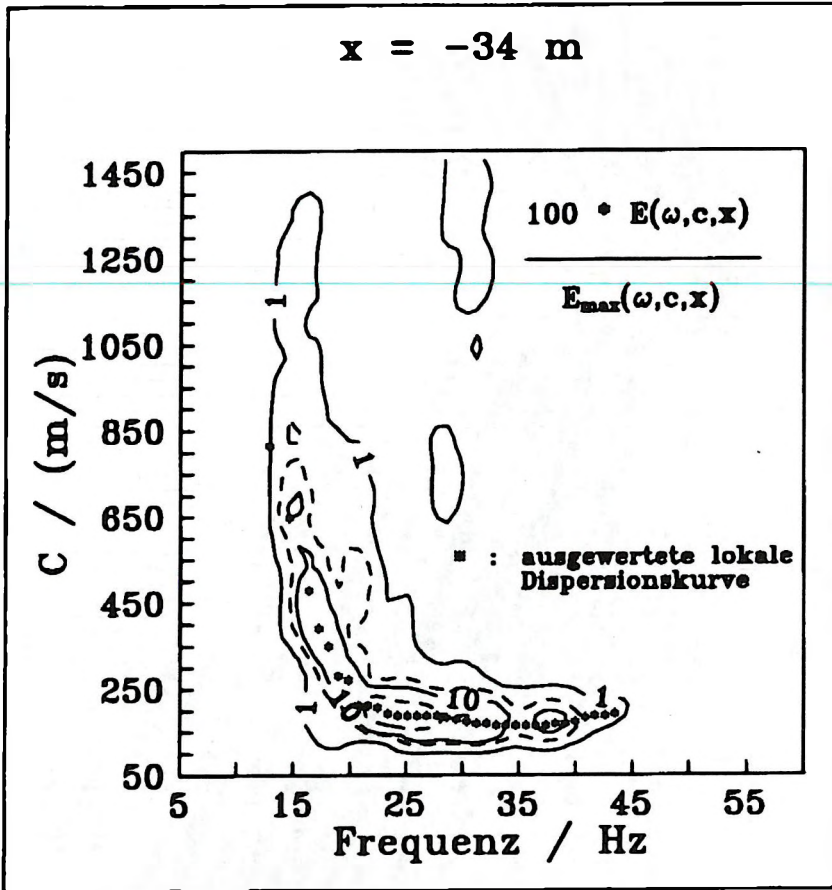


Abb. 4. Frequenz-Phasengeschwindigkeits-Matrix der Dispersionsanalyse des in der Abbildung 3 gezeigten Datensatzes für den Bezugspunkt $x = -34 \text{ m}$

Fig. 4. Frequency/phase velocity matrix of the dispersion analysis applied to the seismic data at a distance of $x = -34 \text{ m}$ (refer to Fig. 3)

4. ábra. A 3. ábrán közölt -34 m távolságú szeizmikus adatrendszer diszperziós elemzéséhez használt frekvencia-fázissebesség matrix

Der steile Abfall der Kurve zwischen 15 Hz und 20 Hz deutet schon einen hohen Kontrast der Scherwellengeschwindigkeiten im Untergrund an. Die Unterschiede der lokalen Dispersionskurven für beide Positionen werden vor allem im Frequenzbereich oberhalb 25 Hz erkennbar, sind aber relativ gering. Dies spricht für die Tatsache, daß sich der Untergrund zwischen beiden Bezugspunkten nicht sehr stark ändert, also lateral relativ homogen ist, daß aber die oberflächennahe Scherwellengeschwindigkeit bei $x = -64 \text{ m}$ etwas höher ist als bei $x = -34 \text{ m}$.

