

HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

Article, Published Version

Götz, Julia

Strukturerkundung und Kennwertermittlung mit Vertikal Seismischer Profilierung (VSP)

BAWMitteilungen

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/102508>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Götz, Julia (2016): Strukturerkundung und Kennwertermittlung mit Vertikal Seismischer Profilierung (VSP). In: BAWMitteilungen 99. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau. S. 79-90.

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



Strukturerkundung und Kennwertermittlung mit Vertikal Seismischer Profilierung (VSP)

Structural Investigation and Determination of Elastic Parameters with Vertical Seismic Profiling (VSP)

Dr.-Ing. Julia Götz, Bundesanstalt für Wasserbau

Die Vertikal Seismische Profilierung (VSP) ist ein seismisches Messverfahren, bei dem an der Erdoberfläche angeregte seismische Wellen mit Empfängern in einer Bohrung registriert werden. Typische Erkundungsziele sind die Strukturerkundung im Umfeld der Bohrung und unterhalb der Bohrlochsohle. Zusätzlich können elastische Kennwerte (z. B. Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit, Elastizitäts- und Schermodul oder die Poissonzahl) bestimmt werden. Das Messprinzip und die Auswertung einer Vertikal Seismischen Profilierung werden am Beispiel eines Pilotstandortes zur geologischen CO₂-Speicherung in der Nähe von Ketzin/Havel erläutert und Anwendungsmöglichkeiten in der Geotechnik vorgestellt.

Vertical Seismic Profiling (VSP) is a seismic method which records seismic waves generated at the surface with receivers within a borehole. Typical applications are structural investigations in the vicinity of or beneath the borehole. Additionally, elastic parameters (e. g. velocities of compression or shear waves, elastic moduli and shear moduli or the Poisson's ratio) can be determined. The measurement procedure and the processing of VSP data are demonstrated for a CO₂ storage pilot site close to Ketzin/Havel and geotechnical applications are presented.

1 Einleitung Introduction

Bei seismischen Messungen werden künstlich angeregte elastische Wellen genutzt, um den Untergrund zu erkunden und abzubilden. Im Untergrund werden elastische Wellen an Schichtgrenzen, Störungen oder Auflockerungszonen reflektiert, gebeugt oder gestreut. Die zurückkommenden Wellen werden beim

Durchgang an einem Empfänger als Funktion der Zeit aufgezeichnet und in seismischen Sektionen dargestellt (siehe Bild 1). Bei der Auswertung und Interpretation von Seismogrammen können die Laufzeiten und Amplituden der direkten und reflektierten Wellen (siehe Bild 1) genutzt werden, um ein Abbild des Untergrundes zu erstellen oder dynamische Kennwerte zu bestimmen.

Die Bohrlochseismik umfasst alle Verfahren, bei denen seismische Wellen in Bohrlöchern registriert und/oder angeregt werden. Bei der Vertikal Seismischen Profilierung (VSP) werden die elastischen Wellen an der Erdoberfläche angeregt und von Empfängern in einem Bohrloch empfangen (siehe Bild 1). Möglich ist auch eine umgekehrte Anordnung, mit der Quelle in der Bohrung und den Empfängern an der Erdoberfläche.

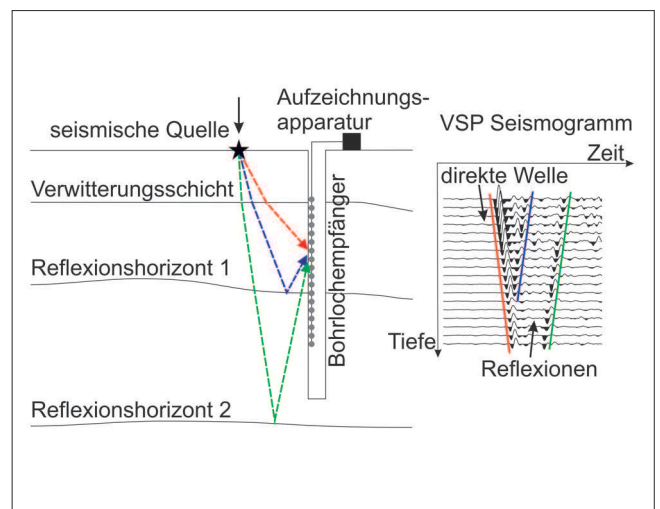


Bild 1: Links: Messprinzip der Vertikal Seismischen Profilierung (VSP) abgeändert nach Knödel et al. (2005); rechts: VSP Seismogramm

Figure 1: Left: Measurement geometry of Vertical Seismic Profiling (VSP) modified according to Knödel et al. (2005); right: VSP seismogram

1.1 Vorteile der VSP gegenüber der Oberflächenseismik

Advantages of VSP compared to surface seismics

Höhere Frequenzen werden bei der elastischen Wellenausbreitung stärker absorbiert als niedrigere Frequenzen. Seismische Signale werden daher mit zunehmendem Laufweg immer niederfrequenter, ihre Wellenlänge größer und die Auflösung nimmt ab. Bei der VSP werden die elastischen Wellen in Bohrungen registriert, was zu einem kürzeren Laufweg zwischen Quelle, Erkundungsziel und Empfänger führt und somit auch zu höherfrequenten Signalanteilen und zu einer potenziell höheren Auflösung. Befinden sich die Empfänger näher am Erkundungsziel, können auch Überlagerungen mit Reflexionen von anderen Strukturen vermindert werden. Die VSP eignet sich auch besonders zur Messung seitlicher Reflexionen von steil stehenden Strukturen wie Klüften oder Störungen.

1.2 VSP als Bindeglied zwischen Bohrungsaufschlüssen und Oberflächenseismik

VSP as a link between well logs and surface seismics

Durch Bohrkerne, Bohrklein oder Bohrlochmessungen liefert eine Bohrung punktuelle Informationen zum Untergrund und dessen physikalische Eigenschaften. Mit einer VSP Messung kann auch das Umfeld der Bohrung sowie der Bereich unterhalb der Bohrlochsohle erschlossen werden.

Akustische Messungen in Bohrungen, sogenannte Sonic-Logs, liefern hochauflösende Informationen zu den seismischen Geschwindigkeiten und Reflexionskoeffizienten in Abhängigkeit der Tiefe. Die Oberflächenseismik bildet Strukturen über die Laufzeit elastischer Wellen ab (Zeitbereich). Zur Umrechnung in die Tiefe müssen die seismischen Geschwindigkeiten im Untergrund bekannt sein (Geschwindigkeitsmodell). VSP Messungen verbinden die Tiefenachse (Empfängeranordnung in der Bohrung) mit der Zeitachse (Laufzeit der elastischen Wellen, siehe Bild 1) und erleichtern dadurch die Tiefenzuordnung und Interpretation von oberflächenseismischen Daten.

