



Lehrstuhl für Angewandte Geophysik

Masterarbeit



Vergleich von bevorzugt horizontal
angeregter Scherwellenrefraktionsseismik
und der MASW Methode

Dipl.-Ing. Matthias Hahn, BSc

Mai 2024



EIDESSTÄTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt, den Einsatz von generativen Methoden und Modellen der künstlichen Intelligenz vollständig und wahrheitsgetreu ausgewiesen habe, und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

Ich erkläre, dass ich den Satzungsteil „Gute wissenschaftliche Praxis“ der Montanuniversität Leoben gelesen, verstanden und befolgt habe.

Weiters erkläre ich, dass die elektronische und gedruckte Version der eingereichten wissenschaftlichen Abschlussarbeit formal und inhaltlich identisch sind.

Datum 15.05.2024

Unterschrift Verfasser/in
Matthias Hahn

Zusammenfassung

In der Ingenieurgeologie sind die Auswertungen des Aufbaus des oberflächennahen Untergrundes oft von Bedeutung für die Beurteilungen von geotechnischen Parametern wie Elastizitätsmodul bzw. Scherparameter. Dabei hat sich die kombinierte Auswertung der seismischen Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen bewährt. Mittels der Ergebnisse der beiden Geschwindigkeiten lassen sich die zuvor genannten geotechnischen Parameter berechnen. Der Vorteil gegenüber anderen geotechnischen Methoden wie dem Cone Penetration Test (CPT) ist, dass man diese Parameter für die Länge und Tiefe eines aufgenommenen Profils bekommt, und nicht nur für einen einzelnen Punkt. Mit der Seismik können die punktuellen Ergebnisse der geotechnischen Erkundungsmethoden, wie z.B. CPT, entlang eines Profils genauer miteinander korreliert werden. Die Fragestellung, die durch diese Arbeit beantwortet werden soll ist: sind die berechneten Wellengeschwindigkeiten mit einer zur Profilrichtung horizontal angeregten Refraktionsseismik ident oder ähnlich zu den Geschwindigkeitsergebnissen aus der Multichannel Analyses of Surface Waves Methode (MASW Methode)? Bei der Aufnahme der Daten für die MASW-Methode lassen sich P- und S-Wellengeschwindigkeiten mit demselben Datensatz auswerten. Dadurch wird der Aufbau der Profilgeometrie der Geophone sehr vereinfacht, was im Verhältnis zur P- und S-Wellenrefraktion Zeit und damit Kosten spart.

Abstract

In engineering geology, evaluations of the structure of the near-surface subsurface are often important for the assessment of geotechnical parameters such as modulus of elasticity or shear parameters. The combined evaluation of the seismic velocities of the P- and S-waves has proven its worth in this context. The geotechnical parameters mentioned above can be calculated using the results of the two velocities. The advantage over other geotechnical methods such as the Cone Penetration Test (CPT) is that these parameters are obtained for the length and depth of a recorded profile and not just for a single point. This enables the calculation of various geotechnical verifications along profiles and thus increases the accuracy and safety of structures, as the geotechnical parameters are known for a larger area. Furthermore, seismics can be used to correlate the point results of geotechnical exploration methods such as CPT along a profile more precisely. The question to be answered by this work is: are the calculated wave velocities with refraction seismics excited horizontally to the profile direction identical or similar to the velocity results from the Multichannel Analyses of Surface Waves method (MASW method)? When recording data for the MASW method, P- and S-wave velocities can be analyzed with the same data set. This greatly simplifies the construction of the profile geometry of the geophones, which saves time and therefore costs in relation to the P- and S-wave refraction.

Inhaltsverzeichnis

1	Theorie	1
1.1	Wellenausbreitung im Untegrund	1
1.2	P-Welle	1
1.3	S-Welle	2
1.4	Oberflächenwellen	3
1.5	MASW - Multichannel Analysis of Surface Waves	6
1.6	Transformationsarten	6
1.7	Oberschwingungen	8
1.8	Scherwellenrefraktionsseismik	9
1.9	Refraktionsseismik und MASW im Vergleich	11
1.10	MASW und Refraktion in der Ingenieurgeologie	15
2	Anwendungsbeispiel Großau	17
2.1	Rohdaten	19
2.2	Auswertung Scherwelle	21
2.3	Auswertung MASW	26
3	Anwendungsbeispiel Arriach	35
3.1	Rohdaten	38
3.2	Auswertung Scherwellenrefraktion	39
3.3	Auswertung MASW	42
4	Vergleich Scherwellenrefraktion - MASW	55
4.1	Ergebnisse Anwendungsbeispiel Großau	55
4.2	Ergebnisse Anwendungsbeispiel Arriach	58
5	Interpretation und Zusammenfassung	61
	Anhang	62

Kapitel 1

Theorie

1.1 Wellenausbreitung im Untgrund

Die Wellenausbreitung im Halbraum wird durch die Wellengleichung in Gleichung 1.1 beschrieben:

$$\rho * \ddot{u} = (\lambda + 2\mu) * \nabla * (u * \nabla) - \mu * \nabla \times (\nabla \times u) \quad (1.1)$$

wobei u den Verschiebungsvektor, ρ die Dichte, μ und λ Elastizitätsparameter darstellen. Durch anpassen dieser Gleichung mittels Divergenz und Rotation können die zwei grundlegenden Körperwellenformen abgeleitet werden, die P-Welle (Primär- oder Longitudinalwelle) und die S-Welle (Secondary-, Scher- oder Transversalwelle).

1.2 P-Welle

Die Lösung der Gleichung 1.1 für den P-Wellenanteil wird in Gleichung 1.2 gezeigt:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1.2)$$

wobei K der Kompressionsmodul, μ der Schermodul und ρ die Dichte ist. Die P-Wellengeschwindigkeit ist von Schermodul und Kompressionsmodul abhängig. Damit ist die P-Wellengeschwindigkeit auch von der Wassersättigung des Bodens abhängig. Die P-Welle schwingt in Ausbreitungsrichtung und verursacht dadurch eine Verdichtung der Teilchen. Die P-Welle breitet sich gegenüber der S-Welle bzw. den Oberflächenwellen schneller aus, jedoch besitzt sie in der Regel eine geringere Amplitude. In der Ingenieursgeophysik wird sie bei der Refraktion als erstankommende Welle verwendet, um die P-Wellengeschwindigkeit der Grenzschichten zu berechnen. Auch wird sie in der Reflexionseismik verwendet, wobei sie gegenüber der S-Welle den Vorteil hat, an den Grenzen zum Aquifer bzw. zu Flüssigkeiten wie Öl und Gas in der Regel Reflexionen zu erzeugen. Dadurch können unter anderem deren Tiefe und die Änderung über die Zeit gemessen werden (Shearer, 2009), (Telford et al., 1990).

1.3 S-Welle

Die Lösung der Gleichung 1.1 für den S-Wellenanteil wird in Gleichung 1.3 gezeigt:

$$\frac{\omega}{k} = v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.3)$$

wobei ω die Kreisfrequenz und k die Wellenzahl angibt. Es zeigt sich, dass die S-Welle von dem Schermodul μ und der Dichte ρ abhängig ist. S-Wellengeschwindigkeiten und deren Dämpfung sind daher vernachlässigbar von der Wassersättigung des Bodens abhängig. In einem homogenen unendlichen Festkörper beeinflussen P-Welle und S-Welle sich gegenseitig nicht. Für heterogene Bedingungen trifft das nicht zu.

Scherwellen schwingen normal zu ihrer Ausbreitungsrichtung. Hierbei werden zwei Schwingrichtungen von Scherwellen unterscheiden: horizontal und vertikal gepolte Scherwellen. Diese Einteilung wird nach der relativen Ausrichtung zur Oberfläche vorgenommen. Je nach Anregungsart entstehen die beiden Arten bereits am Anregungspunkt bzw. werden an geologischen Schichtgrenzen generiert. Wird eine P-Welle angeregt entsteht gleichzeitig eine vertikale S-Welle, eine S_V -Welle. Trifft eine P-Welle auf eine Schichtgrenze werden auch an dieser S_V -Wellen generiert, welche an der Oberfläche gemessen werden können.

Für die Erzeugung von horizontalen Scherwellen, auch S_H -Wellen genannt, muss an der Oberfläche eine horizontale Anregung des Untergrunds erzeugt werden. Trifft eine S_H -Welle auf eine ebene Schichtgrenze werden dort nur S_H -Wellen erzeugt, welche sich wieder Richtung Oberfläche ausbreiten. Diese Methode hat den Vorteil, dass es keine P-Wellenüberlagerung gibt. Jedoch müssen hier Anregungsarten wie Hammer-schlag bzw. Vibroseismik verwendet werden. Trifft die S_H -Welle auf eine geneigte Schichtgrenze entstehen P und S-Wellen. Hierbei kann es zu komplizierten Orientierungsverscheidungen kommen, wodurch diese nicht mehr als reine S_H -Wellen gekennzeichnet werden können, wie in Abbildung 1.1 gezeigt wird (Mi et al., 2015).

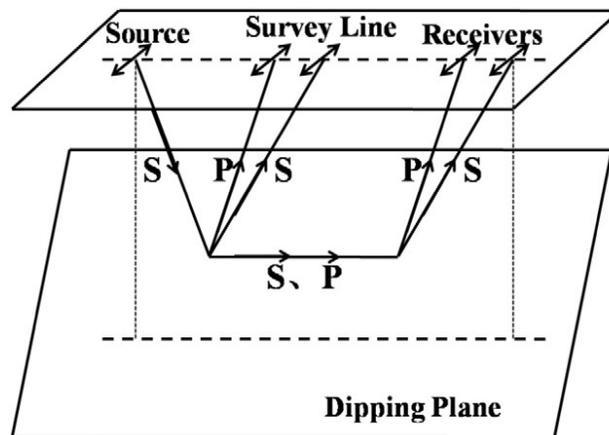


Abbildung 1.1: S_H -Wellen Reflexion/Refraktion an einer geneigten Schichtgrenze (Mi et al., 2015)

1.4 Oberflächenwellen

Im Gegensatz zur Körperwelle, die sich im Halbraum unter der Oberfläche ausbreiten, bewegen sich Oberflächenwellen entlang der Grenzfläche Atmosphäre-Untergrund. Es wird zwischen zwei Wellentypen unterschieden: Lovewellen und Rayleighwellen (Dobrin, 1960). Lowrie (2007) beschreibt die Rayleighwelle (L_R) als eine Kombination aus P- und S_V -Welle. Dadurch entsteht eine rotierende Bewegungsellipse, bei der die Hauptachse vertikal und die Nebenachse entlang der Ausbreitungsrichtung schwingt. Dies entspricht einer Kombination aus S_V und der P-Welle. Abbildung 1.2 zeigt eine Illustration der Rayleighwelle mit der Bewegungsrichtung der Teilchen auf einer elliptischen Bahn gegen den Uhrzeigersinn. Dabei beschreibt β die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Körperscherwelle im Untergrund. Lowrie (2007) führt hier an, dass die V_{LR} 92% der Geschwindigkeit der Körperscherwelle hat, was für eine konstante Poissonzahl von 0,25 gilt. Die Eindringtiefe der Amplitude der Rayleighwelle nimmt exponentiell mit der Tiefe ab, wobei man einen Einfluss auf die Bodenpartikel bis zu einer Tiefe von e^{-1} der Amplitude erwarten kann, was zirka 0,4 der Wellenlänge λ entspricht. Dabei dringen große Wellenlängen tiefer in den Untergrund ein als kleine.

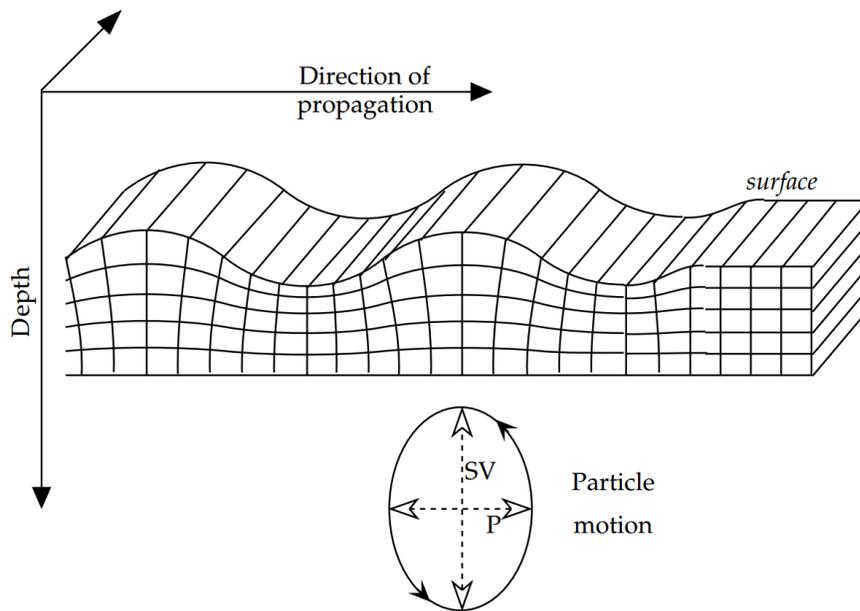


Abbildung 1.2: Partikelbewegung der Rayleighwelle (Lowrie, 2007)

Die Lovewelle L_Q beschreibt eine horizontale Welle mit Bodenpartikelbewegung normal zur Ausbreitungsrichtung entlang der Oberfläche. Reine S_H -Körperwellen können sich entlang der Oberfläche nicht ausbreiten. Der Grund dafür ist, dass die Scherparameter von Luft im Vergleich zum Untergrund verhältnismäßig klein sind, wodurch man sie allgemein mit 0 ansetzen kann. Laut Love können jedoch an der Oberfläche Wellen ähnlich der S_H -Welle entstehen, wie in Abbildung 1.3 gezeigt.

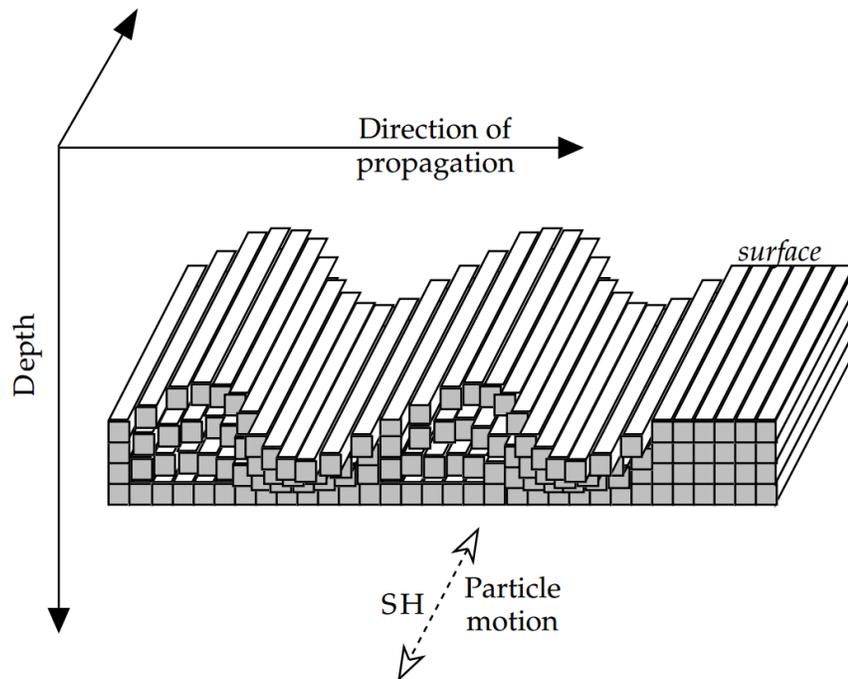


Abbildung 1.3: Partikelbewegung der Lovewelle (Lowrie, 2007)

Die Lovewelle entsteht, wenn S_H -Wellen zwischen der Luft-Bodengrenze und einer Schichtgrenze im Boden reflektiert werden. Dabei muss jedoch die Scherwellengeschwindigkeit der oberflächennahen Schicht β_1 kleiner sein als der darunterliegenden Schicht β_2 . Die dadurch entstehende Lovewelle hat eine Geschwindigkeit von $\beta_1 < v_{LQ} < \beta_2$. Dabei zeigt die Geschwindigkeit der Lovewelle eine Abhängigkeit von der Wellenlänge/Frequenz, wobei kleine Wellenlängen sich der Geschwindigkeit β_1 und größere Wellenlängen der Geschwindigkeit β_2 annähern. Das bedeutet, dass Lovewellen nur in einem geschichteten Medium mit einem Geschwindigkeitsanstieg mit der Tiefe entstehen. Abbildung 1.4 zeigt ein Beispiel der Reflektion der Lovewelle an der Grenzschicht zwischen β_1 - β_2 und der Oberfläche.

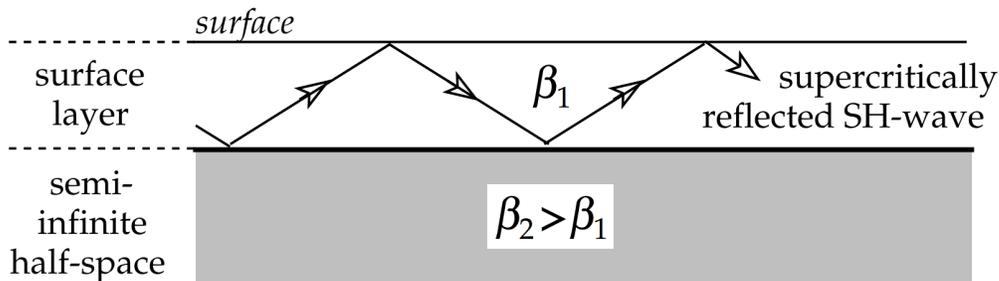


Abbildung 1.4: Entstehung der Lovewelle aus reflektierten S_H -Wellen (Lowrie, 2007)

Grundsätzlich zeigen Lovewellen dispersives Verhalten, Rayleighwellen sind bei einem homogenen Untergrund nicht-dispersiv. Da man jedoch unter realen Verhältnissen immer auf inhomogenen Untergrundaufbau trifft, kann man ein dispersives Verhalten beider Wellentypen bei Messungen erwarten. Dadurch entstehen Wellenpakete mit verschiedenen Wellenlängen, die sich dann als Oberflächenwellen mit der sogenannten Gruppengeschwindigkeit U ausbreiten. Die Geschwindigkeit jeder Welle in diesem Wellenpaket wird als Phasengeschwindigkeit c bezeichnet. Da U abhängig von c ist und c abhängig von der Wellenlänge bzw. Frequenz, kann auch U mit den Wellenlängen der einzelnen Wellen beschrieben werden. Gleichung 1.4 beschreibt die Gruppengeschwindigkeit U , wobei ω die Kreisfrequenz, k die Wellenzahl und λ die Wellenlänge beschreibt (Lowrie, 2007).

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} = \frac{\delta(ck)}{\delta k} = c + k \frac{\delta c}{\delta k} = c - \lambda \frac{\delta c}{\delta \lambda} \quad (1.4)$$

Abbildung 1.5 zeigt anschaulich, wie sich Wellenpakete und die darin enthaltenen Wellen mit unterschiedlicher Phasengeschwindigkeit c ausbreiten. Die Einhüllende um das Wellenpaket in oberen Bild a) zeigt die Energie in dem Wellenpaket der Oberflächenwelle, welche sich mit der Geschwindigkeit U ausbreitet. Nach einer Zeit Δt hat sich die Welle mit Geschwindigkeit c im Wellenpaket um die Strecke $c/\Delta t - U/\Delta t$ weiterbewegt als das Wellenpaket, was zu einer Relativverschiebung im Paket führt. Besser wird dies in Abbildung b) sichtbar, wo sich die langen Wellenlängen durch das Paket mit zunehmender Zeit und Distanz schieben und sich dadurch die Form des Wellenpaketes ändert (Lowrie, 2007).

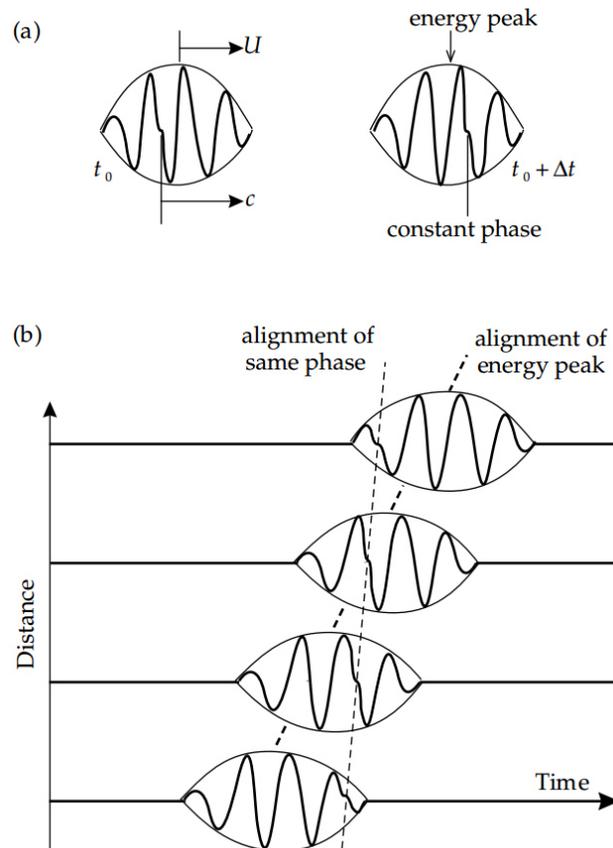


Abbildung 1.5: a) Bewegung der Welle durch das Wellenpaket; b) Bewegung in einem Weg-Zeitdiagramm dargestellt (Lowrie, 2007)

1.5 MASW - Multichannel Analysis of Surface Waves

Die MASW Methode ist ein Werkzeug für die Berechnung der Scherwellengeschwindigkeitsverteilung in Oberflächennähe. Dabei können die oberen 10er Meter Tiefe erkundet werden. Diese Technik wurde in den späten 1990er Jahren entwickelt und verwendet grundsätzlich die Oberflächenwellen für die Modellierung. Hier wird für die Erstellung des Untergrundmodells das dispersive Verhalten der Oberflächenwelle genutzt. Zuerst wird die Aufnahme vom Zeitbereich in den Frequenzbereich transformiert. Dabei entsteht ein sogenanntes Overtone-Image. Darin zeigt sich die Amplitudenverteilung nach Phasengeschwindigkeit und Frequenz. Hieraus wird die Dispersionskurve konstruiert. Die Dispersionskurve beschreibt den Verlauf größten Amplitude abhängig von Frequenz und Phasengeschwindigkeit. Schlussendlich wird mittels Inversion der Dispersionskurven auf das V_S -modell zurückgerechnet. Hier ist vor allem die genaue Ermittlung der Dispersionskurve der kritischste Teil, weil dies das Ergebnis des berechneten V_S -Profils stark beeinflusst. Ein Vorteil der MASW-Methode ist die Amplitude von Oberflächenwellen, welche im Verhältnis zu anderen Wellentypen im Untergrund relativ groß ist. Daher kann man mit der MASW-Methode verhältnismäßig hohe Auflösungen in Umgebungen mit hohem Hintergrundsignalen (Noise) erzielen (Park et al., 1999a), (Song et al., 2005). Ein Beispiel für einer transformierten Aufnahme (Overtone-Image) ist in Abbildung 1.6 zu sehen.

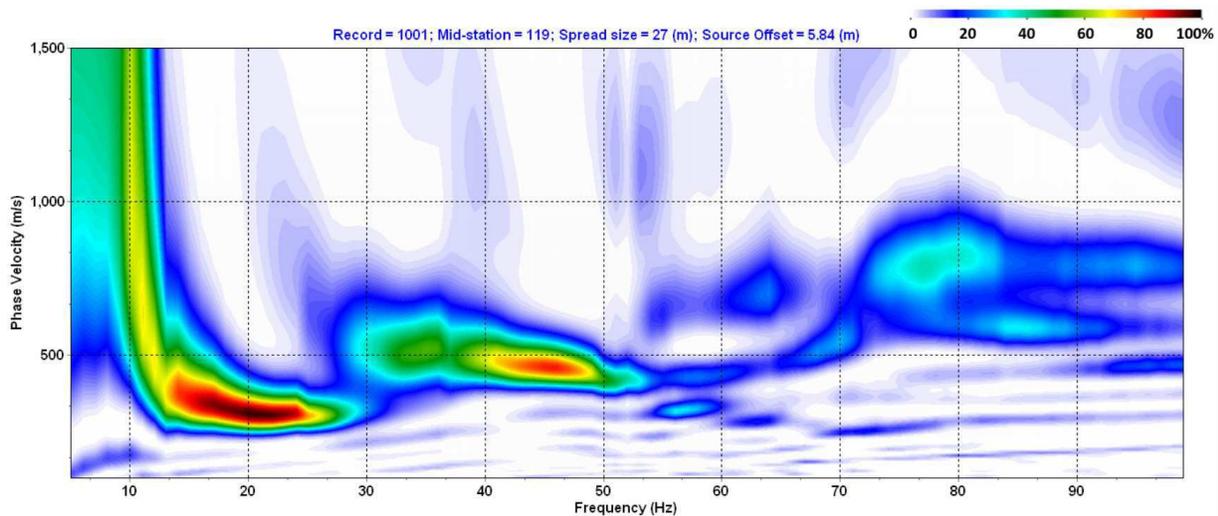


Abbildung 1.6: Beispiel einer transformierten Aufnahmen (Overtone-Image); Die Frequenz-Geschwindigkeitsbereiche mit relativ hoher Amplitude sind rot dargestellt

1.6 Transformationsarten

In der verwendeten Software des Kansas Geological Survey Surfseis 6 werden die zwei Transformationsarten High Resolution Linear Radon Transformation und die phase-shift Methode angewendet, um die Overtone-Images zu berechnen. Diese transformieren die Daten aus dem Zeitbereich in den Frequenzbereich. Das Ziel der Transformation ist eine möglichst gute Auflösung der Dispersionenergie um somit eine Unterscheidung zwischen der Grundschwingung und den Höheren Modi zu ermöglichen. Als Basis für diese Methoden gilt die Fouriertransformation, wie sie allgemein in Gleichung 1.5 beschrieben ist.

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{i\omega t} dt \quad (1.5)$$

wobei $F(\omega)$ die transformierte Funktion $f(t)$ im Frequenzbereich mit der Kreisfrequenz ω ist (Buttkus, 2000). Die Linear Radon Transformation beschreibt die Summierung der Amplitude von Daten welche durch einen "linear moveout" erzeugt werden. Dabei kann die Radondomain $p(p, \tau)$ in die Datendomain $d_{(x,t)}$ transformiert werden und vice versa, wie in Gleichung 1.6:

$$d_{(x,t)} = \sum_{p=p_{min}}^{p_{max}} m_{(p, \tau=t-px)} \quad (1.6)$$

und in Gleichung 1.7 beschrieben:

$$m_{(p, \tau)} = \sum_{x=x_{min}}^{x_{max}} d_{(x, t=\tau+px)} \quad (1.7)$$

wobei t die Zeit ist, x der Offset zwischen Anregungspunkt und Aufnehmer, τ die "zero offset intercept time" und p die Langsamkeit in dem Bereich max-min ist (Yilmaz et al., 1987). Diese Formel kann auch in Matrizen geschrieben werden. Führt man zuvor noch ein Fouriertransformation durch, wird sie in Form wie in Gleichung 1.8 angeschrieben:

$$d = Lm \quad (1.8)$$

wobei $L = e^{i2\pi fpx}$, d das shotgather und m das Radonpanel beschreibt. Für die Anwendung einer High Resolution Linear Radon Transformation wird das gewichtete konjugierte Gradient-Verfahren angewandt. Dabei wird über iterative Schritte versucht von einem Ausgangsvektor aus den optimalsten Weg zum Datenminimum zu finden. Auf Basis des Informationsstandes am Startpunkt wird jene Richtung im Datenraum eingeschlagen, die gewährleistet das nach N Iterationen das Minimum erreicht wird. Nach jedem Iterationsschritt kommt es zur erneuten Berechnung des Ausgangsvektors und der Ausrichtung des nächsten Iterationsschrittes. Die Gewichtung hilft dabei, störende Überlagerungen des Signals zu dämpfen und dadurch eine höhere Auflösung zu erzielen (Luo et al., 2008). Abbildung 1.7 zeigt die Radontransformation der Abbildung 1.6.

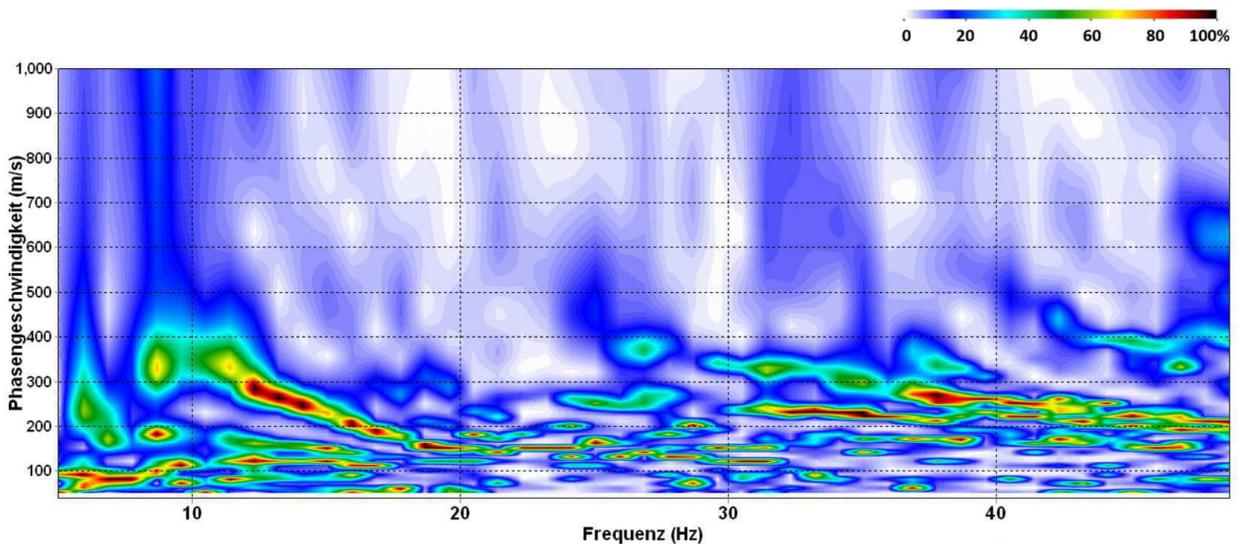


Abbildung 1.7: Beispiel der Radontransformation von Abbildung 1.6

Die phase-shift Methode funktioniert nach folgenden Schema. Zuerst beschreibt man ein Signal eines Geophones $U_{(x,w)}$ wie in Gleichung 1.9:

$$U_{(x,w)=A_{(x,w)}e^{-i\Phi x} \quad (1.9)$$

Danach wendet man eine Integraltransformation wie in Gleichung 1.10 an:

$$V_{(w,\Phi)} = \int e^{i\Phi x} [U_{(x,w)}] / |U_{(x,w)}| dx V_{(w,\Phi)} = \int e^{-i(\Phi-\phi)x} [A_{(x,w)}] / |A_{(x,w)}| dx \quad (1.10)$$

wobei $\Phi = w/c_w$, w die Kreisfrequenz und c_w die Phasengeschwindigkeit für die dementsprechende Kreisfrequenz ist. Bei dieser Transformationsart wird zuerst eine Offset-abhängige Phasenverschiebung für eine Phasengeschwindigkeit berechnet, dieser zum Wellenfeld der dementsprechenden Frequenz hinzugefügt und abschließend über den Offset des Wellenfelds aufsummiert. Sphärische Divergenz und Dämpfung werden durch Normalisieren von $U_{(x,w)}$ ausgeglichen. Bei $\Phi = \phi$ hat man ein Maximum erreicht. Beim Auftreten eines Spitzenwertes von $V_{(w,\phi)}$ kann c_w berechnet werden, wobei es mehrere Spitzenwerte bei gleichem ϕ geben kann, wenn Oberschwingungen auftreten. Transformiert man vom Frequenz-Phasenbereich $V_{(w,\phi)}$ in den Frequenz-Phasengeschwindigkeitsbereich $I_{(w,c_w)}$ um, kann man aus dem Wellenfeld Dispersionskurven erzeugen, wobei hier auf die Spitzenwerte entlang der c_w geachtet wird (Park, 1999). Ein Beispiel für eine Phasenverschiebungstransformation wird in Abbildung 1.6 gezeigt.

1.7 Oberschwingungen

Auf seismischen Aufnahmen sind meist Oberschwingungen auf der Grundschwingung, der Grundwelle mit niedrigerer Frequenz, zu erkennen. Dabei überlagern sich diese mit anderen Oberschwingungen und Mikroseismikevents mit geringem Frequenzunterschied, wodurch das genau Filtern dieser Oberschwingungen wichtig für die Differenzierung ist (Crampin et al., 1965).

