

**Numerische Untersuchungen zur Anatomie und  
Metamorphose seismoelektromagnetischer  
Effekte in porösen Medien**

**Dissertation**

zur Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

**Bernd Kröger**

aus

Uetersen

**Bonn 2012**



Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen  
Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Gutachter: Prof. Dr. Andreas Kemna
2. Gutachter: Prof. Dr. Ugur Yaramanci

Tag der Promotion: 12.09.2012

Erscheinungsjahr: 2012



## **Kurzfassung**

### **„Numerische Untersuchungen zur Anatomie und Metamorphose seismoelektromagnetischer Effekte in porösen Medien“**

Unter Seismoelektromagnetik versteht man die Erzeugung elektrischer und magnetischer Felder in einem vollgesättigten, porösen Medium als Antwort auf seismische Anregungen an der elektrischen Doppelschicht. Je nach Art der Gesteinsformation kann es zu zwei in Ursache und Wirkung voneinander verschiedenen Phänomenen kommen: zum einen das aufgrund von Ladungsträgerseparationen beim Durchgang seismischer Wellen im porösen Medium eines homogenen Halbraums jeweils lokal induzierte elektrische und magnetische Feld (koseismisches Feld); und zum anderen die elektromagnetische Signalantwort, die aufgrund der partiellen Umwandlung von seismischer in elektromagnetische Energie an Inhomogenitätsgrenzen generiert wird (konvertierte Welle). Die Charakteristika der seismoelektromagnetischen Effekte können über die beteiligten mechanischen und elektromagnetischen Feldgrößen sowie ihren elektrokinetischen Kopplungseigenschaften erklärt werden. Dazu wird in dieser Arbeit ein mathematischer Gleichungssatz eingesetzt, der es ermöglicht, alle an der seismoelektromagnetischen Modenkonzersion beteiligten physikalischen Felder über einen thermodynamischen Ansatz miteinander zu verknüpfen. Die Berechnung der zeitabhängigen Feldfunktionen des gekoppelten Systems erfolgt dabei über eine Finite-Elemente-Modellierung und ermöglicht die Interpretation der seismischen, elektrischen und magnetischen Signalantworten für geologische 2D-Strukturen beliebiger Komplexität.

Zwar ist die generelle Anatomie seismoelektromagnetischer Effekte für planparallele Schichten bekannt. Gleichwohl existieren bis heute keine eingehenden Analysen dieser Effekte für komplexere 2D-Raumstrukturen. Diesbezüglich wird in dieser Arbeit die Anatomie (Struktur) und die Metamorphose (Gestaltänderung) seismoelektromagnetischer Effekte für solche Strukturen eingehend analysiert. Es zeigt sich, dass die Signalmustergenerierung der konvertierten Welle vom internen Wechselspiel zwischen Parametermilieu (Petrophysik) und Konversionsstruktur (Geometrie) abhängt. Die an unterschiedlichen Raumstrukturen erzeugten Signalmuster lassen somit Rückschlüsse auf die sie generierende Geometrie zu (z.B. zur Lagerstättencharakterisierung). Darüber hinaus kann aufgrund der Korrelation zwischen den Signalantworten der seismischen und seismoelektromagnetischen Felder in dieser Arbeit erstmals überhaupt das seismoelektromagnetische Diffraktionsverhalten an Störungen untersucht werden. Dabei lässt sich zum einen die koseismische Kopfwellen belegen und zum anderen die diffraktierte koseismische Welle dokumentieren und erklären. Ebenfalls erstmals nachgewiesen und erklärt werden kann die koseismische Kanalwelle, die als Wellenfeld-Interferenzsystem in geschlossenen (geologischen) Raumstrukturen auftritt. Die Arbeit erläutert insgesamt die physikalischen Zusammenhänge, die in dem in mehrfacher Hinsicht gekoppelten System maßgeblich sind, und zeigt, dass mit dem Finite-Elemente-Algorithmus bislang unbekannte Phänomene in der seismoelektromagnetischen Prozesscharakteristik methodisch erfasst werden können.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Kurzfassung</b>	<b>i</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>iii</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Ziel der Arbeit	1
1.2 Kenntnisstandanalyse	3
1.3 Aufbau der Arbeit	6
<b>2 Phänomenologie seismoelektromagnetischer Effekte</b>	<b>8</b>
2.1 Eigenschaften elektrokinetischer Phänomene	8
2.2 Eigenschaften seismoelektromagnetischer Phänomene	11
<b>3 Mathematische Beschreibung seismoelektromagnetischer Effekte</b>	<b>16</b>
<b>4 Numerische Modellierung</b>	<b>23</b>
4.1 Beschreibung der Finiten-Elemente-Methode in COMSOL	23
4.2 Modellierungsvoraussetzungen und -strategien	26
<b>5 Anatomie seismoelektromagnetischer Effekte</b>	<b>31</b>
5.1 Strukturmerkmale der konvertierten Welle	31
5.2 Strukturmerkmale des koseismischen Feldes	41
5.3 Seismoelektromagnetische Konversion an planparallelen Schichten	44
5.4 Diffraktion seismoelektromagnetischer Effekte	50
5.5 Auflösungseigenschaften seismoelektromagnetischer Effekte	57
<b>6 Metamorphose seismoelektromagnetischer Effekte</b>	<b>64</b>
6.1 Variationen von Fluidsalinität und elektrischer Bulkleitfähigkeit	64
6.2 Variationen der seismischen Geschwindigkeiten	68
6.3 Variation der Sender-Empfänger-Konfiguration	77
6.4 Seismoelektromagnetische Kanalwellen	81
<b>7 Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>87</b>
<b>8 Danksagung</b>	<b>93</b>
<b>9 Referenzen</b>	<b>95</b>
<b>Erklärung</b>	<b>100</b>



# 1 Einleitung

Untersuchungen von porösen, fluidgesättigten Medien im Untergrund mit seismischen Wellen gehören seit langem zu den Standarderkundungsverfahren der Geophysik. Die Seismik kann auf nicht-invasivem Weg Informationen über den strukturellen Aufbau des Untergrundes in zwei und drei Dimensionen mit relativ hoher räumlicher Auflösung liefern. Obgleich es mit modernen 4D-Anwendungen möglich ist, über die Zustandsänderungen in Öl-, Gas- oder Wasserreservoirien indirekt auf die zugehörigen Lagerstätteneigenschaften rückzuschließen, ist die direkte Porositäts- und Permeabilitätsbestimmung im Vorfeld der Erkundung dieser Reservoirstrukturen auf Basis seismischer Daten nicht möglich. Darüber hinaus sind der konventionellen Seismik im Rahmen der Detektion kleinräumiger geologischer Strukturen aufgrund physikalischer Grundgegebenheiten Grenzen in ihrer Erkenn- und Auflösbarkeit gesetzt. Ein neuartiger geophysikalischer Ansatz – das Verfahren der Seismoelektromagnetik – verspricht in diesem Zusammenhang Abhilfe, indem neben der petrophysikalischen Ansprache der Lagerstätteneigenschaften auch die geometrische Charakterisierung selbst kleinräumiger Reservoirie möglich zu sein scheint.

## 1.1 Ziel der Arbeit

Die Charakteristika der seismoelektromagnetischen Effekte in einem porösen, flüssigkeitsgesättigten Medium können über die beteiligten mechanischen (seismische Verschiebung) und elektromagnetischen (elektrisches und magnetisches Feld) Feldgrößen sowie ihren elektrokinetischen Kopplungseigenschaften erklärt werden. Mathematisch betrachtet, geschieht dies über ein System von linearen Differentialgleichungen, welches die interaktive physikalische Prozesscharakteristik makroskopisch beschreibt. Eine analytische Lösung des Differentialgleichungssystems ist aufgrund seiner Komplexität generell nicht möglich. Deswegen wird in dieser Arbeit über den Einsatz eines Finite-Elemente-Algorithmus eine numerische Lösung des Gleichungssystems berechnet. Die numerische Modellierung für ein gegebenes seismisches Eingangssignal und ein gegebenes Ausbreitungsmedium als Verschiebungs- bzw. Beschleunigungsfeld erfordert dabei zum einen die Anwendung der seismischen Wellengleichung und die Berechnung ihres raumzeitlichen Amplitudenverlaufs. Zum anderen können die elektromagnetischen

Felder unter Berücksichtigung der elektrokinetischen Kopplungsgleichungen über die Maxwell-Gleichungen beschrieben werden. Es wird in dieser Arbeit der Weg einer Vollen-Wellenfeld-Modellierung im Zeitbereich gewählt, um aus den jeweiligen physikalischen Teileffekten qualitative Aussagen über das Systemverhalten ableiten zu können. Die Implementierung des Finite-Elemente-Algorithmus erfolgt über das Software-Paket COMSOL Multiphysics, welches ein Höchstmaß an Flexibilität in der Implementierung gerade gegenüber beliebigen geologischen 2D-Raumstrukturen gewährleistet.