VSP Messungen liefern durch die Registrierung der direkten Welle in verschiedenen Tiefen (siehe Bild 1) ein Geschwindigkeitsmodell, welches das Sonic-Log ergänzt und zur Tiefenwandlung der Oberflächenseismik genutzt werden kann.

1.3 Anwendungsmöglichkeiten der VSP in der Geotechnik

Geotechnical applications of VSP

Die VSP kann sowohl zur Strukturerkundung als auch zur Ermittlung von dynamischen Kennwerten (Materialparametern) eingesetzt werden. Bei der Strukturerkundung wird der Schichtaufbau des Untergrundes ermittelt und es werden u. a. Störungen, Einschlüsse, Kluff- und Auflockerungszonen, Hohlräume oder anthropogene Strukturen detektiert.

Materialparameter, die aus der Registrierung elastischer Wellen abgeleitet werden können, sind zum Beispiel die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen oder die Absorption ihrer Amplitude. Aus diesen Parametern lassen sich wiederum Kennwerte ableiten, die für geotechnische Aufgabenstellungen von Interesse sind. Hierzu gehören u. a. die initialen Werte des dynamischen Kompressions- und Schubmoduls oder die Poissonzahl.

Der Vorteil von seismischen Feldmessungen gegenüber Laboruntersuchungen ist die Möglichkeit, den ungestörten Boden bei in-situ Bedingungen (z. B. effektiver Spannungszustand, Sättigung) zu untersuchen.

Im Folgenden wird eine kurze Einführung in die Ausbreitung elastischer Wellen sowie die Messung und Auswertung von VSP Daten gegeben. Am Beispiel von VSP Daten, die am Pilotstandort zur geologischen Speicherung von CO₂ in Ketzin gemessen wurden, wird sowohl die Strukturerkundung als auch die Kennwertermittlung gezeigt.

2 Wellenausbreitung im Boden *Wave propagation through the soil*

2.1 Elastische Raumwellen *Elastic body waves*

Eine Welle ist eine orts- und zeitabhängige Ausbreitung von Energie im Raum. Die Wellenausbreitung kann durch Strahlen (Ausbreitungsrichtung) oder Isophasenflächen (Raumflächen gleicher Energiezustände) beschrieben werden. Die Wellenfront ist eine besondere Isophasenfläche, sie grenzt den Raumbereich, den die Welle bereits erreicht hat, vom übrigen Raum ab und bewegt sich mit der Phasengeschwindigkeit der Welle fort.

Die seismische Wellenausbreitung basiert auf der Bewegungsgleichung für ein elastisches Kontinuum. Es wird eine lineare Beziehung zwischen den auftretenden Spannungen und Deformationen angenommen (Hooksches Gesetz), was nur für kleine Deformationen gilt ($10^{-5} - 10^{-3}$, Smoltczyk, 1988).

Eine mögliche Lösung der Bewegungsgleichung ist der Fall einer in positiver x -Richtung laufenden, ebenen, harmonischen Welle im Vollraum (Knödel et al., 2005):

$$\vec{u}(x,t) = A \sin[k(ct - x)] \quad (1)$$

Dabei sind \vec{u} die Verschiebung, A die Amplitude, k die Wellenzahl, c die Phasengeschwindigkeit, t die Zeit und x die Ortskoordinate. Flächen gleichen Potentials $k(ct-x) = const.$ laufen mit der Phasengeschwindigkeit c in x -Richtung. Für einen festen Ort beschreibt die Gleichung einen zeitlich periodischen Vorgang mit der Periode $T = 2\pi/kc$. Für einen festen Zeitpunkt wird ein räumlich periodischer Vorgang mit der Wellenlänge $\lambda = 2\pi/k$ beschrieben. Die Frequenz der Welle ist definiert als $f = c/\lambda$. Die Wellenlänge bestimmt das Auflösungsvermögen der seismischen Messung, je kleiner λ ist, desto besser können dünne Schichten erfasst werden. Ebene Wellen sind nicht realisierbar, sie werden jedoch als Näherung im Fernfeld realer Quellen verwendet.

Im homogenen und isotropen Medium gibt es zwei entkoppelte Raumwellen, die sich in ihrer Polarisierung (Richtung der Verschiebung \vec{u}) und in ihrer Phasengeschwindigkeit c unterscheiden. Bei den Kompressi-

onswellen (auch longitudinale Wellen, Primär-Wellen, P-Wellen) erfolgt die Schwingung in Ausbreitungsrichtung ($\vec{u} = u_x$, siehe Bild 2). Die Schwingungsrichtung der Scherwellen (auch transversale Wellen, Sekundär-Wellen, S-Wellen) ist senkrecht zur Ausbreitungsrichtung ($\vec{u} = u_{y,z}$, siehe Bild 2). Weitere Wellentypen entstehen zum Beispiel an der Erdoberfläche (Rayleigh- und Lovewellen) oder entlang von Bohrungen (tube waves).

Die Phasengeschwindigkeiten der beiden Raumwellen sind von den elastischen Eigenschaften des Bodens abhängig. Für die Geschwindigkeiten von P-Wellen ($c = c_P$) und S-Wellen ($c = c_S$) gilt:

$$c_P = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{E_S}{\rho}} \quad (2)$$

$$c_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}} \quad (3)$$

Dabei bezeichnen ρ die Dichte, E den Elastizitätsmodul, ν die Poissonzahl, E_S den Steifemodul und G den Schubmodul.

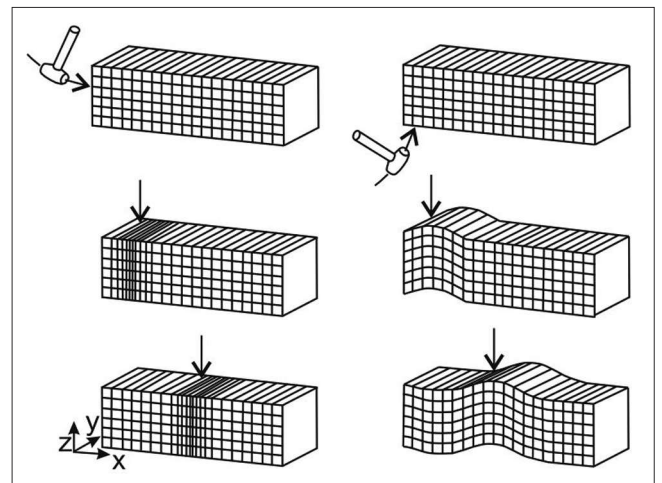


Bild 2: Ausbreitung von Kompressions- (links) und Scherwelle (rechts), abgeändert nach Knödel et al. (2005)
Figure 2: Propagation of compression (left) and shear waves (right) according to Knödel et al. (2005)

Die Geschwindigkeit der P-Wellen ist größer als die der S-Wellen (siehe Bild 3). Die Poissonzahl kann aus c_P und c_S berechnet werden:

$$\nu = \frac{c_P^2 - 2c_S^2}{2(c_P^2 - c_S^2)} \quad (4)$$

Die dynamischen Eigenschaften eines homogenen und isotropen Untergrundes lassen sich durch die drei Kenngrößen E , G und ν beschreiben und ineinander umrechnen:

$$G = E \frac{1}{2(1 + \nu)} \tag{5}$$

Werden die beiden Wellengeschwindigkeiten c_P und c_S gemessen, können über die Gleichungen 2 – 5 alle elastischen Konstanten berechnet werden. Die zur Berechnung notwendige Dichte kann geotechnisch bestimmt werden (Witt, 2008) oder im Falle einer VSP Messung durch ein Dichte-Log in der Bohrung gemessen werden (Knödel et al., 2005).