In der MASW können höhere Modi verwendet werden, um zusätzliche Informationen für das Modell der Geschwindigkeitsverteilung zu generieren. Laut Xia et al. (2003) erbringt die Auswertung und Inversion der Grundschwingung meist eine Genauigkeit von rund 15% der tatsächlichen Scherwellengeschwindigkeit. Bei höherem Genauigkeitsbedarf oder falls die Grundschwingung instabile Ergebnisse liefert, wird eine zusätzliche Auswertung der Oberschwingungen nötig. Dies kann vor allem der Fall sein, wenn die Grundschwingung von Körperwellen überlagert wird. Hierbei spielt die Art der Erzeugung der Dispersionskurven eine Rolle, um die Oberschwingungen von der Grundschwingung trennen zu können. Abbildung 1.8 zeigt ein Beispiel einer Bohrloch-Oberflächenwellenmessung mittels MASW. Um höhere Modi nutzbar zu machen, muss die Energie darin relativ zur Grundschwingung groß sein. Dies geschieht vor allem bei größerer Distanz des Anregungspunktes zum ersten Aufnehmer (Park et al., 1999b).

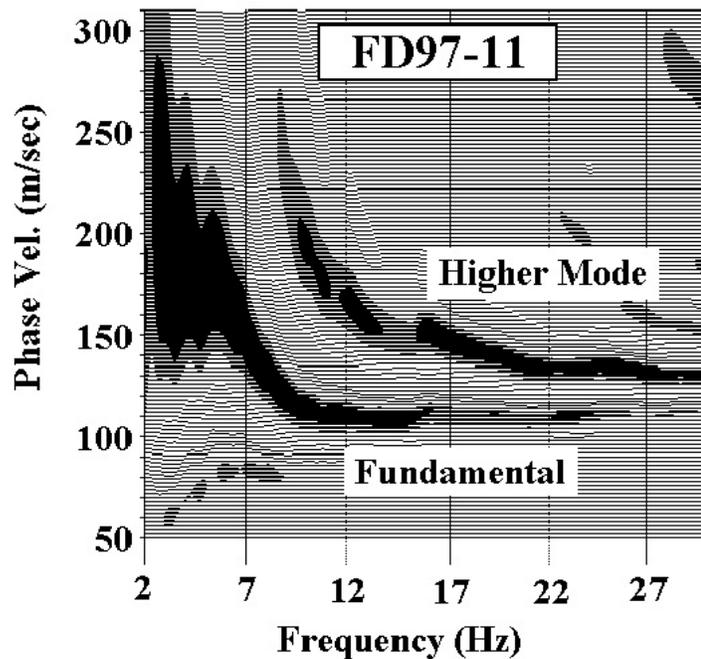


Abbildung 1.8: Höherer Modus in einem Overtone-Image einer Bohrloch-Oberflächenwellenmessung FD97-11 in Fraser River Delta nahe Vancouver, British Columbia. Die Grundschiwingung zeigt sich zwischen 100 und 200 m/s, der erste höhere Modus zwischen 150 und 200 m/s (Park et al., 1999b)

Die Inversion der Grundschiwingung plus Oberschwiungen funktioniert gleich wie bei reiner Oberschwiungen. Dabei werden die Dispersionskurven der Oberschwiungen als zusätzliche unabhängige Messpunkte verwendet (Luo et al., 2007).

1.8 Scherwellenrefraktionsseismik

Die Scherwellenrefraktionsseismik lässt sich durch die Polarisation der Welle relativ zur Oberfläche einteilen. Die Welle wird an einer Schichtgrenze unter dem kritischen Winkel refraktiert und trifft auf der Oberfläche wieder polarisiert auf. Die Refraktionsseismik wird für die Ermittlung der Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund verwendet (Telford et al., 1990).

Für die Ermittlung der Geschwindigkeitsverteilung gibt es verschiedene Methoden der Inversion. Es werden drei Arten vorgestellt: Wellenfrontinversion (wavefront-inversion), Refraktionstomographie (refraction tomography) und Vorwärts-Welleninversion (forward raytracing).

Eine Möglichkeit für Berechnung in der Tomographie ist die Nutzung der Lösung der Eikonal Gleichung. Man nimmt eine ebene Wellenfunktion an, wie in Gleichung 1.11:

$$P(x,y,z;t) = p_0(x,y,z)e^{-i\omega(t-t_{x,y,z})} \quad (1.11)$$

mit $p_0(x,y,z)$ als räumlich variierende Amplitude und $t_{x,y,z}$ als räumlich variierende Ausbreitungszeit. Wird die Amplitude als konstant angenommen, kann die obige Gleichung in die Lösung der skalaren Wellenglei-

chung Gleichung 1.12 eingesetzt werden.

$$\frac{\delta^2 p}{x^2} + \frac{\delta^2 p}{y^2} + \frac{\delta^2 p}{z^2} = \frac{1}{v_{x,y,z}^2} \frac{\delta^2 p}{t^2} \quad (1.12)$$

wobei $v_{x,y,z}^2$ der Geschwindigkeitsverteilung der Welle ist. Setzt man nun die obige Gleichung ein, ergibt sich die Eikonalgleichung Gleichung 1.13:

$$\nabla^2 t = \frac{\delta^2 t}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 t}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 t}{\delta z^2} = s^2 \quad (1.13)$$

wobei t die Zeit ist, die die Welle vom Anregungspunkt zu einem speziellen Aufnehmer braucht und s die Langsamkeitsverteilung ist. Schreibt man die Gleichung mit der Perturbation des Hintergrundmodells an, wobei δt die Perturbation der Ausbreitungszeit und δs die Perturbation des Langsamkeitsmodells ist, und vernachlässigt man die Terme höherer Ordnung, lässt sich die Formel wie in Gleichung 1.14 anschreiben:

$$\nabla t \cdot \nabla \delta t = |\nabla t| d\hat{l} \cdot \nabla \delta t = \delta s \quad (1.14)$$

$d\hat{l}$ beschreibt hierbei den Einheitsvektor, welcher parallel zum unperturbierten Wellenpfad angeordnet ist. $d\hat{l}$ kann auch als $d\frac{d}{dl}$ angeschrieben werden. Dividiert man aus der Gleichung die unveränderten Startmodellvektoren, kann man die Fréchet Ableitung anschreiben. Integriert man zusätzlich über den original Wellenstrahlenpfad vom Ausgangspunkt des Anregungspunktes bis zum Aufnehmer am Punkt x erhält man die Gleichung 1.15:

$$\delta t = \int_{raypath} \delta s dl \quad (1.15)$$

welche auch als perturbierter Laufzeitintegral bezeichnet wird. Der Vorteil an dieser Methode ist, dass die Perturbation der Laufzeit aus dem Integral über den originalen Strahlenweg der Perturbation der Langsamkeit abgeleitet werden kann. Hiermit muss der Strahlengang durch ein perturbiertes Langsamkeitsmodell nicht neu berechnet werden und damit wird der Rechenaufwand der Perturbation der Laufzeit gesenkt. Für die Umsetzung kann das Laufzeitintegral als gewichtete Summe angeschrieben werden, wie in Gleichung 1.16 gezeigt:

$$t_i = \sum_{j=1}^N l_{(ij)} s_j \quad (1.16)$$

wobei l_{ij} die Segmentlänge des i th Strahls durch die j th Zelle ist. Diese Formel kann auch zur Vereinfachung mit der Matrix-Vektor Notation angeschrieben werden $Ls = t$ wobei t der Laufzeitvektor, s die unbekanntes Langsamkeiten und L die Segmentlängen der Strahlengänge beschreibt. Da es durch Fehler im physikalischen Modell, der gewählten Laufzeiten, und anderen Einflüssen zu keiner exakten Lösung kommt, muss man hier eine Näherung an die optimale Lösung durchführen. Im optimalen Punkt ist die erste Ableitung des Fehlers gleich 0. Für ein überdeterminiertes Gleichungssystem kann die Gaus-Newton Methode angewandt werden. Dies führt zur folgenden Gleichung 1.17:

$$L^T L s = L^T t \quad (1.17)$$

Die Methode der kleinsten Fehlerquadrate führt zur optimalen Lösung s^* des Langsamkeitsvektors. Hierbei kann die Gleichung neu angeschrieben werden mit $r = Ls - t$, wobei der Abweichungsvektor r normal auf den Laufzeitvektor Ls steht, wenn die Lösung s^* gefunden wurde (Schuster et al., 2017).

Für die Refraktionstomografie der verwendeten Software ReflexW wird eine 2-dimensionale Tomographiemethode verwendet welche auf der "simultaneous iterative reconstruction technique - SIRT" basiert. Hierbei werden die Daten aller Projektionen bei jedem Iterationsschritt simultan verwendet (Gilbert, 1972).

In der Software wird die forward ray tracing Methode als eine Form der Finite Differenzen Näherung der Eikonalgleichung beschrieben. Die Finite Differenzen Methode verwendet die Näherung an Differentialgleichungen mittels Differenzenquotienten, welche man an Gitterpunkte eines definierten Netzes mittels Gleichungssysteme löst. Vidale (1988) verwendet in seiner Anwendung für die Finite Differenzen Methode zwei Näherungen der Eikonalgleichung, einmal für den ebenen Fall und einmal für kreisförmige Wellenfronten. Es werden nach Bedarf die beiden Arten kombiniert um bei linearen Verhalten die ebene, bei gekrümmten Flächen die kreisförmige Wellenfrontgleichung zu benutzen. Verglichen wird diese Methode mit dem sogenannten Ray Tracing. Dabei wird anstatt der verschiedenen Wellenfrontenarten das quadratische Gitter in Dreiecke mit linearen Gradienten umgewandelt. Der Weg der ausbreitenden Welle durch ein Dreieck ist ein Teil des gesamten gekrümmten Wellenpfades, welcher so analytisch lösbar wird (Stork, 1988).

1.9 Refraktionsseismik und MASW im Vergleich

Die Refraktion wird bei geschichteten Untergrund mit ansteigender Geschwindigkeit verwendet. Dagegen kann man mit der MASW-Methode auch Zwischenschichten mit Geschwindigkeitsreduktion (Geschwindigkeitsinversion) modellieren. Wird die MASW auf einem Profil für eine Refraktion aufgenommen, wird bei passender Geometrie dieselbe Geophonauslage verwendet. Abbildung 1.9 zeigt die Möglichkeit der Aufnahme mit rollender und fixierter Auslage, mit inaktiven Geophonen. Sheehan et al. (2004) vergleicht die P-Wellenrefraktionsstomographie mit der MASW-Methode. Die Autoren kommen zum Schluss, dass die beiden Methoden zu ähnlichen Ergebnissen führen. Wird vor der Refraktionsaufnahme die MASW bereits mitgeplant, lassen sich diese beiden Methoden gut kombinieren.

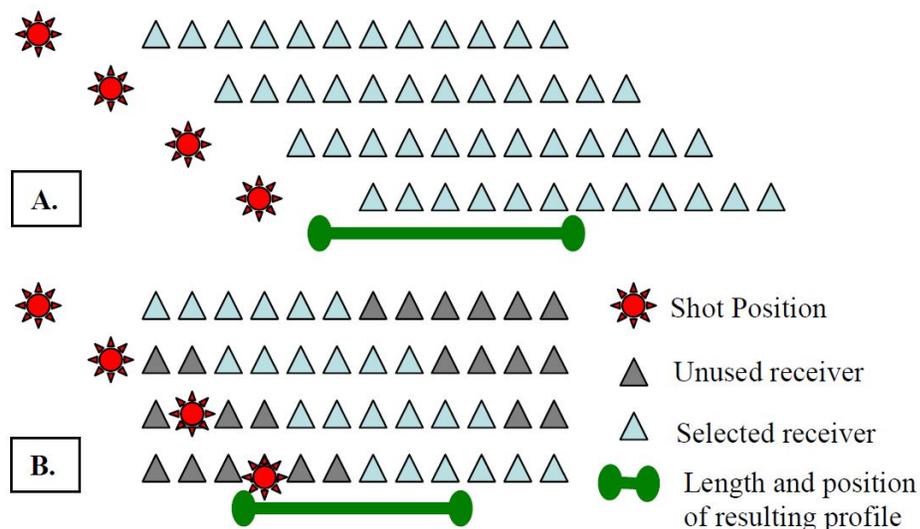


Abbildung 1.9: MASW-Methode mit rollender (A) und fixierter (B) Auslage (Sheehan et al., 2004)

Schwenk et al. (2012) zeigt, dass die MASW-Methode und die S_H -Tomographie kombiniert für die Anpassung der Startmodelle verwendet werden können. Hier wurde das Startmodell der Tomographie aus einer Rayleighwelle-MASW gewonnen. Mit diesem Ergebnis wurde dann das MASW Startmodell erneut angepasst, damit eine zuvor nicht modellierte Hochgeschwindigkeitslinse berechnet wird. Die Ergebnisse zeigen, dass die Kombination zu einer höheren vertikalen Auflösung bei der MASW und zu einer besseren Auflösung von lateralen Inhomogenitäten bei der Tomographie führen. Meistens wird jedoch die MASW Methode und die P-Refraktionsseismik in Kombination verwendet, damit die Elastizitätskoeffizienten berechnet werden können. Dabei entsteht der Vorteil, dass P-Wellenseismik und MASW gleichzeitig gemessen werden können, da bei der P-Wellenanregung auch ausreichend Oberflächenwellen generiert werden. Es muss jedoch meist ein Kompromiss zwischen MASW- und Refraktionsaufnahmeparameter gewählt werden, sollen beide Techniken mit der gleichen Geophonaufstellung und Messung aufgenommen werden. Der Kompromiss besteht aus Geophonart (Eigenfrequenz) und den Aufstellparametern (Geophonabstand und Profillänge). Sind die Daten jedoch mit ausreichender Qualität für beide Methoden aufgenommen und ausgewertet worden, lassen sich mit der Gleichung 1.18 und Gleichung 1.19 die Elastizitätsparameter berechnen:

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} * \frac{1 - \nu}{(1 + \nu) * (1 - 2 * \nu)}} \quad (1.18)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} * \frac{1}{2 * (1 + \nu)}} \quad (1.19)$$

wobei E der Elastizitätsmodul, ρ die Dichte, und ν die Poissonzahl ist. Daraus kann die Poissonzahl, wie in Gleichung 1.20 berechnet werden:

$$\nu = \frac{0.5 * (V_p^2 - 2 * V_s^2)}{V_p^2 - 2 * V_s^2} \quad (1.20)$$

wobei V_p und V_s die Wellengeschwindigkeiten, E der E-Modul und ν die Poissonzahl beschreiben (Mollehuara Canales et al., 2021). Damit bekommen diese Methoden Bedeutung in der Geotechnik, da die Elastizitätsparameter wichtig für diverse Berechnungen sind.

Erste Versuche für den Vergleich von MASW und S-Wellenseismik gibt es bereits in der Literatur. Netto et al. (2020) beschreibt dabei die Anwendbarkeit beider Methoden für die Kontrolle von Dämmen in Brasilien. Dabei wird auch die S-Wellengeschwindigkeit beider Methoden verglichen. Abbildung 1.10 zeigt ein Ergebnis der vorher genannten Studie. Dabei sind die Geschwindigkeiten der S-Wellenrefraktion in Farbskalar, die der MASW in Balkendiagramm mit den Geschwindigkeiten horizontal dargestellt. Die Ergebnisse zeigen vor allem für die ersten Meter gleiche Geschwindigkeiten. Die Geschwindigkeitsreduktion bei 4m Tiefe kann mittels Refraktion nicht dargestellt werden, da diese Methode auf Geschwindigkeitsinversionen nicht reagiert. Aus den Ergebnissen der MASW kann man auf ein möglicherweise schlecht verdichtetes Material rückschließen, was bei Dammschüttungen möglich ist. Danach sind die Werte bis 375m/s noch bis in eine Tiefe von 8m vergleichbar. Die MASW zeigt ab dieser Tiefe nur noch konstante Werte. Die Ergebnisse der Refraktion zeigen in größeren Tiefen noch einen Geschwindigkeitsanstieg an.

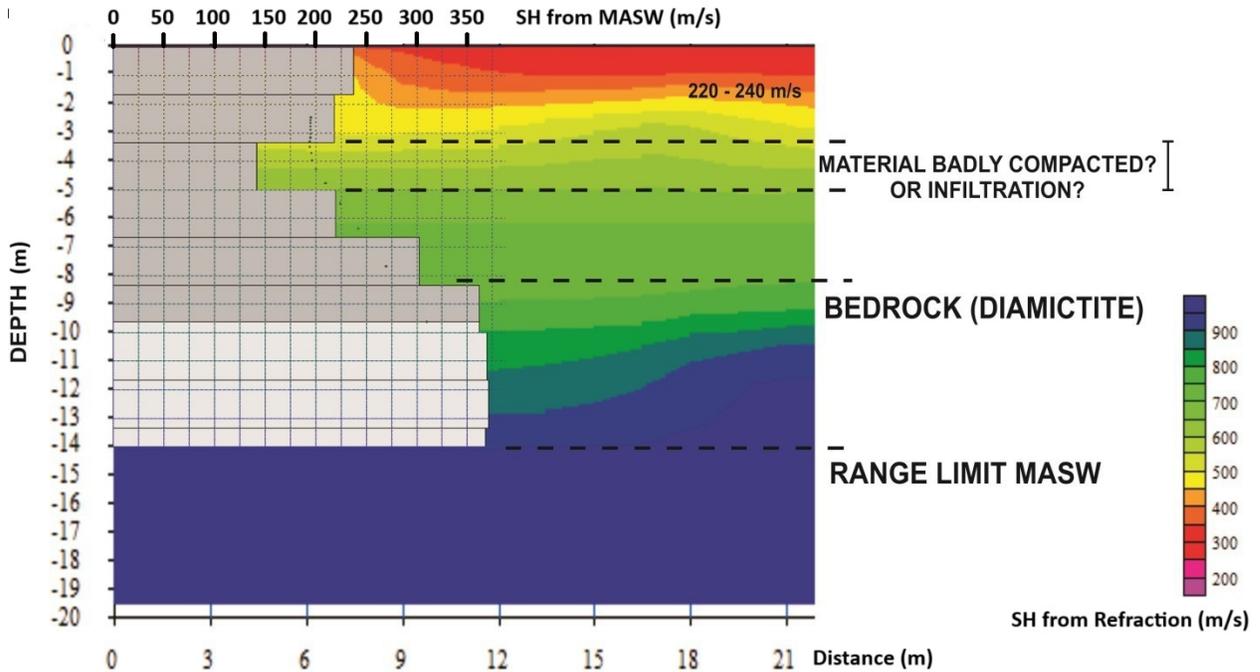


Abbildung 1.10: MASW-Wellengeschwindigkeitsverteilung (graue Balken) und S-Wellengeschwindigkeitsverteilung (Farbskala) im Vergleich nach (Netto u. a., 2020)

Ähnliches lässt sich auch aus der Analyse von Orubu et al. (2018) erkennen. Hier wurden mehrere geophysikalische Methoden für das Monitoring eines Wasserstandverlaufes in Lolo Creek, Montana verwendet. Dabei wurde unter anderem P-Wellenrefraktionsseismik und MASW verwendet. Abbildung 1.11 zeigt die P-Wellenrefraktion der Untersuchung in Montana. Ein horizontal geschichtetes Untergrundmodell mit einem Übergang zum Festgestein in einer Tiefe von zirka 35m ist erkennbar. Vergleicht man dies mit den 1D Ergebnissen der MASW für Profilmeter 100m (links) und 162m (rechts) in Abbildung 1.12, dann zeigt sich bei Tiefe 36 m ein starker Anstieg der P-Wellen- (rot) und S-Wellengeschwindigkeit (blau). Dies entspricht der Festgesteinsgrenze in Abbildung 1.11. Man erkennt einen Geschwindigkeitsanstieg auf 2400m/s, welcher bei beiden Methoden angezeigt wird. Ähnlich dem Beispiel aus Netto et al. (2020) funktioniert dies jedoch nur, wenn es keine Geschwindigkeitsinversion gibt.

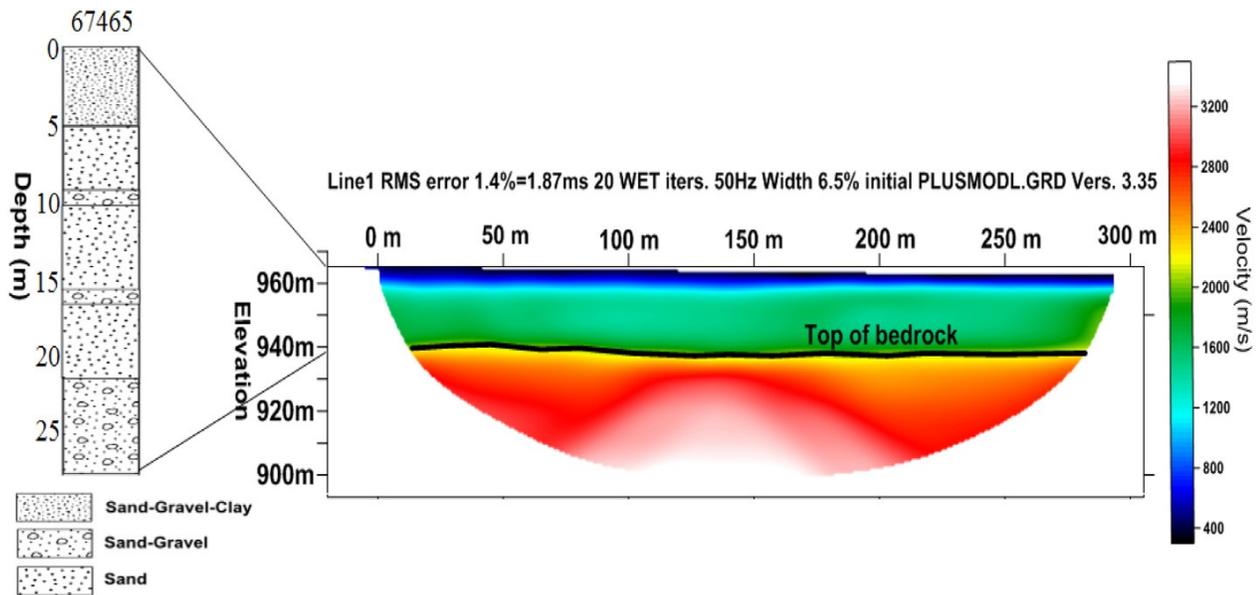


Abbildung 1.11: Ergebnis der P-Wellenrefraktion nach Orubu et al., 2018

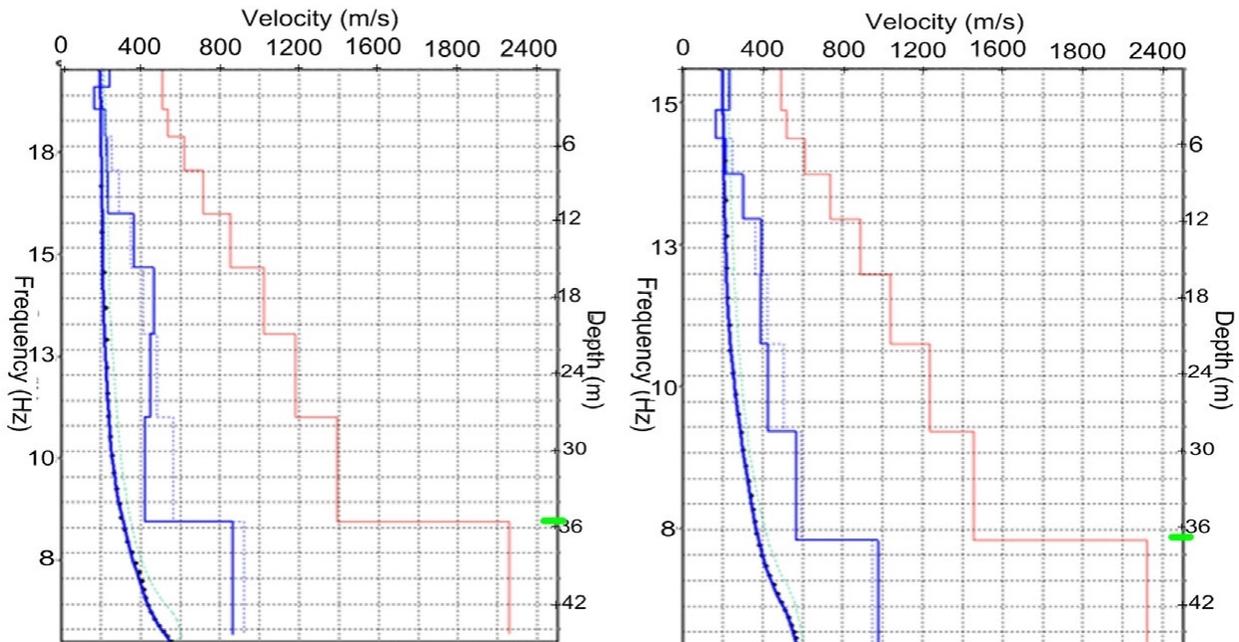


Abbildung 1.12: Ergebnis der MASW an Profilmeter 100m (links) und 162m (rechts); Dunkelblau: berechnete Dispersionskurve; hellblau gepunktet: S-Wellengeschwindigkeitsverteilung MASW Startmodell; blau: S-Wellengeschwindigkeitsverteilung nach Inversion; rot: P-Wellengeschwindigkeitsverteilung nach Inversion Orubu et al., 2018

1.10 MASW und Refraktion in der Ingenieurgeologie

Es gibt ein breites Anwendungsgebiet beider Methoden in oberflächennahen Untergrunderkundung. Wie bereits erwähnt, ist ein Zusammenspiel von der Erkundung der P- und S-Wellengeschwindigkeiten wichtig für die Berechnung von geotechnischen Parametern. Der Vorteil der Seismik ist die flächenmäßige Darstellung der Geschwindigkeitsverteilungen in 2D oder 3D, welche bei geotechnischen Verfahren wie CPT oder Bohrlöchern mit Kerngewinnung nur punktuell möglich ist. Lokale Anomalien, die durch ein Raster von geotechnischen Punkterkundungen übersehen werden, können mit geophysikalischen Methoden aufgefunden oder ergänzend besser dargestellt werden (Helmut Prinz, 2011).

Pegah et al. (2016) beschreibt die Nutzung von MASW und P-Wellenrefraktionsseismik für die Untergrundcharakterisierung eines Windparks, welcher aus Alluvium aus Sand und Kies aufgebaut ist. Die Aufnahme der Wellenausbreitung wurde mit 4,5Hz Vertikalkomponentengeophone durchgeführt. Dabei wurde die MASW- und Refraktionsanalyse aus demselben Datensatz durchgeführt. Aus den Ergebnissen der Untersuchung für 25 Linien wurde der seismischen Widerstandsfähigkeit, der innere Reibungswinkel, der Elastizitätsmodul der einzelnen Schichten und die Poissonzahl berechnet. Für die Korrelierung dieser Parameter mit den seismischen Auswertungen werden meist empirische Formeln benötigt, wie aus dem U.S. National Earthquake Hazard Reduction Program (NEHRP). Die Autoren der Studie bemängeln jedoch, dass die verwendeten empirischen Zusammenhänge nicht bedingungslos für jede geophysikalische Untergrunduntersuchung mit ähnlichem geologischen Aufbau verwendet werden können. Um genauere Resultate zu bekommen, müssten an ausgewählten Positionen in-situ Versuche durchgeführt werden. Mit den seismischen Methoden können die Kosten für diese um einiges verringert werden und ein flächenmäßig ausgedehnteres Modell des Untergrundes erstellt werden.

Rucker (o. D.) beschreibt den Nutzen der Kombination von P-Wellenrefraktionsseismik und Oberflächenwellenseismik für die Untersuchung im Straßenbau. Ein angeführtes Beispiel ist für den Leitungsgrabenbau. Dabei kommt das Problem der notwendigen Absicherung für das Personal auf, welches den Leitungsbau im Graben vornimmt. Da es bei schlechten Untergrundbedingungen zu Einbrüchen und dadurch zu lebensbedrohlichen Verschüttungen kommen kann, ist ein Ausbau des Grabens bei bestimmten geologischen Bedingungen nötig. Hier waren für einen Oberflächenentwässerungskanal in 3m Tiefe Bohrungen für die geotechnische Beschreibung des Untergrundes geplant. Da die Bohrungen jedoch nicht bis in die Zieltiefe abgeteuft werden konnten, wurden Oberflächen- und Refraktionsseismiken durchgeführt. Mittels der Geschwindigkeitsverteilungen wurde auf die Bodenart rückgeschlossen und damit wurde eine Abschätzung für das benötigte Aushubgerät (Größe des Baggers) und die Standfestigkeit des Untergrundes möglich. Abbildung 1.13 zeigt das Ergebnis für die Erkundung dieses Grabenbaus. Dabei zeigt sich, dass mit den Ergebnissen der Oberflächenwellenseismik zusätzliche Schichtgrenzen festgestellt werden konnten. Daher konnte ein Boden mit geringen Kohäsionskräften ab einer Tiefe von 4,6m vorausgesagt werden, welcher für den Grabenbau zusätzliche Sicherungsmaßnahmen erfordert bzw. für das Einbringen des Kanals zusätzliche Verbaumaßnahmen benötigt. Laut Rucker (o. D.) sind bei gleicher Geophonaufstellung die Eindringtiefen mit der Oberflächenwellenseismik größer als mit der P-Wellenseismik. Dies liegt vor allem an der Methodik. Bei der Refraktionsseismik ist die erreichbare Eindringtiefe von der Länge des Profils abhängig, im Verhältnis 1/5 bis maximal 1/3 der Profillänge (Telford u. a., 1990). Das bedeutet, bei einer Profillänge von 50m erreicht man Tiefen von maximal 10-16m. Bei der Auswertung der Oberflächenwellen geht es um die Wellenlänge, welche von der Frequenz und der dazugehörigen Wellengeschwindigkeit abhängig ist, wobei man eine Eindringtiefe von 1/4 der Wellenlänge erreicht (Rucker, o. D.). Bei einer Wellengeschwindigkeit von 400m/s und einer Frequenz von 10Hz entsteht eine Wellenlänge von 40m. Dies bedeutet eine Eindringtiefe von ca. 10m.

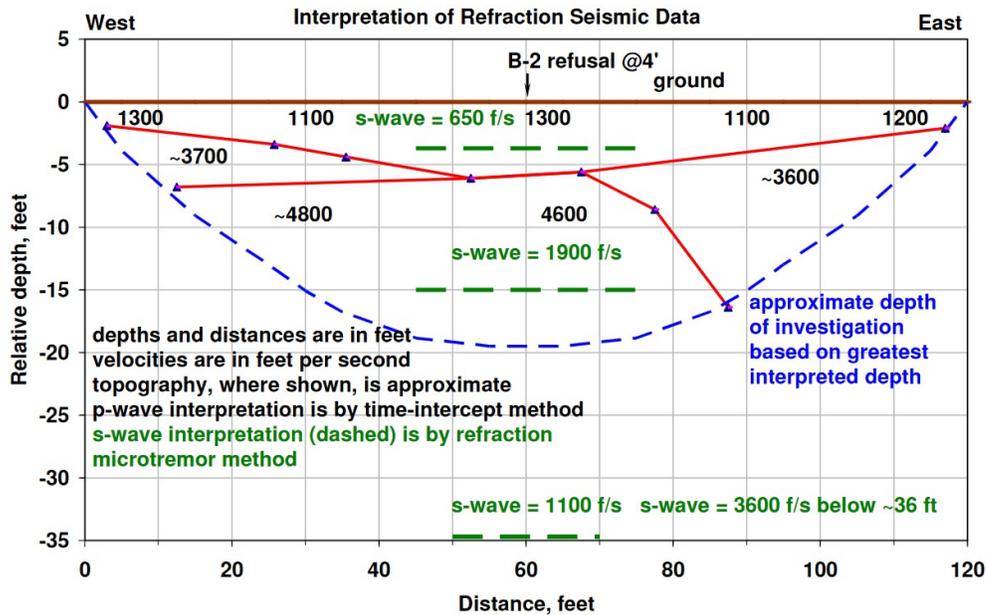


Abbildung 1.13: Darstellung der P-Wellengeschwindigkeiten mit Lithologiegrenzen (rot) und S-Wellengeschwindigkeiten mit Tiefengrenzen (grün) (Rucker, o. D.)

Mohammed et al. (2020) beschreibt die Verwendung der V_S^{30} Geschwindigkeit für die Charakterisierung des Untergrundes. Diese Geschwindigkeit kann als Mittel der Geschwindigkeitsverteilung der oberen 30m unterhalb der Geländeoberfläche gesehen werden und errechnet sich folgendermaßen:

$$V_S^{30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{v_i}}$$

wobei h_i die Mächtigkeit und v_i die Geschwindigkeit der i-ten Schicht beschreibt, welche bis zur N-ten Schicht geht. Dabei wird diese Geschwindigkeitsangabe zum Beispiel für die Einteilung in Erdbebenklassen oder zur Korrelation mit der Schlagzahl des Standard Penetration Tests N_{SPT} Zahl verwendet. Abbildung 1.14 zeigt ein Beispiel für den Zusammenhang zwischen Bodenart und V_S^{30} bzw. N_{SPT} .