Das grundlegende Ziel dieser Arbeit ist es, einen flexiblen numerischen Algorithmus zu entwickeln, welcher eine Modellierung der durch eine seismische Welle angeregten Fluidbewegung in einer deformierbaren, porösen Gesteinsmatrix erlaubt, deren Transporteigenschaften sich wiederum rückkoppelnd mit dem generierten elektromagnetischen Feld verändern können. Damit können petrophysikalische Parameterkontraste für geologische Strukturen beliebiger Komplexität erfasst werden, die in der Seismik keine oder nur schwache Signalantworten zeigen. Darüber hinaus soll über die seismoelektromagnetische Modellierung die Möglichkeit der hochauflösenden lithologischen Charakterisierung des Untergrundes gegeben werden, um mit hoher Sicherheit permeable Gesteinsformationen von gering permeablen sowohl unterscheiden als auch räumlich abbilden zu können. Der in dieser Arbeit präsentierte Ansatz wird methodisch entwickelt und hinsichtlich seiner Leistungsfähigkeit geprüft.

Gleichwohl es mittlerweile einige solcher fundierten Auswerte-Algorithmen hinsichtlich der Analyse seismoelektromagnetischer Effekte für planparallele Schichten gibt, sind Fragen nach Anatomie und Metamorphose dieser Phänomene für komplexere 2D-Raumstrukturen weiterhin nahezu unbeantwortet. Diesbezüglich sollen die physikalischen Besonderheiten, die sich aufgrund seismoelektromagnetischer Konversionen an unterschiedlichen 2D-Raumstrukturen mit unterschiedlichen petrophysikalischen Parametern ergeben, untersucht werden. Unter dem Begriff Anatomie (griech.: *ἀνά* „auf“ und *τομή* „Schnitt“) seismoelektromagnetischer Effekte wird in dieser Arbeit die Struktur bzw. der Aufbau dieser Phänomene verstanden. Zwar ist die generelle Anatomie seismoelektromagnetischer Signalmuster bekannt, jedoch sind Phänomene wie seismoelektromagnetische Diffraktion oder Streuung an Störkörpern im Untergrund in der geophysikalischen Fachliteratur bislang noch nicht untersucht worden. Diesbezüglich werden in dieser Arbeit für ausgewählte geologische Raumstrukturen diese geophysikalischen Erscheinungen eingehend analysiert, um ihre Merkmale und Eigenschaften erstmals anatomisch definieren zu können. Darüber hinaus wird das Auflösungsvermögen seismoelektromagnetischer Signale hinsichtlich seiner Leistungsfähigkeit untersucht, um zu klären, ob auch Aussagen über die Detektion bzw. Erkennbarkeit kleinräumiger geologischer Strukturen möglich sind.

Die Analyse des metamorphen Verhaltens (griech.: *μεταμόρφωσις* = „Umgestaltung, Verwandlung, Umwandlung“) seismoelektromagnetischer Effekte bildet neben ihrer anatomischen Betrachtung den zweiten zentralen Untersuchungsschwerpunkt in dieser

Arbeit. Es wird versucht, in der Formenvielfalt der seismoelektrischen Signale bestimmte Grundmuster bzw. Merkmale zu reproduzieren, die Aufschluss sowohl über die petrophysikalische Parameterheterogenität als auch über die geologische Konversionsgeometrie im Untergrund erlauben. Bekanntlich können komplizierte Lagerungen oder geschlossene Körper die Ausbreitung von seismischen Wellen wesentlich beeinflussen. So werden aufgrund von Geschwindigkeitskontrasten zwischen Wirtsgestein und eingeschlossener geologischer Raumstruktur (z.B. Linsen, Kohleflöze, Gänge, Hohlräume etc.) durch seismische Quellen innerhalb oder in der Nähe solcher Strukturen geführte seismische Wellen angeregt, d.i. sogenannte seismische Kanalwellen. In diesem Zusammenhang wird hier untersucht, ob aufgrund der physikalischen Wechselwirkung zwischen seismischen und elektrischen Feldern auch korrespondierende ko-seismische Kanalwellen existieren können.

Aus dem Verhalten der die Signalamplitude der konvertierten Welle steuernden petrophysikalischen Parameter lassen sich direkte Implikationen für die Charakterisierung des Untergrundes ableiten. Die etablierte seismoelektrische Theorie hat gezeigt, dass eine direkte Ansprache der Parameter Porosität und Permeabilität über einen Inversionsalgorithmus möglich scheint. Der Einfluss dieser beiden Parameter auf die Signalgenerierung der konvertierten Welle wird in dieser Arbeit im Rahmen von Parametervariationen nicht weiter untersucht, da hier bereits belastbare Erkenntnisse vorliegen. Vielmehr interessiert in diesem Zusammenhang, welchen Limitierungen die Seismoelektromagnetik letztlich unterworfen ist. Aufgrund des Entstehungsprinzips der seismoelektrischen Effekte ist es deshalb unumgänglich, den Einfluss der Fluidsalinität auf die elektrische Doppelschicht zu untersuchen. Die Fluidsalinität bestimmt über das Zeta-Potential Größe und Stärke sowohl der elektrischen Doppelschicht als auch des elektrokinetischen Kopplungskoeffizienten. Ein weiterer wichtiger petrophysikalischer Parameter ist die elektrische Bulkleitfähigkeit, da sie die elektrokinetischen Kopplungsgleichungen und die Maxwellschen Gleichungen miteinander verknüpft. Dabei handelt es sich um ein Phänomen, bei dem die elektrische Leitfähigkeit direkt auf das Material (*Bulk*, hier Gestein) rückführbar ist. In dieser Arbeit wird versucht, den jeweiligen Einfluss beider Größen in Form verschiedener Parametervariationen zu untersuchen.

## 1.2 Kenntnisstandanalyse

Bereits frühzeitig wurde erkannt, dass seismische Wellen auch elektrische bzw. elektromagnetische Signale erzeugen können (Thompson, 1936; Ivanov, 1939). Die erste umfangreichere Beschreibung des Effektes entstand durch Frenkel (1944). In seinen Untersuchungen stellte er die mechanischen Zustandsgleichungen für ein permeables Medium auf und formulierte den Zusammenhang zwischen mechanischer Verschiebung und elektrischem Feld. Allerdings ging Frenkel von der Annahme aus, dass hauptsächlich die longitudinalen Anteile der anregenden seismischen Welle das elektrische

Potential bestimmen und vernachlässigte damit das aus dem Scherwellenanteil resultierende Magnetfeld.

Die zweite Phase seismoelektromagnetischer Untersuchungen wird markiert durch die Erforschung von Erdbeben und deren Vorhersage. Eine Vielzahl von Messungen elektrischer Signale im Zusammenhang mit großräumigen, quasistationären Gesteinsspannungsänderungen und -verschiebungen wurden als Umwandlungsprozesse seismoelektrischer Natur gedeutet (z. B. Ishido et al. 1976; Ishido und Mizutani, 1981; Fitterman, 1978). Weiterführende Untersuchungen machten die Entwicklung einer vereinfachten Theorie möglich (Neev und Yeats, 1989), die gesondert von statischen bzw. quasistatischen seismischen Anregungen als Ursache für die Generierung elektrischer Potentiale ausging, sich für die betrachteten Prozesse allerdings als nicht ausreichend erwies.

Darauf aufbauend begannen verschiedene Autoren, die theoretischen Grundlagen auf dynamische Prozesse zu erweitern. Pride (1994) entwickelte ein Gleichungssystem, das für den mikroskopischen Maßstab sämtliche bislang bekannten Ursachen und Umwandlungsmechanismen im Rahmen der Seismoelektromagnetik berücksichtigte. Dazu kombinierte er die Maxwell-Gleichungen mit den mechanischen Zustandsgleichungen über elektrokinetische Kopplungsgleichungen für ein gesättigtes poröses Medium nach Biot (1956). Durch eine Volumenmittelung konnte Pride die mikroskopischen Beschreibungszusammenhänge seismoelektromagnetischer Effekte in einen makroskopischen Rahmen überführen. Dieser Zusammenhang fand seine mathematische Beschreibung in einem System von linearen Differentialgleichungen 2. Ordnung, welches das makroskopische Verhalten der am System beteiligten physikalischen Prozesse vollständig widerspiegelt.

In darauffolgenden Veröffentlichungen wurden Lösungsalgorithmen für die Prideschen Grundgleichungen diskutiert (Pride und Haartsen, 1996), numerische Modellierungen basierend auf diesem Gleichungssystem für den Niederfrequenzbereich vorgestellt (Haartsen und Pride, 1997), Eigenschaften der beteiligten Größen sowie ihre Auswirkungen auf den Effekt erörtert (Haartsen et al., 1998) und modellierte mit gemessenen Daten für unterschiedliche Messanordnungen verglichen (Mikhailov et al., 1997a,b). Garambois und Dietrich (2002) stellten in ihrer Arbeit eine numerische Simulation seismoelektromagnetischer Wellen in fluidgesättigten porösen Medien vor. Ihr Algorithmus beruht auf dem Gleichungssystem von Pride (1994). Zur numerischen Umsetzung wurden die Ansätze von Haartsen und Pride (1997) über die Reflektivitätsmethode nach Kennett und Kerry (1979) vermittelt. Die Autoren stellten zunächst verschiedene Berechnungen zur Verifikation ihres Programms vor, wobei besonderer Wert auf die Erfüllung des Reziprozitätstheorems gelegt wurde. Schnappschüsse für die Wellenausbreitung wurden genutzt, um die seismischen, elektromagnetischen und seismoelektromagnetischen Welleneigenschaften im fluidgesättigten porösen Medium zu untersuchen. In allen Vorwärtsmodellierungen wurde eine Niederfrequenzapproximation ge-

wählt, die es gestattet, die Parameter Permeabilität und elektrische Bulkleitfähigkeit sowie den elektrokinetischen Kopplungskoeffizienten frequenzunabhängig einzusetzen.