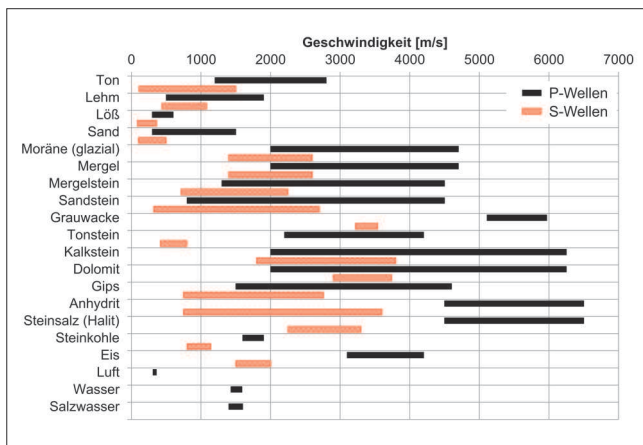


Bild 3: Zusammenstellung von P-Wellen- und S-Wellengeschwindigkeiten nach Knödel et al. (2005)
 Figure 3: Compilation of P-wave velocities and S-wave velocities according to Knödel et al. (2005)

2.2 Reflexion und Transmission von ebenen Wellen an Grenzflächen

Reflection and transmission of plane waves at interfaces

An Trennflächen, zwischen Medien mit unterschiedlichen elastischen Parametern, wird die einfallende Wellenenergie in einen reflektierten und einen transmittierten Anteil aufgespalten. Bei senkrechtem Einfall der ebenen Welle auf die Grenzfläche, gelten folgende Gleichungen für den Reflexionskoeffizienten R und den Transmissionskoeffizienten T :

$$R = \frac{A_R}{A_E} = \frac{\rho_2 c_2 - \rho_1 c_1}{\rho_2 c_2 + \rho_1 c_1} \tag{6}$$

$$T = \frac{A_T}{A_E} = \frac{2\rho_1 c_1}{\rho_2 c_2 + \rho_1 c_1} \tag{7}$$

Hier sind A_E die Amplitude der einfallenden Welle, A_R die Amplitude der reflektierten Welle und A_T die Amplitude der transmittierten Welle. Die Indizes der Dichte und Phasengeschwindigkeit beziehen sich auf die von der Grenzfläche getrennten Medien (siehe Bild 4). Das Produkt $Z = \rho \cdot c$ wird als akustische Impedanz des Mediums bezeichnet. Das Amplitudenverhältnis von reflektierter und transmittierter Welle hängt somit vom Kontrast der elastischen Parameter ab. Ein großer Impedanzkontrast, wie zum Beispiel beim Wechsel von Lockersediment zu Fels, erzeugt eine große Reflexionsamplitude, welche dann im Seismogramm gut interpretiert werden kann (vgl. Bild 1).

Bei schrägem Einfall auf eine Trennfläche entstehen Wechselwellen (konvertierte Wellen, siehe Bild 4). Eine einfallende P-Welle (P_E) erzeugt eine reflektierte P-Welle (P_R) und eine reflektierte S-Welle (S_R), sowie eine transmittierte P-Welle (P_T) und S-Welle (S_T). Gleiches gilt für eine einfallende S-Welle (S_E). Die S-Wellen sind als transversale Wellen in der Einfallsebene polarisiert (sog. SV-Wellen). Sind die S-Wellen senkrecht zur Ausbreitungsebene polarisiert (sog. SH-Wellen), werden keine Wechselwellen angeregt.

Für Einfall-, Reflexions- und Brechungswinkel gilt das Snelliussche Reflexions- und Brechungsgesetz:

$$\frac{\sin(\alpha_E)}{c_{P,1}} = \frac{\sin(\beta_E)}{c_{S,1}} = \frac{\sin(\alpha_R)}{c_{P,1}} = \frac{\sin(\beta_R)}{c_{S,1}} \tag{8}$$

$$= \frac{\sin(\alpha_T)}{c_{P,2}} = \frac{\sin(\beta_T)}{c_{S,2}}$$

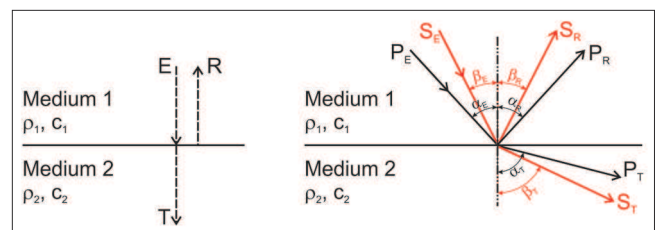


Bild 4: Reflexion und Transmission an Grenzflächen.; links: senkrechter Einfall (E einfallende Welle, R reflektierte Welle, T transmittierte Welle); rechts: schräger Einfall (P steht für P-Welle, S steht für S-Welle)

Figure 4: Reflection and transmission at interfaces; left: normal incidence (E incident wave, R reflected wave, T transmitted wave); right: oblique incidence (P stands for P-wave, S stands for S-wave)

Bei schrägem Einfall sind Reflexions- und Transmissionskoeffizienten nicht nur vom Impedanzkontrast abhängig sondern auch vom Einfallswinkel (Knödel et al., 2005).

2.3 Sphärische Divergenz und Absorption

Spherical divergence and absorption

Durch sphärische Divergenz und Absorption nehmen die Amplituden seismischer Wellen mit zunehmender Entfernung r von der Quelle ab. Die sphärische Divergenz beschreibt eine rein geometrische, materialunabhängige Amplitudenabnahme. Die Energie der Welle bleibt mit der Ausbreitung konstant, verteilt sich aber auf immer größere Raumbereiche. Dies führt zu einer Abnahme der Energiedichte mit wachsender Wellenfront. Bei Kugelwellen führt dies zu einer Abnahme der Amplitude mit $A \sim 1/r$.