Site class	Site description	Parameters	
		V_s^{30} (m/s)	N_{SPT}
A	Hard Rock	> 1500	–
B	Rock	760–1500	–
C	Very dense soil and soft rock	360–760	> 50
D	Stiff soil	180–360	15–50
E	Soft soils, profile with more than 10 ft (3 m) of soft clay	180	< 15
F	Soil requiring site specific evaluations	–	–

Abbildung 1.14: Gegenüberstellung der v_S^{30} , N_{SPT} und der geologischen Beschreibung/Klassifizierung (Mohammed et al., 2020)

Kapitel 2

Anwendungsbeispiel Großau

Für den Vergleich der S_H -Refraktionsegeschwindigkeit unter Scherwellgeschwindigkeit der MASW wurden die Daten von zwei Profilen (Großau und Arriach) ausgewertet. Das Profil Großau wurde im Zeitraum vom 07.05.2007 - 09.05.2007 in Großau (Raum Preiner Gscheid/Reichenau an der Rax, Niederösterreich) aufgenommen. Die Profillänge beträgt 150m, mit Geophonabständen von 1,5m und 0,75m. Abbildung 2.1 zeigt das Profil eingezeichnet von Geophon 101 bis Geophon 200.

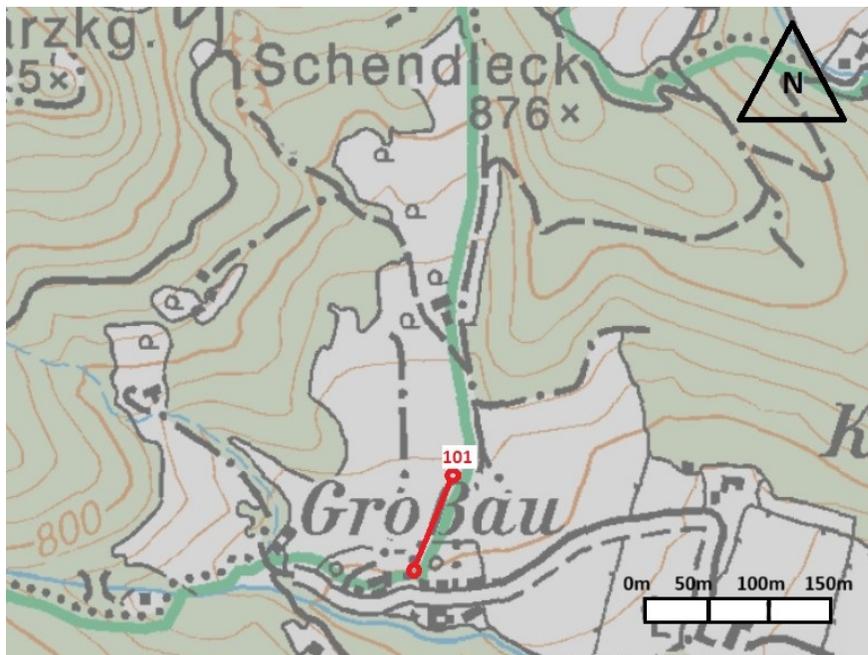


Abbildung 2.1: Lage des Profils in Großau, Niederösterreich (ÖK50 Niederösterreich o. D.)

Aufnehmer für das Profil waren vertikal orientierte 10Hz 8er- Geophonketten (P-Welle), horizontal orientierte 4,5Hz 3er- Geophonketten (S-Welle) und 4,5Hz 3- Komponentenaufnehmer. Die Anregung erfolgte mit einer Robalon- Bodenplatte (P-Wellenanregung) und einer Egge-Platte (S-Wellenanregung). Die Anregung mittels 8kg Hammerschlag erfolgte horizontal und vertikal. Tabelle 2.1 zeigt die Anordnung der Messungen entlang der Linie A und B. Beide Linien wurden entlang des Profils in Abbildung 2.1 gemessen. Die 100 P- bzw. S- Geophonketten wurden parallel nebeneinander aufgebaut. Damit wurde bei vertikalen und horizontaler Anregung gleichzeitig mit beiden Geophonarten gemessen. Die Linie A.1 und A.2 weist eine

fixe Geophonaufstellung auf. Bei der Linie A.1 wurde vertikal angeregt, bei der Linie A.2 wurde horizontal angeregt. Pro Anregungspunkt (insgesamt 37) wurde 7-9 Mal vertikal bzw. 9 Mal links&rechts horizontal angeregt. Die Aufnahmen wurden gestapelt. Als Aufnahmeapparatur wurde das Messsystem SUMMIT II Plus (DMT, Essen) eingesetzt. Die Linie B.1 wurde für die Auswertung für die MASW verwendet. Die 38 Geophone wurden entlang der Linie gerollt. Dabei wurde an insgesamt 28 Positionen vertikal angeregt.

	Linie A.1	Linie A.2	Linie B.1
Aufnehmer	100xP-Geophonketten 100xS-Geophoneketten	100xP-Geophonketten 100xS-Geophonketten	38x3D Geophone
Aufnehmerabstand	1.5m	1.5m	0.75m
Anregung	8kg Hammer auf Robalonplatte	8kg Hammer auf Eggeplatte	8kg Hammer auf Robalonplatte
Schußpunkte	100.5-200.5 (37)	100.5-200.5 (37)	93.0-255.0 (28)
Linienrollen	fix	fix	rollend für 300 Positionen
Bevorzugte Analyse	P-Wellen Refraktions-tomographie, MASW	S-Wellen Refraktions-tomographie, MASW	P-Wellen Refraktions-tomographie, MASW

Tabelle 2.1: Messanordnung der Linie A und B. Beide Linien wurden entlang des Profils in Abbildung 2.1 gemessen.

Abbildung 2.2 zeigt den Aufbau der Unterseite der Eggeplatte. Diese wird mit den nach unten gerichteten U-Stahlprofilen in den Boden gepresst. Mittels zusätzlicher Auflast (meist zwei Personen) wird die Kopplung zwischen Platte und Boden gewährleistet. Durch diese Anordnung kann mittels Hammerschlag an der kurzen Seite der Platte eine Welle mit bevorzugter Schwingungsrichtung normal zum Profil (S-Welle) angeregt werden.



Abbildung 2.2: Unterseite Eggeplatte

Abbildung 2.3 zeigt den Höhenverlauf des Profils. Durch den stetigen Verlauf wird eine Korrektur des Profils in der späteren Bearbeitung nicht nötig.

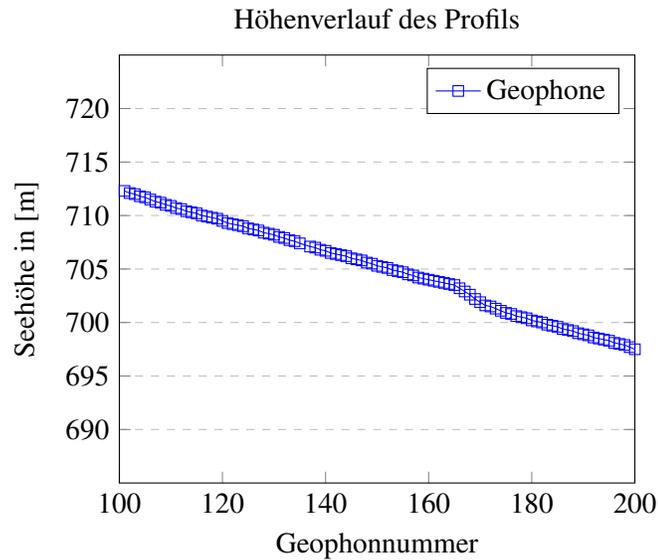


Abbildung 2.3: Höhenverlauf des Profils Großau

2.1 Rohdaten

Die Daten für die drei Linien liegen im SEG-2 Format vor. Abbildung 2.4 zeigt einen Wiggleplot für die Linie A.1 ohne Processing. Die für die Refraktion wichtigen Ersteinsätze sind gut bis zur Geophonposition 170 erkennbar, wa 105m Distanz entspricht. Hier dürfte die Anregung per Hammerschlag zu wenig Energie enthalten, damit die Ersteinsätze darüber hinaus noch erkennbar sind. Ein kontinuierliches Störsignal konnte in den Datensätzen nicht erkannt werden. Der Hammerschlag ist für die Anregung der MASW die grundsätzliche Wahl. Auch für die Refraktion ist er geeignet, jedoch fehlt teilweise die Energie für die gesamte Profillänge. Um mehr Daten zu generieren, wurden 37 Anregungen entlang des Profils durchgeführt. Bei den ersten drei Positionen (100,5-103,5) wurden jede Position angeregt, danach jede dritte Geophonposition. Die letzte Anregung liegt auf Position 193,5.

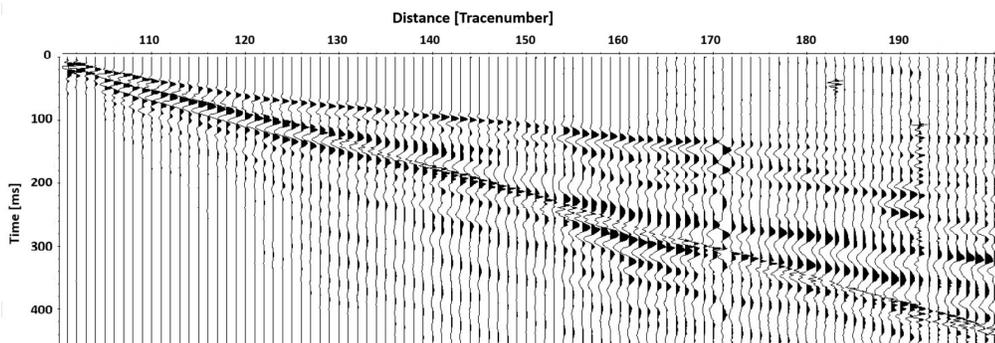


Abbildung 2.4: P-Wellen Refraktion für die Linie A.1. Anregung bei Geophonposition 101.

Die Anregungsrichtung für Linie A.2 ist horizontal per Hammerschlag auf die Eggeplatte. Abbildung 2.5 zeigt die Aufnahme bei Anregungspunkt Geophonposition 101. Wie erwartet ist die Geschwindigkeit der Schwerwelle v_s geringer als der P-Welle, jedoch sind die Amplituden größer. Dadurch sollte das Wählen der

Ersteinsätze einfacher werden. Bei der Scherwelle ist bereits ab Position 150, also der Hälfte der Linie, das Signal relativ schwach, wodurch die Ersteinsätze nur mehr vereinzelt gewählt werden kann.

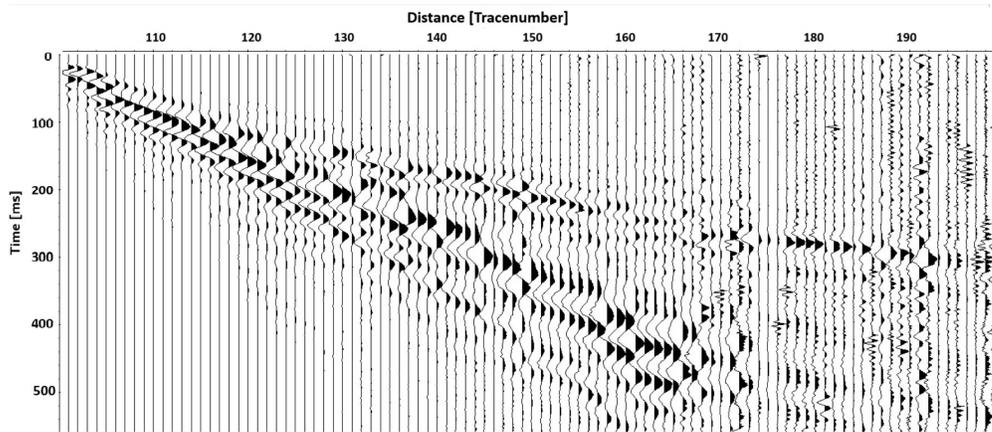


Abbildung 2.5: S-Wellen Refraktion für die Linie A.2, rechts angeregt, Anregungspunkt Geophonposition 101.

Abbildung 2.6 zeigt die Daten für die Linie B.1. Bei dieser handelt es sich um die Anregung für die MASW und die Anzahl der Geophone ist mit 38 begrenzt.

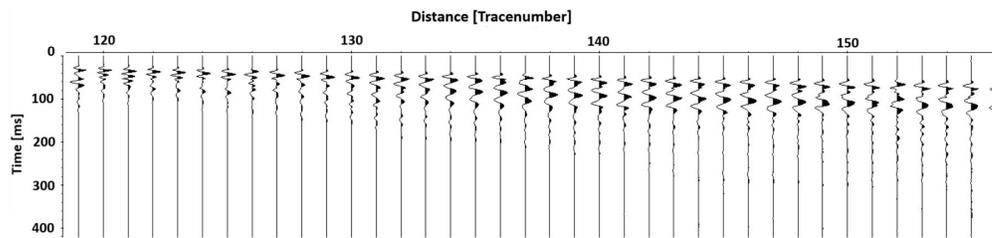


Abbildung 2.6: Vertikaler Hammerschlaganregung für Linie B.1, MASW

2.2 Auswertung Scherwelle

Abbildung 2.7 zeigt ein Beispiel der Linie A.2 mit gewählten Ersteinsätzen. Der genaue Verlauf der erst ankommenden Welle ist schwierig zu setzen. Für manche Anregungspunkte konnte daher nicht die gesamte Profillänge für die Auswertung der Ersteinsätze verwendet werden.

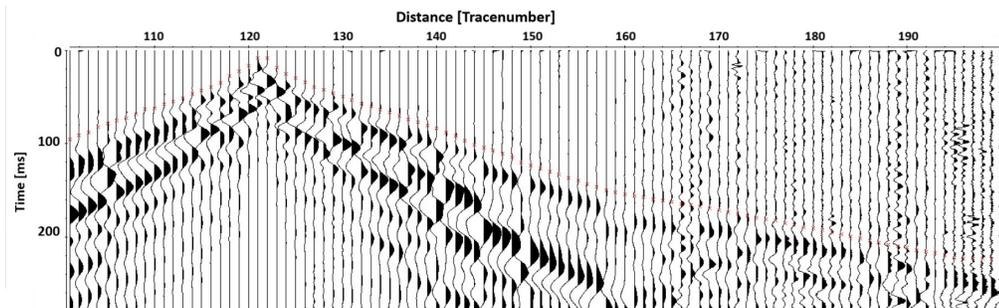


Abbildung 2.7: Wahl der Ersteinsätze (rot) der Linie

Mit den aus den Aufnahmen gewonnen Ersteinsätzen wird die Modellierung durchgeführt. Als erster Schritt wurde eine Grundannahme des Modells auf Basis der Aufnahmen erstellt. Dabei wird abgeschätzt, wie viele Schichtgrenzen das Modell haben soll. Abbildung 2.8 zeigt die erste Abschätzung des Geschwindigkeiteverlauf der Schichtgrenzen. Die erste Schichtgrenze verläuft bis zur Tiefe von 20ms und Geophonposition 106 mit zirka 350m/s (rot). Dies entspricht der oberflächennahen Schicht. Die zweite Schichtgrenze verläuft bis Position 130 und 60ms, mit zirka 400m/s (grün). Die dritte Schichtgrenze wird bis Position 150 und 100ms, mit zirka 650m/s refraktiert (blau). In Lila dargestellt ist die Refraktion der vierten Schichtgrenze, Position 160 und 120ms, mit zirka 700m/s. Die letzte Schichtgrenze ist schwierig bestimmbar, wird jedoch bis zum Ende des Profils gezogen. Diese müsste eine Geschwindigkeit von rund 5000m/s besitzen. Möglicherweise handelt es sich hier um die Grenze zum Festgestein.

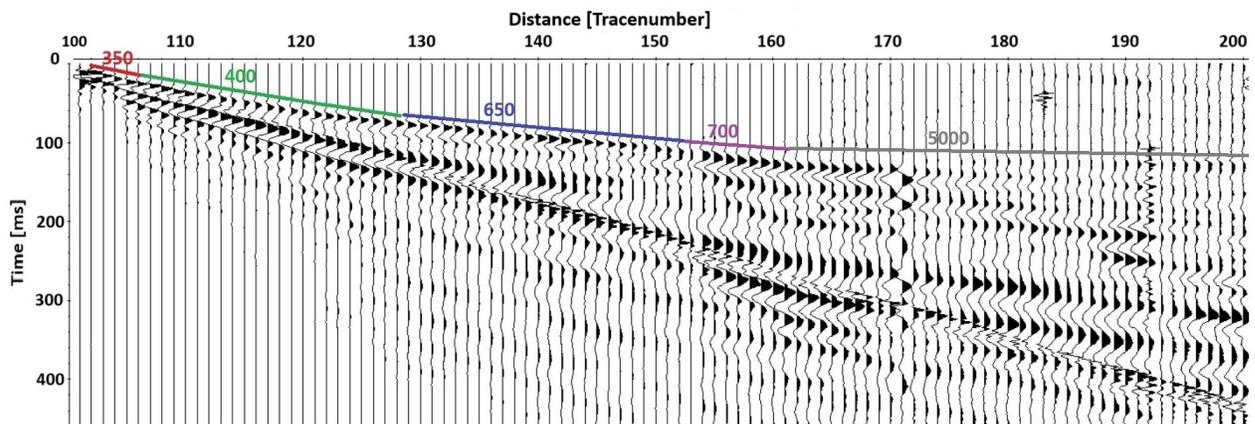


Abbildung 2.8: Fünf Schichtgrenzen anhand der P-Wellenrefraktion der Linie A.1; erste Abschätzung der Geschwindigkeitsverläufe

Abbildung 2.9 zeigt die Abschätzung der Schichtgrenzen der S-Wellenrefraktion. Ähnlich der P-Wellenrefraktion endet die oberste Schicht nach den ersten Positionen bei ca. 40ms mit zirka 170m/s (rot). Die zweite Schichtgrenze verläuft bis Position 130 und 120ms, mit zirka 250m/s (grün). Die dritte Schichtgrenze endet bei

Position 180 und 260ms, mit zirka 300m/s (blau). Die letzte Schichtgrenze wird bis zum Profilende aufgenommen und besitzt eine Geschwindigkeit bis zu 1000m/s. Im Gegensatz zur P-Wellenrefraktion fehlt hier die vierte Schichtgrenze (lila). Entweder wurde diese für die P-Welle falsch interpretiert oder ist mit der S-Wellenrefraktion nicht darstellbar.

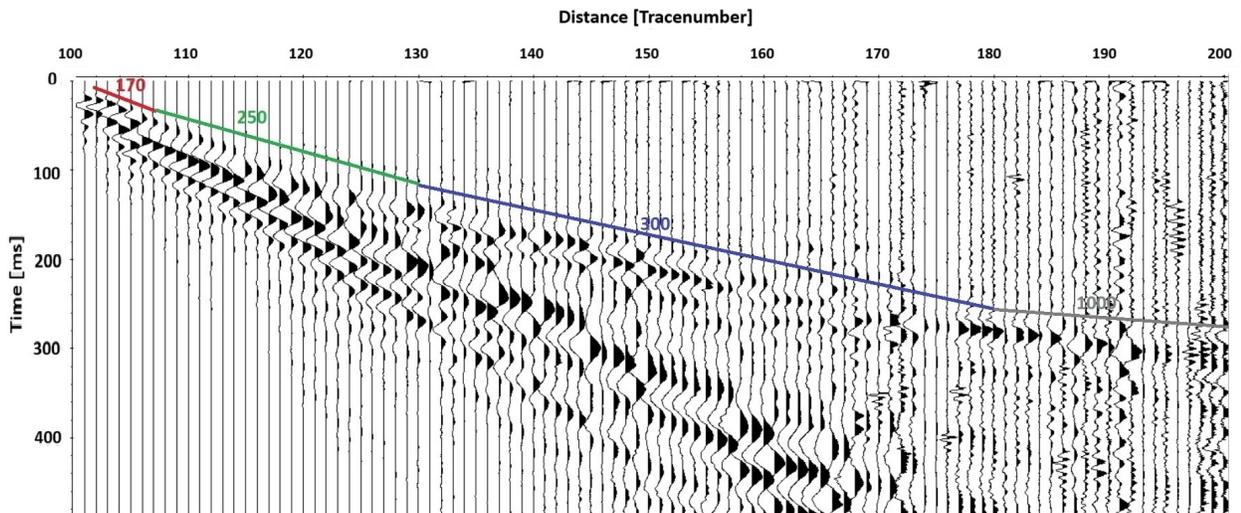


Abbildung 2.9: Vier Schichtgrenzen anhand der S- Wellenrefraktion der Linie A.2; erste Abschätzung der Geschwindigkeitsverläufe

Die erste Abschätzung zeigt ein drei bis vier Schichtmodell. Bei einer Profillänge von 150m wird die Eindringtiefe ca. 30-40m betragen. Die Modellierung erfolgt nun über zwei verschiedene Arten.

Bei der Wavefrontinversion werden die einzelnen Schichtgrenzen selbst zugewiesen. Dabei ist darauf zu achten, wo die Laufzeitkurve einen Knick macht. Dies zeigt den Übergang zur nächsten Schichtgrenze an. Die Wavefrontinversion wird im Programm REFLEXW in mehreren Schritten durchgeführt. Zuerst wird die Schichtgrenze in der Laufzeitkurve eingezeichnet. Diese wird in das Startmodell übergeführt und als Schichtgrenze mit dementsprechender Geschwindigkeit eingezeichnet. Dies wird für jede Schichtgrenze durchgeführt. Abbildung 2.10 zeigt ein beliebiges Beispiel der Laufzeitkurve anhand der zweiten Schichtgrenze.

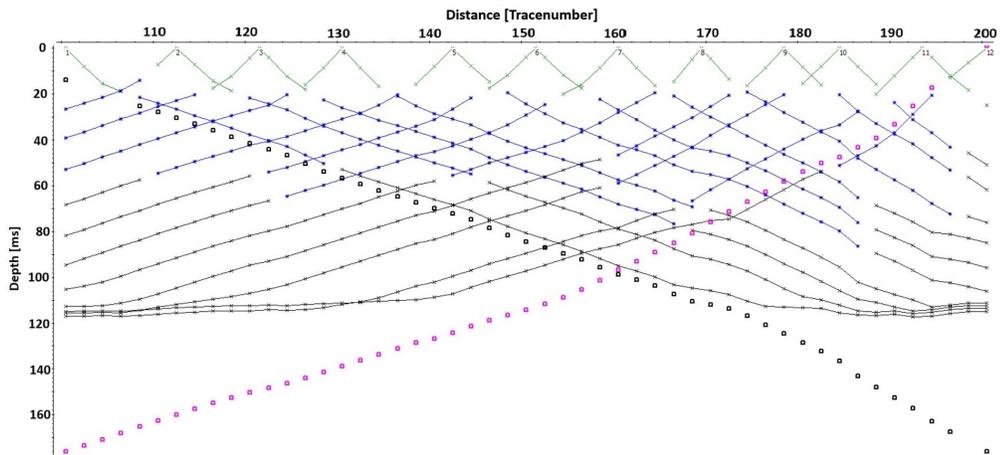


Abbildung 2.10: Erstellung der Laufzeitkurve der zweiten Schichtgrenze

Abbildung 2.11 zeigt das Inversionsergebnis des obigen Beispiels. In rot ist hier die zweite Grenzschicht eingezeichnet. Nach der Inversion werden an der berechneten Grenzschicht noch unstetige Stellen ausgebessert und die Ränder des Ergebnisses angepasst. Dieser Schritt wird für alle Schichtgrenzen wiederholt. Die erste Grenzschicht wird horizontal dargestellt. Dabei können die Geschwindigkeiten entlang dieser horizontalen Schicht variieren.

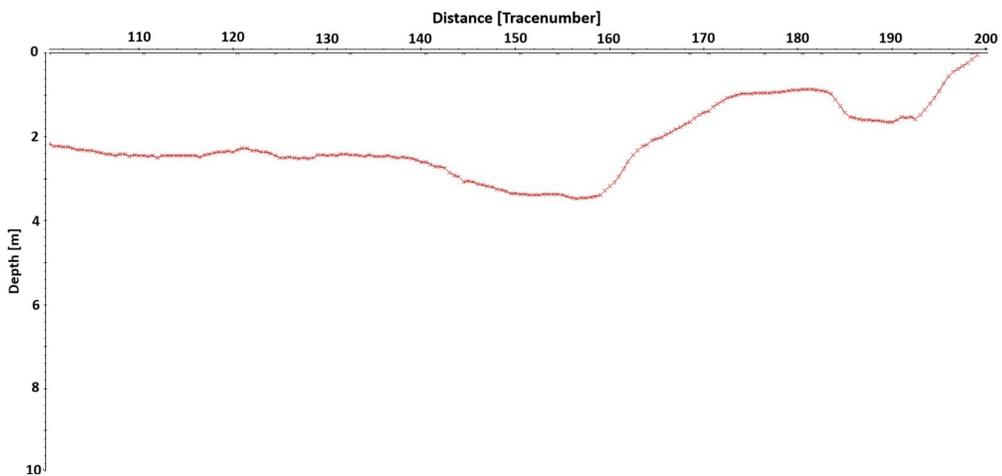


Abbildung 2.11: Ergebnis der Wavefrontinversion der zweiten Schichtgrenze

Abbildung 2.12 zeigt die Wahl der Schichtgrenzen für die Linie A.1. Die Anzahl der Schichtgrenzen (fünf) wurde nach der zuvor beschriebenen Modellvorstellung gewählt. Um die gewählten Laufzeiten den richtigen Schichten zuzuweisen, wurden die Laufzeitkurven wie zuvor abgeschätzt. Die blau dargestellte Schichtgrenze wird zur Mitte des Profils seichter. Diese Variation wirkt sich auch auf das Modell im nächsten Schritt aus.

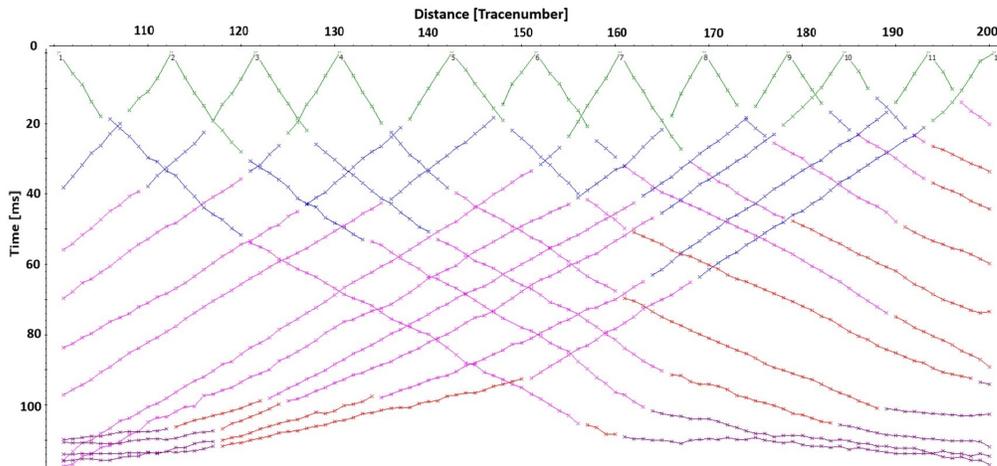


Abbildung 2.12: Laufzeitkurven aus den Ersteinsätzen der Linie A.1

Die zuvor zugewiesenen Laufzeiten ergeben durch die Inversion das Modell in Abbildung 2.13. Das Ergebnis zeigt die Geschwindigkeiten der Schichtgrenzen. Die oberflächennahe Schicht wird mit rund 245–285m/s berechnet. Die zweite Schichtgrenze wird mit knapp 452m/s dargestellt. Die Dritte Schichtgrenze mit 760m/s. Beide Schichtgrenzen zeigen zwischen Profilposition 170-200 eine beckenartige Struktur. Die vierte Schichtgrenze ist mit 1367m/s doppelt so schnell wie die dritte Schichtgrenze. Die kleine Beckenstruktur lässt sich auch hier noch erkennen. Die fünfte Schichtgrenze lässt mit 6431m/s auf Festgestein schließen.

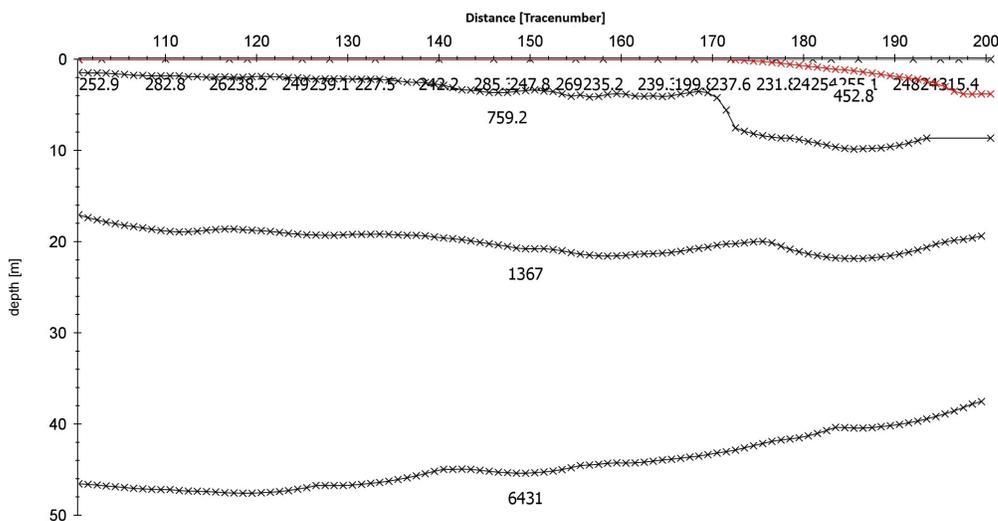


Abbildung 2.13: Das Ergebnis aus der Inversion der Linie A.1, P-Wellengeschwindigkeiten

Abbildung 2.14 zeigt die zugewiesenen Schichtgrenzen der Linie A.2. Wie bereits bei der Modellabschätzung erklärt, werden nur vier Schichtgrenzen angenommen. Schichtgrenze drei und vier sind ähnlich verteilt wie bei der P-Welle. Die Laufzeit ist zirka doppelt so groß wie bei den P-Wellenkurven. Dies liegt an den geringeren Ausbreitungsgeschwindigkeiten der S-Welle.

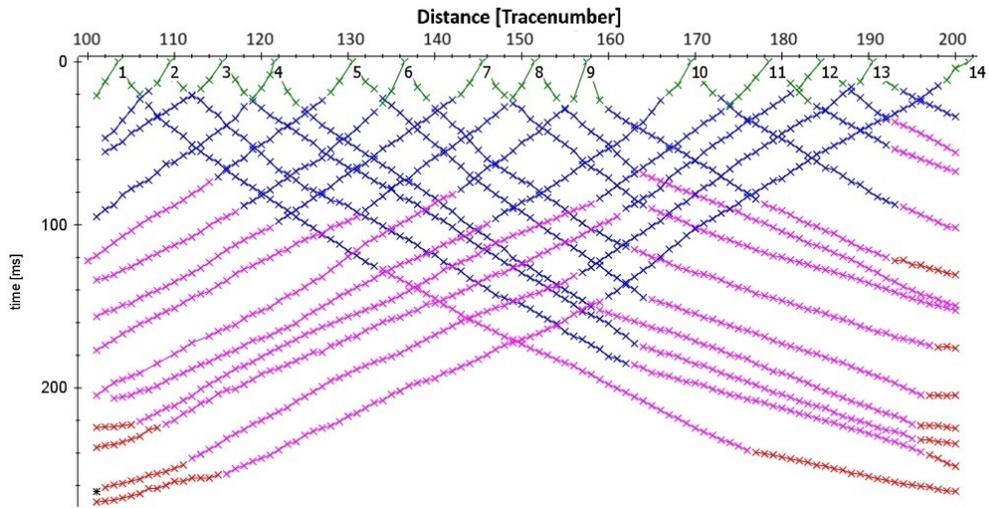


Abbildung 2.14: Laufzeitenkurven der Linie A.2

Abbildung 2.15 zeigt das Ergebnis der Linie A.2 der S_H -Wellenrefraktion. Die Scherwellengeschwindigkeiten der Schichtgrenze eins variieren zwischen 95m/s - 230m/s. Die zweite Schichtgrenze zeigt eine Geschwindigkeit von rund 293m/s. Diese liegt oberflächennahe. Die dritte Schichtgrenze liegt in einer Tiefe von rund 8-10m und zeigt eine Geschwindigkeit von rund 413m/s. Die vierte Schichtgrenze liegt zwischen 30 und 35m Tiefe und hat eine Geschwindigkeit von, 874m/s.