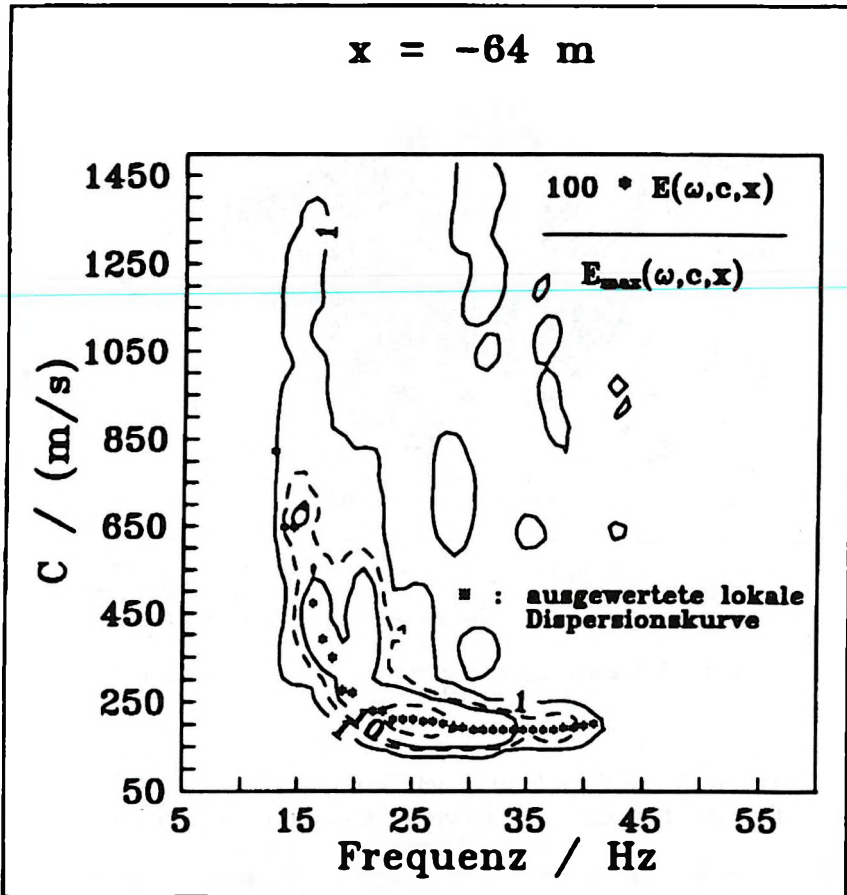


Abb. 5. Frequenz-Phasengeschwindigkeits-Matrix der Dispersionsanalyse des in der Abbildung 3 gezeigten Datensatzes für den Bezugspunkt $x = -64 \text{ m}$

Fig. 5. Frequency/phase velocity matrix of the dispersion analysis applied to the seismic data at a distance of $x = -64 \text{ m}$ (refer to Fig. 3)

5. ábra. A 3. ábrán közölt -64 m távolságú szeizmikus adatrendszer diszperziós elemzéséhez használt frekvencia-fázissebesség mátrix

Um einen genaueren Überblick über das laterale Verhalten der Dispersion zu bekommen, wurde für jede Position von der Quelle bis zum Ende des Profils bei -110 m die lokale Dispersionskurve durch Abgriff des Maximums der Amplitude in den Matrizen bei den einzelnen Frequenzen extrahiert und in der *Abbildung 6* als Phasengeschwindigkeitsfläche dargestellt. Zunächst erkennt man deutlich die laterale Diskontinuität, die sich hier zwischen -90 m und -100 m vor allem im höherfrequenten Bereich abzeichnet. Die Werte fluktuieren sehr stark und lassen an dieser Stelle keine sinnvolle quantitative Interpretation zu. Im Intervall zwischen der Quellposition und dieser Diskontinuität

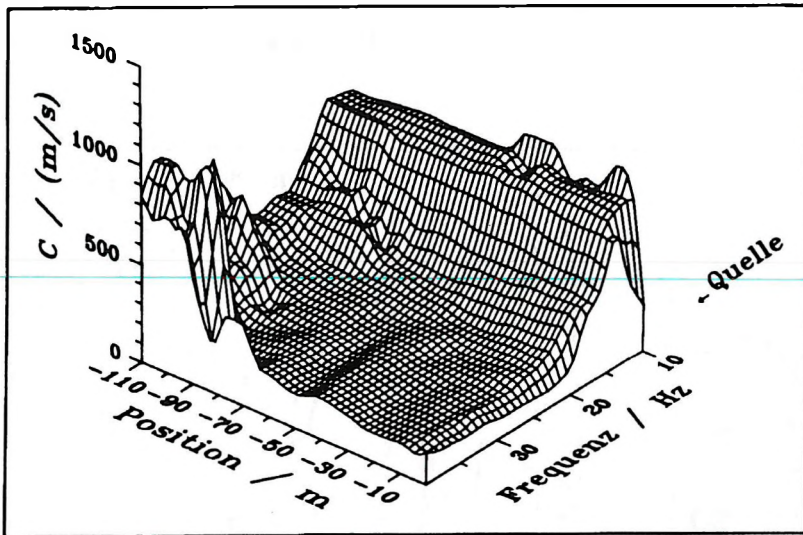


Abb. 6. Darstellung der Zuordnung Phasengeschwindigkeit-Frequenz für alle Bezugspunkte von der Quelle bis $x = -110$ m des in der Abbildung 3 dargestellten Datensatzes

Fig. 6. Phase velocities versus frequencies for recording positions from 0 m to -100 m (refer to Fig. 3)

6. ábra. Fázissebesség-frekvencia függvény diagramja a 3. ábra adatai alapján a 0 és -110 m-es pontok között

sehen die Daten in der Tat relativ gleichförmig aus, jedoch sind die Phasengeschwindigkeiten bei den etwas höheren Frequenzen ab 25 Hz im Bereich bis etwa -40 m niedriger als im Intervall zwischen -40 m und -90 m.