Die Absorption (Dämpfung) seismischer Wellen ist auf Energieverluste durch anelastisches Verhalten zurückzuführen und wird durch eine exponentielle Abnahme der Amplitude mit der Entfernung beschrieben:

$$A_1 = A_0 e^{-\alpha r} \quad (9)$$

Hierbei sind A_1 die Amplitude am Ort 1, A_0 die Amplitude am Ort 0, α der Absorptionskoeffizient und r der Abstand zwischen Ort 0 und Ort 1. Der Absorptionskoeffizient ist ein frequenzabhängiger Materialparameter mit $\alpha \sim f/c$. Somit werden höhere Frequenzen und niedrigere Phasengeschwindigkeiten stärker gedämpft und haben eine kleinere Reichweite.

3 VSP Messverfahren

VSP measurement procedure

Eine VSP Messung kann mit unterschiedlichen Messgeometrien durchgeführt werden. Befindet sich die seismische Quelle in der Nähe der Bohrung, spricht man von einer „zero-offset-VSP“. Eine zero-offset-VSP kann gemessen werden, um eine Oberflächenseismik an Bohrlochmessungen zu kalibrieren, ein verbessertes Geschwindigkeitsmodell zu erstellen oder die Dämpfung der seismischen Wellen abzuschätzen. Ist das Untersuchungsziel eine Strukturerkundung im Umfeld der Bohrung, kann die Quelle in größerer Ent-

fernung zur Bohrung platziert werden („offset-VSP“). Weitere Messgeometrien sind die Anregung an mehreren Punkten entlang von Profilen („walk-away-VSP“) oder die Anregung auf Rastern um die Bohrung („walk-around-VSP“, „3D-VSP“). Die Abstände und Anzahl der Empfänger in der Bohrung richten sich nach dem Erkundungsziel. Eine dichtere Empfängeranordnung ermöglicht die Auflösung kleinerer Strukturen und langsamerer Wellen.

3.1 Ausrüstung

Equipment

3.1.1 Seismische Quellen

Seismic sources

Die künstliche Anregung elastischer Wellen für VSP Messungen wird durch unterschiedliche seismische Quellen realisiert. Je nachdem welcher Raumwellentyp angeregt werden soll, lassen sich die Quellen in P-Wellen-Quellen und S-Wellen-Quellen unterteilen.

P-Wellen werden durch vertikale Krafteinwirkung auf den Untergrund angeregt. S-Wellen können gezielt durch horizontale Krafteinwirkung angeregt werden oder als konvertierte Wellen auftreten (sekundäre Scherwellen). Es gibt eine große Bandbreite bei der technischen Realisierung seismischer Quellen und man unterscheidet impulsartige Quellen wie Hammerschläge, Fallgewichte, Luftpulser (Airguns) oder Explosionen und Quellen mit kontinuierlichen Signalen wie im Vibroseis Verfahren (Knödel et al., 2005).

Seismische Quellen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Leistung und ihrer Frequenz (Eindringtiefe und Auflösungsvermögen) und müssen entsprechend der Aufgabenstellung ausgewählt werden.

3.1.2 Bohrlochempfänger

Borehole receiver

Zur Aufzeichnung seismischer Wellen werden Geophone, Beschleunigungsaufnehmer oder Hydrophone und in den letzten Jahren auch Glasfaserkabel (Distributed Acoustic Sensing, DAS) verwendet.

Bei Geophonen und Beschleunigungsaufnehmern wird eine elektrische Spannung gemessen, die linear proportional zur Schwinggeschwindigkeit bzw. zur Schwingbeschleunigung ist. Um die elastische Welle räumlich zu erfassen, werden pro Messpunkt drei lageorientierte Einzelgeophone (vertikal und horizontal) an die Bohrlowand angekoppelt. Hydrophone können frei hängend in wassergefüllten Bohrungen eingesetzt werden. Sie sind nicht richtungssensitiv und registrieren die Druckwelle im Wasser mittels Piezodruckaufnehmern. Häufig werden Ketten aus mehreren Sensoren in die Bohrung eingebracht und ermöglichen so die gleichzeitige Messung seismischer Wellen an unterschiedlichen Tiefenpositionen (siehe Bild 1).

Beim Distributed Acoustic Sensing (DAS) wird ein Glasfaserkabel als kontinuierlicher Sensor für seismische Wellen genutzt (Daley et al., 2013). Bei diesem optoelektronischen Verfahren wird die Längenänderung des Glasfaserkabels beim Durchgang der seismischen Welle gemessen.

Seismische Empfänger unterscheiden sich außerdem hinsichtlich ihrer Eigenfrequenz und Empfindlichkeit und müssen entsprechend der Aufgabenstellung ausgewählt werden.

3.1.3 Aufnahmeapparaturen *Recording equipment*

Die Geophone werden über Kabel an eine Aufnahmeapparatur angeschlossen. Dort werden die von den Geophonen kommenden Signale verstärkt und mittels Analog/Digital-Wandler für die Weiterverarbeitung digitalisiert (Mehrkanalregistrierung). Die Umwandlung des analogen Signals in eine Folge diskreter Zahlenwerte geschieht mit einem wählbaren Abtastintervall. Durch das Abtastintervall wird die höchste auflösbare Frequenz im digitalisierten seismischen Signal festgelegt (Nyquist-Frequenz, Knödel et al., 2005). Das digitalisierte Signal wird gespeichert und kann weiter bearbeitet werden.

Ein weiterer Messparameter ist die Aufzeichnungszeit, die je nach Laufzeit der seismischen Welle von der Quelle zum Empfänger mehrere Sekunden betragen kann.

3.1.4 Bohrlochausbau *Well completion*

Im nicht standfesten Boden müssen die Bohrungen verrohrt werden. Um eine gute Ankopplung der Verrohrung (und somit der Bohrlochempfänger) an die Formation zu gewährleisten, sollte der Ringraum mit einem geeigneten Material verfüllt oder zementiert werden (Hardage, 2000). Bei abgelenkten Bohrungen sollte der Bohrlochverlauf gemessen werden.

3.2 VSP Datenbearbeitung *Processing of VSP data*

Seismische Datenbearbeitung umfasst die Verbesserung der Datenqualität, die Aufbereitung der Daten zu einem Abbild der geologischen Strukturen des Untergrundes und die Berechnung elastischer Parameter. Zur Anwendung kommen Methoden der Signalanalyse (z. B. Filter, Dekonvolution) sowie spezielle seismische Verfahren (z. B. Migration, Impedanzinversion). Im Folgenden werden einige Bearbeitungsschritte, die besonders bei der Auswertung von VSP Messungen notwendig sind, erläutert.

Um das Signal-Rausch-Verhältnis seismischer Daten zu verbessern, wird an einer Quellposition oft mehrmals in Folge angeregt. Das Aufsummieren mehrerer Messungen desselben Quellpunktes (vertikale Stapelung) führt zu einer Verstärkung kohärenter Signalanteile und zur Unterdrückung des Rauschens (Knödel et al., 2005). In den gestapelten VSP Daten kann die Laufzeit der direkten P-Welle und S-Welle abgelesen (gepickt) werden. Da die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger bekannt ist, können die Geschwindigkeiten im jeweiligen Tiefenintervall bestimmt werden (siehe Bilder 8 und 9).