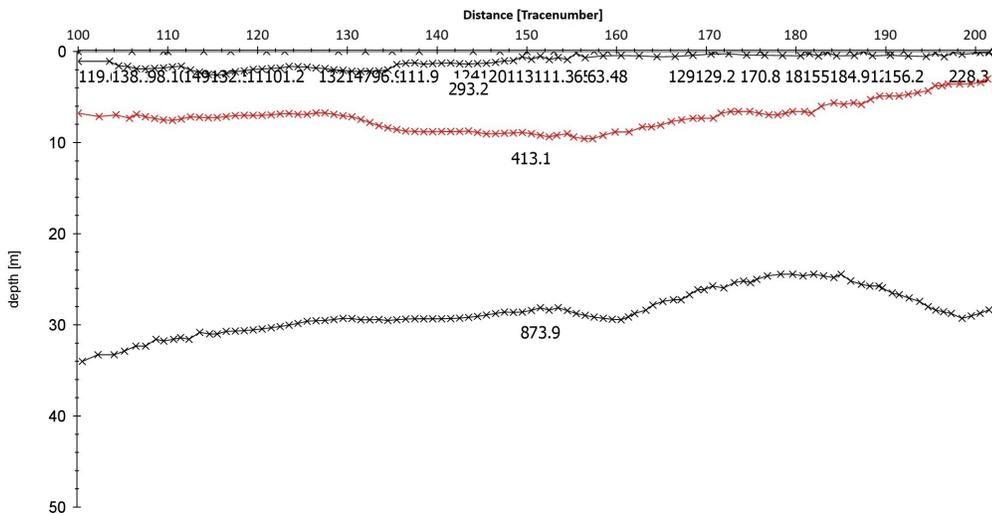


Abbildung 2.15: Das Ergebnis aus der Inversion der Linie A.2, S-Wellengeschwindigkeiten in m/s

Vergleicht man die beiden Ergebnisse der P- & S-Welle zeigen sich für Verlauf und Anzahl der Schichten verschiedene Ergebnisse. Die Unterschiede können verschiedene Begründungen haben. Einerseits berücksichtigen Scherwellen die Wassersättigung nicht. Für einen wassergesättigten Untergrund würde das eine zusätzliche Schichtgrenze in der Refraktion der P-Welle ergeben. Weiters war das Interpretieren der Ersteinträge der Linie A.2 für diesen Datensatz schwierig. Dadurch können Ungenauigkeiten entstehen und das Zuweisen der Schichtgrenze erschwert werden.

Die zweite Inversionsmethode ist die Tomographie. Abbildung 2.16 zeigt das Ergebnis der Tomographie mit den Ergebnis der Wavefrontinversion kombiniert. Die Rastergröße beträgt 0,5m, daher wirkt die Auflösung des Bildes grob. Für kleinere Rastergröße reicht die Rechenkapazität nicht aus. Grundsätzlich erkennt man, dass die Schichtgrenze mit 874m/s in der Tomographie nicht modelliert werden konnte, da sie zu tief liegt. Die Schichtgrenzen 413m/s und 293m/s korrelieren gut mit den Geschwindigkeitsanstieg der Tomographie. Daher kann man annehmen, dass die Ergebnisse plausibel sind. Ab der Tiefe von 10m und zwischen Position 245 und 272 scheint ein Übergang in eine Hochgeschwindigkeitslinse zu bestehen. Diese Linse zeigt sich von der Struktur domförmig. Festgestein mit Scherellengeschwindigkeiten >600m/s scheinen realistisch. Dies muss später mit den Ergebnissen der MASW abgeglichen werden.

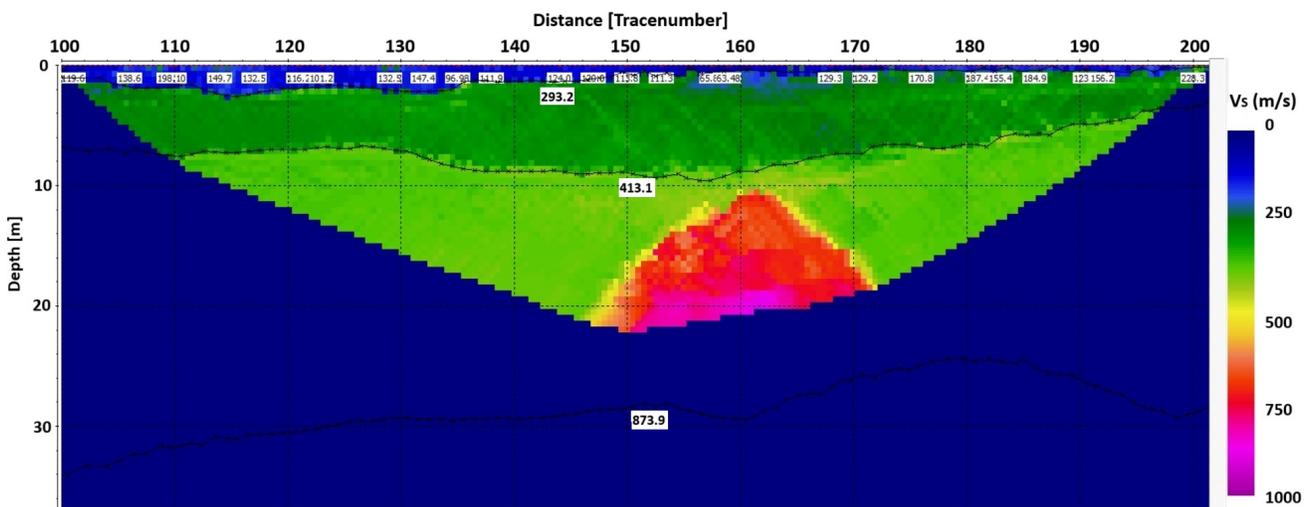


Abbildung 2.16: Ergebnis der Tomographie (in Farbe) und der Wavefrontinversion (gepunktete Linie) der Linie A.2 der S_H -Refraktion Profil Großau

2.3 Auswertung MASW

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der Erstellung des MASW Modells. Der erste Schritt ist die Bestimmung des Abstandes des Anregungspunktes bestimmt. Dafür wurden zwei verschiedene Distanzen gewählt: 6 und 3 Geophonpositionen mit je 0,75m Abstand zwischen den Geophonen. Das Entscheidungskriterium ist die Amplitudenstärke der Overtone-Images. Es muss ein Kompromiss zwischen der Trennschärfe der Amplitudenstärke und der noch verwendbaren höchsten Frequenz gefunden werden. Aus den gemessenen Daten einer Aufnahme wird das Overtoneimage erstellt. Abbildung 2.17 zeigt die Overtone-Images der 3 bzw. 6 Geophonabstände. Die Analyse zeigt ähnliche Ergebnisse, jedoch hat die Aufstellung mit 6 Geophonabständen eine höhere Trennschärfe im Bereich der niedrigen Frequenzen. Daher wird dieser Abstand zum Anregungspunkt für die fortlaufenden Aufnahmen gewählt.

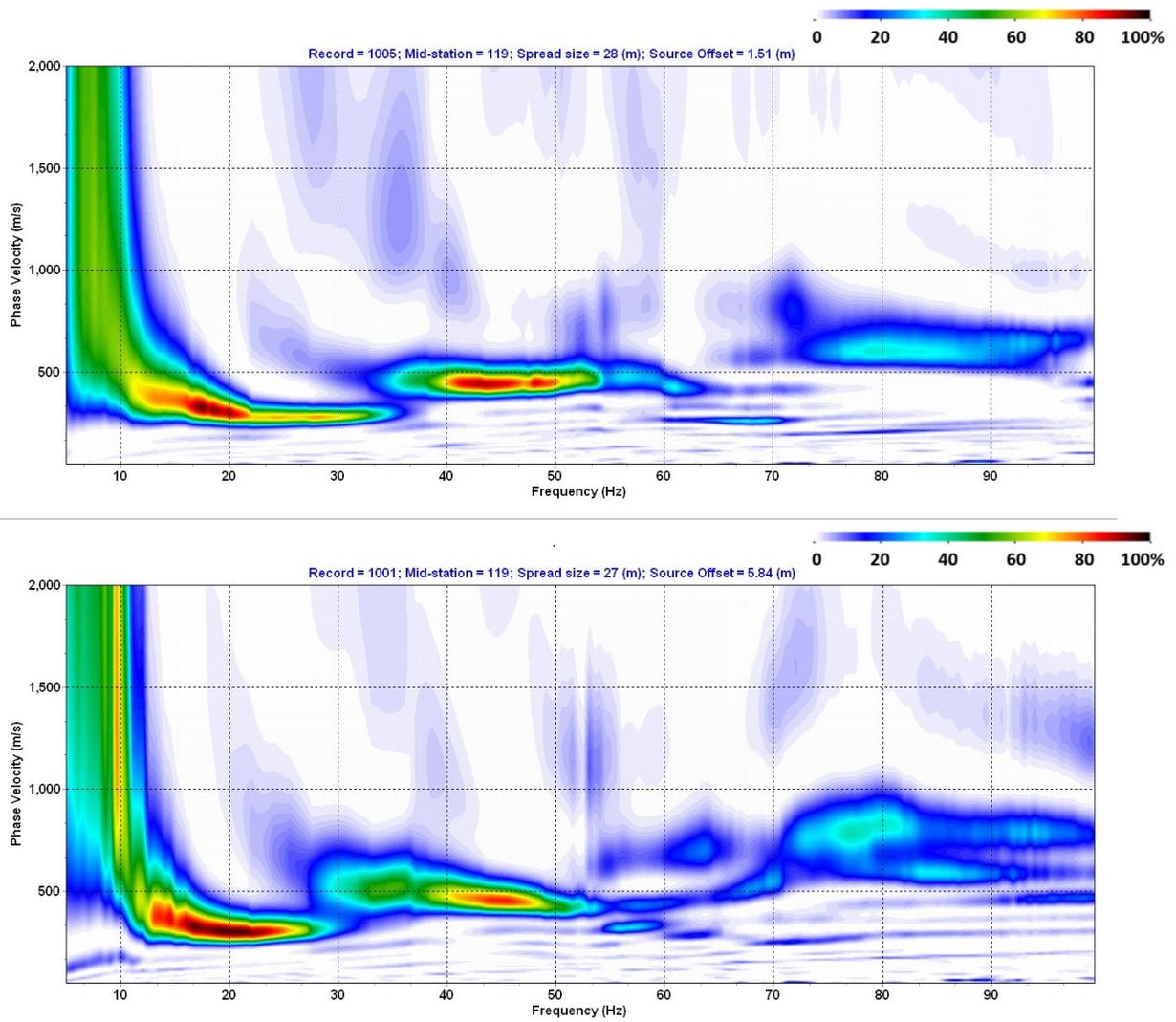


Abbildung 2.17: Overtone-Images mit verschiedenen Abständen der Anregungspunkte; Oben: 3 Geophonabstände; unten: 6 Geophonabstände zu je 0.75m zwischen den Geophonen

Der nächste Schritt ist die Auswahl der Profillänge. Die oben gezeigten Overtone-Images sind für eine Profillänge mit 38 Geophonen. Eine Verkürzung der Profillänge führt zu einem Verlust der maximalen Amplituden in den höheren Frequenzbereichen, jedoch eine schärfere Abgrenzung in den unteren Frequenzen. Hier muss ein Kompromiss eingegangen werden. Abbildung 2.18 zeigt das Overtone-Image mit Profillänge 30 Geophone. Man erkennt, dass sich in diesem Fall durch die Verkürzung des Profils die Trennschärfe geringfügig erhöht hat, jedoch die Information für die höheren Frequenzen schlechter wird. Diese Verschlechterung nimmt mit weiterer Verkürzung zu. Daher wird die Profillänge auf 38 Geophone mit einem Abstand von jeweils 0.75m gewählt.

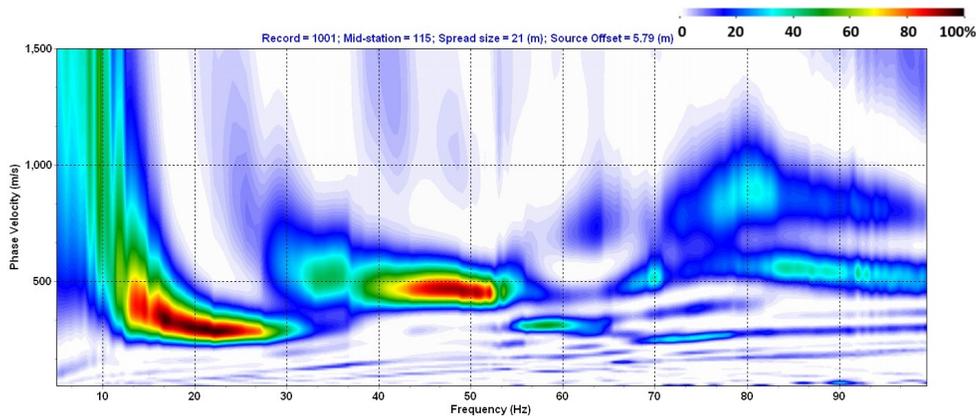


Abbildung 2.18: Overtone-Images mit einer Profillänge von 30 Geophonen und einem Anregungspunktstand von 6 Geophonen

Nach dem Anpassen der Profillänge und des Abstandes des Anregungspunktes werden alle Aufnahmen in Overtone-Images übergeführt. Danach wird die Dispersionskurve der Grundschwingung berechnet. Abbildung 2.19 zeigt die gewählte Dispersionskurve der Grundschwingung (GS) - Erste Oberschwingung (1O) - Zweite Oberschwingung (2O). Die GS reicht von 5-25Hz und 250-500m/s. 1O von 25-50Hz und 550-450m/s. Die 2O von 50-105Hz und von 700-800m/s. Es zeigt sich, dass die 2O eine Dispersionskurve bis 100Hz ermöglicht.

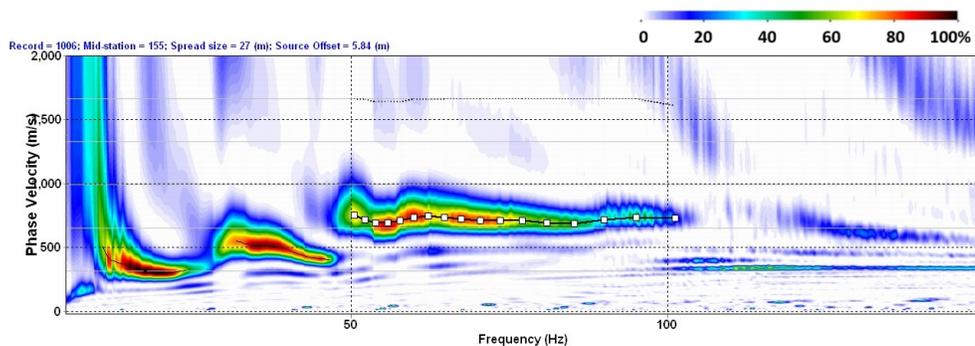


Abbildung 2.19: Dispersionskurven der Grundschwingung (GS), erste Oberschwingung (1O) und zweite Oberschwingung (2O)

Abbildung 2.20 zeigt das Ergebnis der Inversion der GS für ein 5-Schichtmodell. Als Startmodell wurde der obersten Schicht eine Scherwellengeschwindigkeit von 200m/s zugeteilt. Das Modell hat eine Tiefe von 30m und für alle Schichten wurde die gleiche Mächtigkeit angenommen. Die Geschwindigkeit steigt um das 1,5-fache pro Schicht an. Grundsätzlich zeigt sich eine Geschwindigkeitsinversion in 20m Tiefe, wobei sich zwischen 10-20m Tiefe eine Hochgeschwindigkeitsschicht befindet. Diese Schicht verläuft jedoch nicht durchgehend horizontal. Zwischen Position 140-150, 170-180 und 230-240 zeigen sich Abschnitte mit niedrigeren Geschwindigkeiten. Diese Zwischenabschnitte sind aus geologischer Interpretation unrealistisch und sind wohl aus der Komplexität des Startmodells entstanden. Grundsätzlich zeigt das Ergebnis jedoch hohe Geschwindigkeiten zwischen 10-20m und ab 25m Tiefe. Sonst scheint das Ergebnis stabil zu sein bzw. für

eine Interpretation brauchbar.

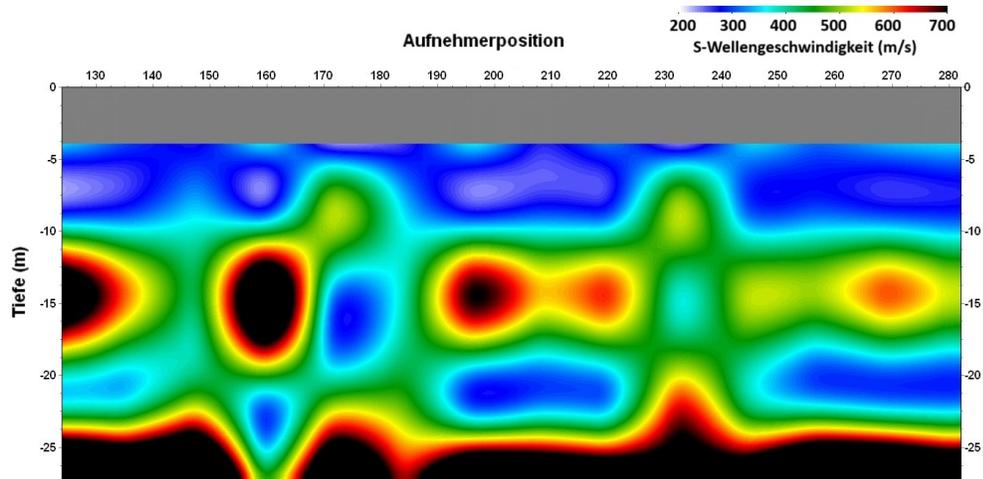


Abbildung 2.20: Ergebnis der Inversion für ein 5-Schichtmodell der GS der Rayleighwelle

Für die Beurteilung der Genauigkeit des Ergebnisses berechnet die Software den Root Mean Square Error der Scherwellengeschwindigkeit v_s . Dabei wird die berechnete Scherwellengeschwindigkeit der letzten Iteration der Inversion als Diagonale der Matrix C aus Gleichung 2.1 entnommen.

$$C = [G^T * G + I] - 1G^T ([G^T G + I]^{-1} G^T)^T \quad (2.1)$$

wobei G die $m \times n$ Jacobimatrix der letzten Iteration der Inversion und I der Einheitsmatrix entspricht (Xia et al., 1999). Danach wird der RMSE wie in Gleichung 2.2 berechnet:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^M [O^k - T_i^k]^2}{M}} \quad (2.2)$$

wobei O die beobachteten und T die berechneten Scherwellengeschwindigkeiten der k-ten Daten sind und der i-ten Iteration.

Abbildung 2.21 zeigt den Root Mean Square Error (RMSE) für das 5-Schichtmodell. Grundsätzlich zeigen sich relativ kleine Geschwindigkeitsfehler mit bis zu 12m/s, was auf ein stabiles Modell hindeutet. Im Bereich Position 130-150 über alle Tiefen ist ein RMSE von 6-12m/s erkennbar. Selbige Werte zeigen sich auch bei Position 250-280. Etwas niedriger sind der RMSE bei Position 180-230, wo er zwischen 4-6m/s variiert. Bei allen drei Positionen wird der Fehler in 10m und 20m Tiefe kleiner. Zwischen Position 160-180 und 230-250 ist der Fehler < 4 m/s.

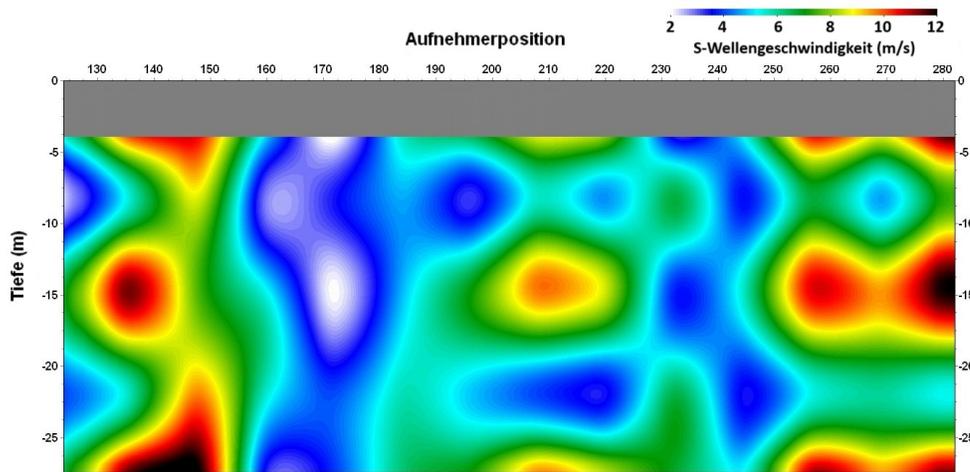


Abbildung 2.21: RMSE des 5-Schichtmodells FM der Rayleighwave Profil Großau

Abbildung 2.22 zeigt das Ergebnis des 10-Schichtmodells der FM der Rayleighwelle. Durch die höhere Komplexität des Startmodells haben sich die Geschwindigkeitsinversionen zwischen 15 und 20m Tiefe reduziert, jedoch sind in einzelnen Bereichen wie bei Position 160-180 in 15-20m Tiefe komplexere Strukturen entstanden. Grundsätzlich ist jedoch das Ergebnis ähnlich wie das 5-Schichtmodell. Hohe Geschwindigkeiten treten zwischen 15-20m und ab 25m Tiefe auf. Einzelne Hochgeschwindigkeitslinsen sind über das gesamte Modell verteilt. Diese sind auf die höhere Komplexität des Modells rückführbar.

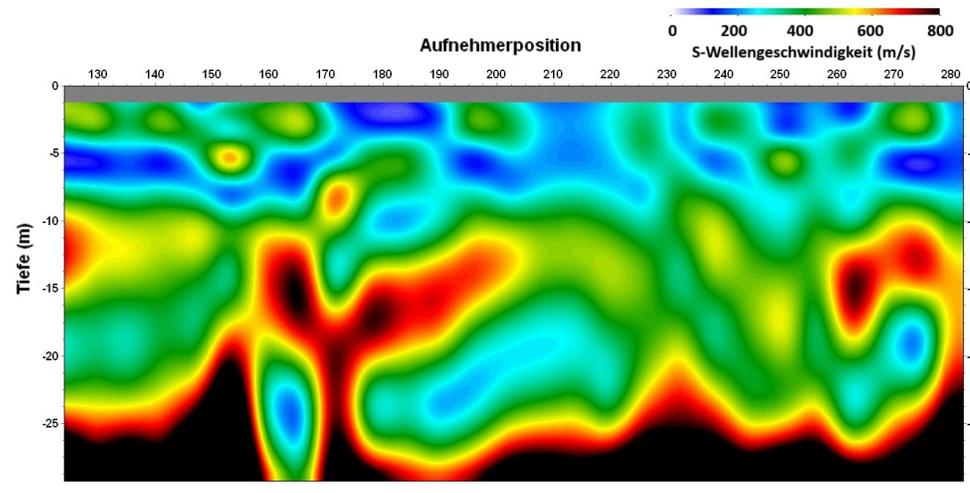


Abbildung 2.22: Ergebnis der Inversion für ein 10-Schichtmodell der GS der Rayleighwelle

Abbildung 2.23 zeigt den RMSE des 10-Schichtmodells. Der Fehler bleibt auf unter 12m/s, was auf ein stabiles Ergebnis hindeutet. Relativ hohe Fehler zeigen sich nur zwischen Position 250-260 und ab Position 270, mit > 12m/s. Eine Fehlerrate > 4m/s ist bei Position 170 berechnet.

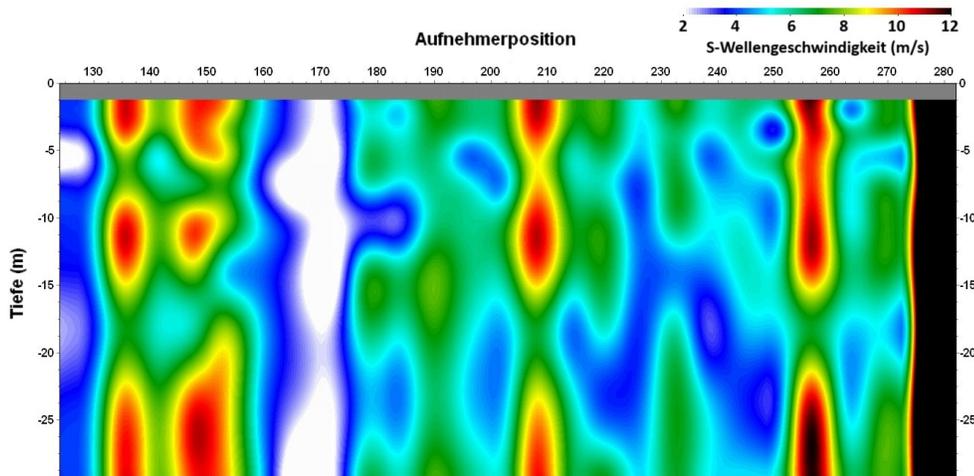


Abbildung 2.23: RMSE des 10-Schichtmodells der Rayleighwelle Profil Großau

Abbildung 2.24 ist das Ergebnis des 7-Schichtmodells der Rayleighwelle der GS. Die Abbildung veranschaulicht eine Komplexität zwischen 5 und 10-Schichtmodell, wodurch die Geschwindigkeitsinversion zwischen 15m und 20m Tiefe noch vorhanden ist, jedoch bereits nicht mehr so ausgeprägt dargestellt wird. Was jedoch in diesem Ergebnis neu ist sind höhere Geschwindigkeiten an der Oberfläche. Dies zeichnet sich bereits beim 10-Schichtmodell ab, jedoch ist es beim 7-Schichtmodell ausgeprägter. Die komplexe Struktur zwischen Position 160-180 in 15-20m Tiefe beginnt sich bereits abzubilden.

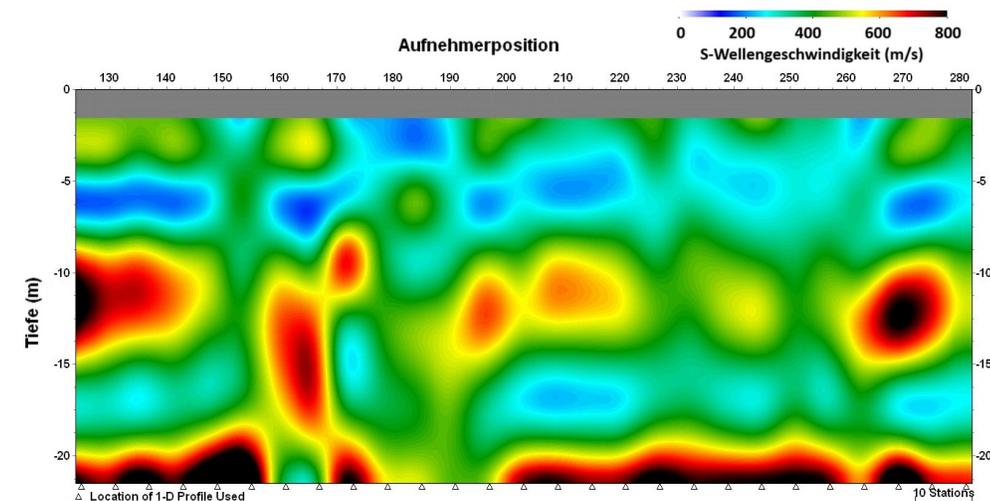


Abbildung 2.24: Ergebnis der Inversion für ein 7-Schichtmodell der GS der Rayleighwelle

Abbildung 2.25 ist der RMSE des 7-Schichtmodells der GS der Rayleighwelle. Ähnlich den RMSE zuvor ist die Fehlerrate grundsätzlich $< 12\text{m/s}$. Zwischen Position 250-260 und bei Position 220 zeigt sich der höchste Fehleranteil von $> 12\text{m/s}$, ähnlich bei Position 150 in den ersten Metern Tiefe. Bei Position 170 zeigt sich über alle Tiefen ein relativ geringer Fehler von $< 4\text{m/s}$. Von diesem Standpunkt aus ist das Modell stabil.

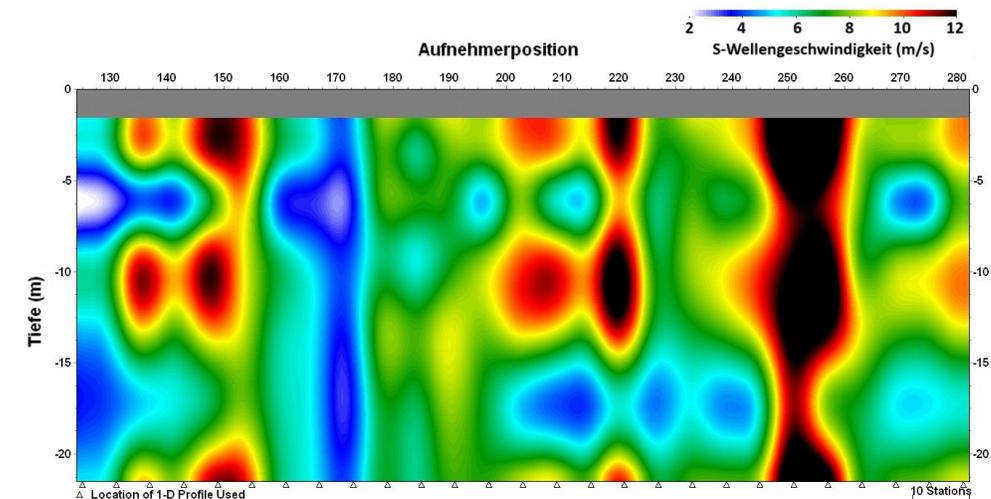


Abbildung 2.25: RMSE des 7-Schichtmodells der Rayleighwelle Profil Großau

Für die weitere Interpretation wird das 5-Schichtmodell verwendet. Obwohl dieses komplexere Strukturen schlechter abbildet, ist es aus geologischer Sicht das wahrscheinlichste Ergebnis. Das 7-Schichtmodell wäre eine weitere plausible Möglichkeit, jedoch sind die Verteilungen der Geschwindigkeiten eher unrealistisch. Ähnliches gilt für das 10-Schichtmodell. Um eine mögliche Verbesserung des Ergebnisses zu bekommen, wird die Inversion auch für die Oberschwingung, hier der 1O und 2O, durchgeführt.

Abbildung 2.26 zeigt das Ergebnis der 1O der Rayleighwelle. Die Geschwindigkeitsinversion hat sich auf 5-15m Tiefe verschoben. Auch ist die Hochgeschwindigkeitsschicht in rund 5m Tiefe über die gesamte Profillänge durchgängiger. Die zweite Hochgeschwindigkeitsschicht beginnt in 15m Tiefe, was auf Festgestein hindeutet. Grundsätzlich wirkt das Modell realistischer im Vergleich zum 5-Schichtmodell der GS, weshalb es bevorzugt wird.

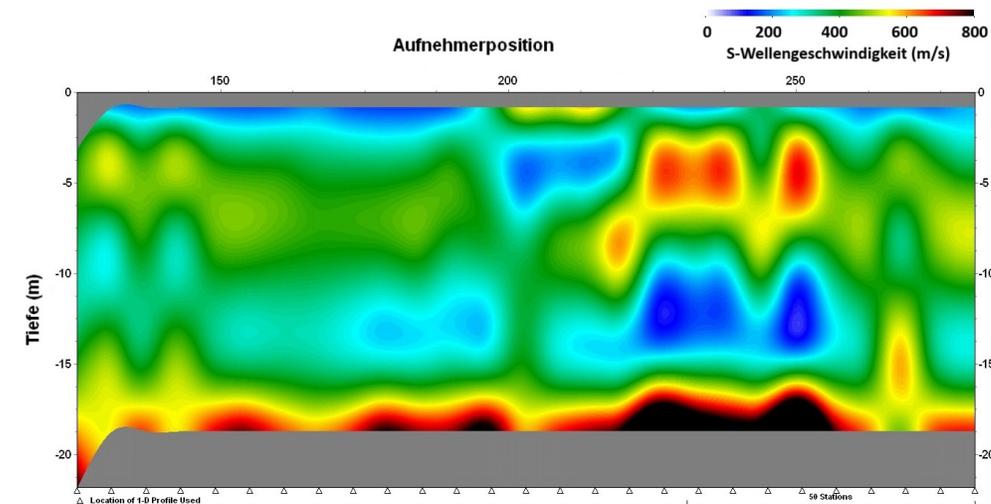


Abbildung 2.26: Ergebnis der Inversion für ein 5-Schichtmodell der 1O der Rayleighwelle

Abbildung 2.27 ist der RMSE der 1O. Der Fehler ist höher als bei der GS, vor allem nahe der Oberfläche.