Ausgehend von den Kopplungsgleichungen nach Pride (1994) wurden in der Arbeit von Garambois und Dietrich (2001) sogenannte Übertragungsfunktionen für die koseismischen Felder hergeleitet. Dazu wurden die zweiten bzw. ersten Ableitungen der mechanischen Verschiebungen zu den elektrischen und magnetischen Feldern für kleine Frequenzen durch Übertragungsfunktionen in Beziehung gesetzt, d.h. es konnte gezeigt werden, dass die Amplitude des koseismischen Feldes zum einen proportional zur Teilchengeschwindigkeit der seismischen S-Welle und zum anderen zur Teilchenbeschleunigung der seismischen P-Welle ist. Insbesondere die neueren Arbeiten von Haines und Pride (2006) und Haines et al. (2007a, b) haben in der letzten Zeit zu weiterführenden Erkenntnissen im Bereich der Seismoelektromagnetik geführt. So wurden die Ergebnisse aus Vorwärtsmodellierungen zur Untersuchung der Auflösbarkeit dünner Schichten durch die Seismoelektromagnetik vorgestellt (Pride und Garambois, 2005) und verschiedene Filterprozesse zur geeigneten Signalanalyse der unterschiedlichen seismoelektromagnetischen Phänomene durchgeführt (Haines et al., 2007a, b).

Neuere Feldmessungen und experimentelle Laboruntersuchungen zeigen das gesteigerte Interesse an der Seismoelektromagnetik. So wurden Vier-Kanal-Messungen mit Sprengungen durchgeführt, die Signale aus bis zu 300 m Teufe registrierten (Thompson und Gist, 1993). Darüber hinaus präsentierten Butler und Russel (1993) und Butler et al. (1996) eine anschauliche, qualitative Interpretation der Konversion seismischer Wellen in seismoelektrische Signale an einem flachen Reflektor. Weitere Untersuchungen befassten sich systematisch mit der Bedeutung und dem Einfluss von Dipollänge und Dipolart (Beamish, 1999). Seismoelektrische und seismomagnetische Signale wurden unter kontrollierten Bedingungen im Labormaßstab experimentell nachgewiesen (Zhu und Toksöz, 2005; Block and Harris, 2006; Bordes et al., 2006, 2008). Insbesondere neuere Veröffentlichungen von ExxonMobil zeigen, dass das Potential der Seismoelektrik auch von der Industrie mit Blick auf eine kommerzielle Nutzung erkannt worden ist. Vor diesem Hintergrund wurde zum einen die umgekehrte, elektromagnetisch-seismische Wellenkonversion (auch Elektroseismik genannt) im Feld- und Labormaßstab untersucht (Deckman et al., 2005; Thompson, 2007).

Die wenigen, bislang durchgeführten Vorwärtsmodellierungen der seismoelektromagnetischen Effekte basieren in der Regel auf dem Prideschen Gleichungssystem (1994), das bei den jeweiligen Autoren in der Modellierung entweder über die Finite-Differenzen-Methode (Garambois und Dietrich, 2002; Haines und Pride, 2006) oder über die Finite-Elemente-Methode (Han und Wang, 2001; Jardani et al., 2010; Zyserman et al., 2011) berechnet wurde. Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein dazu alternativer Ansatz eingesetzt (Kröger, 2007) und weiter entwickelt, der insbesondere den messtechnischen Anforderungs- und Zielhorizont für bereits durchgeführte Feldmessungen (Kröger et al., 2010) berücksichtigt. Eine in diesem Zusammenhang durchgeführte Variablenreduktion

aller beteiligten Systemkomponenten liefert ein Gleichungssystem für die mathematische Beschreibung der seismoelektromagnetischen Effekte, das unter Beibehaltung sämtlicher physikalischer Grundvoraussetzungen eine insgesamt effizientere Lösung des Modellierungsproblems ermöglicht. Zudem gewährleistet die Implementierung über diesen neu entwickelten Finite-Elemente-Algorithmus eine Verringerung von Implementierungs- und Rechenzeiten sowie eine deutlich erhöhte Flexibilität hinsichtlich der Realisierung beliebiger Messgeometrien.

### 1.3 Aufbau der Arbeit

Nach einer kurzen Einleitung samt Kenntnisstandanalyse im ersten Kapitel werden im zweiten Kapitel die theoretischen Grundlagen, die für das Verständnis und die Analyse seismoelektromagnetischer Effekte notwendig sind, eingehend beschrieben. Die Beschreibung erfolgt gemäß eines phänomenologischen Ansatzes, der die fundamentalen Zusammenhänge zwischen den seismischen und elektrischen Feldern erklären soll. Es werden die elektrokinetischen Erscheinungen, ohne die es in einem porösen Medium nicht zur seismoelektromagnetischen Modenkonzersion kommen kann, erklärt. Aus dem Verständnis dieser Erscheinungen heraus wird in einem nächsten Schritt die aufgrund einer seismischen Signalanregung generierte seismoelektromagnetische Systemantwort detailliert erläutert. Es werden die Charakteristika sowohl des koseismischen Feldes als auch diejenigen der konvertierten Welle eingehend beschrieben.

In Kapitel 3 werden die mathematischen Grundlagen, die zur Beschreibung der seismoelektromagnetischen Effekte notwendig sind, hergeleitet. Die Herleitung nimmt dabei Bezug auf Überlegungen, die in einer anderen Arbeit bereits angelegt worden sind (Kröger, 2007). Die grundlegende Überarbeitung und Weiterentwicklung dieses Ansatzes mündet hier in einen mathematischen Gleichungssatz, der eine Interpretation der seismoelektromagnetischen Effekte über eine thermodynamische Betrachtungsweise ermöglicht. Dabei werden die seismischen Felder (Signalanregung) und die elektromagnetischen Felder (Signalantwort) über elektrokinetische Kopplungsgleichungen (Thermodynamik) miteinander verbunden. Der mathematische Gleichungssatz, der hier in einer Niedrigfrequenzapproximation eingesetzt wird, bildet die Grundlage für die anschließende numerische Modellierung.

Die seismoelektromagnetischen Grundgleichungen, die als partielle Differentialgleichungen in Kapitel 3 vorliegen, werden in Kapitel 4 über einen Finite-Elemente-Algorithmus implementiert. Die Implementierung erfolgt auf der Basis des Softwarepakets COMSOL Multiphysics, mit dem es möglich ist, mehrere gekoppelte physikalische Phänomene für unterschiedliche Modellierungsgebiete beliebiger Komplexität zu simulieren. Die Arbeits- bzw. Funktionsweise dieses Softwarepakets wird kurz vorgestellt. Ebenso kurz ist die Beschreibung der von COMSOL verwendeten Finite-Elemente-Methode in dieser Arbeit, da das Hauptaugenmerk auf der geophysikalischen Analyse

der seismoelektromagnetischen Effekte liegt. Ein weiterer Punkt in diesem Kapitel beschäftigt sich mit Überlegungen zur Modellierungsstrategie, d.i. es wird aufgrund der Charakteristika seismoelektromagnetischer Effekte untersucht, welche Sender-Empfänger-Konfiguration (Oberfläche, VSEP [Vertikale Seismo-Elektromagnetische Profilierung], Tomographie) die zweckdienlichste für die Modellierung sein könnte.

Kapitel 5 beschäftigt sich mit der Analyse der Anatomie der seismoelektromagnetischen Effekte. Dabei werden die Strukturmerkmale sowohl des koseismischen Feldes als auch der konvertierten Welle untersucht. Die Analyse basiert dabei ausschließlich auf den Ergebnissen, die für eine an lithologischen Materialgrenzen stattfindende P-TM-Modenkonzersion berechnet wurde, d.h. es handelt sich um eine Konversion von seismischen P-Wellen zu elektromagnetischen Feldern mit transversaler magnetischer Polarisation (TM-Mode). Die so generierten Feldkomponenten der TM-Mode ( $E_x$ ,  $E_z$ ,  $H_y$ ) werden im Zusammenhang unterschiedlicher geometrischer Problemstellungen (planparallelen Schichten, Linsenstrukturen, Störkörper, Kanäle) in ihrer Anatomie eingehend analysiert. Ein in der (geophysikalischen) Fachliteratur bislang unbekanntes Phänomen, d.i. die seismoelektromagnetische Diffraktion, wird eingehend untersucht. Darüber hinaus wird ein Vergleich zwischen Auflösungseigenschaften seismischer und seismoelektromagnetischer Effekte durchgeführt.