Ein weiterer Bearbeitungsschritt ist die Trennung von direkten Wellen (downgoing waves) und reflektierten Wellen (upgoing waves), da lediglich die reflektierten Wellen die Strukturen im Untergrund abbilden. Die Trennung erfolgt entweder durch einen Frequenz-Wellenzahl-Filter oder durch Medianfilterung (Hardage, 2000). Bild 5 zeigt ein modelliertes VSP Seismogramm vor und nach der Wellenfeldtrennung (Götz, 2013).

Als letzter Bearbeitungsschritt wird das reflektierte Wellenfeld derart umgerechnet, dass es den Schichtaufbau

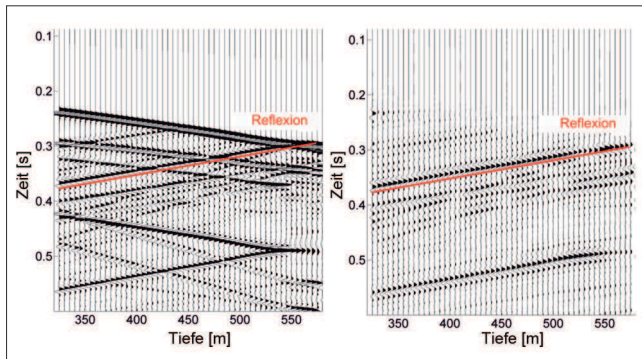


Bild 5: Beispiel für Wellenfeldtrennung (Quelle: modellierte offset-VSP Daten, Götz, 2013); links: direkte und reflektierte Wellen, rechts: reflektierte Wellen

Figure 5: Example of wave separation (source: modelled offset-VSP data, Götz, 2013); left: direct and reflected waves, right: reflected waves

des Untergrundes abbildet. Dies kann sowohl im Zeitbereich als auch im Tiefenbereich erfolgen (Tiefenmigration, Lazaratos, 1993). Bild 6 zeigt zum Beispiel migrierte offset-VSP Daten im Tiefenbereich im Vergleich zu einer Oberflächenseismik.

4 VSP Messungen am Pilotstandort für geologische CO₂-Speicherung Ketzin

VSP measurements at the Ketzin CO₂ storage site

Die Speicherung von CO₂ in tiefen Gesteinsschichten („carbon capture and storage“, CCS) ist eine Technologie, die im Rahmen der Klimapolitik als potenzielle Maßnahme zur Reduktion anthropogener Treibhausgase erforscht wird (IPCC, 2005; Liebscher et al., 2012). Am Pilotstandort für geologische CO₂-Speicherung nahe der Stadt Ketzin/Havel wurden zwischen Juni 2008 und August 2013, 67000 Tonnen CO₂ in ein salines Sandsteinreservoir injiziert (Martens et al., 2014). Der Speicherstandort ist Teil einer Antiklinalstruktur im Nordostdeutschen Becken (Förster et al., 2006). Das Sandstein Reservoir befindet sich in einer Tiefe von 630 m – 650 m und gehört zur triassischen Stuttgart Formation.

Ein wichtiger Teil der Forschung am Pilotstandort ist die Strukturerkundung sowie die Überwachung des injizierten CO₂ mit verschiedenen seismischen Methoden, von 3D seismischen Messungen bis hin zu Laboruntersuchungen (Bergmann et al., 2016).

Das Reservoir wird durch vier Bohrungen erschlossen (Martens et al., 2015), sodass zahlreiche bohrlochseismische Untersuchungen durchgeführt werden konnten. Es wurden unterschiedliche Messgeometrien verwendet, wie zum Beispiel Durchschallungsmessungen (Zhang et al., 2012), Moving Source Profiling (Yang et al., 2010) und zero-offset und offset-VSP Messungen (Götz, 2013; Götz et al., 2014; Götz et al., 2015).

Die Bilder 6 und 7 sind Beispiele für die Strukturerkundung mit VSP Messungen. Bild 6 zeigt eine tiefenmigrierte offset-VSP Messung zusammen mit einer Oberflächenseismik (Ivandić et al., 2012). Die Abbildung kombiniert zwei VSP Anregungspositionen im Abstand von 350 m und 300 m zur Bohrung. Die Auflösung der VSP ist höher als die der Oberflächenseismik, es werden feinere Strukturen abgebildet. Die Abdeckung der VSP im Untergrund ist jedoch auf einen Radius von ca. 150 m um die Bohrung beschränkt. Gut erkennbar ist eine starke Reflexion in ca. 600 m Tiefe, die durch eine etwa 20 m dicke Anhydrit Schicht hervorgerufen wird (Juhlin et al., 2007).

Am Pilotstandort Ketzin wurden in allen Bohrungen Glasfaserkabel in den Ringraum eingebracht, um Temperaturmessungen mit der Distributed Acoustic Sensing (DTS) Technologie durchführen zu können (Henninges et al., 2011). Dies ermöglichte den Einsatz der neuen Distributed Acoustic Sensing (DAS) Technologie, bei der Glasfaserkabel genutzt werden, um seismische Wellen aufzuzeichnen (Daley et al., 2013; Götz et al., 2015). Für

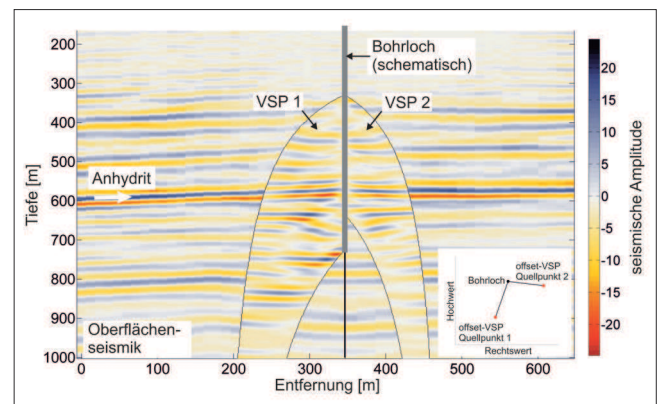


Bild 6: Vergleich zwischen Oberflächenseismik (Ivandić et al., 2012) und migrierter offset-VSP (Quelle: Götz, 2013); die kleine Karte zeigt die Messgeometrie

Figure 6: Comparison of surface seismics (Ivandić et al., 2012) and migrated offset-VSP (source: Götz, 2013); the inset shows the geometry of the measurement