Die zu den Bezugspunkten $x = -34$ m und $x = -64$ m ausgewerteten lokalen Dispersionskurven wurden nun einer konventionellen linearisierten Inversion [MISIEK 1991] unterzogen. Die lokalen Dispersionskurven sowie die Dispersionskurve des Inversionsergebnisses zeigen die Abbildungen 7 und 8. Die zugehörigen Schichtmodelle sind in den Abbildungen 9 und 10 dargestellt. Es wurde eine Schicht über einem Halbraum angenommen und Dichte und Kompressionswellengeschwindigkeit des Halbraumes fixiert. Die zuverlässigsten Parameter sind sicherlich die Mächtigkeit und die Scherwellengeschwindigkeit der Deckschicht, da die Dispersion am stärksten von diesen Parametern abhängt. Die Scherwellengeschwindigkeit des Halbraumes hat mit Sicherheit eine weit geringere Bestimmungsgenauigkeit, da der hierfür relevante Frequenzbereich weniger gut mit Daten belegt ist. Die Kompressionswellengeschwindigkeit und die Dichte der Deckschicht konnten in diesem Fall tatsächlich invertiert werden, die Aussagekraft dieser Ergebnisse muß jedoch mit Vorsicht betrachtet werden, da diese Parameter ohne weiteres um größere Beträge verändert werden können, ohne die Dispersionskurve wesentlich zu verändern. Im Falle der Dichte kommt noch hinzu, daß in die Dispersionsrelationen lediglich der Quotient der Dichten der Deckschicht und des Halbraumes

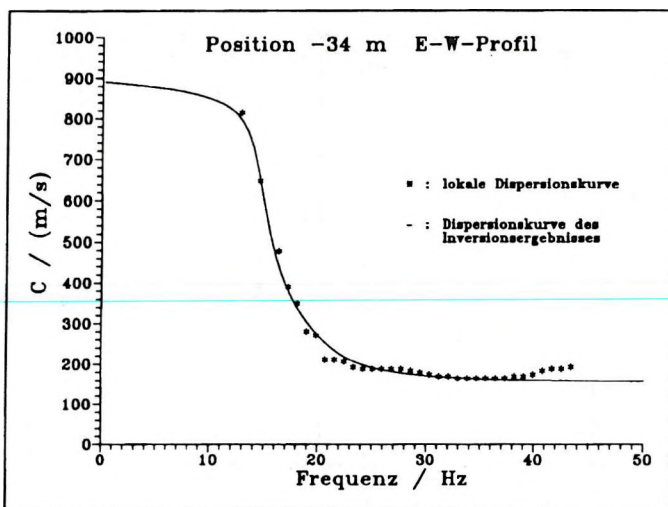


Abb. 7. Gemeinsame Darstellung der ausgewerteten lokalen Dispersionskurve (Sterne) und der Dispersionskurve (Linie) des Inversionsergebnisses für den Bezugspunkt $x=-34$ m des in der Abbildung 3 dargestellten Datensatzes

Fig. 7. Presentation of both an interpreted local dispersion curve (stars) and dispersion curve (solid line) after inversion. Recording position: $x=-34$ m (refer to Fig. 3)

7. ábra. A kiértékelt lokális (csillag) és az inverzió utáni (folytonos vonal) diszperziós görbe az $x=-34$ m-es ponton (lásd 3. ábra)

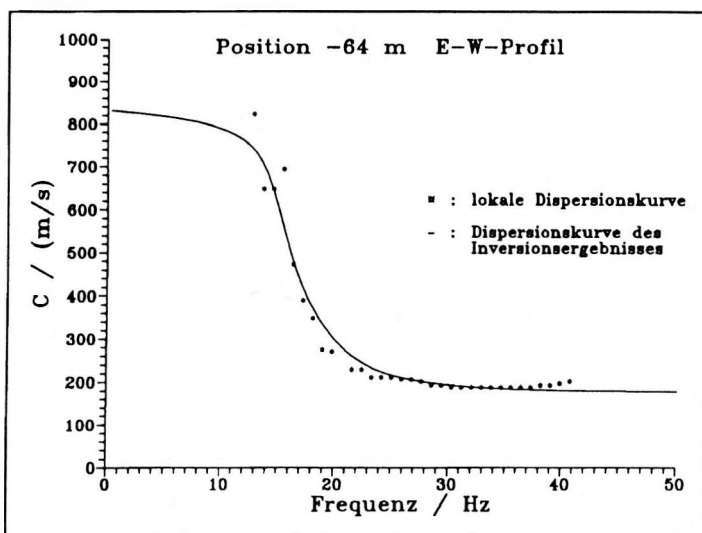


Abb. 8. Gemeinsame Darstellung der ausgewerteten lokalen Dispersionskurve (Sterne) und der Dispersionskurve des (Linie) Inversionsergebnisses für den Bezugspunkt $x=-64$ m des in der Abbildung 3 dargestellten Datensatzes

Fig. 8. Presentation of both an interpreted local dispersion curve (stars) and a dispersion curve (solid line) after inversion. Recording position: $x=-64$ m (refer to Fig. 3)

8. ábra. A kiértékelt lokális (csillag) és az inverzió utáni (folytonos vonal) diszperziós görbe az $x=-64$ m-es ponton (lásd 3. ábra)