In Kapitel 6 erfolgen numerische Untersuchungen bzgl. der Metamorphose seismoelektromagnetischer Effekte. Dabei werden die strukturbildenden Einflüsse, die zur Generierung dieser Felder führen, eingehend analysiert, insbesondere, inwiefern sowohl das Parametermilieu (Petrophysik) als auch der Konversionsraum (Geometrie) die Struktur und Signalstärke seismoelektromagnetischer Effekte entscheidend prägen. Darüber Auskunft geben sollen simultane Variationen unterschiedlicher 2D-Raumstrukturen und Parametervariationen bzgl. der Fluidsalinität und elektrischen Bulkleitfähigkeit sowie der seismischen Geschwindigkeiten im System. In diesem Zusammenhang wird im Vergleich mit verschiedenen seismischen Wellenfeld-Interferenzsystemen ein in der (geophysikalischen) Fachliteratur bislang unbekannter Effekt, d.i. die seismoelektromagnetische Kanalwelle, eingehend analysiert. Ebenfalls untersucht werden in diesem Kapitel die Modellierungsergebnisse bzgl. unterschiedlicher Sender-Empfänger-Konfigurationen, um die in Kapitel 4 aufgeworfene Frage nach der effektivsten Anordnung zur Registrierung seismoelektromagnetischer Effekte zu beantworten.

Eine Zusammenfassung samt Diskussion der gesamten Modellierungsergebnisse findet in Kapitel 7 statt. Darüber hinaus wird versucht, aufgrund der analysierten Modellierungsergebnisse geophysikalische Anwendungsmöglichkeiten der seismoelektromagnetischen Methode abzuleiten. Mit einem Ausblick auf hier nicht thematisierte aber zukünftig noch zu thematisierende Gesichtspunkte innerhalb der Analyse seismoelektromagnetischer Effekte endet diese Arbeit.

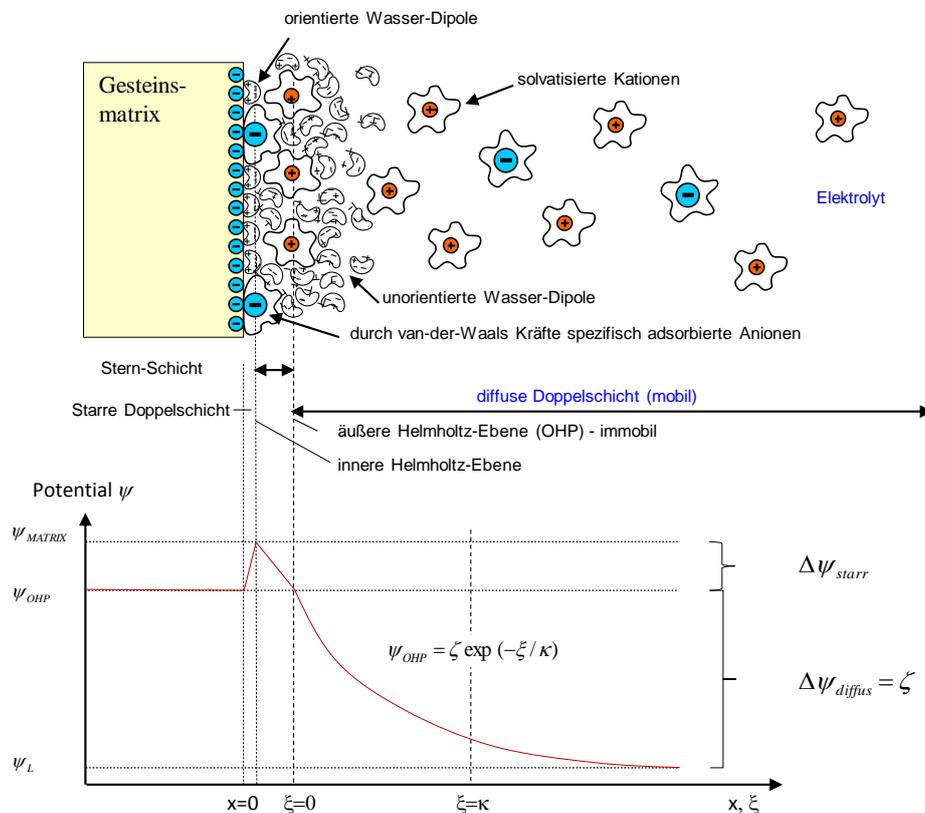
## 2 Phänomenologie seismoelektromagnetischer Effekte

Für das Verständnis der Prozessstruktur seismischer und elektromagnetischer Wellenfelder, die zur Entstehung seismoelektromagnetischer Signale führen, werden in diesem Kapitel die beteiligten physikalischen Prozesse phänomenologisch (griech.: φαινόμενον *phainómenon* „Sichtbares“, „Erscheinung“ und λόγος *lógos* „Rede“, „Lehre“) beschrieben. Die phänomenologischen Beschreibungen gehen nur auf die elementaren Grundlagen dieser Prozesse ein und verzichten auf eine vollständige und detaillierte, theoretische Herleitung. Die elektrische Doppelschicht (ED), die zur Entstehung seismoelektromagnetischer Effekte führt, bildet dabei einen zentralen Punkt innerhalb der folgenden Überlegungen. In gesättigten permeablen Gesteinsformationen kommt es an einer Matrix-Fluid-Phasengrenze zu elektrischen Wechselwirkungen zwischen den beiden Komponenten. Das Modell der Elektrischen Doppelschicht ermöglicht die Beschreibung dieser gegenseitigen Beeinflussung. Darüber hinaus stiftet es ein Erklärungs- und Beschreibungsmodell für die Entstehung der elektrokinetischen Effekte, die wiederum Grundlage für die Generierung seismoelektromagnetischer Effekte sind.

### 2.1 Eigenschaften elektrokinetischer Phänomene

Grundlegend für das Verständnis seismoelektromagnetischer Phänomene sind die elektrokinetischen Effekte an der ED. In einem porösen Medium werden diese mit Transportgleichungen beschrieben, die in der Thermodynamik irreversibler Prozesse (TIP) ihren Ursprung haben. Die physikalischen Zusammenhänge sind eingehend geklärt und können der einschlägigen Literatur entnommen werden (z. B. De Groot, 1960; Groot und Mazur, 1984). In einem vollgesättigten porösen Medium bildet sich an der Kontaktfläche zwischen Gesteinsmatrix und elektrolytisch leitender Porenflüssigkeit aufgrund elektrochemischer Vorgänge eine ED aus. In der Literatur finden sich verschiedene Modelle, die die Verhältnisse an einer solchen Fest-Flüssig-Phasengrenze wiedergeben. Als aussagekräftigstes Modell zur Beschreibung der ED hat sich das sogenannte Stern-Modell erwiesen. Die darüber hinaus existierenden theoretischen ED-Modelle finden in dieser Arbeit keine weitere Beachtung (z.B. Bockris and Reddy, 1970; Hamann und Vielstich, 2005). Das hier gewählte Sternsche Doppelschichtmodell zeichnet sich insbe-

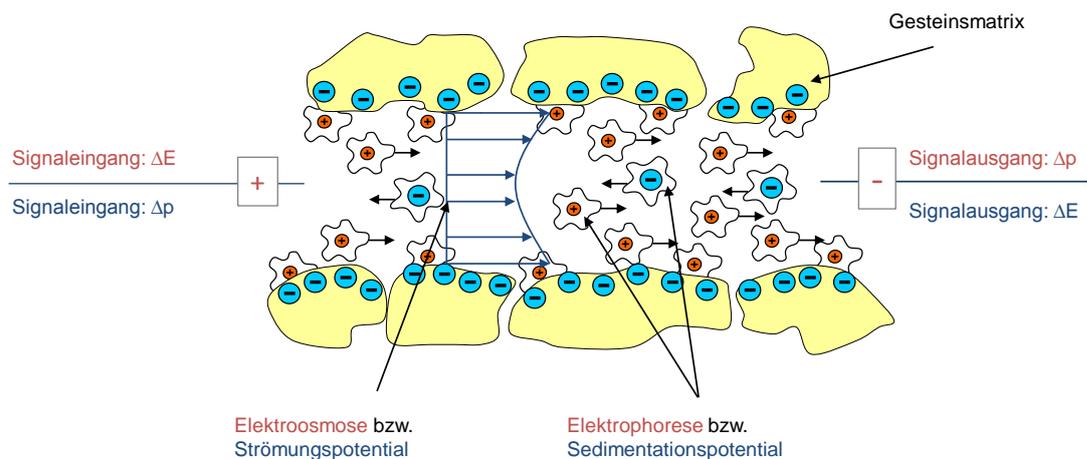
sondere dadurch aus, dass es neben der Beschreibung der elektrokinetischen Erscheinungen auch den physikalischen Sinn des Zeta-Potentials befriedigend erklären kann.



**Abbildung 1:** Stern-Modell für  $Q_s < 0$ ,  $\psi_{OHP} < 0$ ,  $\zeta < 0$  – „Schematischer“ Potential-Verlauf durch die elektrische Doppelschicht. Messungen der realen chemischen Eigenschaften solcher Konfigurationen machen die Annahme einer negativen (Matrix-)Oberflächenladung plausibel. Dieser Ansatz wird in allen Beispielen beibehalten (nach Hamann und Vielstich, 2005).