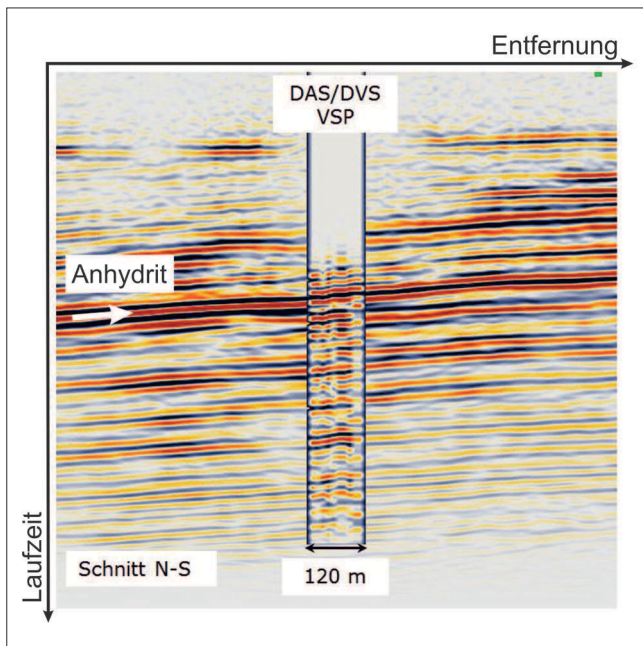


Bild 7: Vergleich zwischen 3D Oberflächenseismik (Ivandic et al., 2015) und 3D-VSP (Quelle: Götz et al., 2015); Schnitte in Ost-West und Nord-Süd Richtung durch die jeweiligen 3D Datenkuben

Figure 7: Comparison of 3D surface seismics (Ivandic et al., 2015) and 3D-VSP (source: Götz et al., 2015); slices in an East-West and a North-South direction through the respective 3D data cubes

eine 3D DAS-VSP Messung wurden an 23 Oberflächenpunkten seismische Wellen angeregt. Aufgezeichnet wurden sie in vier Bohrungen mit einer Glasfaser von 5.900 m Gesamtlänge. Die einzelnen Messpunkte hatten einen Abstand von 1 m.

Bild 7 zeigt einen Schnitt durch die 3D Datenkuben von Oberflächenseismik und DAS-VSP. Wie in Bild 6 ist auch hier die Anhydrit Schicht als ansteigende Schicht der Antiklinalstruktur erkennbar.

5 Dynamische Bodenkennwerte abgeleitet aus VSP Messungen

Dynamic soil parameters derived from VSP measurements

Die Berechnung von Poissonzahlen und dynamischen Schubmodulen wird im folgenden Kapitel anhand einer zero-offset-VSP Messung gezeigt. Die Messung wurde 2007 in Ketzin durchgeführt (Götz et al., 2014). Die seismische Quelle wurde wenige Meter von der Bohrung entfernt angeregt und mit Bohrlochgeophonen in einem Abstand von 5 m in einer Bohrung empfangen.

5.1 Poissonzahl ν

Poisson's ratio ν

Die Poissonzahl ν wird zum Beispiel bei der Berechnung der seismischen Belastung von Erddämmen oder der Schwingung von Fundamenten benötigt (Witt, 2008).

Für stark verfestigte Gesteine wird oft eine Poissonzahl von $\nu = 0,25$ (Knödel et al., 2005). Bei Lockergesteinen ist die P-Wellengeschwindigkeit 3- bis 12-fach höher als die S-Wellengeschwindigkeit (Knödel et al., 2005). Die Poissonzahl ist sensitiv auf den Sättigungsgrad des Bodens. Für ungesättigte Böden werden Werte von $\nu = 0,2 - 0,3$ angenommen. Lössböden können nach Luna und Jadi (2000) auch Werte von $\nu = 0,1$ erreichen. Bei gesättigten Böden wird die P-Wellengeschwindigkeit von der Ausbreitung im Porenwasser dominiert ($c_P \sim 1500$ m/s), während die Scherwellengeschwindigkeit vom Korngerüst bestimmt wird (Fluide können keine Scherwellen übertragen). Die Poissonzahlen können deshalb für gesättigte Lockersedimente nahezu ihren Maximalwert von $\nu = 0,5$ erreichen. Dieser Wert ist jedoch problematisch, da er nicht die tatsächliche Steifigkeit des Bodens widerspiegelt.

Bild 8 zeigt ein VSP Seismogramm, in dem die Laufzeiten von P-Wellen und S-Wellen abgelesen (gepickt) wurden. Da die Tiefe der Geophone bekannt ist, können die Laufzeiten in seismische Geschwindigkeiten umgerechnet werden und die Poissonzahlen nach Gleichung 4 bestimmt werden.

Die berechneten Poissonzahlen liegen zwischen 0,22 und 0,46. Sie spiegeln einen heterogenen Schichtaufbau, mit einer wechselnden Abfolge aus Tonstein- und Sandsteinschichten (Förster et al., 2006), wider.

5.2 Der Schubmodul G

Shear modulus G

Scherwellen können sich nicht in Fluiden ausbreiten, ihre Phasengeschwindigkeit ist direkt mit den Scherparametern des Korngerüsts verknüpft. Der Schubmodul G kann direkt aus der S-Wellengeschwindigkeit berechnet werden (siehe Gleichung 3). Wird das Schubmodul mit seismischen Methoden ermittelt, das heißt im Geltungsbereich der linear-elastischen Theorie, treten nur sehr kleine Scherdehnungen ($10^{-5} - 10^{-3}$,

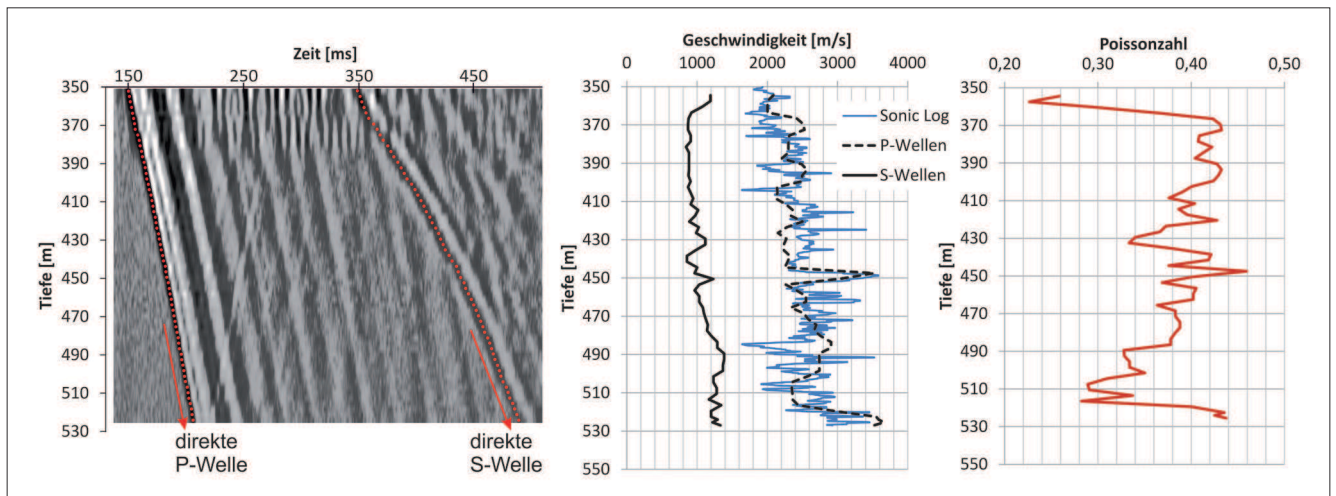


Bild 8: Berechnung der Poissonzahlen aus gepickten P-Wellen und S-Wellengeschwindigkeiten; links: VSP Seismogramm mit gepickter direkter P-Welle und S-Welle; Mitte: abgeleitetes Geschwindigkeits-Tiefenprofil für P-Wellen und S-Wellen und Vergleich zum Sonic-Log (Quelle: Norden et al., 2010); rechts: berechnete Änderung der Poissonzahlen mit der Tiefe