Zwischen Position 230-260 ergeben sich Fehler von bis zu 30m/s in bis zu 15m Tiefe. Dies wiederholt sich oberflächennahe. Zwischen 5-15m Tiefe ist die Fehlerrate relativ gering und meist <10m/s. In tieferen Schichten steigt der Fehler wieder an. Da der Fehler jedoch im Verhältnis zu den Geschwindigkeiten im Modell noch gering ist, kann das Modell als stabil erachtet werden.

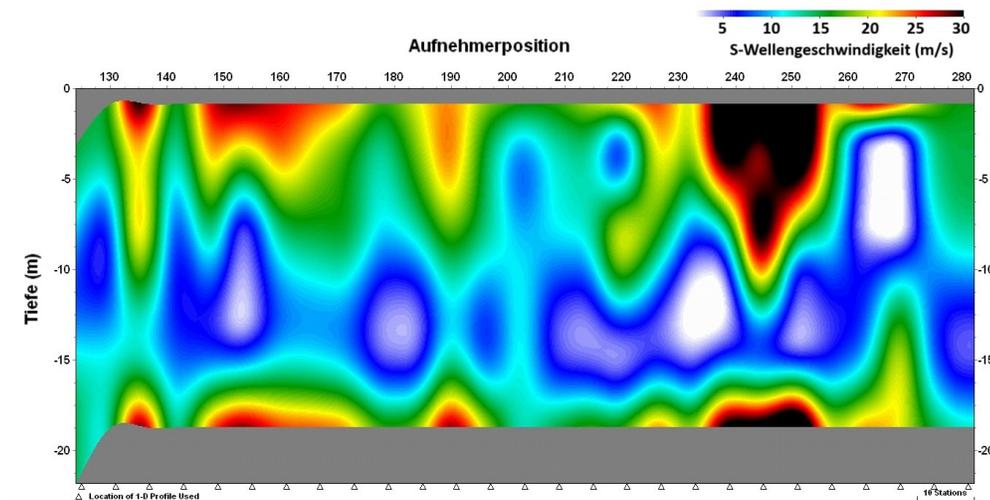


Abbildung 2.27: RMSE des 5-Schichtmodells 10 der Rayleighwelle Profil Großau

Abbildung 2.28 zeigt das Ergebnis mit der 20. Das Modell ist sehr komplex und aus geologischer Sicht sehr unrealistisch. Daher wird dieses nicht weiter diskutiert und das Ergebnis der 10 bevorzugt.

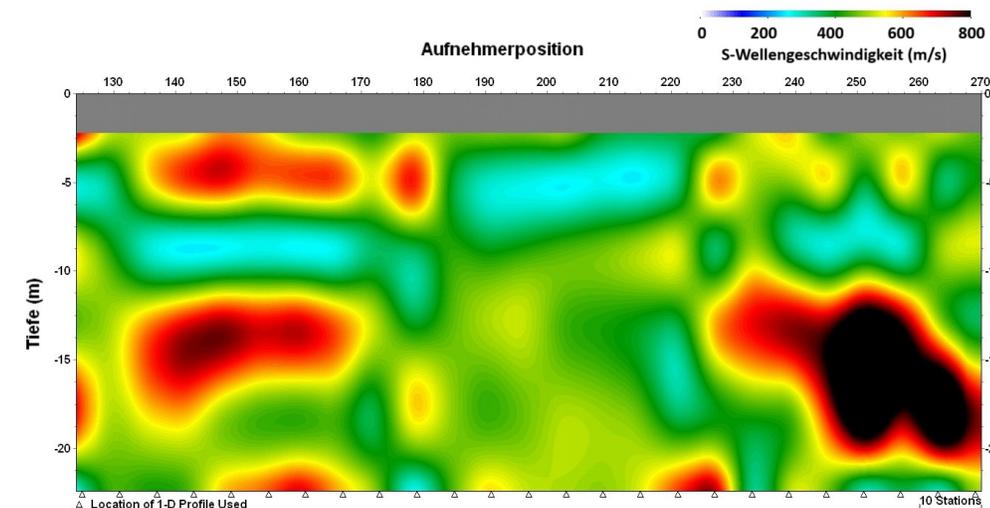


Abbildung 2.28: Ergebnis der Inversion für ein 5-Schichtmodell der 20 der Rayleighwelle

Für den Vergleich der S_H -Refraktion und der MASW wird die Lovewelle verwendet. Dabei wurden die Daten aus der S_H -Seismik verwendet. Die Parameter für die Auswertung wurden wie bei der Rayleighwelle bestimmt und betragen für den Schusspositionsabstand 4,5m und die Linienlänge 24 Geophone. Abbildung 2.29 beschreibt das Ergebnis der Lovewelle für das 5-Schichtmodell. Da es keine Oberschwingung gab, wird nur die Grundschwingung ausgewertet. Im Vergleich zum Ergebnis der Rayleighwelle der GS zeigt sich

eine ausgeprägte Geschwindigkeitsinversion in 5-15m Tiefe. In der Tiefe nimmt die Geschwindigkeit ab 20m Tiefe zu. Vereinzelt ist keine Inversion erkennbar, wie bei Position 150, oder nur eine geringe, wie bei Position 120 und 170. Die Steigerung ist von 200m/s auf 600m/s. Ab Position 180 steigt die Geschwindigkeit auf über 1200m/s an. Ab 15m Tiefe verringert sich die Geschwindigkeit auf <400m/s und ab zirka 20m steigt die Geschwindigkeit auf über 1200m/s an, was man als Festgestein interpretieren kann.

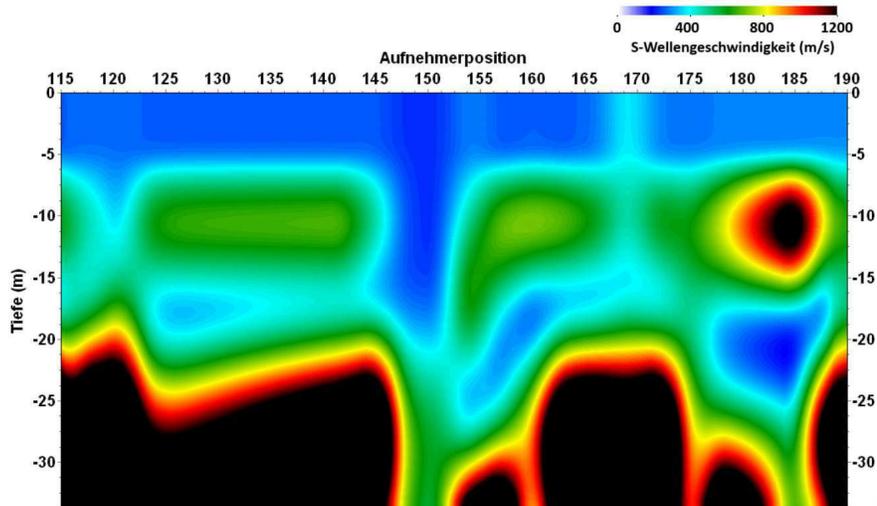


Abbildung 2.29: Ergebnis der Inversion für ein 5-Schichtmodell der GS der Lovewelle

Für die Validierung der Fehlerrate wird Abbildung 2.30 verwendet. Grundsätzlich ist die Fehlerrate in einem relativ guten Maß von < 25m/s. Dabei haben die ersten Positionen bis 120 höhere Fehlerraten mit rund 15m/s. Danach verringert sich der Fehler bis Position 140 auf 2-10m/s. Ab Position 145 kommt ein kontinuierlicher Anstieg auf rund 25m/s. Ab Position 175 bleibt der Fehler bei rund 10-15m/s.

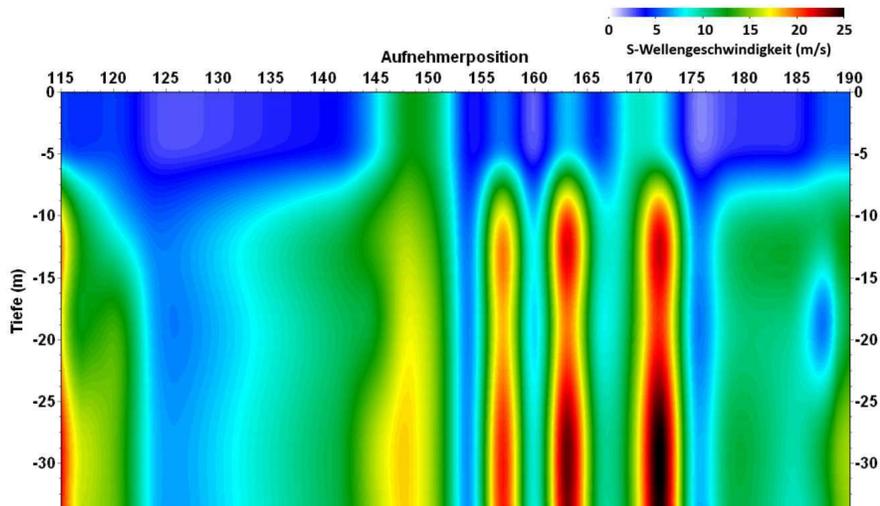


Abbildung 2.30: RMSE des 5-Schichtmodells GS der Lovewelle Profil Großau

Kapitel 3

Anwendungsbeispiel Arriach

Um zum älteren Datensatz aus Großau eine Vergleichsmessung zu bekommen, wurde im Zeitraum 06.04.2023 - 08.04.2023 ein Profil in Arriach/Kärnten aufgenommen. Die Profillänge beträgt 130,5m mit Geophonabständen von 1,5m. Dabei wurden 4,5Hz 3er-Geophonketten (S-Welle) und 10-Hz Einzelgeophone (P-Welle) verwendet. Die Geophone wurden für die S- und P-Wellenmessung nebeneinander gesetzt, wie in Abbildung 3.1 gezeigt.



Abbildung 3.1: Geophonaufbau der P-Welleneinzelgeophone und 3er-Geophonketten für die S-Welle

Die Datenaufnehmer waren zwei Compact-Units und 20 Summit II Plus Boxen der Firma DMT. Dabei wurden die ersten 44 Geophone mit den Summitboxen, die letzten 44 mit den Compact-Units aufgenommen. Die Summitboxen verbinden 2 Geophone mit dem Datenkabel (Linekabel). Eine einzelne Compact-Unit nimmt das Signal von 24 Geophonen auf und gibt diese an das Linekabel weiter. Abbildung 3.2 zeigt die Summit 2 Aufnehmer.



Abbildung 3.2: Summit II Aufnehmer mit zwei Anschlüssen und Akku

Abbildung 3.3 zeigt die Compact-Unit (gelbe größere Box) im Feld. Dabei sieht man an der Abbildung den ungefähren Verlauf der Topographie. Diese verläuft kontinuierlich, wodurch keine Topographieeffekte in den Daten erwartet werden.



Abbildung 3.3: Compact-Unit für die Aufnahme von 24 Geophonen

Abbildung 3.4 zeigt den Höhenverlauf des Profils Arriach. Dabei sieht man eine kontinuierliche negative

Steigung bis Profilmeter 75m. Danach ist im Profilverlauf ein Hügel mit rund 1m Höhenunterschied zum tiefsten Punkt erkennbar. Wie bereits zuvor visuell vermutet ist der Topographieeinfluss auf den Datensatz vernachlässigbar, da der Höhenunterschied gering ist.

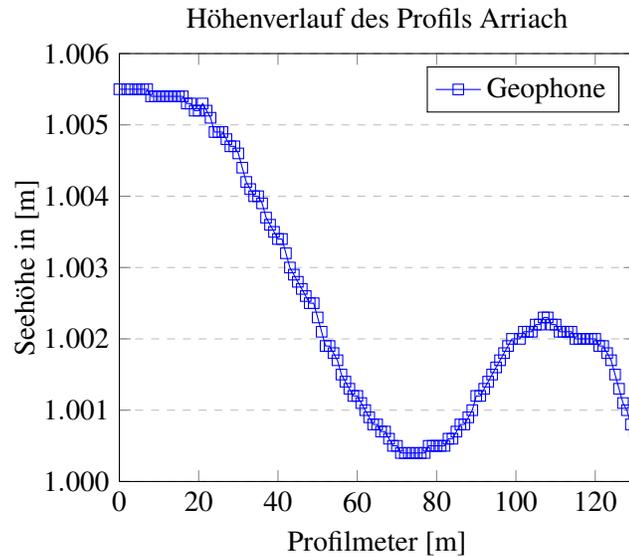


Abbildung 3.4: Höhenverlauf des Profils Arriach, 20-fach überhöht

Abbildung 3.5 zeigt die Lage des Profils in Arriach. Das Profil verläuft West-Ost, wobei ein Einfallen Richtung Osten gegeben ist. Bei dem geologischen Aufbau des Untergrundes handelt es sich um Vorstoßschotter bzw. Sanden einer Eisrandterrasse. Anstehend findet man humosen lehmigen Sand auf steinig-lehmigem Sand über verwittertem Grundgebirge.

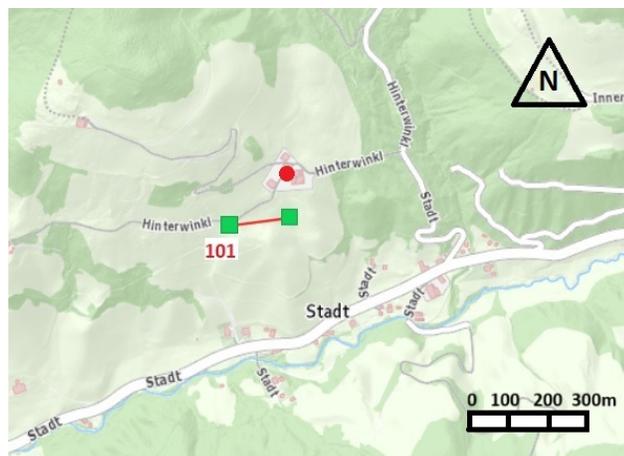


Abbildung 3.5: Profillage Arriach

3.1 Rohdaten

Die Rohdaten der Scherwellenrefraktion wurden dreimal (jeweils für rechts und links geschlagen) bzw. sechsmal (rechts-links Schlag zusammen) gestapelt. Dabei zeigte sich, dass die sechsfache Stapelung die besseren Ergebnisse für die Scherwellenrefraktion liefern. Abbildung 3.6 zeigt eine typische Aufnahme für die sechsfach gestapelt S-Wellenrefraktion. Dabei ist erkennbar, dass die eingebrachte Energie in den Untergrund für zirka die Hälfte der Profillänge ausreicht. Die Geophone am Profilende nehmen daher kaum ein Refraktionssignal auf. Dies wirkt sich auf die Profiltiefe aus. Die Daten zeigen kein periodisches Störsignal. Aufnehmerposition 152, 162 und 163 haben eine Fehlfunktion am Aufnehmerkabel zur Compactunit. Dies konnte während der Messung nicht behoben werden, daher sind diese Kanäle auf der Aufnahme als durchgehendes Rauschen unbrauchbar.

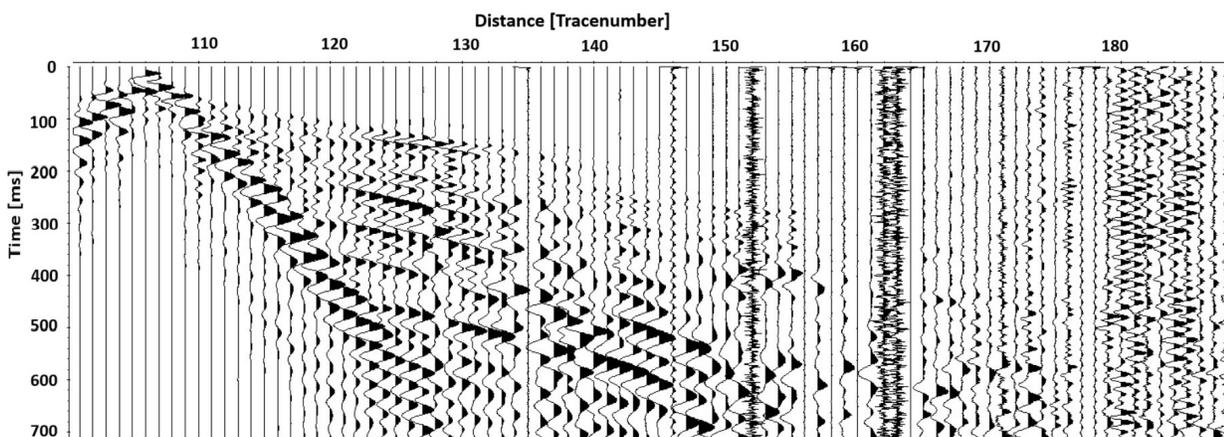


Abbildung 3.6: Beispiel einer Aufnahme der bevorzugt horizontal angeregten Seismik, S-Wellengeophone

Für die MASW wurden die Daten mittels Anregung per Sprengzünder erzeugt. Aus Erfahrungen zeigt sich, dass diese Methode schnell und einfacher umsetzbar ist im Vergleich zum Hammerschlag. Auch ist die eingebrachte Energie bei jeder Anregung zirka gleich groß und die Qualität des Signals ist hauptsächlich von der Verdichtung des Besatzes abhängig. Dabei entstehen Aufnahmen mit guter Energieeinbringung in den Untergrund. Die Energie reicht für die Sichtbarkeit der Ersteinsätze bis Profilende. Die für die MASW Methode wichtige Dispersion der Wellengeschwindigkeit ist gut ausgeprägt. Für die Auswertung sind die Daten der ersten 40-50 Geophone nach dem Anregungspunkt relevant, da die Dispersionskurven aus den Daten dieses Profilvereiches erzeugt werden. Wie bei Abbildung 3.6, sind drei Geophone mit einem Störsignal überlagert. Dies dürfte auf eine defekte Aufnahmebox bzw. wie hier auf defekte Kontaktstecker der Compact-Unit rückführbar sein. Abbildung 3.7 zeigt ein Beispiel einer P-Wellenaufnahme.

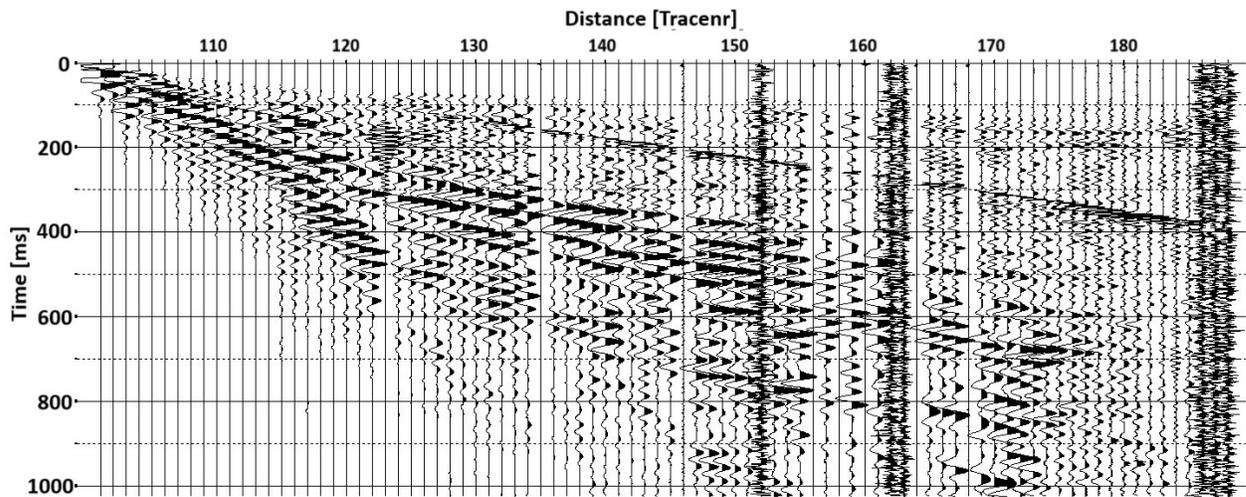


Abbildung 3.7: Beispiel einer Aufnahme mittels Sprengzünder angeregten Seismik, P-Wellengeophone

3.2 Auswertung Scherwellenrefraktion

Für die Erstellung der S-Wellenrefraktion wurden die Daten wie im Beispiel Großau bearbeitet. Wie bereits zuvor beschrieben sind die Ersteinsätze nur über das halbe Profil sichtbar, dadurch ist die Eindringtiefe geringer als beim Profil Großau.

Um eine erste Vorstellung vom Untergundaufbau zu bekommen, wurden die Ersteinsätze in ein Modell mit vier Schichten eingeteilt. Die erste Schichtgrenze (grün) verläuft von Geophon 178-172 und beschreibt den obersten Teil des Bodens mit einer Geschwindigkeit von rund 102m/s. Es handelt sich dabei um die ersten 1-2m. Schichtgrenze zwei ist von Position 172-160 mit einer Geschwindigkeit von 256m/s erkennbar. Dies entspricht zirka die Tiefe zwischen 2-6m. Die dritte Schichtgrenze ist zwischen Position 160-145 mit einer Geschwindigkeit von 343m/s erkennbar. Eindringtiefen bis zu 10m sind erreichbar. Die vierte Schichtgrenze ist von Position 145-130 mit einer Geschwindigkeit von 620m/s erkennbar. Dies entspricht einer Endtiefe von 16-20m. Abbildung 3.8 zeigt die erste Modellvorstellung des Profils Arriach

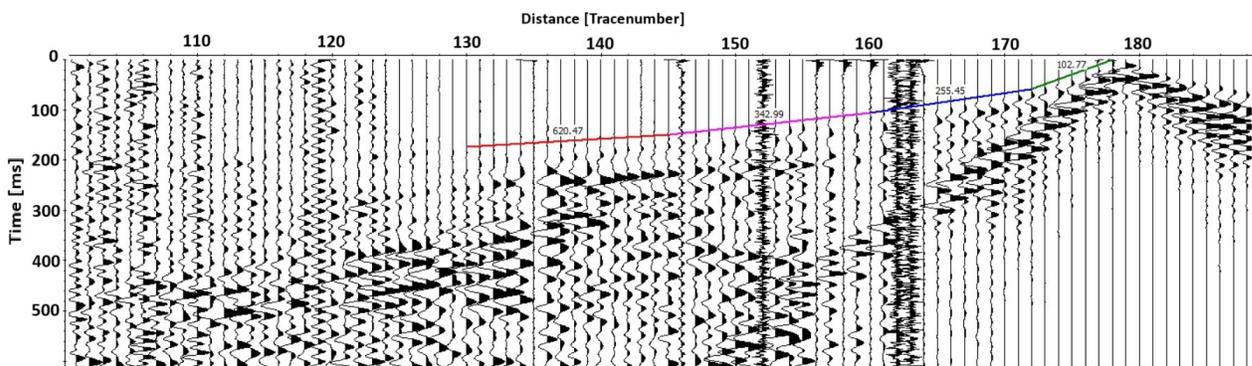


Abbildung 3.8: Erste Interpretation der Scherwellenseismik, Modell mit vier Schichten

Der nächste Schritt ist die Erstellung des Modells mittels Wavefrontinversion. Wie bereits zuvor beschrieben, wurde diese im Program REFLEXW durchgeführt. Die Weg-Zeitverläufe der S-Welle wird in

vier Schichtgrenzen unterteilt. Die vierte Schichtgrenze (rot) ist nicht auf allen Aufnahmen vorhanden. Abbildung 3.9 zeigt die Interpretation der Schichtgrenzen der einzelnen Aufnahmen. Die meisten Aufnahmen zeigen einen ähnlichen Verlauf der Schichtgrenzen. Ausnahme ist hier Aufnahme 2 mit Anregeposition 102. Ab der dritten Schichtgrenze (rosa) verläuft die Refraktionsaufnahme mit einer höheren Geschwindigkeit als bei den anderen Aufnahmen. Ob es sich hier um einen Fehler bei der Messung handelt oder um einen besonderen Schichtverlauf konnte nicht festgestellt werden. Da nur Aufnahme 2 diesen Verlauf zeigt, wurde er nicht zur Modellerstellung genutzt.

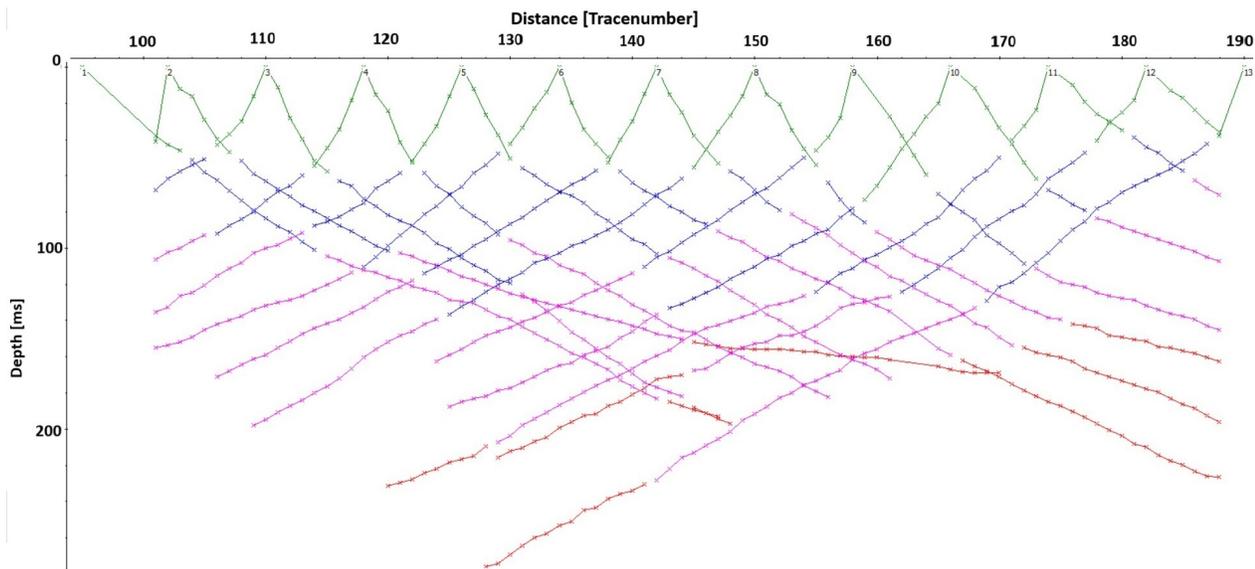


Abbildung 3.9: Zuteilung der Schichtgrenzen für die Wavefrontinversion

Abbildung 3.10 zeigt das Ergebnis der Wavefrontinversion. Die oberste Schicht wird mit Geschwindigkeiten bis zu 100m/s berechnet. Die zweite Schichtgrenze verläuft in bis zu 2-4 Meter Tiefe. Im Profilbereich 100-120 ist sie seicht liegend mit rund 1m Tiefe. Davor bzw. danach geht sie in die erste Schicht über. Ab Geophonposition 130 wird sie kontinuierlich tiefer und wird gegen Ende des Profils wieder seichter. Die Modellgrenzen sind außerhalb des Profils (kleiner Position 101 und größer Position 200), da auch Aufnahmen mit Anregungspunkten außerhalb des Profils gemessen wurden. Die zweite Schichtgrenze entspricht mit 224m/s der blauen Schichtgrenze in der ersten Interpretation. Die dritte Schichtgrenze bildet im Bereich Position 95-160 ein Becken, welches in die zweite Schichtgrenze übergeht. Mit einer Geschwindigkeit von 295m/s entspricht sie ungefähr der in rosa gehaltenen Schichtgrenze der ersten Modellvorstellung, mit einer Maximaltiefe von 10m. Die vierte Schichtgrenze bildet ähnlich der dritten Schichtgrenze ein Becken bis Profilposition 160, mit einer Geschwindigkeit von 386m/s. Dies sollte der Schichtgrenze rot in der ersten Interpretation entsprechen. Jedoch ist die geschätzte Geschwindigkeit der ersten Interpretation mit 620m/s um einen Faktor 1,6 höher.

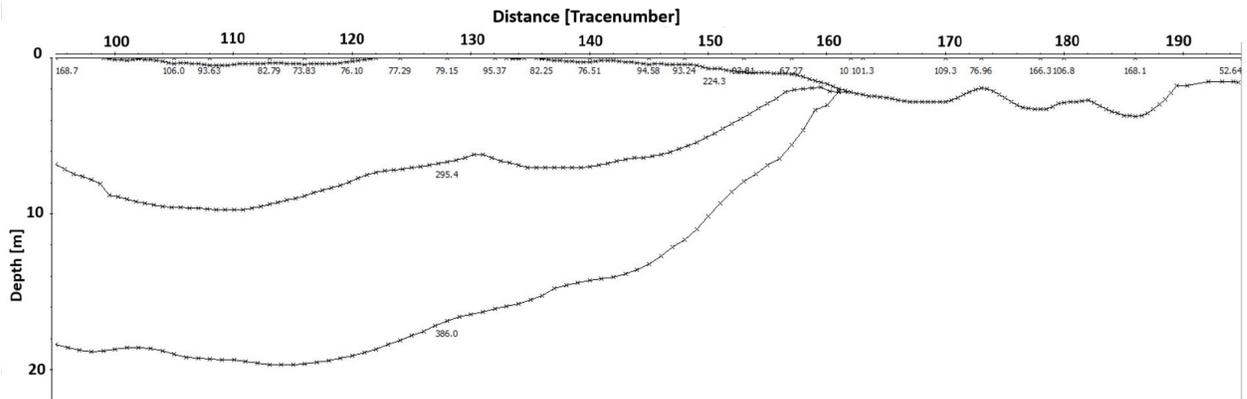


Abbildung 3.10: Ergebnis der Wavefrontinversion mit Vier-Schichtmodell

Der nächste Schritt ist die Inversion mittels Tomographie. Die Zellgröße wurde auf 0,35m festgelegt, alle 5m eine Schichtgrenze, wobei die Geschwindigkeitszunahme linear von 0-1000m/s ansteigt. Weiters wurde mit gekrümmten Laufwegen gerechnet, was einen weicheren Übergang zwischen den Schichtgrenzen ermöglicht. Konvergenz ergab sich nach 14 Iterationsschritten. Zusätzlich wird das Ergebnis der Wavefrontinversion eingezeichnet. Die Daten zeigen eine beckenähnliche Struktur bis Position 160. Die gemeinsame Interpretation beider Methoden ermöglicht ein besseres Verständnis des Aufbaues des Untergrundes. Die dritte Grenzschicht verläuft entlang der in gelb dargestellten Grenze des Tomographieergebnisses. Beide Ergebnisse zeigen eine Geschwindigkeit um 300m/s. Selbiges gilt für die vierte Grenzschicht der beiden Methoden. Hier werden Geschwindigkeiten um 375-400m/s angezeigt. Die Beckenform zwischen Position 100-160 ist bei beiden Ergebnissen dargestellt. Abbildung 3.11 zeigt die gemeinsame Darstellung der Ergebnisse von Tomographie- und Wavefrontinversion.

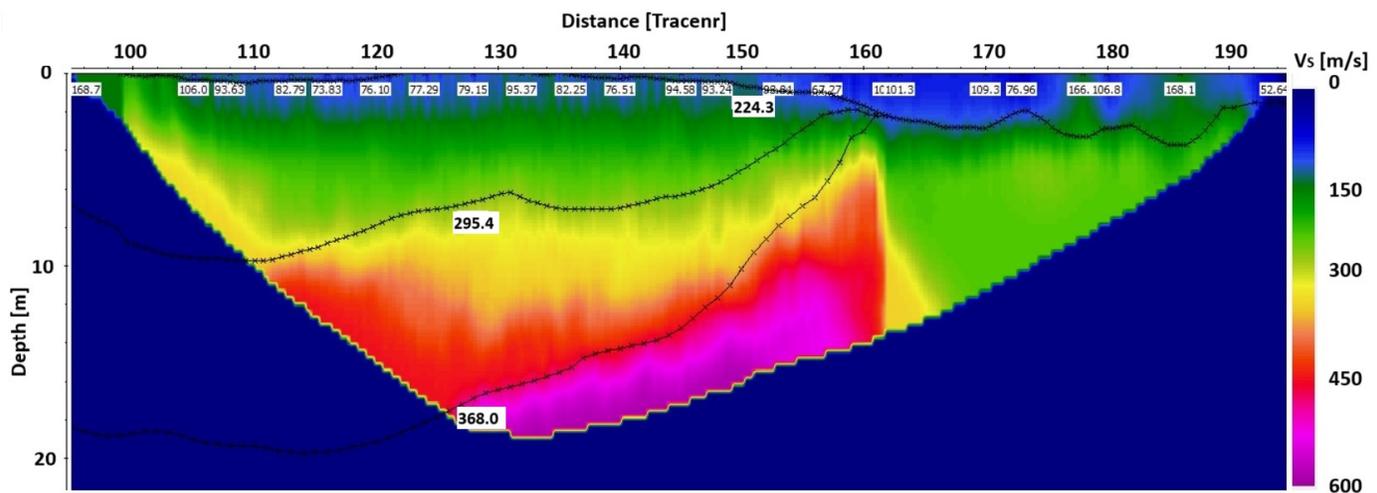


Abbildung 3.11: Ergebnis Tomographie + Wavefrontinversion

3.3 Auswertung MASW

Zur ersten groben Abschätzung des Offsets kann angenommen werden, dass der Offset zirka die Hälfte der gewählten Profillänge entspricht. Da üblicherweise 24-48 Geophone verwendet werden, bedeutet dies einen Abstand von 50/2. Dies gilt für harten Untergrund. Bei weichen Untergrund wird der Offset tendenziell kürzer. Um den Vergleich besser sichtbar zu machen, wurden Overtone-Images mit einer Distanzreduzierung von 2 Geophonen von 30m Offset abwärts erstellt. Abbildung 3.12 zeigt den Unterschied zwischen 9m und 30m Offset bei einer Profillänge von 36 Geophonen, was einer Länge von 54m entspricht. Das untere Bild (30m Offset) zeigt eine geringe Trennschärfe bzw. einen nicht zusammenhängenden Verlauf, bei der das Erstellen einer Dispersionskurve schwierig ist. Beim oberen Bild (Offset 9m) zeigt sich eine nutzbare Verteilung der Dispersionskurve. Wird der Offset weiter reduziert, nimmt die Trennschärfe ab und die Energie verteilt sich auf einen größeren Bereich. Dies macht vor allem bei niedrigeren Frequenzen das Auswählen des höchsten Energiebereiches schwierig. Daher wurden 9m Offset gewählt.