Treten die beiden Phasen (Gesteinsmatrix und elektrolytisches Porenfluid) in direkten Kontakt miteinander, so entwickelt sich an der jeweiligen Kontaktfläche eine elektrische Potentialdifferenz. Bei diesem Ansatz geht man davon aus, dass eine Flüssigkeit in einem Kapillarsystem eine Oberflächenladung und eine Schicht mit Gegenionen bildet (z.B. Kortüm, 1972). Die Ladung der Gegenionen kompensiert die Oberflächenladung und ist starr an die Kapillarwand gebunden. Dabei dominieren auf der einen Seite der Trennfläche negative, auf der anderen Seite positive Ladungen, die physikalisch betrachtet eine ED bilden. Steuernde Mechanismen zur Generierung der ED sind zum einen die Ionisierung oder Dissoziation von Oberflächengruppen und zum anderen die Adsorption von Ionen an zuvor ungeladenen Oberflächen. Die Abbildung 1 gibt diese elektrochemischen Zusammenhänge graphisch wieder. Die Exponentialfunktion  $\psi_{OHP} = \zeta \exp(-\xi/\kappa)$ , die den Potentialverlauf in der diffusen Schicht beschreibt, wird von zwei Faktoren wesentlich beeinflusst: dem Zeta-Potential ( $\zeta$ ) und der sogenannten

Debye-Länge, die im Argument der Exponentialfunktion als Parameter  $\kappa$  identifiziert werden kann. Der grenzschichtnahe Bereich zwischen matrixgebundenen Ionen und freibeweglichen Fluidionen wird in mehrere Abschnitte untergliedert, wobei der Bereich der äußeren Helmholtz-Ebene (OHP) durch das Zentrum der fest gebundenen, hydratisierten Ionen der Stern-Schicht geht. Wird senkrecht zur Oberflächennormalen des Festkörpers ein äußeres Kraftfeld angelegt, so kommt es zur Relativbewegung zwischen fester und flüssiger Phase. Dabei verbleibt der starre Teil der ED aufgrund der überwiegend adsorptiven Kräfte an der Festkörperoberfläche, während sich der mobile Teil mit der Volumenphase der Flüssigkeit bewegt. Die Ebene, an der die Abscherung des mobilen Teils der ED stattfindet, wird Scherebene genannt. Das entsprechende Potential an dieser Ebene wird als elektrokinetisches Potential bzw. als Zeta-Potential bezeichnet. Es kann als Indikator für Struktur und Stärke der ED angesehen werden, da die Scherebene aufgrund des Gleichgewichts zwischen den attraktiven Oberflächenkräften und dem äußeren Kraftfeld physikalisch eindeutig bestimmt wird. An der OHP grenzt abschließend der diffusive Teil der ED an, an dem das Potential vom Wert  $\zeta$  exponentiell auf den Wert Null abfällt.



**Abbildung 2:** Entstehung elektrokinetischer Effekte (nach Kortüm, 1972).

Werden die Komponenten in diesem statischen System relativ zueinander bewegt, treten die sogenannten elektrokinetischen Effekte auf. Hervorgerufen werden kann die Relativbewegung zwischen fester und flüssiger Phase, die einer Kopplung von elektrischem und hydraulischem Fluss in einem thermodynamischen System entspricht, entweder durch ein äußeres elektrisches Feld (Elektroosmose, Elektrophorese) oder durch ein mechanisches Kraftfeld (Strömungspotential, Sedimentationspotential), das parallel zur Phasengrenze angelegt wird. Die elektrokinetischen Erscheinungen sind in einem Zweikomponentensystem aufgrund der reziproken Onsager-Beziehung miteinander verbunden. Die thermodynamischen Flüsse, bestehend aus Fluidstrom und elektrischer Stromdichte, werden aus einer Linearkombination thermodynamischer Kräfte, bestehend aus

hydraulischem Potentialgradienten und elektrischem Potentialgradienten, abgeleitet (z.B. Mitchell und Soga, 2005).

Abbildung 2 zeigt diesen Zusammenhang schematisch. Erzeugt man an den Enden eines Porenraums (Kapillare), das mit einer Elektrolytlösung gefüllt ist, einen elektrischen Gradienten (Elektrodenpaar), so wandert das Fluid in einer bestimmten Richtung durch den Porenraum hindurch. Die Richtung dieser elektroosmotischen Fluidströmung folgt dabei einer empirisch gefundenen Regel, die besagt, dass sich die Phase mit der höheren Dielektrizitätskonstante (DK) gegenüber der anderen Phase positiv auflädt. Da das Wasser eine sehr hohe DK besitzt, bewegen sich infolgedessen wässrige Lösungen in der Regel zur negativen Elektrode, während sich die Porenwand (Matrix) negativ auflädt (Kortüm, 1972). Presst man in Umkehrung des Vorganges der Elektroosmose eine Flüssigkeit unter dem Druck  $\Delta p$  durch einen Porenraum hindurch, so entsteht an seinen Enden eine Spannung  $U$ , die man als Strömungspotential bezeichnet. Da eine Belegung der ED an der Oberfläche der Matrix festhaftet, werden durch das strömende Fluid ständig Ionen gleichen Ladungsvorzeichens, die sich jenseits der Gleitebene befinden, wegtransportiert, so dass ein Konvektionsstrom entsteht, der die Enden des Porenraums gegeneinander auflädt. Es muss sich natürlich auch hier bald ein stationärer Strom einstellen, weil jede Flüssigkeit eine endliche elektrische Leitfähigkeit besitzt, so dass die Ionenwanderung in entgegengesetzter Richtung das entstehende Strömungsgleichgewicht wieder auszugleichen sucht. Die Größe der entstehenden Spannung wird deshalb von der spezifischen Leitfähigkeit der Flüssigkeit abhängen müssen (Kortüm, 1972).

Während bei der Elektroosmose die feste Phase fixiert und die Flüssigkeit unter dem Einfluss des elektrischen Feldes bewegt ist, bleibt bei der Elektrophorese die Flüssigkeit als Ganzes in Ruhe, und die festen, in der Lösung suspendierten Teilchen bewegen sich im Feld. In beiden Fällen liegt also eine Relativbewegung der beiden Phasen zueinander vor, die durch die ED an der Phasengrenze beeinflusst wird. Die inverse Erscheinung zur Elektrophorese schließlich ist das Sedimentationspotential, das man beobachtet, wenn suspendierte Teilchen sich in einer Flüssigkeit z.B. unter dem Einfluss der Schwerkraft oder eines Ultraschallfeldes, bewegen (Kortüm, 1972). Aufgrund des geringen Einflusses auf die Generierung seismoelectromagnetischer Effekte (z.B. Haartzen und Pride, 1997) können die gekoppelten Prozesse der Elektrophorese bzw. des Sedimentationspotentials in dieser Arbeit vernachlässigt werden.

## 2.2 Eigenschaften seismoelectromagnetischer Phänomene

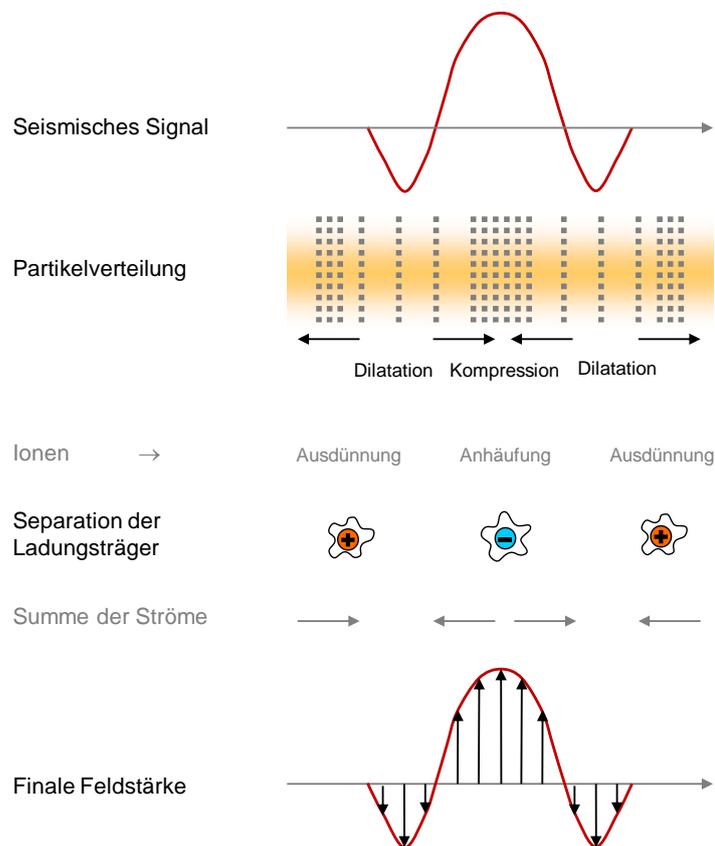
In der Regel lassen sich fluidgesättigte poröse Medien nicht durch die Stoffgesetze der klassischen Elastizitätstheorie befriedigend beschreiben. Darüber hinaus stellen Wellenausbreitungsvorgänge innerhalb dieser Medien unter der Annahme eines viskoelastischen Materialverhaltens eine zumeist unzureichende Approximation der tatsächlichen Materialeigenschaften dar. Deswegen bedarf es einer Theorie, die die porösen Eigen-

schaften der Gesteine berücksichtigt. Bis heute stehen zwei unterschiedliche Theorien zur Verfügung, d.i. die "Biotsche Theorie poröser Medien" und die "Theorie poröser Medien" (TPM) (z.B. Biot 1956; Schanz, 2001). Beiden Theorien ist gemein, dass die beschreibenden Gleichungen auf ein System gekoppelter partieller Differentialgleichungen führen. Grundlage beider Modellansätze ist die Beschreibung des Gesteins als elastische Matrix von Sedimentpartikeln, deren Zwischenräume mit einem Porenfluid gefüllt sind. Allen Komponenten werden dabei einzelne elastische Eigenschaften zugeordnet, die zusammen mit der Porosität zum Kompressions- und Schermodul des Gesamtsystems beitragen.