Figure 8: Determination of Poisson's ratio from picked P-wave and S-wave velocities; left: VSP seismogram with picked direct P-wave and S-wave; middle: derived velocity-depth profile for P-wave and S-wave velocities and comparison with the Sonic-Log (source: Norden et al., 2010); right: calculated change of Poisson's ratio with depth

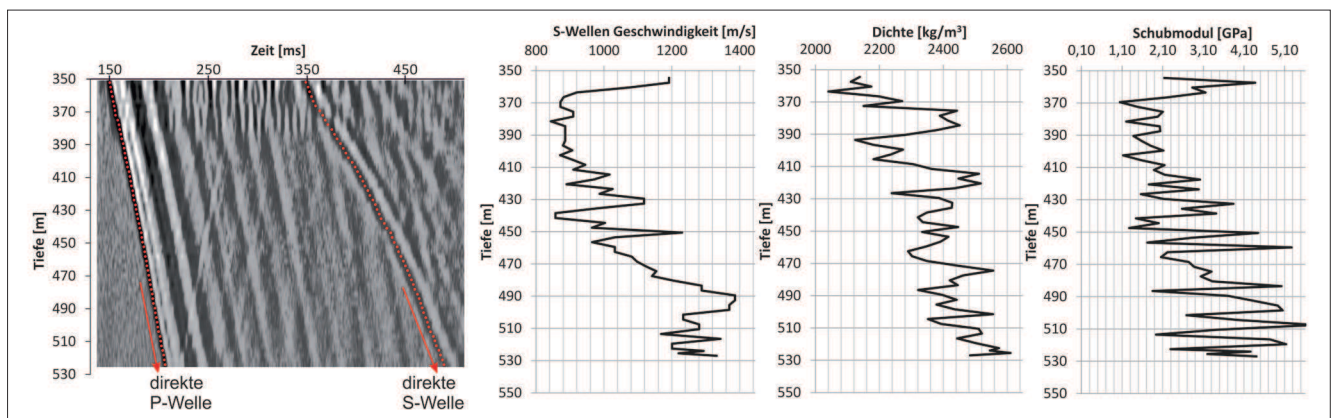


Bild 9: Berechnung der initialen Schubmoduli G_{max} aus gepickten P-Wellen und S-Wellengeschwindigkeiten; von links nach rechts: VSP Seismogramm mit gepickter direkter P-Welle und S-Welle; abgeleitetes Geschwindigkeits-Tiefenprofil für S-Wellen; Dichte-Log (Quelle: Norden et al., 2010); berechnete Änderung der Schubmoduli mit der Tiefe

Figure 9: Determination of Young's moduli G_{max} from S-wave velocities; from left to right: VSP seismogram with picked direct P-wave and S-wave; derived velocity-depth profile for S-wave velocities; density log (source: Norden et al., 2010); calculated change of Young's moduli with depth

Smoltczyk, 1988) auf. Werden die Dehnungen größer, wird das Bodenverhalten nichtlinear und es kann bei zyklischer Belastung durch elastische Hysterese beschrieben werden.

Bodensteifigkeiten nehmen bei zunehmender Dehnung ab. Degradationskurven („S“-Kurven) beschreiben diese Abnahme über einen großen Bereich möglicher Dehnungen ($10^{-5} - 10^1$). Seismische Messungen liefern für die Berechnung von Degradationskurven den Maxi-

malwert der Schubspannung G_{max} für den Bereich sehr kleiner Scherdehnungen.

Analog zur Berechnung der Poissonzahlen werden zur Berechnung des Schubmoduls die gepickten Laufzeiten der S-Wellen in ein Geschwindigkeits-Tiefen-Modell umgerechnet (siehe Bild 9). Mit Dichtewerten die mit einem Dichte-Log gemessen wurden (Norden et al., 2010), kann das Schubmodul berechnet werden. Die berechneten Moduli liegen zwischen 1,1 GPa und 5,1 GPa.

6 Zusammenfassung

Conclusions

Die Vertikal Seismische Profilierung (VSP) kann sowohl zur Strukturerkundung als auch zur Ermittlung von elastischen Materialparametern eingesetzt werden. Geotechnische Fragestellungen, bei denen die Bodendynamik eine maßgebende Rolle spielt, sind zum Beispiel die Gründung von Maschinenfundamenten, das Erdbebeningenieurwesen, Erschütterungen oder Setzungen infolge von Baubetrieb und Verkehr. Durch VSP Messungen können P-Wellen- und S-Wellengeschwindigkeit, Dämpfung der Amplitude, initiale Werte des dynamischen Kompressions- und Schubmoduls oder die Poissonzahl bestimmt werden.

Der Vorteil von seismischen Feldmessungen gegenüber Laboruntersuchungen ist die Möglichkeit, den ungestörten Boden bei in-situ Bedingungen (z. B. effektiver Spannungszustand, Sättigung) zu untersuchen.

Die aus seismischen Messungen abgeleiteten elastischen Parameter gelten für Frequenzen und Dehnungen, die sich von Laboruntersuchungen und Belastungen durch das Bauwerk unterscheiden können. Deshalb ist eine Kombination von geophysikalischen Methoden mit anderen Verfahren, wie Bohrlochmessungen, Drucksondierungen oder Labormessungen wichtig, um ein umfassendes Untergrundmodell zu erstellen.

7 Danksagung

Acknowledgements

Die Autorin dankt den Bundesministerien für Bildung und Forschung (BMBF) und Wirtschaft und Technologie (BMWi) sowie der Europäischen Union (EU, 6. und 7. Forschungsrahmenprogramm) für die Projektförderung am Pilotstandort Ketzin seit 2004. Die laufenden Forschungsarbeiten erfolgen im Projekt COMPLETE und werden durch das BMBF gefördert. Weiter Förderung erhält das Projekt COMPLETE von VGS, RWE, Vattenfall, Statoil, OMV und dem norwegischem CLIMIT-Programm.