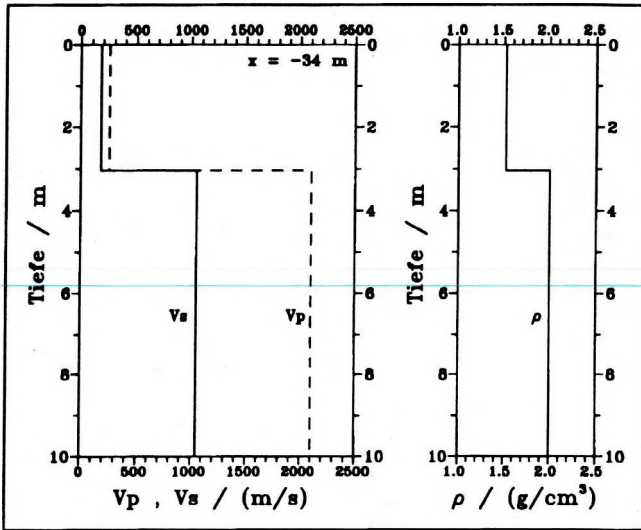


Abb. 9. Schichtmodell des Inversionsergebnisses für den Bezugspunkt $x = -34$ m des in der Abbildung 3 dargestellten Datensatzes

Fig. 9. Model of the layered underground deduced by inversion. $x = -34$ m (refer to Fig. 3)
 9. ábra. A 3. ábra $x = -34$ m-es pontjának adataiból inverzióval előállított rétegsor modell

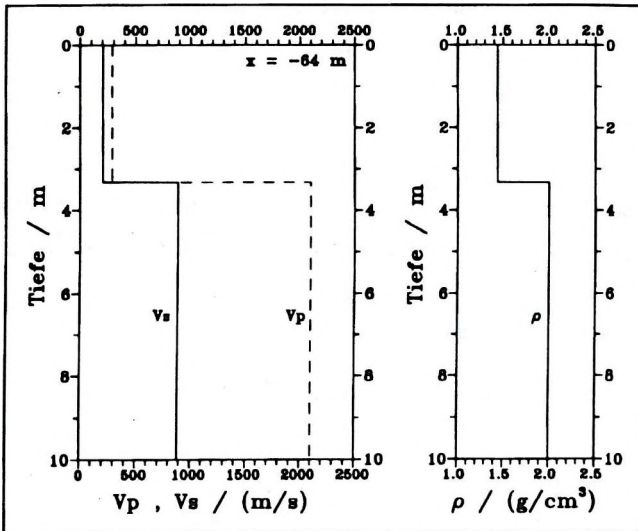


Abb. 10. Schichtmodell des Inversionsergebnisses für den Bezugspunkt $x = -64$ m des in der Abbildung 3 dargestellten Datensatzes

Fig. 10. Model of the layered underground deduced by inversion. $x = -64$ m (refer to Fig. 3)
 10. ábra. A 3. ábra $x = -64$ m-es pontjának adataiból inverzióval előállított rétegsor modell

eingeht, so daß die Dichten unter dem Vorbehalt gelten, daß die Dichte des Halbraumes tatsächlich den vorgegebenen Wert von 2.0 g/cm^3 besitzt; dies kommt aber größenordnungsmäßig für den verwitterten Sandstein in Frage. Die Kompressionswellengeschwindigkeiten bleiben für die Deckschicht unter 300 m/s , was in Anbetracht der Tatsache, daß die Scherwellengeschwindigkeiten bei knapp 200 m/s liegen, etwas gering erscheint. Die Kompressionswellengeschwindigkeit könnte hier tatsächlich fehleingeschätzt worden sein und tatsächlich einen höheren Wert besitzen. Ein Vergleich mit den Ergebnissen der Refraktionsseismik wäre an dieser Stelle hilfreich, ist aber, wie schon erwähnt, leider noch nicht möglich. Die Scherwellengeschwindigkeiten von knapp 200 m/s und die Mächtigkeit von 3.0 m bis 3.3 m sind jedoch gut bestimmbare Größen, so daß diese Parameter als das wichtigste Ergebnis zu betrachten sind. Die Deckschicht kann mit dem Deponiekörper zusammen mit dem Erdauftrag identifiziert werden, die Basis mit dem anstehenden Sandstein. Die leichten Unterschiede, die bei der Betrachtung der Schichtmodelle in den Abbildungen 9 und 10 auffallen, sollten nicht überinterpretiert werden, der Untergrund in diesem Bereich also als näherungsweise lateral homogen angesehen werden. Die leichte Zunahme der oberflächennahen Scherwellengeschwindigkeit von $x=-34 \text{ m}$ bis $x=-64 \text{ m}$, die wohl tatsächlich vorliegt, kann sicherlich vernachlässigt werden.