Bei den seismoelektrischen Effekten handelt es sich prinzipiell um einen Umwandlungsprozess von mechanischer in elektrische bzw. elektromagnetische Energie. Aufgrund unterschiedlicher lithologischer Strukturen im Untergrund können zwei verschiedene seismoelektrische Phänomene ausdifferenziert werden: (1) das koseismische Feld, d.i. das von der seismischen Kompressions- bzw. Scherwelle im homogenen Halbraum jeweils lokal induzierte elektrische bzw. magnetische Feld, und (2) die an der Schichtgrenze entstehende konvertierte Welle, d.i. eine sich unabhängig ausbreitende elektromagnetische Welle, die beim Durchgang einer seismischen Welle an der Grenzfläche einer Materialgrenze mit unterschiedlichen hydraulischen, elektrischen und/oder mechanischen Parametern erzeugt wird (z. B. Haartsen und Pride, 1997; Haines und Pride, 2006).

Das Prinzip der Erzeugung koseismischer Felder im homogenen Halbraum ist in Abbildung 3 exemplarisch für die Ausbreitung seismischer P-Wellen dargestellt. Die meisten Minerale weisen in der Regel eine Nettoladung an der Oberfläche auf, so dass sich in einem vollgesättigten Medium in der Porenflüssigkeit eine diffuse Doppelschicht ausbildet (Abbildung 1). Beim Durchgang einer seismischen Welle wird ein Teil dieser Doppelschicht aufgrund der relativen Bewegung zwischen Gesteinsmatrix und Porenfluid mitgerissen. Innerhalb eines homogenen Mediums bilden sich aufgrund der Kompression und der Dilatation des porösen und fluidgesättigten Gesteins für den rotationsfreien Anteil der seismischen Welle entsprechend der Maxima und Minima der elastischen Verschiebung Zonen aus, in denen sich die Konzentration der Ionen in der ED erhöht, und solche Gebiete, in denen die Gegenionen ausgedünnt werden. Bei P-Wellen ergibt sich somit in den Wellenbergern ein Ladungsträgerüberschuss, in den Wellentälern ein Ladungsträgermangel. Dadurch entstehen senkrecht zu den seismischen Wellenfronten elektrische Ladungsträgerseparationen im Untergrund (Leitungsstrom). Die elektrischen Felder heben sich, über ein hinreichend großes Volumen des Untergrundes gemittelt, vollständig auf, d.h. der Nettostrom ist Null. Das bedeutet, dass das elektrische Feld von der seismischen Welle jeweils lokal induziert wird, sich aber nicht unabhängig von dieser ausbreitet. Zeichnet man jedoch an den Signalaufnehmern mittels zweier Elektroden die Spannung auf, dann kann beim Durchgang der seismischen Welle aufgrund der lokalen Ladungsträgerseparation ein elektrisches Signal gemessen werden (z.B. Garambois und Dietrich, 2002; Haines und Pride, 2006). Darüber hinaus konnte

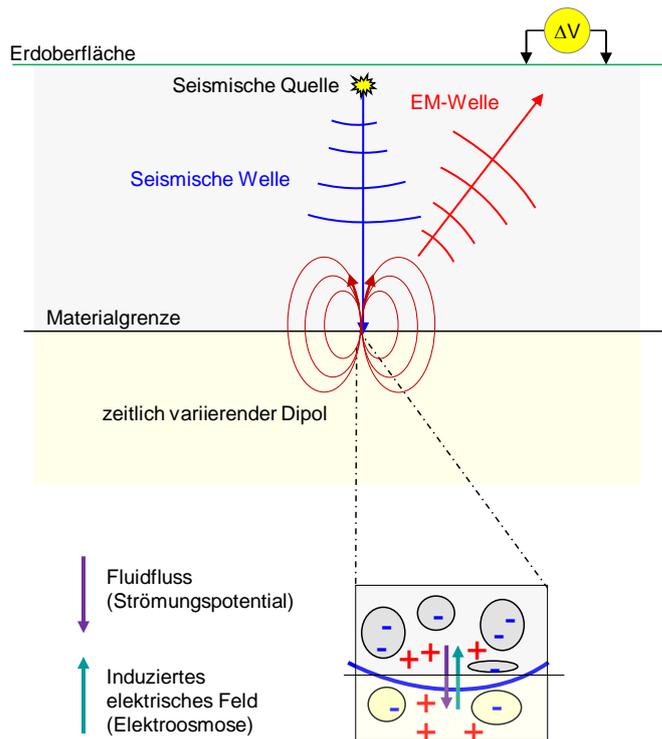
gezeigt werden, dass sich die Amplitude des koseismischen Feldes proportional zur seismischen Teilchenbeschleunigung verhält. Dieses Proportionalitätsverhältnis wird über eine sogenannte Übertragungsfunktion („transfer function“) beschrieben (Garambois und Dietrich, 2001).



**Abbildung 3:** Prinzip der Entstehung koseismischer Wellen aufgrund der Bewegung seismischer P-Wellen im homogenen Halbraum (nach Garambois, 1999). Die Ionenverteilung basiert auf Messungen der realen chemischen Eigenschaften. Umgekehrte Ionenverhältnisse zwischen Matrix und Fluid können ebenfalls auftreten, sind aber wenig plausibel.

Bei der Generierung der konvertierten seismoelectromagnetischen Welle an lithologischen Materialgrenzen können unterschiedliche seismisch-zu-elektromagnetische Modenkonzersionen stattfinden. Der allgemeine, schematische Zusammenhang ist in Abbildung 4 dargestellt. Die seismischen Wellen, die zur Generierung seismoelectromagnetischer Signale benötigt werden, werden entweder an der Erdoberfläche oder im Bohrloch erzeugt und breiten sich im Untergrund aus. Die konvertierte seismoelectromagnetische Welle entsteht aufgrund der konstruktiven Interferenz innerhalb der ersten Fresnel-Zone an einer Grenzfläche mit unterschiedlichen petrophysikalischen Parametern und breitet sich von dort als eigenständige elektromagnetische Welle mit sehr hoher

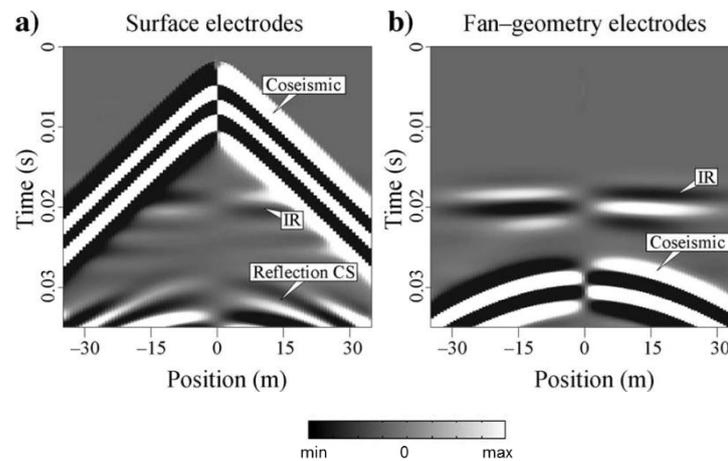
Geschwindigkeit aus. Da an der Trennfläche die Energie der seismischen Welle zur Erzeugung einer elektromagnetischen Welle partiell umgewandelt wird, spricht man in Analogie zur Seismik von einer seismoelectromagnetischen Wellen- oder Modenkonzersion. Die bereits in Abbildung 1-2 dargestellten elektrokinetischen Effekte (Strömungspotential, Elektrosmose) werden im Fall der seismoelectromagnetischen Systemantwort aufgrund des Durchgangs der seismischen Welle an der lithologischen Grenzfläche direkt unter dem Schusspunkt in der ersten Fresnelzone erzeugt.



**Abbildung 4:** Konvertierte Welle - Prinzip der seismoelectromagnetischen Wellenkonzersion an einer lithologischen Materialgrenze mit unterschiedlichen petrophysikalischen Parametern. Der Schusspunkt liegt an der Erdoberfläche, die konvertierten Signale werden an Elektrodenpaaren ebenda aufgezeichnet. Die strukturbildenden elektrokinetischen Effekte (Strömungspotential, Elektrosmose), die in dieser Abbildung hervorgehoben sind, wurden in Kapitel 2.1 eingehend erläutert. Ihre Genese wurde bereits in Abbildung 1-2 dargestellt. Sie entstehen aufgrund der seismischen Verschiebung an der lithologischen Materialgrenze.