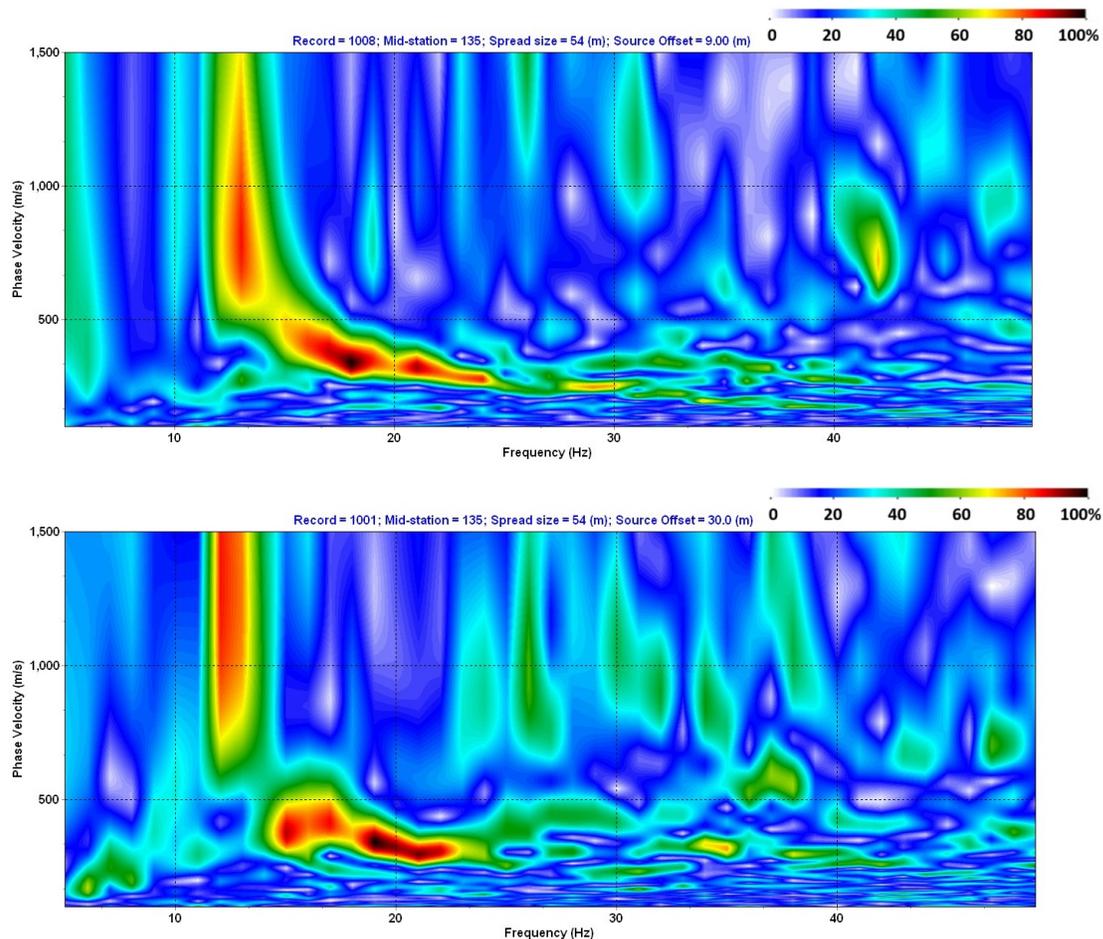


Abbildung 3.12: Einfluss des Anregungspunktes - Geophon Abstandes auf die Qualität des Overtone-Images bei einer Profillänge von 36 Geophonen (54m); oben: 9m Offset; unten: 30m Offset

Als Nächstes wurde die Profillänge ermittelt. Das darstellbare Frequenzband variiert zwischen 12Hz-40Hz. Die höheren Frequenzen reduzieren sich bei kürzerem Profil auf rund 25Hz. Ein guter Kompromiss

befindet sich hier bei einer Profillänge von 36 Geophonen bzw. 54m, wie in Abbildung 3.12 dargestellt. Hierbei sind die Frequenzen bis zirka 30Hz darstellbar, was vor allem die Auflösung in den tieferen Teil des Profils verbessert. Die Overtone-Images zeigen eine hohe Energieintensität im Bereich vom 12-13Hz bei relativ hohen Geschwindigkeiten um die 800-1000m/s. Dieser Verlauf setzt sich dann weiter bei knapp 500-350m/s bis zu 25Hz. Da für die Aufnahme der MASW 10Hz-Einzelgeophone zum Einsatz kamen, ist der Hochgeschwindigkeitsanteil bei ca. 12Hz auf die Eigenfrequenz des Geophones zurück zu führen. Dies lässt sich damit erklären, dass die erstankommenden P-Wellen bereits bei hohen Geschwindigkeiten das Geophon zum Schwingen bringen. Sind die Geophone zu schwach gedämpft, schwingt das Geophon dauerhaft mit der Eigenfrequenz, bis die Oberflächenwellen mit einer starken Amplitude dazukommen. Dadurch kommt es zu einer relativ hohen Energieintensität über verschiedene Geschwindigkeiten bei relativ konstanter Frequenz. Da die Oberflächenwellenamplitude jedoch verhältnismäßig stark ist, zeigt diese dann bei den niedrigeren Geschwindigkeiten die höhere Energieintensität in den Overtone-Images. Des Weiteren zeigen die Daten keine Intensitäten in den Oberschwingungen. Um mehr Datensätze zu erhalten, wurde für das Profil Arriach auch die Reverseaufnahmen verwendet. Damit ist jener Teil der Aufnahmen gemeint, wo der Anregungspunkt bereits weit genug in der Linie liegt, um auch ein Overtone-Image aus den Spuren von Anregungspunkt Richtung Profilanfang zu bekommen, ähnlich wie in Abbildung 3.8.

Abbildung 3.13 zeigt ein Beispiel eines Overtone-Images von einer Reverseaufnahme. Dabei lassen sich ähnliche Dispersionskurven erkennen wie in den Datensätzen zuvor. Auch hier wurden 36 Geophone mit 9m Offset als Profillänge verwendet. Wie zuvor zeigen sich bei ca. 10-12Hz sehr hohe Geschwindigkeiten an, welche möglicherweise von den Geophonen selbst stammen können. Der nutzbare Frequenzbereich liegt zwischen 13-30Hz wobei man Geschwindigkeiten von 300m/s-400m/s erreicht.

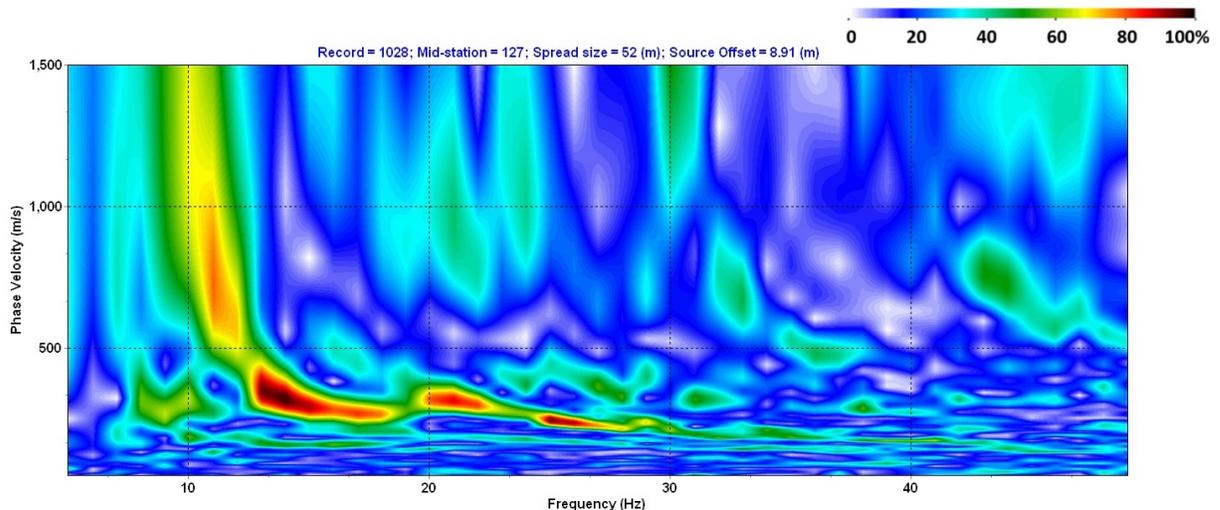


Abbildung 3.13: Overtone-Image einer Reverseaufnahme

Die erste Inversion wurde mit einem 10-Schichtmodell gestartet. Dabei wurde die Rayleighwelle ausgewertet. Abbildung 3.14 zeigt das Ergebnis der Inversion. Die Geschwindigkeitsverteilung verläuft von Aufnehmer 120-140. Die ersten 5m zeigen Geschwindigkeiten von bis zu 200m/s. Dabei ist eine Geschwindigkeitsinversion in ca 2-3m Tiefe zu erkennen, welche eine niedrigere Scherwellengeschwindigkeit von rund 100m/s zeigt. Bei Aufnehmer 133 zeigt sich eine Hochgeschwindigkeitslinse an der Oberfläche mit rund 250-300m/s. Der Übergang von auf >400m/s verläuft entlang von 10m Tiefe. Dabei zeigt sich bereits ein

Anstieg der Geschwindigkeit ab 5m Tiefe. Da es sich bei den ersten Metern um Schüttgut handelt, sind Geschwindigkeitswechsel von höheren zu tieferen Geschwindigkeiten mit Zunahme der Tiefe möglich, wie bei Stationsnummer 126 bei Tiefe 5-10m erkennbar ist. Der Übergang bei 10m Tiefe zeigt die Grenze zum Festgestein an. Dies entspricht auch den Ergebnissen der Refraktionsseismik.

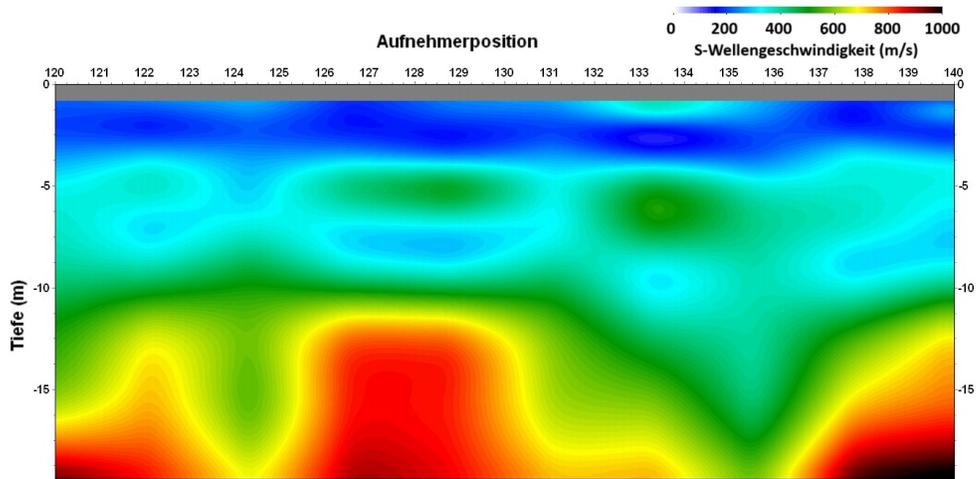


Abbildung 3.14: Ergebnis Rayleighwelle Profil Arriach 10-Schichtmodell

Abbildung 3.15 zeigt den Root Mean Square Error der Inversion mit 10 Schichten an. Dadurch lässt sich auf den Fehler zwischen berechneter Dispersionskurve des Ergebnisses und der gewählten Dispersionskurve aus den Overtone-Images rückschließen. Man sieht vor allem in den ersten Profilm Metern einen geringen Fehler von rund 3m/s. Bei Station 127 zieht sich durch die gesamte Tiefe eine Fehler von 4-5m/s, selbiges zeigt sich bei Position 133. Ab Position 137 zeigt sich ein relativ hoher RMSE von >5m/s. Grundsätzlich zeigt sich ein sehr stabiles Modell und der Fehleranteil als vertretbar gering. Vergleicht man nun die Bereiche mit höheren RMSE (Station 127 und 133) mit dem Ergebnis in Abbildung 3.14, zeigt sich die Geschwindigkeitsinversion in 5-10m Tiefe bzw. bei Station 133 auch an der Oberfläche. Da hier die Berechnung für die Software komplexer ist, wird eine Verringerung des Fehlers nicht weiter möglich gewesen sein.

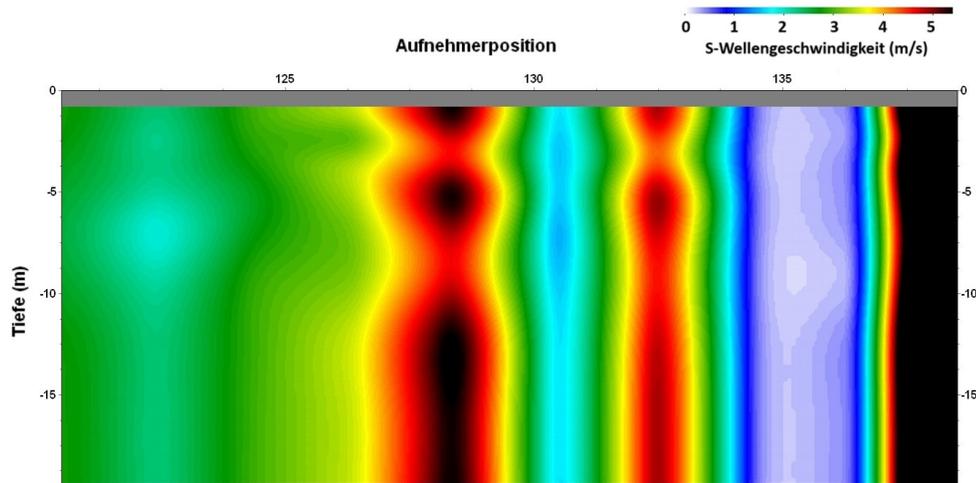


Abbildung 3.15: Root Mean Square Error Rayleighwelle Profil Arriach 10-Schichtmodell

Abbildung 3.16 zeigt das Ergebnis der MASW Inversion mit einem 7-Schichtmodell. Die Geschwindigkeitsinversion des 10-Schichtmodells könnte von einer zu hohen Komplexität des Startmodells entstehen. Diese Probleme können auftreten, wenn im Modell zu viele Stützstellen beim Start angenommen werden oder wie hier, zu viele Schichten. Dadurch wird das Ergebnis zu komplex und entspricht nicht einer realistischen Darstellung. Das Ergebnis des 7-Schichtmodells zeigt eine Verringerung der Komplexität vor allem in den ersten Metern unterhalb der Oberfläche. Jedoch zeigt sich bei Station 127 und 133 eine Geschwindigkeitsinversion auf, welche auch beim 10-Schichtmodell berechnet wurde. Möglicherweise ist das Modell noch immer zu komplex.

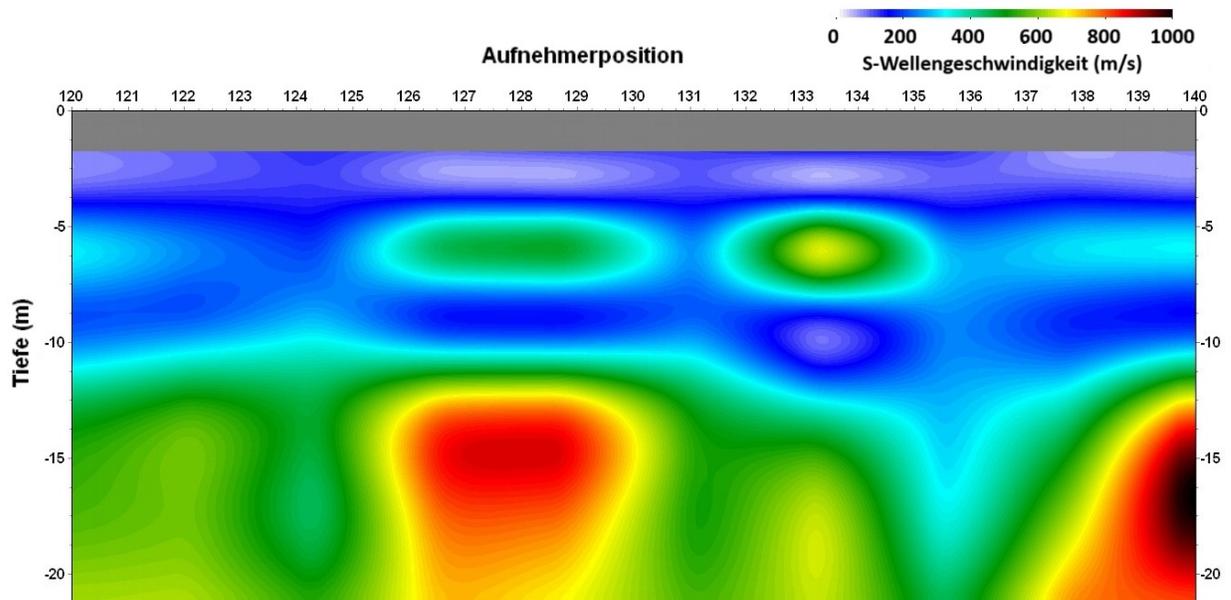


Abbildung 3.16: Ergebnis Rayleighwelle Profil Arriach 7-Schichtmodell

Abbildung 3.17 zeigt den RMSE des 7-Schichtmodells an. Ähnlich wie beim 10-Schichtmodell ist hier bei Station 127/128 und 133/134 der größte Fehler mit rund 4m/s. Von Station 120-127 zeigen sich niedrige Fehlerraten um die 1-3m/s. Bei Station 136 sieht man über die gesamte Tiefe einen Fehler um rund 0-1m/s. Nach Station 138 steigt der Fehler wieder auf >4m/s an, was möglicherweise mit dem Randproblemen des Modells zu tun hat. Grundsätzlich ist jedoch die Fehlerrate auf einem geringen Niveau. Man kann annehmen, dass das berechnete Modell geeignet ist.

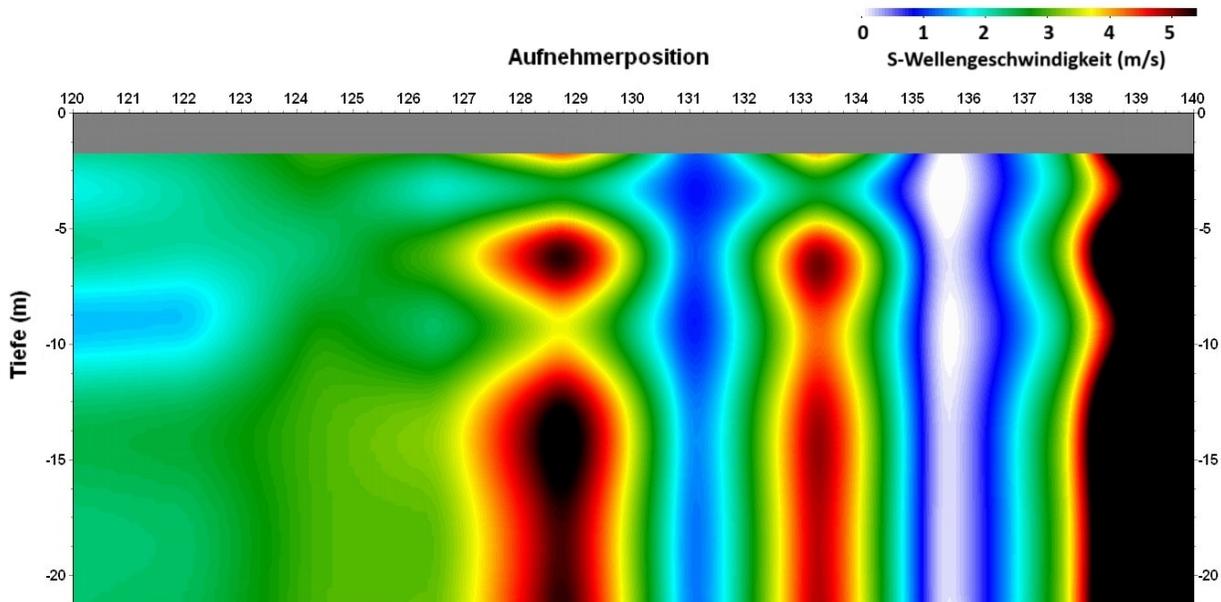


Abbildung 3.17: Root Mean Square Error Rayleighwelle Profil Arriach 7-Schichtmodell

Um zu sehen, ob eine weitere Verringerung der Komplexität ein realistischeres Modell hervorbringt, wurde auf ein 5-Schichtmodell reduziert. Dabei orientierte man sich an den Ergebnissen der Refraktion. Abbildung 3.18 stellt die Geschwindigkeitsverteilung des 5-Schichtmodells da. Es zeigt sich, dass sich die Geschwindigkeitsinversionen in den ersten Metern des Profils reduziert haben. Jedoch ist das Modell in tieferen Bereichen komplexer geworden, was sich in deutlich ausgeprägteren horizontalen Geschwindigkeitsänderung in 15-20m Tiefe zeigt. Vor allem zwischen Station 124-129 ist eine starke Änderung sichtbar. Generell kann man sagen, dass die Reduzierung der Komplexität des Modells realistischere Ergebnisse liefert und in diesem Fall in den ersten Metern unterhalb der Geländeoberfläche zu bevorzugen ist. Ab Tiefe 10m liefert das 10-Schichtmodell realistischere Ergebnisse.

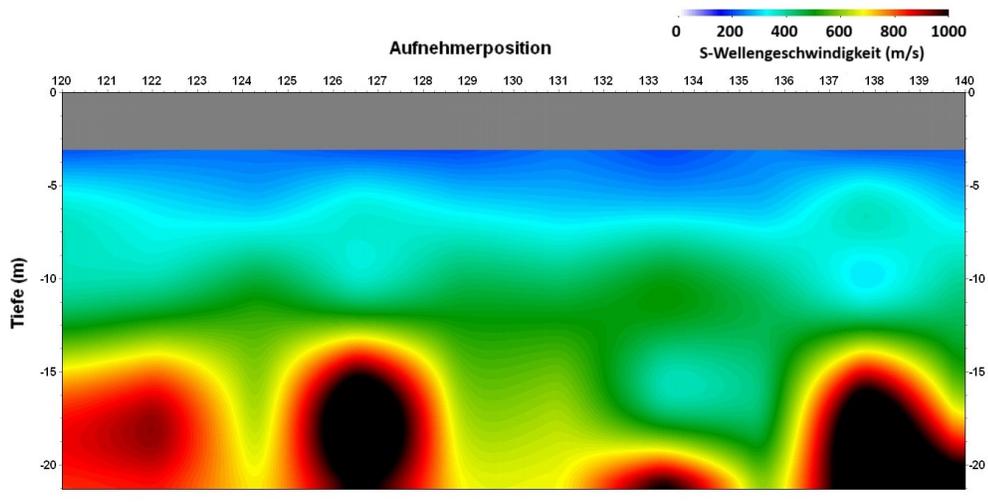


Abbildung 3.18: Ergebnis Rayleighwelle Profil Arriach 5-Schichtmodell

Abbildung 3.19 der RMSE des 5-Schichtmodells zeigt ähnliche Fehlerquoten wie beim 7-Schichtmodell und dem 10-Schichtmodell. Die Fehlerrate für die ersten Meter unter der Geländeroberfläche sind kleiner als im 10-Schichtmodell. Dies kann man vor allem bei Position 128 und 133 erkennen. Grundsätzlich kann man den RMSE von Position 120-125 als relativ klein mit rund 2m/s über alle Tiefen beschreiben. Ab Position 126 kommt es zu einem kontinuierlichen Anstieg bis Position 129 auf $>6\text{m/s}$, danach fällt dieser wieder auf rund 1m/s ab. Selbiges zeigt sich ab Position 132. Ab Position 138 hat man durchgehend einen hohen RMSE von über 6m/s.

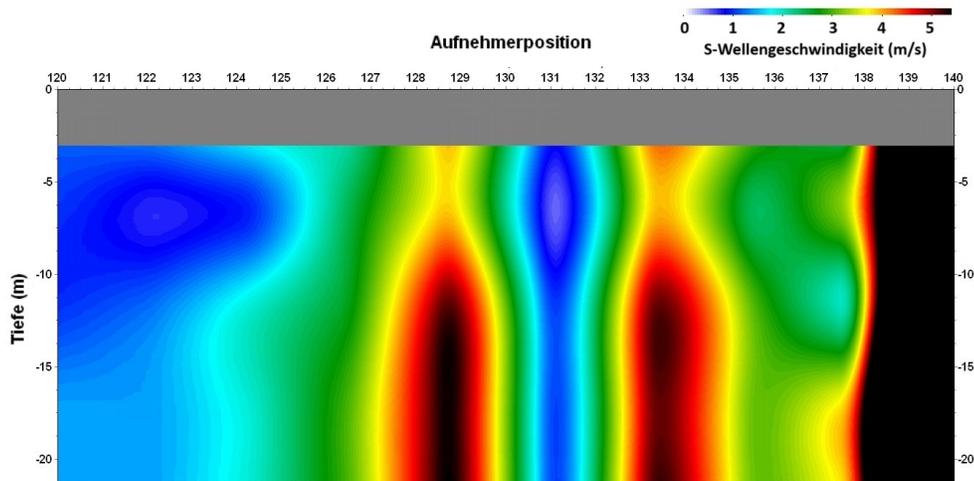


Abbildung 3.19: Root Mean Square Error Rayleighwelle Profil Arriach 5-Schichtmodell

Zusammenfassend zeigt sich, dass das 5-Schichtmodell zu bevorzugen ist. Geht man von einem geschütteten Boden aus, können auch Geschwindigkeitsinversionen durch verschiedenes Material und Verdichtungen auftreten. Für eine bessere Vorstellung des Untergrundes werden als Nächstes die Ergebnisse der Reverseaufnahme besprochen. Abbildung 3.20 zeigt das Ergebnis der reverse Analyse der Rayleighwelle. Grundsätzlich ist das Ergebnis ähnlich wie bei dem 5-Schichtmodell der normalen Analyse. Ein Unter-

schied ist die Tiefe des ersten Geschwindigkeitsanstiegs. Bei der normalen Analyse liegt dieser in zirka 10-12m Tiefe, bei der reverse Analyse in 15-17m Tiefe. Der Geschwindigkeitskontrast ist jedoch ähnlich, von <400m/s auf >800m/s. Ausgeprägt ist die Geschwindigkeitsanomalie bei Position 120-126. Hier zeigt sich eine >1000m/s Geschwindigkeitsanomalie über alle Tiefen im Modell. Aus geologischer Sicht ist so etwas sehr unwahrscheinlich und wird daher auf einen Fehler in der Inversion rückgeschlossen.

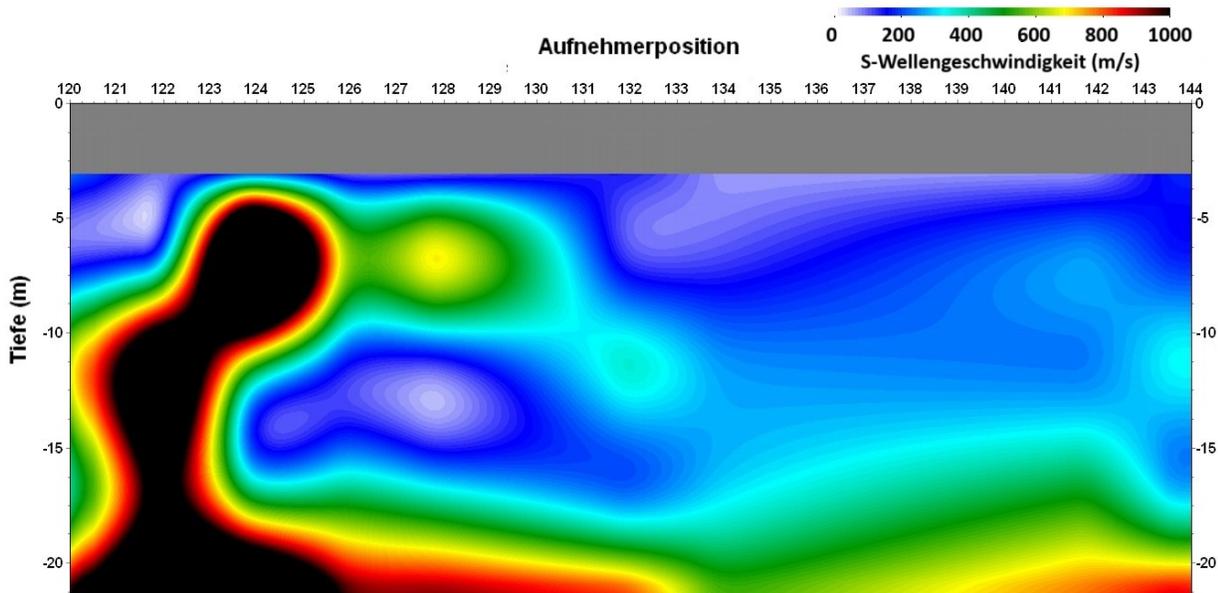


Abbildung 3.20: Ergebnis Rayleighwelle Profil Arriach 5-Schichtmodell der reverse Analyse

Abbildung 3.21 zeigt den RMSE für das 5-Schichtmodell der reverse Analyse. Der RMSE ist höher als in der normalen Analyse, meist über 5m/s. Vor allem in dem Bereich 122-130 der RMSE weit über 40m/s. Daher kann man annehmen, dass die Geschwindigkeitsanomalie ein Fehler in der Inversion ist.

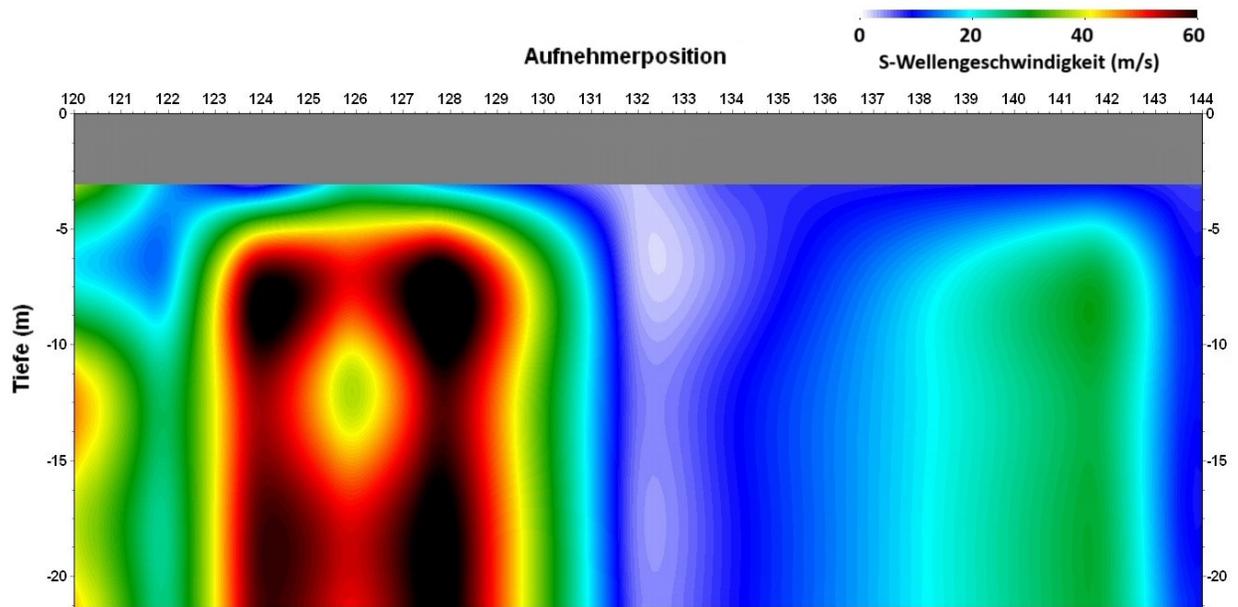


Abbildung 3.21: Root Mean Square Error Rayleighwelle Profil Arriach 5-Schichtmodell der reverse Analyse

Abbildung 3.22 bildet das Ergebnis des 7-Schichtmodells der reverse Analyse ab. Die Geschwindigkeitsanomalie am linken Rand des Modells wird bereits weniger ausgeprägt. Es stellt sich eine Geschwindigkeitsinversion in Tiefe 5-10m ein, wie es sich auch in der normalen Analyse zeigt. Der Geschwindigkeitsübergang von 400m/s auf 800m/s wird bereits in geringeren Tiefen erkennbar. Dadurch nähert sich das Modell den Ergebnissen der normalen Analyse an. Erkennbar ist eine Geschwindigkeitsanomalie an der Oberfläche bei Position 131-133, wie bereits bei der normalen Analyse angezeigt.