3.4. Rekompensation

Zur Kontrolle der Ergebnisse wurde nun die von der Inversion für den Bezugspunkt bei $x=-64 \text{ m}$ gelieferte Dispersionskurve benutzt, um die Seismogramme zu rekonstruieren. Gleichzeitig wurde versucht, Aussagen über die anelastischen Eigenschaften des Untergrundes zu treffen. Dazu wurde ein lateral relativ homogen erscheinendes Intervall des Profils mit dem in Abschnitt 2. vorgestellten Verfahren untersucht. Es wurden die Seismogramme von der Position -18 m bis -78 m verwendet. Die Frequenzen von 10 Hz bis 40 Hz wurden in Schritten von 1 Hz mit Filterbandbreiten von 5 Hz analysiert. Das Ergebnis für den Dämpfungskoeffizienten $\gamma(\omega)$ zeigt die *Abbildung 11*. Zusätzlich sind in der *Abbildung 12* die Korrelationskoeffizienten der Regression dargestellt. Die Korrelationskoeffizienten liegen durchweg zwischen etwa 0.92 und 0.97 . Dies zeigt, daß die Amplituden innerhalb des untersuchten Entfernungs- und Frequenzbereiches tatsächlich recht gut einem exponentiellen Abnahmegesetz gehorchen. Dies spricht an sich wiederum gegen größere laterale Inhomogenitäten innerhalb der untersuchten Entfernungsbereiche. Der Dämpfungskoeffizient selbst in der *Abbildung 11* zeigt einen deutlichen Anstieg mit der Frequenz und darüber hinaus ein Nebenmaximum bei etwa 18 Hz und ein weniger stark ausgeprägtes bei etwa 32 Hz . Eine Abschätzung des Qualitätsfaktors der Rayleighwelle kann dadurch erfolgen, daß man den Wert für $\gamma(\omega)$ bei 25 Hz mit etwa 0.04 abgreift und die schon bekannte Phasengeschwindigkeit von $C_1 \approx 200 \text{ m/s}$ benutzt, um durch Einsetzen in

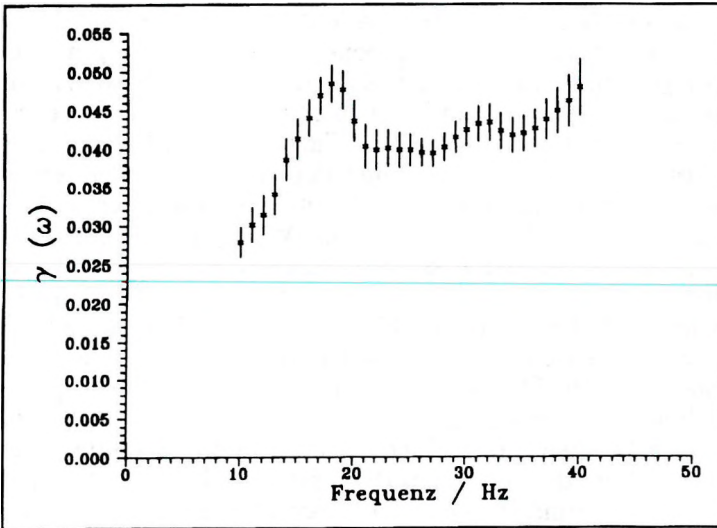


Abb. 11. Für den Bereich von $x=-30$ m bis $x=-80$ m des in der Abbildung 3 dargestellten Datensatzes ausgewerteter Dämpfungskoeffizient der Rayleighwelle. Die vertikalen Balken geben die Fehler der Regression an

Fig. 11. Attenuation coefficients of Rayleigh waves from $x=-34$ m to $x=-64$ m. Vertical lines represent the errors of the regression

11. ábra. A Rayleigh hullámok csillapítási együtthatói $x=-34$ m-től $x=-64$ m-ig. A vertikális vonalak a regresszió hibáját jelzik

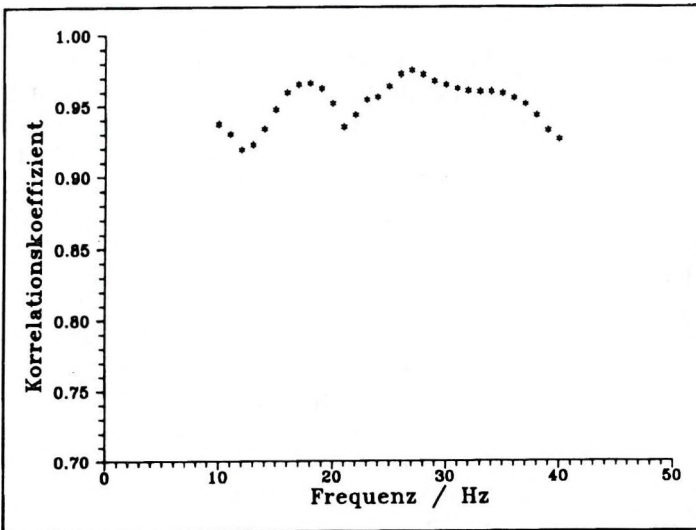


Abb. 12. Korrelationskoeffizient der Regression für die Berechnung des in der Abbildung 11 dargestellten Dämpfungskoeffizienten

Fig. 12. Correlation coefficients of the regression related to the calculation of the attenuation coefficients in Fig. 11

12. ábra. A 11. ábrán bemutatott csillapítási együtthatók számításához használt regresszió korrelációs együtthatói

$\gamma(\omega) := \omega C_2$ zu $C_2 \approx 2.55 \cdot 10^{-4}$ s/m zu gelangen. Der Qualitätsfaktor bei 25 Hz kann dann durch $Q_c = 1 / (2C_1 C_2) \approx 10$ abgeschätzt werden. Dieser Wert kommt dem Qualitätsfaktor der Scherwelle im oberflächennahen Bereich recht nahe.