Je nach einfallendem seismischen Wellentyp an der Grenzfläche können zwei Konversionssysteme unterschieden werden: PSVTM- und SHTE-System (z.B. Haartsen und Pride, 1997). Im ersten Fall handelt es sich um eine Konversion von seismischer P- und SV-Welle zu elektromagnetischen Feldern mit transversaler magnetischer Polarisation (TM-Mode), im zweiten Fall um eine solche zwischen seismischer SH-Welle zu elektromagnetischen Feldern mit transversaler elektrischer Polarisation (TE-Mode). Art und Größe der jeweiligen elektromagnetischen Modenkonzersion hängen dabei von der Ebene ab, in der das Strömungspotential über die Bewegungsrichtung der seismischen

Welle jeweils induziert wird. Die Amplitude und die Anstiegszeit dieser konvertierten seismoelectromagnetischen Signale stehen in direktem Zusammenhang insbesondere mit Größen wie Permeabilität und Porosität. Ihre Feldstruktur entspricht größtenteils dem eines vertikalen Dipols in der ersten Fresnelzone an der konvertierenden Schicht direkt unter der seismischen Quelle (z.B. Garambois und Dietrich, 2002). Die koseismischen Felder und die konvertierten seismoelectromagnetischen Wellen zeigen in der Signalregistrierung typische Charakteristika (Thompson und Gist, 1993). Diese Charakteristika sind exemplarisch in Abbildung 5 aufgezeigt. Die Registrierung der seismoelectromagnetischen Signale in Form von Elektrogrammen erfolgt dabei jeweils über Elektrodenpaare an unterschiedlich positionierten Quelle-Empfänger-Konfigurationen (Haines und Pride, 2006).

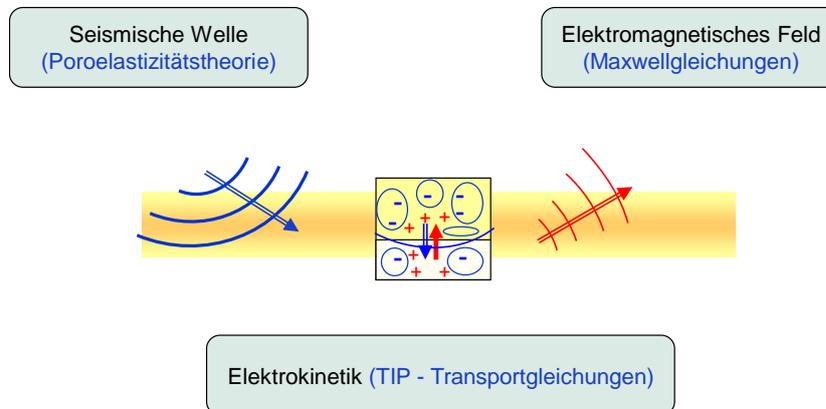


**Abbildung 5:** Synthetische Elektrogramme (Haines und Pride, 2006). a) „Surface electrodes“, d.i. Signalregistrierung an der Erdoberfläche („Coseismic“ bedeutet koseismisches Feld, „IR“ bedeutet konvertierte seismoelectromagnetische Welle). Die koseismischen Felder der reflektierten P-Welle sind ebenfalls hervorgehoben: „Reflection CS“. b) „Fan-geometry electrodes“, d.i. die Signalregistrierung erfolgt an der Unterkante des Modellierungsgebietes (Übersetzung: Bernd Kröger).

Beim koseismischen Feld (CS) werden die elektrischen Signale zeit- und ortsgleich mit dem seismischen Wellenfeld „mitgeführt“ - die elektrischen Felder zeigen die typische Hyperbelstruktur der seismischen Welle mit entsprechendem Polaritätswechsel. Zum anderen erscheinen bei der konvertierten Welle (IR) die seismoelectromagnetischen Signale bereits nach der Ein-Weg-Laufzeit der seismischen Welle im Elektrogramm. Aufgrund ihrer hohen Geschwindigkeit werden diese Signale an den jeweiligen Empfängern nahezu zeitgleich registriert. Der ausgeprägte Polaritätswechsel zu beiden Seiten des Schusspunktes zeigt ein typisches Strukturmerkmal seismoelectromagnetischer Effekte. Deutlich ausgeprägt sind die koseismischen Felder, die in der Regel eine höhere Amplitude aufweisen als die konvertierte Welle.

### 3 **Mathematische Beschreibung seismoelektromagnetischer Effekte**

Die Komplexität geophysikalischer Fragestellungen, die die Interaktion und die Charakteristik gekoppelter Prozesse beschreiben, setzt in der Regel analytischen Lösungen des Problems schnell Grenzen. Um sie einer geophysikalischen Analyse zugänglich zu machen, werden sie zum Teil stark vereinfacht und in Teilprobleme separiert. Als Einzelprozesse sind die physikalischen Beschreibungen und Kenntnisse des Deformationsverhaltens von Gesteinen beim Durchgang seismischer Wellen in porösen Medien ebenso gut dokumentiert (z.B. Biot, 1956) wie diejenigen bezüglich der Strömung von Fluiden samt elektrischer Wechselwirkung mit dem Gestein (z.B. Revil et al., 1999). Phänomene, die auf eine prozessuale Wechselwirkung von Fluid und Gestein unter Berücksichtigung thermodynamischer Kopplungseffekte beruhen, wurden in der Fachliteratur allerdings bislang nur rudimentär erfasst. Zur Beschreibung seismoelektromagnetischer Effekte, die sich aufgrund der Interaktion der beteiligten physikalischen Mechanismen ergeben, bedarf es eines Gleichungssatzes, der die physikalischen Teilprobleme nicht voneinander separiert, sondern sie vielmehr in ihrer Gänze umfasst. Dazu wird hier das grundlegende makroskopische Gleichungssystem, das die seismoelektromagnetischen Effekte in einem fluidgesättigten porösen Medium beschreibt, über die physikalische Wechselwirkung der seismischen und elektromagnetischen Wellenfelder an der elektrischen Doppelschicht entwickelt. Für die mathematische Beschreibung der physikalischen Interaktion von seismischen Verschiebungskomponenten und ihren korrespondierenden elektromagnetischen Feldern, die an der elektrischen Doppelschicht erzeugt werden, muss letztlich eine Verknüpfung der entsprechenden physikalischen Zustandsgleichungen erfolgen. Dies geschieht durch eine Kombination aus partiellen Differentialgleichungen, die zum einen die Bewegung seismischer Wellen in porösen Medien beschreiben und zum anderen die Entstehung elektromagnetischer Felder aufgrund einer seismischen Anregung sowohl für den homogenen Halbraum als auch für heterogene Strukturen erklären können. Die seismischen und elektromagnetischen Systemeigenschaften werden dabei durch elektrokinetische Kopplungsgleichungen der TIP gesteuert. Abbildung 6 stellt diesen Zusammenhang graphisch dar.



**Abbildung 6:** Prozesscharakteristik der unterschiedlichen geophysikalischen Effekte, die für die Generierung seismoelectromagnetischer Phänomene verantwortlich sind.

Die Herleitung des mathematischen Modells für die numerische Modellierung seismoelectromagnetischer Effekte basiert auf der Analyse der thermodynamischen Transporteigenschaften im System, die die elektrodynamischen Signalantworten mit den seismischen Signalanregungen koppeln. Aufbauend auf früheren Arbeiten (Kröger, 2007) werden die dort gewonnenen Erkenntnisse für diese Arbeit aufgenommen und weiterentwickelt. Die Beschreibung der poroelastodynamischen Welleneigenschaften geschieht in dieser Arbeit in Form einer  $\mathbf{u}$ - $p$ -Formulierung. Dieser Ansatz erläutert eingehend die Wechselwirkung zwischen Gesteinsmatrix und Porenfluid beim Durchgang seismischer Wellen durch ein poröses Medium (z.B. Zienkiewicz et al., 1980, 1999; Schanz, 2001). Die  $\mathbf{u}$ - $p$ -Formulierung basiert auf den Bewegungs- und Massenerhaltungsgleichungen bzgl. der Matrix-Fluid-Kopplung. Die Gesteinsmatrix wird dabei als isotrop, homogen und elastisch angesehen. Das Fluid ist viskos und kompressibel. Es bewegt sich relativ zur Gesteinsmatrix, ist aber mit dessen Bewegung sowohl elastisch als auch über die träge Masse gekoppelt. Die allgemeinen Spannungs-Dehnungsbeziehungen der physikalisch linearen Theorie können über die Verschiebung  $\mathbf{u}$  und den Fluiddruck  $p$  folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$\tilde{\boldsymbol{\sigma}} = \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}) - \alpha p \mathbf{I} , \quad (1)$$

wobei  $\tilde{\boldsymbol{\sigma}}$  den Cauchy-Tensor 2.ter Stufe,  $\mathbf{I}$  den Einheitstensor und  $\alpha (> 0)$  den dimensionslosen Biot-Willis-Koeffizienten beschreibt;  $\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u})$  als Spannungstensor steht mit dem Dehnungstensor  $\boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{u})$  in folgendem Zusammenhang (z.B. Wang, 2000):

$$\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}) = \lambda(\nabla \cdot \mathbf{u})\mathbf{I} + 2\mu \boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{u}) , \quad (2a)$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{u}) = 1/2 (\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T) . \quad (2b)$$

$\lambda > 0$  und  $\mu > 0$  sind die Lamé-Koeffizienten und  $\nabla = (\partial_x, \partial_y, \partial_z)$  ist der Nabla Operator. Dabei steht  $\nabla \cdot \mathbf{u}$  für die Divergenz und  $\nabla \mathbf{u}$  für den Gradienten der seismischen Verschiebung.