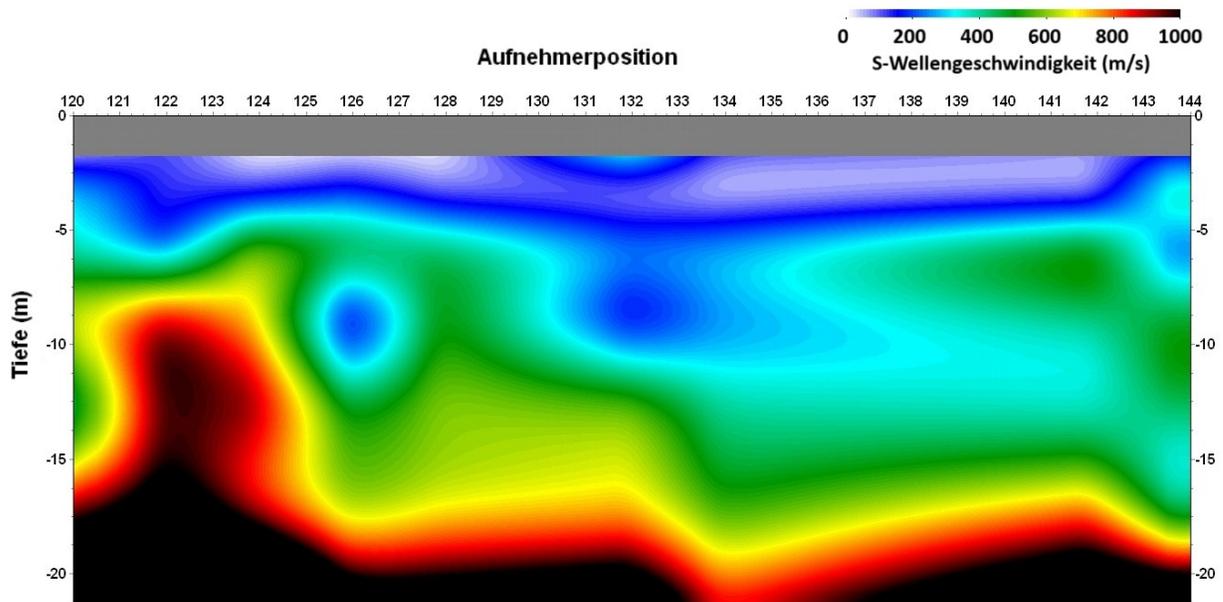


Abbildung 3.22: Ergebnis Rayleighwelle Profil Arriach 7-Schichtmodell der reverse Analyse

Abbildung 3.23 zeigt den RMSE des 7-Schichtmodells der reverse Analyse. Es zeigt sich hier wieder eine ähnliche Fehlerrate wie im 5-Schichtmodell. Einen Unterschied kann man vor allem am Modellanfang bei Position 120 erkennen. Zeigte hier das 5-Schichtmodell Fehlerraten von 20-40m/s, hat sich dies beim 7-Schichtmodell auf rund 10m/s reduziert. Die höhere Fehlerrate bei Position 121-131 ist ähnlich geblieben, jedoch die absoluten Werte haben sich reduziert. Auch ist der höhere Fehler bei Position 141 geblieben bzw. die Werte sind hier auch annähernd dieselben.

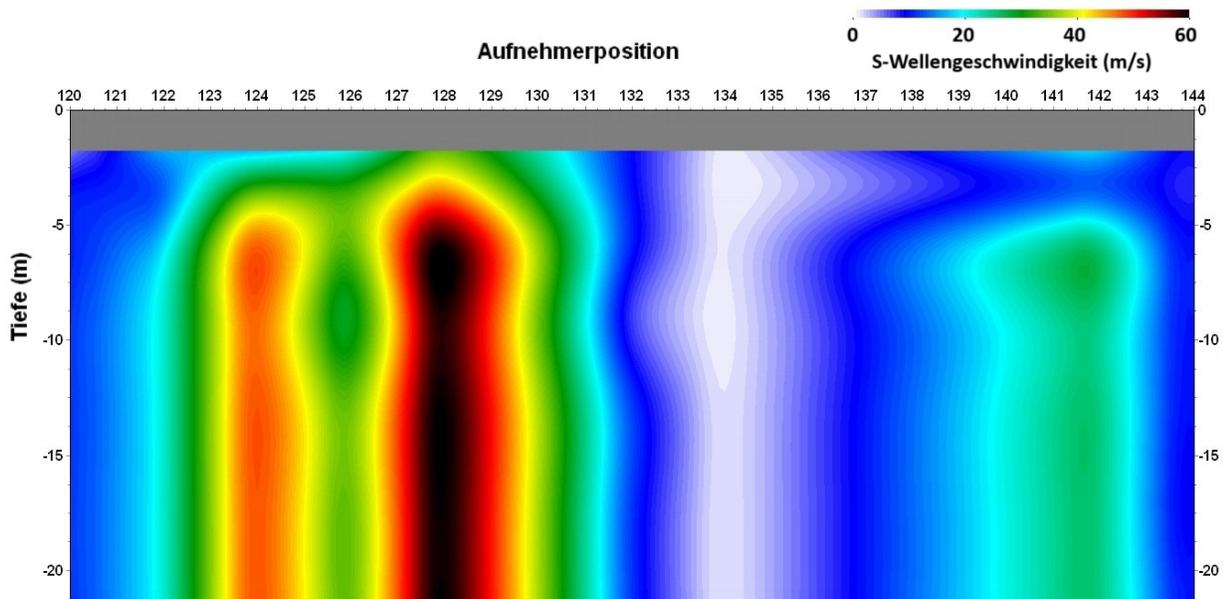


Abbildung 3.23: Root Mean Square Error Rayleighwelle Profil Arriach 7-Schichtmodell der reverse Analyse

Abbildung 3.24 ist das Ergebnis des 10-Schichtmodells der reverse Analyse. Diese zeigt ein ähnliches Bild wie das 10-Schichtmodell der normalen Analyse. Die Geschwindigkeitsinversion zwischen Oberfläche und 5m Tiefe und der Übergang von 400m/s auf 800m/s bei 10m Tiefe lässt sich vergleichen mit den Ergebnissen der normalen Analyse. Die Hochgeschwindigkeitsanomalie bei Position 121-126 ist noch in einer Tiefe von 15m erkennbar, jedoch ist dies aus geologischer Sicht eine realistische Darstellung. Vergleichbar sind die Ergebnisse der reverse Analyse mit der normalen Analyse bei Position 134, wo sich eine Art Beckenstruktur ausformt.

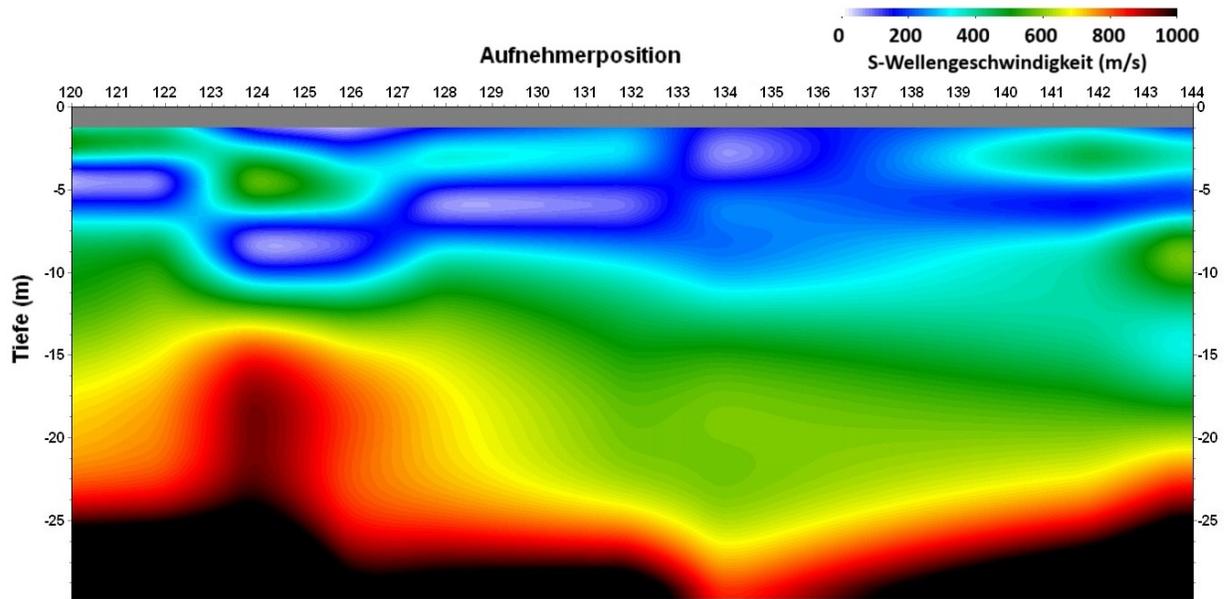


Abbildung 3.24: Ergebnis Rayleighwelle Profil Arriach 10-Schichtmodell der reverse Analyse

Abbildung 3.25 stellt den RMSE des 10-Schichtmodells da. Die Fehlerrate hat sich auch hier generell verringert, vor allem bei den Extrempunkten wie Position 142 und Position 122-130. Eine Ähnlichkeit zum 5-Schichtmodell zeigt sich am Anfang des Modells ab Position 120. Hier hat man einen Fehler von rund 30m/s. Da sich der Fehler generell reduziert hat und das Ergebnis des 10-Schichtmodells die realistischste Darstellung der drei reverse Ergebnisse ist, wird für die weitere Interpretation das 10-Schichtmodell gewählt.

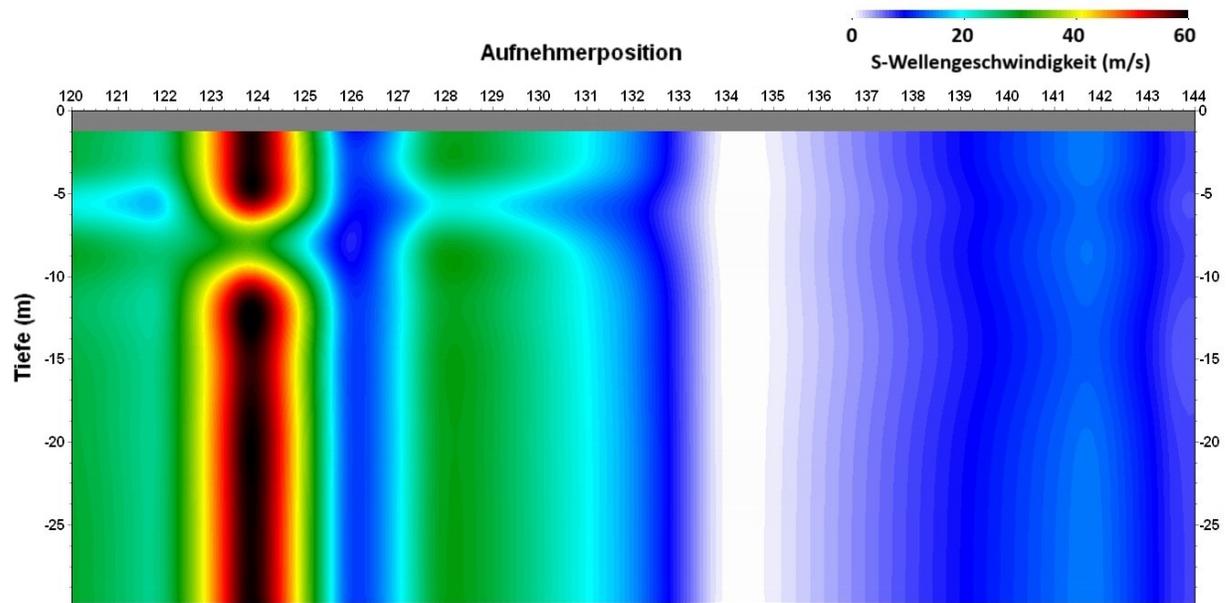


Abbildung 3.25: Root Mean Square Error Rayleighwelle Profil Arriach 10-Schichtmodell der reverse Analyse

Für den Vergleich Refraktion-MASW wird das Ergebnis der Lovewelleninversion verwendet. Dabei werden die Daten der S_H angeregten Refraktionsseismik eingesetzt. Die Auswahl des Offsets und der Profillänge wurden gleich wie bei der Rayleighwelle durchgeführt und mit 9m Offset und auf 36 Geophonen Profillänge festgelegt. Eine reverse Analyse wurde nicht durchgeführt. Es waren keine Oberschwingungen zur Auswertung vorhanden. Abbildung 3.26 zeigt das Ergebnis der Lovewelle für das 5-Schichtmodell. Im Gegensatz zur Rayleighwelle ist eine Geschwindigkeitsinversion bei rund 5m erkennbar. Dabei steigt die Geschwindigkeit auf rund 600m/s an, danach verringert sie sich wieder auf 200m/s und ab 10m Tiefe kommt ein Geschwindigkeitsanstieg auf über 1200m/s, was dem Festgestein entspricht. Bis auf Position 125 ist die Geschwindigkeitsinversion horizontal über alle Positionen vorhanden.

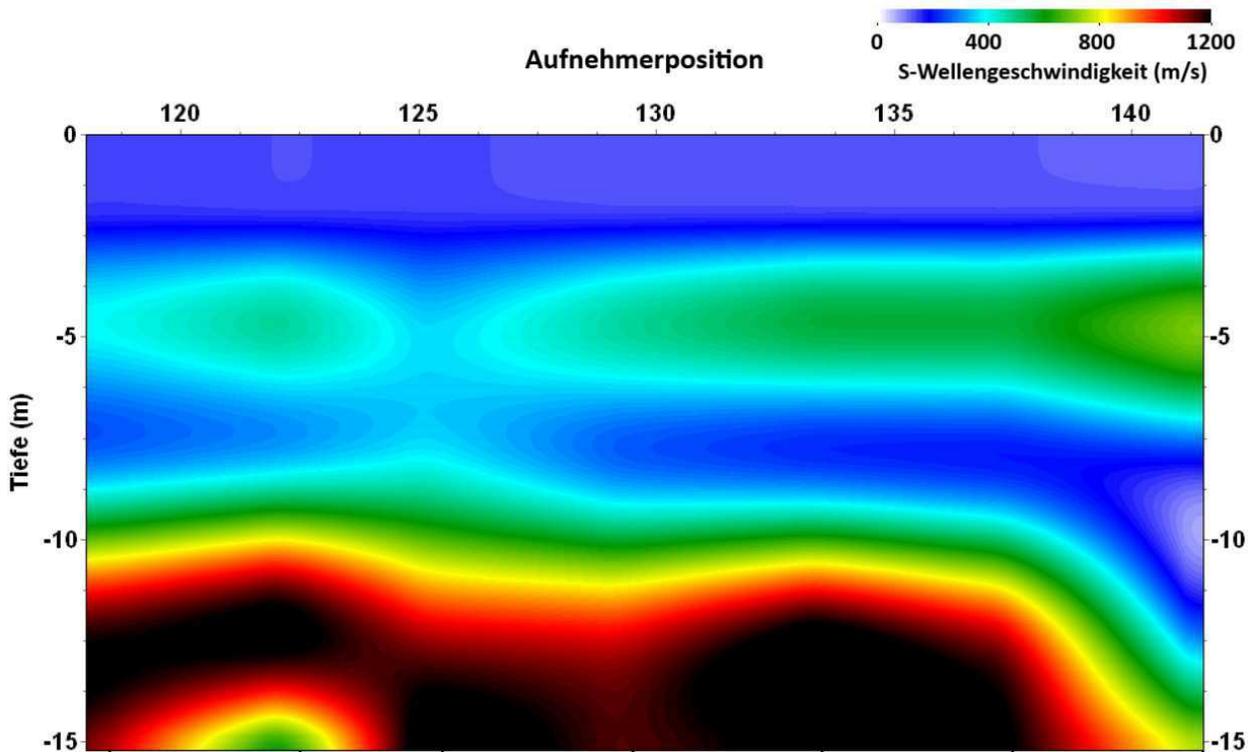


Abbildung 3.26: Ergebnis Lovewelle Profil Arriach 5-Schichtmodell

Abbildung 3.27 zeigt den RMSE für das 5-Schichtmodell der Lovewelle. Der Fehler ist grundsätzlich gering, bei kleiner 15m/s. Bis Position 120 ist der Fehler größer 10m/s, ab Position 125 nimmt dieser auf über 15m/s zu. Nur am Ende des Modells, bei Position 142, reduziert sich der Fehler wieder auf rund 5m/s.

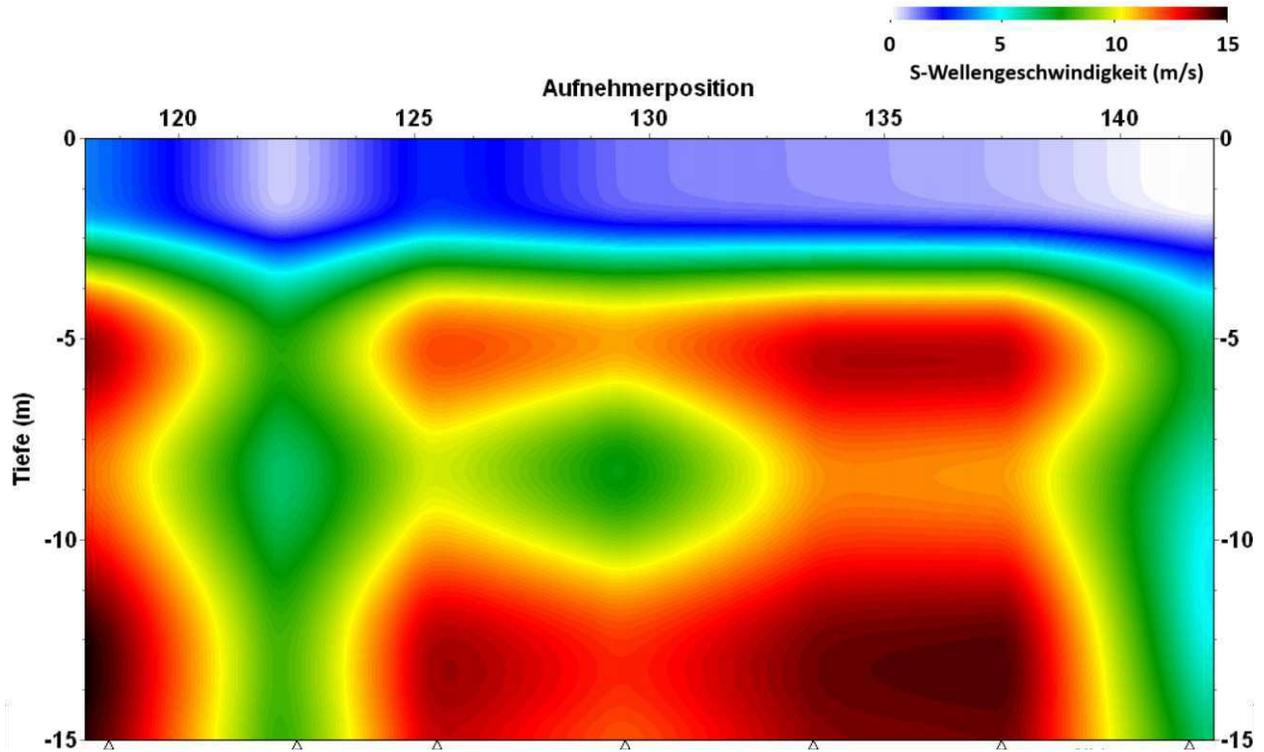


Abbildung 3.27: Root Mean Square Error Lovewelle Profil Arriach 5-Schichtmodell

Abbildung 3.28 zeigt das Ergebnis des 10-Schichtmodells der Lovewelle. Eine Geschwindigkeitsinversion ist nicht stark ausgeprägt, jedoch in ca 2-3m Tiefe vorhanden. Ein kontinuierlicher Geschwindigkeitsanstieg ist ab zirka 5m Tiefe erkennbar. Vor allem bei Position 125 steigt diese stark an. Zwischen Position 130-135 ist der Anstieg der Geschwindigkeit in die Tiefe sehr gering. Ab Position 135 ist in 10m Tiefe bereits eine Geschwindigkeit von über 1200m/s anzutreffen, was auf Festgestein hindeutet.

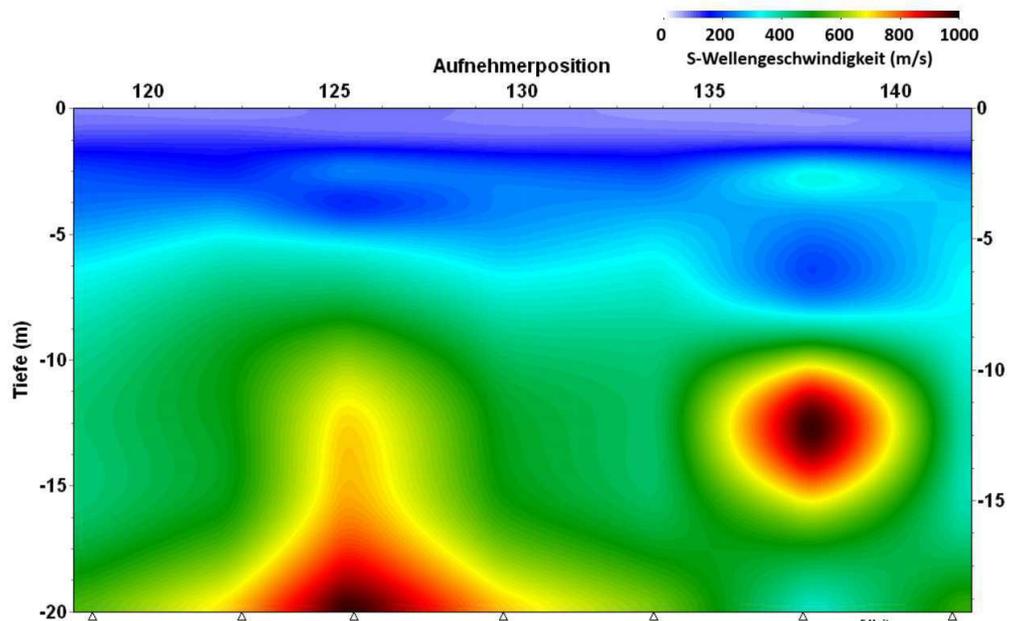


Abbildung 3.28: Ergebnis Lovewelle Profil Arriach 10-Schichtmodell

Abbildung 3.29 zeigt den RMSE für das 10-Schichtmodell der Lovewelle. Grundsätzlich kann man auch hier von einem relativ kleinen Fehler mit maximal 12m/s sprechen. Größere Fehleranteile hat man bis Position 120 und zwischen Position 123-130 über alle Tiefen mit über 12m/s. Danach verringert sich der Fehleranteil bis zum Ende des Profils kontinuierlich.

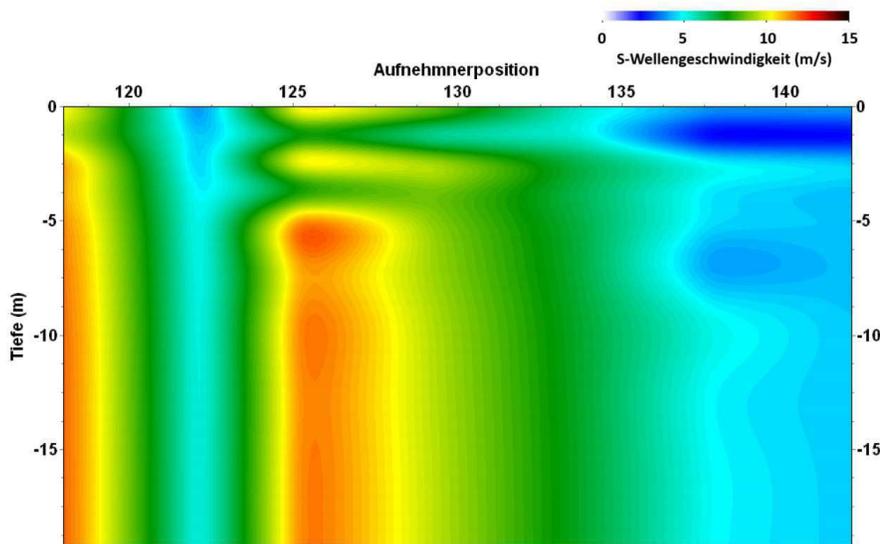


Abbildung 3.29: Root Mean Square Error Lovewelle Profil Arriach 10-Schichtmodell

Für den Vergleich der Scherwellenrefraktion - MASW wurden jene MASW Ergebnisse in Betracht gezogen, die einen RMSE von unter 15 % aufweisen. Der Wert stammt aus Xia u. a. (2003) wie bereits im Kapitel Oberschwindungen beschrieben.

Kapitel 4

Vergleich Scherwellenrefraktion - MASW

Es werden die Geschwindigkeiten aus Rayleighwelle, Lovewelle und S_H -Refraktionsseismik verglichen. Dies soll zeigen, ob die S_H -Geschwindigkeiten zwischen Körperwellen- und Oberflächenwellenauswertung ähnlich/gleich sind und ob ein konstanter Faktor zwischen S_H - und S_V -Wellengeschwindigkeit liegt. Für den Vergleich der Geschwindigkeiten werden die 2D - Geschwindigkeitsverteilungen der MASW und die Reaktionsschichtgrenzen aus der Wavefrontinversion verwendet, da man hier im Vergleich zu den 3D - Geschwindigkeitsverteilungen mit Farbskalen die Geschwindigkeit für die jeweilige Tiefe exakt bestimmen kann und diese nicht durch die Farbskalen abgeschätzt werden müssen.

4.1 Ergebnisse Anwendungsbeispiel Großau

Für die Auswertung wurde die Grenzschicht der Refraktion mit $S_{H1} = 293\text{m/s}$ und $S_{H2} = 413\text{m/s}$ verwendet. Die Werte für die jeweiligen Positionen wurden von der MASW aus den 2-D Ergebnissen der Rayleighwelle S_V und Lovewelle S_H entnommen und in die Tabelle 5.1, Tabelle 5.2, Tabelle 5.3 und Tabelle 5.4 im Anhang eingetragen. Es wurde aus den Ergebnissen aller Positionen die Mittelwerte und die Mediane berechnet. Für die Ergebnisse der Lovewelle wurden der Mittelwert und Median im Verhältnis zur Refraktionsgeschwindigkeit $S_{H1} = 293\text{m/s}$ und $S_{H2} = 413\text{m/s}$ gesetzt. Δv_1 bzw. Δv_2 beschreiben die Differenz der S_H der MASW und der Scherwellen-Refraktion S_{H1} und S_{H2} . Hier wurde der Mittelwert und der Median jeweils gebildet bzw. die prozentuelle Abweichung von der Refraktionsgeschwindigkeit.

Es zeigt sich beim 5-Schichtmodell wie in Tabelle 5.3, dass der Mittelwert der ersten Grenzschicht v_1 97% und der zweiten Grenzschicht v_2 111% der jeweiligen Refraktionsgeschwindigkeit entspricht. Ähnlich verhält es sich beim Median mit v_1 94% und v_2 106%. Dies zeigt, dass die Geschwindigkeiten der Körperscherwelle und der Lovewelle voneinander $\pm 10\%$ abweichen.

Der k-Wert wird, wie in Gleichung 4.1 beschrieben, berechnet:

$$k = \frac{S_H}{S_V} \quad (4.1)$$

wobei S_H die Geschwindigkeit der Lovewelle und S_V die Geschwindigkeit der Rayleighwelle entspricht. Tabelle 4.1 zeigt die k-Werte für die erste Grenzschicht und die zweite Grenzschicht für das 5-Schichtmodell. Dabei zeigt sich, dass für die erste Grenzschicht k_1 Werte von 0,76 bis 1,01 auftreten, mit einem Mittelwert von 0,89. Bei der zweiten Grenzschicht k_2 Werte von 0,74 bis 1,65 mit einem Mittelwert von 1,14.

	k_1 [-]	k_2 [-]
	0,83	1,57
	1,01	0,81
	0,81	1,26
	0,94	1,14
	0,79	1,65
	0,91	0,96
	0,91	1,03
	1,01	0,81
	0,98	0,74
	0,76	1,42
Mittelwert	0,89	1,14
Median	0,91	1,09

Tabelle 4.1: Großau, k-Werte des 5-Schichtmodell

Das Verhältnis aus S_H zu S_V wird in Abbildung 4.1 graphisch dargestellt. Dabei zeigt sich bei der ersten Grenzschicht eine relativ kontinuierlich ansteigender Verlauf, wo hingegen bei der zweiten Grenzschicht die Rayleighwellengeschwindigkeit mit steigender Lovewellengeschwindigkeit relativ konstant bleibt, was die große Variation der k_2 -Werte erklärt.

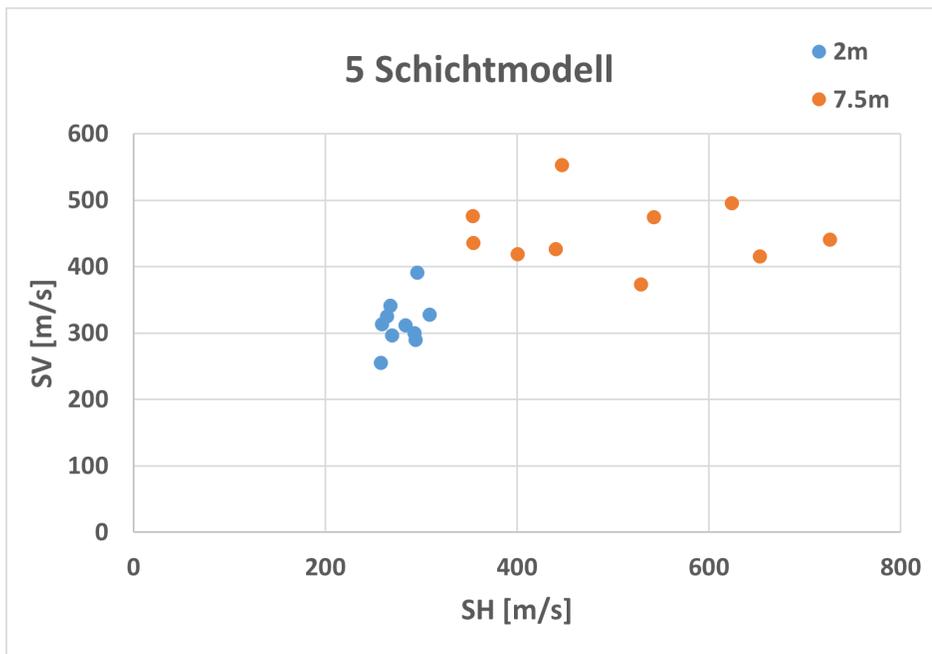


Abbildung 4.1: Darstellung der Lovewellengeschwindigkeit S_H zur Rayleighwellengeschwindigkeit S_V für das 5-Schichtmodell der ersten Grenzschicht in 2m und der zweiten Grenzschicht in 7,5m Tiefe

Tabelle 5.4 sind die Ergebnisse der S_H des 10-Schichtmodells. Es zeigen sich für den Mittelwert und Median ähnlich Ergebnisse wie im 5-Schichtmodell, nämlich 101% bzw. 99% für die erste Grenzschicht und 113% bzw. 106% für die zweite Grenzschicht. Daher kann man wie zuvor von einer Abweichung von $\pm 10\%$ von der Scherwellengeschwindigkeit der Refraktion sprechen.