Zur Überprüfung dieser Annahme, aber auch der Dispersionsanalyse, sind die Feldseismogramme der Abbildung 3 auf der Grundlage eines lateral homogenen, anelastischen Modells rekomprimiert worden. Das Schichtmodell entspricht dem Inversionsergebnis für den Bezugspunkt bei -64 m (Abb. 10). Als Qualitätsfaktoren für die Kompressionswelle wurde für den Halbraum $Q_\alpha = 100$ und für die Deckschicht $Q_\alpha = 30$ angenommen. Die Qualitätsfaktoren für die Scherwelle betragen für den Halbraum $Q_\beta = 50$ und für die Deckschicht $Q_\beta = 10$. Die auf der Grundlage dieses Modells rekomprimierten Seismogramme sind in der *Abbildung 13* dargestellt. Die Seismogramme wurden entsprechend einer Geschwindigkeit von 500 m/s verzögert. Bei der Darstellung wurde diesmal auf das Maximum aller Seismogramme normiert, so daß die relativen Amplitudenwerte der Spuren untereinander vergleichbar sind. Zunächst ist festzustellen, daß durch die Rekompensation kein kompaktes Signal zurückgewonnen werden konnte. Dies liegt unter anderem daran, daß das Quellsignal gar keine kurze kompakte Form besitzt, sondern vom Nachschwingen der Quellvorrichtung geprägt ist. Die Dispersion jedoch konnte im Bereich von $x = -30$ m bis $x = -80$ m rückgängig gemacht werden. Die einzelnen Phasen können in dieser Darstellung über die Entfernung hinweg verfolgt werden. Für die Originalseismogramme ist dies nicht möglich. Die laterale Homogenität des Untergrundes wird dadurch nochmals deutlich. Eine leichte residuale Dispersion ist allenfalls noch im ausschwingenden Teil des Seismogramms zu erkennen. Vor allem fällt auf, daß die Dispersion im Intervall von der Quelle bis $x = -30$ m nicht ganz rückgängig gemacht werden konnte. Die Modellschätzung scheint für diesen Bereich nicht völlig zuzutreffen. Die Phasen werden im Bereich um $x = -25$ m gestört, was für eine weitere Diskontinuität in diesem Bereich spricht. Als weiteres wichtiges Ergebnis bleibt außerdem festzuhalten, daß die Amplitude der Seismogramme im Entfernungsbereich von $x = -30$ m bis $x = -80$ m relativ konstant bleibt. Die Qualitätsfaktoren des Referenzmodells müssen also in guter Näherung den Gegebenheiten entsprechen. Dies gilt vor allem für die Qualitätsfaktoren der Scherwelle. Für den Qualitätsfaktor der Kompressionswelle bleibt ein größerer Spielraum, da der Einfluß auf die Rayleighwellen-Signale nicht sehr ausgeprägt ist.

4. Zusammenfassung

Das Gefahrenpotential, welches von Abfalldeponien, insbesondere Sonderabfalldeponien und Altlasten ausgeht, ist in vollem Umfang erst in den letzten Jahren deutlich geworden und immer noch Gegenstand der Forschung. Die Bewältigung der damit zusammenhängenden Probleme, dazu gehört die Auswahl geeigneter Standorte für neue Deponien und die Sanierung von