8 Literaturverzeichnis

References

Bergmann, P.; Diersch, M.; Götz, J.; Ivandic, M.; Ivanova, A.; Juhlin, C.; Kummerow, J.; Liebscher, A.; Lüth, S.; Meekes, S.; Norden, B.; Schmidt-Hattenberger, C.; Wagner, F.; Zhang, F. (2016): Review on geophysical monitoring of CO₂ injection at Ketzin, Germany. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 139, S. 112-136.

Daley, T.; Freifeld, B.; Ajo-Franklin, J.; Dou, S.; Pevzner, R.; Shulakova, V.; Kashikar, S.; Miller, D.; Götz, J.; Henniges, J. and Lüth, S. (2013): Field testing of fiber-optic distributed acoustic sensing (DAS) for subsurface seismic monitoring. *The Leading Edge*, 32, S. 699-706.

Dillon, P. B.; Thomson, R. C. (1984): Offset source VSP surveys and their image reconstruction. *Geophysical Prospecting*, 32, S. 790-811.

Förster, A.; Norden, B.; Zinck-Jørgensen, K.; Frykman, P.; Kulenkampff, J.; Spangenberg, E.; Erzinger, J.; Zimmer, M.; Kopp, J.; Borm, G.; Juhlin, C.; Cosma, C.; Hurter, S. (2006): Baseline characterization of the CO₂SINK geological storage site at Ketzin, Germany. *Environmental Geosciences*, 13, Nr. 3, S. 145-161.

Götz, J. (2013): Borehole seismic monitoring of CO₂ storage within a saline aquifer at Ketzin, Germany. PhD Thesis, Technische Universität Berlin.

Götz, J.; Lüth, S.; Krawczyk, C. M.; Cosma, C. (2014): Zero-Offset VSP Monitoring of CO₂ Storage: Impedance Inversion and Wedge Modelling at the Ketzin Pilot Site. *International Journal of Geophysics*, 2014, Article ID 294717, 15 pages.

Götz, J.; Lüth, S.; Henniges, J.; Reinsch T. (2015): Using a fibre optic cable as Distributed Acoustic Sensor for Vertical Seismic Profiling at the Ketzin CO₂ storage site. 77th EAGE Conference & Exhibition (Madrid 2015), Th P2 13.

Hardage, B. A. (2000): *Vertical Seismic Profiling: Principles*. Pergamon. Elsevier Science Ltd.

Henniges, J.; Liebscher, A.; Bannach, A.; Brandt, W.; Hurter, S.; Köhler, S.; Möller, F. and CO₂SINK-Group (2011): P-T- ρ and two-phase fluid conditions with inverted

- density profile in observation wells at the CO₂ storage site at Ketzin (Germany). *Energy Procedia*, 4, S. 6085-6090.
- IPCC, 2005: Special report on carbon dioxide capture and storage: prepared by working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Ivandic, M.; Yang, C.; Lüth, S.; Cosma, C.; Juhlin, C. (2012): Time-lapse analysis of sparse 3D seismic data from the CO₂ storage pilot site at Ketzin, Germany. *Journal of Applied Geophysics*, 84, S. 14-28.
- Ivandic, M.; Juhlin, C.; Lüth, S.; Bergmann, P.; Kashubin, A.; Sopher, D.; Ivanova, A.; Baumann, G.; Henniges, J. (2015): Geophysical monitoring at the Ketzin pilot site for CO₂ storage: New insights into the plume evolution. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 32, S. 90-105.
- Juhlin, C.; Giese, R.; Zinck-Jørgensen, K.; Cosma, C.; Kazemeini, H.; Juhojuntti, N.; Lüth, S.; Norden, B.; Förster, A. (2007): Case History: 3D baseline seismics at Ketzin, Germany: The CO₂SINK project. *Geophysics*, 72(5), B121-B132.
- Knödel, K.; Krummel, H.; Lange, G. (2005): *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien*. Band 3: Geophysik. Springer, Berlin.
- Lazaratos, S. K. (1993): Analysis of the VSP-CDP mapping algorithm. *Stanford Wave Physics Lab STP Annual Reports* 4 (1), Paper I.
- Liebscher, A.; Martens, S.; Möller, F.; Lüth, S. (2012): Überwachung und Modellierung der geologischen CO₂-Speicherung – Erfahrungen vom Pilotstandort Ketzin, Brandenburg (Deutschland). *Geotechnik*, 3, S. 177-186.
- Luna, R. und Jadi H. (2000): Determination of Dynamic soil properties using geophysical methods. *Proceedings of the First International Conference on the Application of Geophysical and NDT Methodologies to Transportation Facilities and Infrastructure*, St. Louis, Mo.
- Martens, S.; Möller, F.; Streibel, M.; Liebscher A.; The Ketzin Group (2014): Completion of five years of safe CO₂ injection and transition to the post-closure phase at the Ketzin pilot site. *Energy Procedia*, 59, S. 190-197.
- Martens, S.; Conze, R.; De Lucia, M.; Henniges, J.; Kempka, T.; Liebscher, A.; Lüth, S.; Möller, F.; Norden, B.; Prevedel, B.; Schmidt-Hattenberger, C.; Szizybalski, A.; Vieth-Hillebrand, A.; Würdemann, H.; Zemke, K.; Zimmer, M. (2015): Joint Research Project CO₂MAN (CO₂MAN Reservoir Management): Continuation of Research and Development Work for CO₂ Storage at the Ketzin Pilot Site. In: Liebscher, A., Münch, U. (Eds.), *Geological Storage of CO₂ – Long Term Security Aspects*, (GEOTECHNOLOGIEN Science Report 22) (Advanced Technologies in Earth Sciences), Springer International Publishing, S. 1-32.
- Norden, B.; Förster, A.; Vu-Hoang, D.; Marcelis, F.; Springer, N.; Le Nir, I. (2010): Lithological and petrophysical core-Log interpretation in CO₂SINK, the European CO₂ onshore research storage and verification project. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, 13, Nr. 2, S. 179-192.
- Smoltczyk, U. (1988): *Grundbau Taschenbuch*. Teil 1, 3. Auflage. Ernst & Sohn Verlag für Architektur und technische Wissenschaften, Berlin.
- Witt, K. J. (2008): *Grundbau Taschenbuch*. Teil 1, 7. Auflage. Ernst & Sohn Verlag für Architektur und technische Wissenschaften, Berlin.
- Yang, C.; Juhlin, C.; Enescu, N.; Cosma, C. and Lüth, S. (2010): Moving source profile data processing, modelling and comparison with 3D surface seismic data at the CO₂SINKproject site, Ketzin, Germany. *Near Surface Geophysics*, 8, S. 601-610.
- Zhang, F.; Juhlin, C.; Cosma, C.; Tryggvason, A.; Pratt, R. (2012): Cross-well seismic waveform tomography for monitoring CO₂ injection: a case study from the Ketzin Site, Germany. *Geophysical Journal International*, 189(1), 629-646.