Tabelle 4.2 zeigt die Ergebnisse der k-Werte für das 10-Schichtmodell. Minimum bzw. Maximum sind hier 0,86 bzw. 2,23. Der Maximalwert kann als Ausreißer gesehen werden, da der nächstgrößere Wert 1,34 beträgt. Daraus ergibt sich ein Mittelwert von 1,23 bzw. Median von 1,18. Ähnliches zeigt sich bei der zweiten Grenzschrift mit 1,87 Maximal- und 0,8 Minimalwert. Der Mittelwert von 1,26 und der Median von 1,22 sind vergleichbar mit den Werten der ersten Grenzschrift.

	k1 [-]	k2 [-]
	0,98	1,25
	1,18	0,80
	1,10	1,40
	1,32	1,87
	1,17	1,14
	1,34	1,19
	0,90	0,80
	1,27	1,67
	2,23	1,13
	0,86	1,39
Mittelwert	1,23	1,26
Median	1,18	1,22

Tabelle 4.2: Großbau, k-Werte des 10-Schichtmodell

Die Visualisierung der obigen Verhältnisse in Abbildung 4.2 zeigen einen ähnlichen Verlauf wie im 5-Schichtmodell. Es sind drei Ausreißer in der zweiten Grenzschrift bei einer S_H -Geschwindigkeit von 400m/s erkennbar. Es bewegt sich jedoch im 5-Schichtmodell die S_V Geschwindigkeit für die zweite Grenzschrift bei rund 450m/s, beim 10-Schichtmodell etwas darunter mit rund 380m/s.

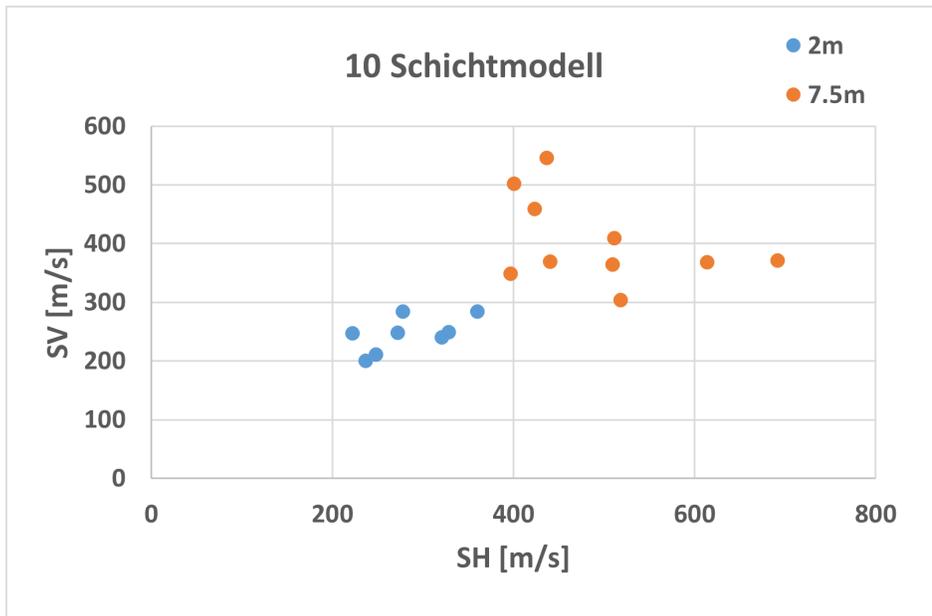


Abbildung 4.2: Darstellung der Lovewellengeschwindigkeit S_H zur Rayleighwellengeschwindigkeit S_V für das 10-Schichtmodell der ersten Grenzschicht in 2m und der zweiten Grenzschicht in 7,5m Tiefe

Der Vergleich der Ergebnisse für die k-Werte und die graphisch Darstellung dazu zeigen, dass für die erste Grenzschicht ein stetiger Verlauf der Geschwindigkeitsverhältnisse zwischen Lovewelle und Rayleighwelle besteht. Für die zweite Grenzschicht entsteht für die Rayleighwelle eine maximale Geschwindigkeit, die bei Steigerung der Lovewellengeschwindigkeit kaum mehr ansteigt. Eine mögliche Erklärung kann die Eindringtiefe der Rayleighwelle sein, welche abhängig von der Wellenlänge und somit von Ausbreitungsgeschwindigkeit und Frequenz ist. Dabei könnte bei 7.5m die Maximalgeschwindigkeit von rund 400m/s erreicht sein.

4.2 Ergebnisse Anwendungsbeispiel Arriach

Die Auswertung der Ergebnisse des Profils Arriach verlief gleich wie dem Profil Großau. Die Daten wurden im Anhang in die Tabelle 5.5, Tabelle 5.6, Tabelle 5.7 und Tabelle 5.8 eingetragen. Die Geschwindigkeiten der verwendeten Refraktionsgrenzschichten betragen $S_{H1} = 224$ m/s und $S_{H2} = 296$ m/s. Die Δv , Mittelwerte, Mediane und deren prozentueller Anteil wurde wie im Abschnitt zuvor berechnet.

Tabelle 5.6 zeigt die Ergebnisse der Lovewelle des 5-Schichtmodells. Es fällt auf, dass der Mittelwert und der Median der ersten Grenzschicht zirka 60% der Refraktionsgeschwindigkeit ist. Selbiges zeigt sich beim 10-Schichtmodell in Tabelle 5.8, wobei hier rund 50% der Refraktionsgeschwindigkeit erreicht wurde. Die Grenzschicht zwei zeigt im ersten Fall mit rund 90% Ergebnisse wie im Profil Grossau, beim 10-Schichtmodell jedoch eine Abweichung von rund 140%.

Diskutiert man die Ergebnisse der k-Werte zeigen sich für das 5-Schichtmodell Werte von rund 0,62 Mittelwert bzw. 0,86 für die erste und zweite Grenzschicht. Dabei ist die Streuung von 0,59 bis 0,64 in der ersten Grenzschicht gering, bei der zweiten mit 0,59 bis 1,3 bereits größer. Jedoch kann man feststellen, dass der Wert 1,3 ein Ausreißer ist und der nächst kleinere mit 1,00 aussagekräftiger für die Datenreihe ist.

	k1 [-]	k2 [-]
	0,60	1,00
	0,59	1,30
	0,65	0,77
	0,64	0,66
	0,64	0,59
Mittelwert	0,62	0,86
Median	0,64	0,77

Tabelle 4.3: Arriach, k-Werte des 5-Schichtmodell

Die Visualisierung der obigen Tabelle in Abbildung 4.3 zeigt, wie bereits beim Profil Großau, einen kontinuierlich steigenden Verlauf für die oberflächennahen Schichten, danach nur noch geringen oder keinen Anstieg ab einer S_V -Geschwindigkeit von rund 330m/s bei rund 7,5m Tiefe. Grundsätzlich sind die Geschwindigkeiten für das Profil Arriach geringer als für das Profil Großau.

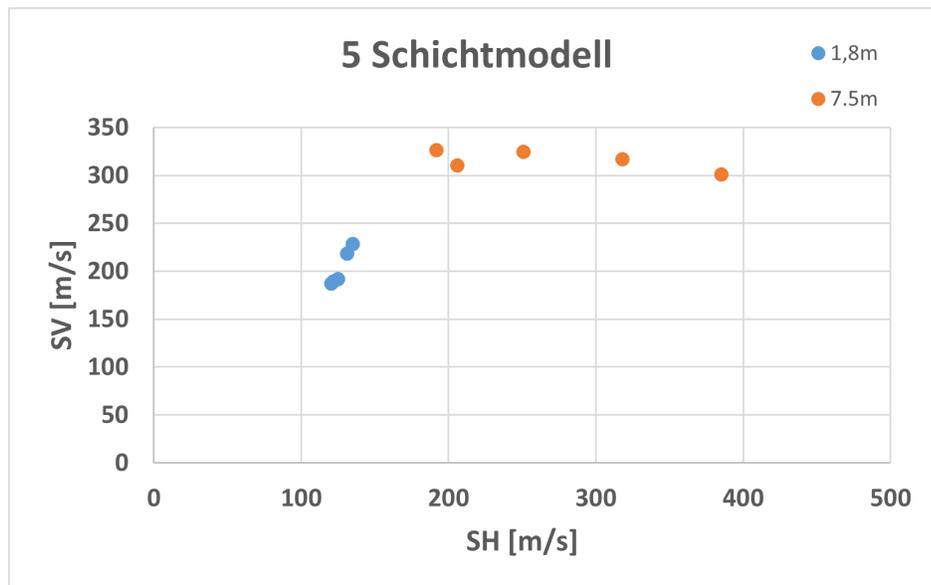


Abbildung 4.3: Darstellung der Lovewellengeschwindigkeit S_H zur Rayleighwellengeschwindigkeit S_V für das 5-Schichtmodell der ersten Grenzsicht in 1,8m und der zweiten Grenzsicht in 7,5m Tiefe

Tabelle 4.4 zeigt die k-Werte für das 10-Schichtmodell. Die erste Grenzsicht hat mit einem k_1 von rund 0,53 ein ähnliches Ergebnis wie das 5-Schichtmodell, jedoch bei der Grenzsicht einen Mittelwert von 1,27. Die Streuung bei beiden Grenzsichten ist jedoch relativ groß, von 0,34 bis 0,74 bzw. von 0,78 bis 1,65.

	k1 [-]	k2 [-]
	0,67	1,10
	0,73	1,65
	0,39	1,49
	0,43	1,16
	0,64	1,34
	0,51	0,78
	0,34	1,35
Mittelwert	0,53	1,27
Median	0,51	1,34

Tabelle 4.4: Arriach, k-Werte des 10-Schichtmodell

Anders als in den bisherigen Modellen zeigt die Visualisierung des 10-Schichtmodells in Abbildung 4.4 einen kontinuierlichen Verlauf für beide Grenzschichten. Jedoch wird die maximale Geschwindigkeit der S_V auch bei rund 330m/s erreicht, was wiederum auf die maximale Eindringtiefe abhängig von der Geschwindigkeit und Wellenlänge rückführbar scheint.

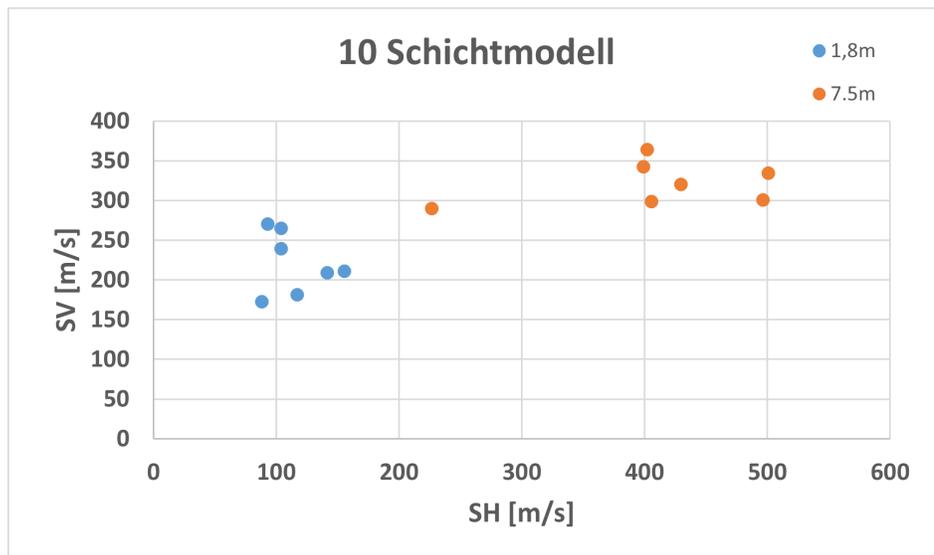


Abbildung 4.4: Darstellung der Lovewellengeschwindigkeit S_V zur Rayleighwellengeschwindigkeit S_H für das 10-Schichtmodell der ersten Grenzschicht in 1,8m und der zweiten Grenzschicht in 7,5m Tiefe

Kapitel 5

Interpretation und Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Daten für das Profil Großau zeigen eine konstante Abweichung zwischen Lovewellengeschwindigkeit und Refraktionsscherwellengeschwindigkeit von $\pm 10\%$. Für die Anwendung in der Ingenieursgeophysik bedeutet das, dass hier beide Methoden miteinander gut vergleichbar sind und daher es unabhängig voneinander zu gleich guten Ergebnissen führt. Die Fragestellung, ob ein konstanter Faktor zwischen Lovewellen- und Rayleighwellengeschwindigkeit besteht, konnte nicht beantwortet werden. Die k-Werte aus dem Profil Großau lassen keine Rückschlüsse ziehen, da sie je nach Position sehr stark variieren. Dies kann wohl auf die Richtungsabhängigkeit der Scherparameter des Untergrunds rückgeführt werden, welche die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Scherwellen/Oberflächenwellen beeinflussen. Was jedoch gesagt werden kann, ist, dass für oberflächennahe Bereich die beiden Oberflächenwellen sehr konstant im Verhältnis zueinander ansteigen. Ab einer gewissen Grenztiefe bleibt S_V bei steigender S_H konstant. Da die k-Werte ± 1 betragen, kann man sagen, dass beide Geschwindigkeiten miteinander vergleichbar sind. Ein gewisser Einflussfaktor ist die Erfahrung und die subjektive Interpretation des Geophysikers, der die Aufnahmeparameter wie auch die Auswertung der Daten beeinflusst, wie man an der Variation der Ergebnisse für verschiedene Schichtmodelle erkennt. Beim Profil Arriach zeigten sich zwischen Refraktionsseismik und MASW größere Geschwindigkeitsunterschiede von rund $\pm 40\%$. Ob diese auf ein zu kurzes Profil, schlechte Datenlage oder zu komplizierten Untergrundaufbau rückführen lässt, ist schwierig zu beantworten. Daher muss man sagen, dass die hier beschriebenen Ergebnisse keine endgültigen Rückschlüsse liefern. Damit man zuverlässige Ergebnisse bekommt müsste man ein Testgelände finden, in dem der Bodenaufbau und die Wellengeschwindigkeiten bekannt sind. Dort müsste die Messung wiederholt entlang der gleichen Linie aufgenommen werden, um systematische Fehler auszuschließen, wodurch die Ergebnisse aussagekräftiger werden. Hierfür könnte diese Abschlussarbeit als Basis dienen.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die MASW gegenüber der Refraktionsseismik einige Vorteile für die Ingenieursgeologie hat. Vor allem die Zeitersparnis bei der Aufnahme der Daten durch Benutzen derselben Aufstellung und Anregung für P- und S- Wellenseismik ist für die arbeitsintensive Landseismik ein wichtiger Kostenfaktor. Durch das Ergebnis der beiden Geschwindigkeiten lassen sich vor allem wichtige geotechnische Bodenparameter berechnen. Jedoch hängt hier einiges von der Erfahrung der bearbeitenden Person ab. Hier kann man sagen, dass bei der MASW mehr Erfahrung und Wissen nötig ist, da die Inversion anfälliger für Fehler in der Auswertung der Dispersionskurve ist. Falls auch die P-Welle ausgewertet werden soll, muss ein Kompromiss zwischen der idealen Aufstellgeometrie für P-Wellenrefraktion und MASW gefunden werden.

Anhang

Position	Tiefe 1 [m]	v1 [m/s]	Tiefe 2 [m]	v2 [m/s]
125	2	313,2	7,5	415,2
131	2	251,4	7,5	551,5
137	2	323,3	7,5	497,7
143	2	255,4	7,5	552,5
149	2	325	7,5	495,1
155	2	327,9	7,5	474,6
161	2	341,4	7,5	441
167	2	311,8	7,5	418,9
173	2	296,1	7,5	426,6
179	2	289,6	7,5	435,2
185	2	300,2	7,5	475,7
191	2	390,6	7,5	373,6
197	2	315,9	7,5	402,2
203	2	219,4	7,5	452,3
209	2	242,1	7,5	450,2
215	2	223,7	7,5	463,4
221	2	189,2	7,5	681,4
227	2	354,9	7,5	354,9
233	2	498	7,5	431,3
239	2	663,8	7,5	378,4
245	2	226,2	7,5	618,1
251	2	762,4	7,5	394,3
257	2	324,3	7,5	447,4
263	2	293,5	7,5	528,3
269	2	253,4	7,5	718
275	2	336,1	7,5	526,9
281	2	265,1	7,5	269,3
Mittelwert		329,40		469,41
Median		311,8		450,2

Tabelle 5.1: Großbau, S_V -Geschwindigkeit des 5-Schichtmodell; Positionen, Tiefen und Geschwindigkeiten

Position	Tiefe 1 [m]	v1 [m/s]	Tiefe 2 [m]	v2 [m/s]
125	2	284,7	7,5	409,3
131	2	217,98	7,5	441,9
137	2	315,3	7,5	402,7
143	2	200,4	7,5	546,2
149	2	248,3	7,5	364,3
155	2	248,8	7,5	370,7
161	2	211,2	7,5	349,1
167	2	240,3	7,5	369,6
173	2	246,7	7,5	502,3
179	2	284,3	7,5	368,5
185	2	171,3	7,5	459,1
191	2	374,1	7,5	303,8
197	2	313,3	7,5	418,7
203	2	348,5	7,5	464,9
209	2	342,2	7,5	402,2
215	2	319,9	7,5	421,7
221	2	255,85	7,5	224,3
227	2	392,5	7,5	473,4
233	2	394,4	7,5	364,2
239	2	354,1	7,5	518,8
245	2	316,3	7,5	447,7
251	2	271,5	7,5	473,5
257	2	290,4	7,5	352,9
263	2	350,2	7,5	338,8
269	2	287	7,5	350,2
275	2	354,7	7,5	351,9
281	2	294,8	7,5	377,6
Mittelwert		293,67		402,53
Median		290,4		402,2

Tabelle 5.2: Großbau, S_V -Geschwindigkeit des 10-Schichtmodell; Positionen, Tiefen und Geschwindigkeiten

Position	Tiefe 1 [m]	v1 [m/s]	Tiefe 2 [m]	v2 [m/s]	Δv_1 [m/s]	Δv_2 [m/s]
115	2	259,4	7,5	490	-33,6	77
116	2	257,9	7,5	432,1	-35,1	19,1
117	2	276,5	7,5	478,8	-16,5	65,8
118	2	274,2	7,5	419	-18,8	6
121	2	270,1	7,5	341,5	-22,9	-71,5
124	2	258,9	7,5	653,3	-34,1	240,3
142	2	257,8	7,5	446,9	-35,2	33,9
145	2	260,8	7,5	378	-32,2	-35
148	2	264,3	7,5	624,2	-28,7	211,2
151	2	274,7	7,5	418,7	-18,3	5,7
154	2	308,6	7,5	542,9	15,6	129,9
157	2	352,1	7,5	466	59,1	53
160	2	268,1	7,5	726	-24,9	313
163	2	252,2	7,5	387,9	-40,8	-25,1
166	2	283,9	7,5	400,4	-9,1	-12,6
169	2	413,6	7,5	409,2	120,6	-3,8
172	2	269,7	7,5	440,2	-23,3	27,2
175	2	278,3	7,5	496,1	-14,7	83,1
178	2	293,9	7,5	354,2	0,9	-58,8
184	2	292,8	7,5	353,7	-0,2	-59,3
187	2	297,9	7,5	259,1	4,9	-153,9
189	2	295,7	7,5	529	2,7	116
Mittelwert		284,61		456,69	-8,39	43,69
Median		274,45		436,15	-18,55	23,15
Mittelwert		97%		111%	-3%	11%
Median		94%		106%	-6%	6%

Tabelle 5.3: Großau, S_H -Geschwindigkeit des 5-Schichtmodell; Positionen, Tiefen, Geschwindigkeiten und Differenz der MASW-Refraktionsgeschwindigkeit Δv ; die Prozente sind im Verhältnis zur Refraktionsgeschwindigkeit angegeben

Position	Tiefe 1 [m]	v1 [m/s]	Tiefe 2 [m]	v2 [m/s]	$\Delta v1$ [m/s]	$\Delta v2$ [m/s]
115	2	332,8	7,5	331,4	39,8	-81,6
116	2	304,2	7,5	413,8	11,2	0,8
117	2	318,3	7,5	594	25,3	181
118	2	254,9	7,5	424,3	-38,1	11,3
121	2	277,4	7,5	578,4	-15,6	165,4
124	2	277,6	7,5	511,5	-15,4	98,5
142	2	237	7,5	436,9	-56	23,9
145	2	231,5	7,5	400,6	-61,5	-12,4
148	2	272,4	7,5	509,1	-20,6	96,1
151	2	223,5	7,5	455,9	-69,5	42,9
154	2	328,3	7,5	691,4	35,3	278,4
157	2	356,8	7,5	387,2	63,8	-25,8
160	2	248,1	7,5	396,9	-44,9	-16,1
163	2	331,6	7,5	434,9	38,6	21,9
166	2	321,1	7,5	440,7	28,1	27,7
169	2	418,1	7,5	408,7	125,1	-4,3
172	2	222,4	7,5	400,4	-70,6	-12,6
175	2	264,1	7,5	468,1	-28,9	55,1
178	2	359,9	7,5	613,7	66,9	200,7
184	2	381,8	7,5	518,1	88,8	105,1
187	2	250	7,5	413,2	-43	0,2
189	2	323,4	7,5	423,1	30,4	10,1
Mittelwert		297,05		466,01	4,05	53,01
Median		290,9		435,9	-2,1	22,9
Mittelwert		101%		113%	1%	13%
Median		99%		106%	-1%	6%

Tabelle 5.4: Großau, S_H -Geschwindigkeit des 10-Schichtmodell; Positionen, Tiefen, Geschwindigkeiten und Differenz der MASW-Refraktionsgeschwindigkeit Δv , die Prozente sind im Verhältnis zur Refraktionsgeschwindigkeit angegeben

Position	Tiefe 1	v1 [m/s]	Tiefe 2	v2 [m/s]
121	1,8	187,2	7,5m	366,3
123	1,8	218,2	7,5m	317,1
125	1,8	228,3	7,5m	300,8
127	1,8	186,5	7,5m	358,6
129	1,8	191,9	7,5m	324,5
131	1,8	233,8	7,5m	300,8
133	1,8	189,5	7,5m	310,1
135	1,8	244,5	7,5m	293,08
137	1,8	187	7,5m	326,3
139	1,8	213,1	7,5m	295,5
Mittelwert		208		319,31
Median		202,5		313,6

Tabelle 5.5: Arriach, S_V -Geschwindigkeit des 5-Schichtmodell; Positionen, Tiefen und Geschwindigkeiten

Position	Tiefe 1 [m]	v1 [m/s]	Tiefe 2 [m]	v2 [m/s]	$\Delta v1$ [m/s]	$\Delta v2$ [m/s]
119	1,8	142,5	7,5m	260,4	-81,5	-35,6
123	1,8	131	7,5m	317,9	-93	21,9
126	1,8	135	7,5m	385	-89	89
130	1,8	125	7,5m	250,8	-99	-45,2
134	1,8	121,8	7,5m	205,9	-102,2	-90,1
138	1,8	120,3	7,5m	191,9	-103,7	-104,1
142	1,8	118,3	7,5m	208,4	-105,7	-87,6
Mittelwert		127,7		260,04	-96,3	-35,96
Median		125		250,8	-99	-45,2
Mittelwert		57%		88%	-43%	-12%
Median		56%		85%	-44%	-15%

Tabelle 5.6: Arriach, S_H -Geschwindigkeit des 5-Schichtmodell; Positionen, Tiefen, Geschwindigkeiten und Differenz der MASW-Refraktionsgeschwindigkeit Δv ; die Procente sind im Verhältnis zur Refraktionsgeschwindigkeit angegeben

Position	Tiefe 1	v1 [m/s]	Tiefe 2	v2 [m/s]
121	1,8	209,07	7,5m	363,89
123	1,8	210,8	7,5m	300,5
125	1,8	264,54	7,5m	334,21
127	1,8	161,89	7,5m	324,16
129	1,8	238,91	7,5m	342,31
131	1,8	247,01	7,5m	311,75
133	1,8	181,5	7,5m	320,2
135	1,8	215,6	7,5m	387,9
137	1,8	172,4	7,5m	289,9
139	1,8	270,4	7,5m	298,5
Mittelwert		217,212		327,332
Median		213,2		322,18

Tabelle 5.7: Arriach, S_V -Geschwindigkeit des 10-Schichtmodell; Positionen, Tiefen und Geschwindigkeiten

Position	Tiefe 1 [m]	v1 [m/s]	Tiefe 2 [m]	v2 [m/s]	$\Delta v1$ [m/s]	$\Delta v2$ [m/s]
119	1,8	141,4	7,5m	402,14	-82,6	106,14
123	1,8	155,37	7,5m	496,35	-68,63	200,35
126	1,8	104,01	7,5m	500,97	-119,99	204,97
130	1,8	103,78	7,5m	399,2	-120,22	103,2
134	1,8	117,16	7,5m	429,48	-106,84	133,48
138	1,8	88,19	7,5m	226,71	-135,81	-69,29
142	1,8	93,08	7,5m	405,69	-130,92	109,69
Mittelwert		114,71		408,65	-109,29	112,65
Median		104,01		405,69	-119,99	109,69
Mittelwert		51%		138%	-49%	38%
Median		46%		137%	-54%	37%

Tabelle 5.8: Arriach, S_H -Geschwindigkeit des 10-Schichtmodell; Positionen, Tiefen, Geschwindigkeiten und Differenz der MASW-Refraktionsgeschwindigkeit Δv ; die Procente sind im Verhältnis zur Refraktionsgeschwindigkeit angegeben

Literatur

- Buttkus, Burkhard (2000). *Spectral analysis and filter theory in Applied Geophysics*. 1. Aufl. Springer.
- Crampin, Stuart und Markus Båth (Sep. 1965). “Higher Modes of Seismic Surface Waves: Mode Separation”. In: *Geophysical Journal International* 10.1, S. 81–92. ISSN: 0956-540X. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1965.tb03053.x. eprint: <https://academic.oup.com/gji/article-pdf/10/1/81/2374352/10-1-81.pdf>. URL: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1965.tb03053.x>
- Dobrin, M. B. (Sep. 1960). “Introduction to Geophysical Prospecting M. B. Dobrin (2nd edition, 1960, 446 pp., McGraw-Hill, 74s.)” In: *Geophysical Journal International* 3.3, S. 378–379. ISSN: 0956-540X. DOI: 10.1093/gji/3.3.378. eprint: <https://academic.oup.com/gji/article-pdf/3/3/378/2138405/3-3-378.pdf>. URL: <https://doi.org/10.1093/gji/3.3.378>.
- Gilbert, Peter (Aug. 1972). “Iterative Methods for the Three-Dimensional Reconstruction of an Object from Projections”. In: *Journal of theoretical biology* 36, S. 105–17. DOI: 10.1016/0022-5193(72)90180-4.
- Helmut Prinz, Roland Strauß (2011). *Ingenieurgeologie, 5. Auflage*. 5. Auflage. Springer Spektrum. ISBN: 3827424720,9783827424723.
- Lowrie, William (2007). *Fundamentals of Geophysics 2ed.* eng. 2. Aufl. Cambridge: Cambridge University Press Textbooks. ISBN: 9781282389809.
- Luo, Yinhe u. a. (2007). “Joint inversion of high-frequency surface waves with fundamental and higher modes”. In: *Journal of Applied Geophysics* 62.4, S. 375–384. ISSN: 0926-9851. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.02.004>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985107000262>.
- Luo, Yinhe u. a. (Mai 2008). “Rayleigh-Wave Dispersive Energy Imaging Using a High-Resolution Linear Radon Transform”. In: *Pure and Applied Geophysics* 165, S. 903–922. DOI: 10.1007/s00024-008-0338-4.
- Mi, Binbin, Jianghai Xia und Yixian Xu (2015). “Finite-difference modeling of SH-wave conversions in shallow shear-wave refraction surveying”. In: *Journal of Applied Geophysics* 119, S. 71–78. ISSN: 0926-9851. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.05.009>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985115001652>.
- Mohammed, M.A., A.M. Abudeif und A.K. Abd el-aal (2020). “Engineering geotechnical evaluation of soil for foundation purposes using shallow seismic refraction and MASW in 15th Mayo, Egypt”. In: *Journal of African Earth Sciences* 162, S. 103721. ISSN: 1464-343X. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103721>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1464343X19303760>.
- Mollehuara Canales, Raul u. a. (Nov. 2021). “Leveraging active-source seismic data in mining tailings: Refraction and MASW analysis, elastic parameters, and hydrogeological conditions”. In: *Bulletin of the Geological Society of Finland* Volume 93. DOI: 10.17741/bgsf/93.2.002.
- Netto, Leonides u. a. (Mai 2020). “Non-Destructive Investigation on Small Earth Dams using Geophysical Methods: Seismic Surface Wave Multichannel Analysis (MASW) and S-Wave Refraction Seismic Methods”. In: *Revista Brasileira de Geofísica* 38, S. 5–14. DOI: 10.22564/rbgf.v38i1.2031.

- Orubu, Akpofure u. a. (2018). "Geophysical investigation of dewatering in Lolo Creek, Southwest Missoula, Montana, USA". In: *Journal of Applied Geophysics* 155, S. 149–161. ISSN: 0926-9851. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.06.014>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985117310650>.
- Park, Choon (Jan. 1999). "Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record". In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts* 17. DOI: 10.1190/1.1820161.
- Park, Choon, Richard Miller und Jianghai Xia (Mai 1999a). "Multichannel analysis of surface waves (MASW)". In: *Geophysics* 64. DOI: 10.1190/1.1444590.
- Park, Choon u. a. (Jan. 1999b). "Higher mode observation by the MASW method". In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts* 18. DOI: 10.1190/1.1821070.
- Pegah, Ehsan und Huabei Liu (2016). "Application of near-surface seismic refraction tomography and multichannel analysis of surface waves for geotechnical site characterizations: A case study". In: *Engineering Geology* 208, S. 100–113. ISSN: 0013-7952. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.04.021>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795216301053>.
- Rucker, Michael L. (o.D.). "INTEGRATING SEISMIC REFRACTION AND SURFACE WAVE DATA COLLECTION AND INTERPRETATION FOR GEOTECHNICAL SITE CHARACTERIZATION". In: URL: <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:198112247>.
- Schuster, Gerard T., Ian Jones und Yonghe Sun (2017). *Seismic inversion*. English. Bd. No. 20;20; Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, S. 45–48. ISBN: 9781560803416;156080341X;
- Schwenk, J. Tyler u. a. (Jan. 2012). "Joint Shear-Wave Analysis Using MASW and Refraction Traveltime Tomography". In: S. 68. DOI: 10.4133/1.4721744.
- Shearer, Peter M. (2009). *Introduction to Seismology*. 2. Aufl. Cambridge University Press. DOI: 10.1017/CB09780511841552.
- Sheehan, Jacob, William Doll und Wayne Mandell (Jan. 2004). "Comparison Of Masw And Refraction Tomography". In: DOI: 10.3997/2214-4609-pdb.186.SUR08.
- Song, Yi-Yung u. a. (2005). "Sensitivity of near-surface shear-wave velocity determination from rayleigh and love waves". In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1989*, S. 509–512. DOI: 10.1190/1.1889669. eprint: <https://library.seg.org/doi/pdf/10.1190/1.1889669>. URL: <https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1889669>.
- Stork, Christof (1988). "Ray trace tomographic velocity analysis of surface seismic reflection data". In: Telford, W.M., L.P. Geldart und R.E. Sheriff (1990). *Applied Geophysics*. Monograph series. Cambridge University Press. ISBN: 9780521326933. URL: <https://books.google.at/books?id=RAxtQgAACAAJ>.
- Vidale, John (Dez. 1988). "Finite-difference calculation of travel times". In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 78.6, S. 2062–2076. ISSN: 0037-1106. DOI: 10.1785/BSSA0780062062. eprint: <https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-pdf/78/6/2062/5334306/bssa0780062062.pdf>. URL: <https://doi.org/10.1785/BSSA0780062062>.
- Xia, Jianghai, Richard Miller und Choon Park (Mai 1999). "Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves". In: *Geophysics* 64. DOI: 10.1190/1.1444578.
- Xia, Jianghai u. a. (2003). "Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes". In: *Journal of Applied Geophysics* 52.1, S. 45–57. ISSN: 0926-9851. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(02\)00239-2](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00239-2). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985102002392>.
- Yilmaz, Özdoğan und Stephen M. Doherty (1987). *Seismic data processing*. English. 6. print. Bd. 2. Tulsa, Okla: Soc. of Exploration Geophysicists. ISBN: 0931830400;9780931830402;
- ÖK50 Niederösterreich (o.D.). <https://atlas.noegv.at/atlas/portal/noe-atlas/map/PlanungundKataster/Grundstaerke>. Accessed: 2023-01-05.