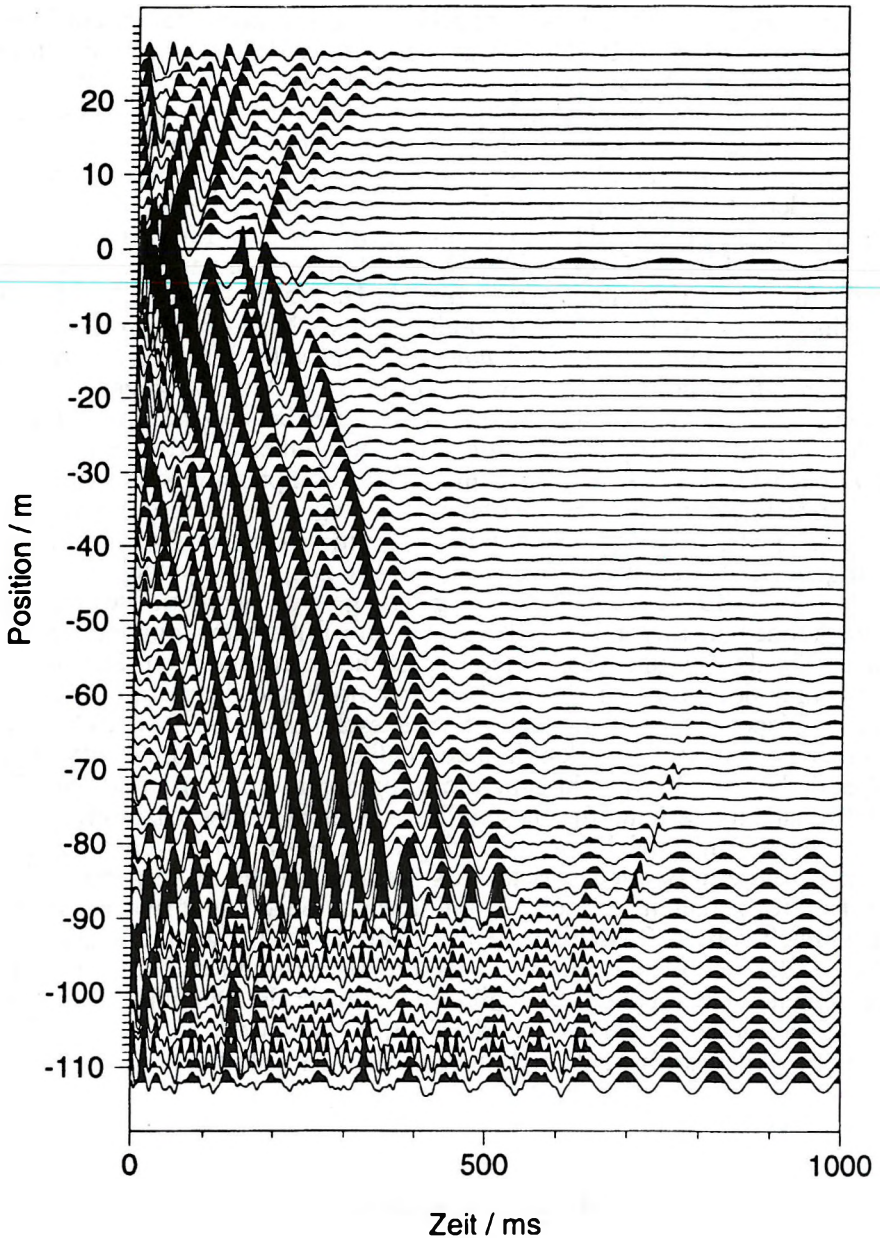


Abb. 13. Auf der Grundlage eines anelastischen Referenzmodells rekomprierte Seismogramme des in der Abbildung 3 dargestellten Datensatzes. Die Parameter des Referenzmodells sind dem Text zu entnehmen

Fig. 13. Recompressed seismograms of Fig. 3, based on an unelastic reference model. The parameters of the reference model are to be found in the text

13. ábra. A 3. ábra újra összenyomott szeizmogramja, rugalmatlan referencia modell alapján. A referencia modell paraméterei a szöveges részben található

Altlastenflächen, ist nur mit der Unterstützung einer ganzen Palette von Verfahren, die die Abschätzung des tatsächlichen Gefährdungspotentials und die Ortung des Gefahrenherdes ermöglichen, gewährleistet. Ein Teil dieser Verfahren sind geophysikalische Methoden, die sich wiederum, je nach angewandter Methode, in verschiedene Kategorien aufteilen. In dieser Arbeit wurde untersucht, welche Möglichkeiten durch den Einsatz seismischer Oberflächenwellen, insbesondere vom Rayleightyp, bei der Vermessung der oberflächennahen und inhomogenen Untersuchungsobjekte gegeben sind. Dabei ist daran gedacht, nach Möglichkeit im Zuge einer ohnehin vorgenommenen refraktionsseismischen Messung die Oberflächenwellen-Signale mitzuregistrieren. Für den Einsatz von Oberflächenwellen in dieser Kombination und für oberflächennahe und lateral inhomogene Untersuchungsobjekte liegen bislang noch keine speziellen Erfahrungen vor.

Es wurde ein nennenswertes Verfahren zur Dispersionsanalyse über lateral heterogenem Untergrund entwickelt und seine Eigenschaften demonstriert. Mit diesem Verfahren ist es möglich, ohne Vorkenntnisse über den lateralen Aufbau des Untergrundes den gesamten auf einem Profil gemessenen Datensatz zu analysieren. Als Analyseergebnis werden ortsabhängige Dispersionskurven abgeleitet, die die Dispersion an einem entsprechenden Bezugspunkt und dessen Umgebung repräsentieren. Die laterale Variation der Signaleigenschaften kann aus der lateralen Variation dieser Dispersionskurven gefunden werden und ist ebenfalls Resultat der Analyse. In Bereichen, in denen die laterale Variation nicht zu stark ist, können diese Dispersionskurven einer konventionellen Inversion zugeführt werden und die erhaltenen Schichtmodelle zu einem Modell mit Blockstruktur zusammengefügt werden.

Die durch die Dispersionsanalyse erlangten Resultate und Modelle können benutzt werden, um die Dispersion der Rayleighwellen-Signale rückgängig zu machen. Man hat damit ein Instrument, um auf der Grundlage eines lateral homogenen Schichtmodells, welches eine erste Schätzung für den Untergrund darstellen kann, laterale Inhomogenitäten in den Seismogrammen optisch hervorzuheben und eine Interpretation auf diesem Wege zu erleichtern. Die Rekompensation auf der Grundlage eines lateral inhomogenen Referenzmodells kann dazu dienen, Geltungsbereiche und Abweichungen von einer lateral inhomogenen Modellschätzung, wie sie über die Dispersionsanalyse erlangt wird, zu überprüfen. Eine weitere Möglichkeit eröffnet die Rekompensation auf der Grundlage eines anelastischen Mediums. Hier kann die Amplitude der Rayleighwelle als Informationsträger genutzt werden, um für den Fall näherungsweise lateral homogener Verhältnisse die anelastischen Eigenschaften des Untergrundes zu schätzen.

Die Datenbearbeitungskonzepte wurden anhand einer seismischen Messung im Bereich einer altlastenverdächtigen Fläche überprüft und die Ergebnisse interpretiert. Dabei wurde auf einige spezielle Probleme verwiesen, die bei der Messung von Oberflächenwellen-Signalen im Zuge einer refraktionsseismischen Messung auftreten. Im Ergebnis wurde dabei eine deutliche laterale Diskontinuität mit der lateralen Begrenzung der Altlast identifiziert.

Die Mächtigkeit des Altlastenkörpers konnte lokal durch die Inversion lokaler Dispersionskurven abgeschätzt werden.

Danksagung

Die Arbeiten wurden im Rahmen des Verbundvorhabens "Methoden zur Erkundung und Beschreibung des Untergrundes von Deponien und Altlasten" vom BMFT gefördert und von der BGR-Hannover koordiniert. Beiden forschungsfördernden Institutionen gilt unser Dank.

LITERATUR

- BÁTH M. 1974: Spectral analysis in geophysics, Elsevier Scientific Publishing Company
- BREITZKE M. 1990: Ein Normalmodensummutationsverfahren und ein Frequenz-Wellenzahl-Verfahren zur Modellierung, Rekompensation und Migration dispersiver Flözwellen, Berichte des Instituts für Geophysik der Ruhr-Universität Bochum, Reihe A, Nr. 28
- BREITZKE M. 1992: Seismogram synthesis and recompression of dispersive in-seam seismic multimode data using a normal-mode superposition approach, Geophysical Prospecting, 40, pp. 31-70
- CLAERBOUT J. F. 1985: Imaging the earth's interior, Blackwell Scientific Publications
- CLAERBOUT J. F. 1991: Earth soundings analysis: Processing versus inversion, Blackwell Scientific Publications
- MISIEK R. 1991: Inversion von Rayleighwellen in der Ingenieurgeophysik, Diplomarbeit, Institut für Geophysik der Ruhr-Universität Bochum
- SCHNEIDER C. 1993: Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten mit Rayleigh-Oberflächenwellen, Berichte des Instituts für Geophysik der Ruhr-Universität Bochum, Reihe A, Nr. 36.

FELSZÍNI HULLÁMOK ADATAINAK FELHASZNÁLÁSA HULLADÉKLERAKÓ HELYEK KÖRÜLHATÁROLÁSÁRA: EGY ESETTANULMÁNY

Christian SCHNEIDER és Lothar DRESEN

A környezeti és a talajmechanikai feladatok megoldásában a geofizikai módszerek jelentősen segíthetnek. A hulladéklerakó helyek felkutatása az egyik ilyen kiemelt feladat a mérnökgeofizika számára. Legújabbán a diszperzív felszíni hullámokat is magában foglaló felszíni szeizmikát vezették be a mérnökgeofizikai eljárások közé.

A dolgozatban ismertetik a Rayleigh hullám felhasználását a felszínközeli olyan inhomogenitások felkutatására, mint a hulladéklerakóhelyek stb. A Rayleigh hullám észlelése a szokásos refrakciós

mérések keretébe minden jelentősebb költség nélkül beilleszthető. Bemutadják, hogy a „Rayleigh-hullámos” eljárás a rétegzett közegben is alkalmas különböző objektumok kimutatására.

Speciális diszperziós analízist fejlesztettek ki a laterálisan heterogén felszinközeli közeg lehatárolására. Az eljárás használatakor nem szükséges a-priori információ a felszín alatti rétegsorról. Eredményként a diszperziós görbéket kapják, amelyek a felszínalatti képződményeket minden geofonállásban jellemzik. A felszíni hullám jelének horizontális változékonyságát a helyi diszperziós görbékől vezetik le. Ott ahol a diszperziós görbék horizontális változása síma (nem szakadásos) az eljárás szigorú inverzióra is felhasználható. Az inverzió a közeg blokkos megjelenítéséhez vezet.

Továbbá, a Rayleigh hullám jele újra összenyomható, s ezzel a felbontás mértéke növelhető. Ezáltal a laterális feladat értelmezése lényegesen javulhat. Az összenyomás utáni amplitúdók a rétegsor rugalmatlóságának mértékéről is adatokat nyújtanak. A helyi diszperziós görbék leszarmaztatási eljárását, az inverziót és újra összenyomást egy hulladéktemető feletti mérési anyagon mutatják be. Mind a laterális szakadások, mind a hulladék mélységének meghatározását egy türingiai (Németország) felszínhullám méréssel ismertetik.