Für die Beschreibung des Fluidverhaltens wird das Darcy-Gesetz eingeführt. Es repräsentiert die Erhaltungsgleichung des Fluids im Referenzvolumen und ist letztlich als Materialgesetz für den Diffusionswiderstand im System zu interpretieren. In seiner allgemeinen Form lautet es:

$$\mathbf{q} = -k_0/\eta (\nabla p - \mathbf{f}) , \quad (3a)$$

bzw. für seismische Anregungen (z.B. Pride, 1994; Pride und Garambois, 2005):

$$\mathbf{q} = -k_0/\eta (\nabla p - \rho_f \ddot{\mathbf{u}} + \mathbf{f}) , \quad (3b)$$

wobei  $\eta (> 0)$  die dynamische Fluid-Viskosität ist, die hier als konstant angenommen wird;  $k_0$  ist die intrinsische Permeabilität und  $\mathbf{f}$  ist eine angelegte Volumenkraftdichte, die die fluiden Phasen im System beeinflusst.

Innerhalb des Referenzvolumens wird die Variation des Fluidvolumens durch eine Massenbilanz aufgrund folgender Kontinuitätsgleichung beschrieben (z.B. Wang, 2000):

$$\dot{\theta} = -\nabla \cdot \mathbf{q} + Q_s . \quad (4)$$

Dabei wird  $Q_s$  als eine Quelle innerhalb der Flüssigkeit aufgefasst, während  $\theta$  den Fluidgehalt des Mediums repräsentiert;  $(\dot{\quad})$  beschreibt generell die erste zeitliche Ableitung.  $\theta$  ist mit dem Fluiddruck  $p$  und der Divergenz der Verschiebung  $\nabla \cdot \mathbf{u}$  folgendermaßen verknüpft (z.B. Wang, 2000):

$$\theta = -\nabla \cdot \mathbf{w} = \alpha \nabla \cdot \mathbf{u} + S_\alpha p , \quad (5)$$

wobei  $S_\alpha$  der spezifische Speicherkoeffizient ist. Gleichung (5) gibt an, wie stark unter undrainierten Bedingungen der Porendruck bei einer vorgegebenen Änderung des Umgebungsdrucks variiert. Die relative Verschiebung zwischen Matrix und Fluid wird über  $\mathbf{w} = \phi(\mathbf{u}^f - \mathbf{u}^s)$  definiert;  $\phi$  beschreibt die Porosität,  $\mathbf{u}^f$  die Fluidverschiebung und  $\mathbf{u}^s$  die Matrixverschiebung.

Das Momentengleichgewicht für das Fluid-Matrix-System wird über folgende Beziehung eingeführt (Zienkiewicz et al., 1980)

$$-\nabla \cdot \tilde{\boldsymbol{\sigma}} - \rho \ddot{\mathbf{u}} - \rho_f \ddot{\mathbf{w}} = \mathbf{F} , \quad (6)$$

wobei  $\nabla \cdot \tilde{\boldsymbol{\sigma}}$  die Divergenz des Chauchy-Tensors 2.ter Stufe beschreibt. Die Gesamtdichte, die sich aus der Matrixdichte  $\rho_s$  und der Fluidichte  $\rho_f$  zusammensetzt, wird folgendermaßen definiert:  $\rho = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_s$ .  $\mathbf{F}$  steht für eine angelegte Kraftdichte, die auf das Gesamtmaterial einwirkt. Der dritte Term auf der linken Seite von Gleichung (6) beschreibt die Beschleunigung der Relativverschiebung zwischen Matrix und Fluid. Bei den meisten Problemen im Bereich der Felsphysik hat es sich als plausibel erwiesen, den Beschleunigungsterm der Relativverschiebung zwischen Matrix und Fluid zu vernachlässigen. Dieser Ansatz gilt allerdings nur für eine (hier angewandte) Niedrigfrequenzapproximation (z.B. Zienkiewicz et al., 1980; Schanz, 2001).

Eine Druck- oder P-Welle breitet sich sowohl über die Porenflüssigkeit als auch die Sedimentmatrix aus. Die Relativbewegung beider Komponenten ist entscheidend dafür, ob eine hoch- oder tieffrequente Wellenausbreitung simuliert wird. Bewegen sich Matrix und Porenflüssigkeit in Phase, so handelt es sich um eine Tieffrequenzapproximation. Findet dagegen eine Relativbewegung statt, wird eine hochfrequente Wellenausbreitung modelliert (Biot 1956). Aufgrund der Niedrigfrequenzapproximation können somit sämtliche Kopplungsparameter frequenzunabhängig betrachtet werden (z.B. Haines und Pride, 2006).

Aufgrund dieses Ansatzes bzw. der Vernachlässigung des Beschleunigungsterm der relativen Verschiebung zwischen Matrix und Fluid vereinfacht sich die Gleichung (6) somit zu:

$$-\nabla \cdot \tilde{\boldsymbol{\sigma}} - \rho \ddot{\mathbf{u}} = \mathbf{F} . \quad (7)$$

Über die Substitution von Gleichung (1) in Gleichung (7) ergibt sich in einem nächsten Schritt eine Gleichung (1<sup>te</sup> Gleichgewichtsbeziehung), die das seismische Verhalten im Gesamtsystem beschreibt (z.B. Wang, 2000):

$$-(\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \Delta \mathbf{u} - \rho \ddot{\mathbf{u}} = \alpha \nabla p + \mathbf{F} . \quad (8)$$

wobei  $\nabla \cdot \nabla = \Delta$  als Laplace-Operator eingeführt wird.

Die 2<sup>te</sup> Gleichgewichtsbeziehung gewährleistet das Momentengleichgewicht für das Fluid. Dabei wird wiederum ein Referenzvolumen vorausgesetzt, das sich mit der Matrix mitbewegt. Durch die Kombination der Gleichungen (3b), (4) und (5) ergibt sich eine Gleichung, die unabhängig von der Variablen  $\mathbf{w}$  folgendermaßen formuliert werden kann:

$$\nabla \cdot [k_0 / \eta (-\nabla p - \rho_f \ddot{\mathbf{u}} + \mathbf{f})] = -\alpha \nabla \cdot \dot{\mathbf{u}} - S_\alpha \dot{p} + Q_s . \quad (9)$$

Gleichung (9) ist eine inhomogene Diffusionsgleichung bezüglich des Porendrucks. Sie lässt sich aufgrund der elektrokinetischen Kopplung und des zusätzlichen Quellterms  $Q_s$  als ein erweitertes Darcy-Gesetz deuten (Zienkiewicz et al., 1999).

Im Rahmen der TIP kann die Kopplung von hydraulischem und elektrischem Fluss in einem Multikomponentensystem über elektrokinetische Phänomene gedeutet werden, die als Strömungspotential und Elektroosmose bekannt sind (z.B. De Groot, 1960; Groot und Mazur, 1984; Mitchell und Soga, 2005). Bei diesen Phänomenen werden die thermodynamischen Flüsse (Fluidgeschwindigkeit und elektrische Stromdichte) als Linearkombinationen thermodynamischer Kräfte (Gradient des hydraulischen und elektrischen Potentials) erklärt. Dadurch ergeben sich für den hydraulischen und elektrischen Stromfluss Erhaltungsgesetze, die in einem porösen Medium über die elektrokinetischen Phänomene gesteuert werden. Unter Berücksichtigung der seismischen Welle als Signalanregung können diese Erhaltungsgesetze folgendermaßen definiert werden (z.B. Haartsen and Pride, 1997):

$$\mathbf{q} = k_0/\eta (-\nabla p - \rho_f \dot{\mathbf{u}} + \mathbf{f}) + L_0 \mathbf{E} , \quad (10)$$

$$\mathbf{j} = L_0(-\nabla p - \rho_f \dot{\mathbf{u}} + \mathbf{f}) + \sigma_0 \mathbf{E} , \quad (11)$$

wobei  $\mathbf{E}$  das elektrische Feld,  $\mathbf{j}$  der Konduktionsstrom und  $\sigma_0$  die elektrische Bulkleitfähigkeit ist.  $L_0$  ist der Kopplungskoeffizient für den Niederfrequenzbereich, der die hydraulischen und elektrischen Transportprozesse im System steuert. Seine genaue Beschreibung erfolgt weiter unten. Der erste Term auf der rechten Seite der Gleichung (10) beschreibt den hydraulischen Fluss in einem porösen Medium über das erweiterte Darcy-Gesetz. Der zweite Term auf der rechten Seite der Gleichung (11) repräsentiert das Ohmsche Gesetz und zeigt, dass der elektrische Strom in einem leitfähigen Medium aufgrund eines elektrischen Potentialgradienten hervorgerufen wird. Der zur Permeabilität ( $k_0$ ) thermodynamisch analoge elektrische Leitfähigkeitskoeffizient ist  $\sigma_0$ . Die verbleibenden Terme ermöglichen die Kopplung im System. Sie repräsentieren zum einen die durch den elektrischen Potentialgradienten angeregte Elektroosmose  $L_0 \mathbf{E}$ ; und zum anderen die advektive Stromdichte  $L_0(-\nabla p - \rho_f \dot{\mathbf{u}} + \mathbf{f})$ , die über das strömende Fluid angeregt wird.

Der Vergleich zwischen Gleichung (9) und (10) zeigt, dass aufgrund der Kopplung von hydraulischen und elektrischen Feldern im System der zusätzliche Quellterm  $Q_s$  aufgrund des elektroosmotischen Flusses zustande kommt, d.i.  $Q_s = -\nabla \cdot (L_0 \mathbf{E})$ . Damit kann die 1<sup>te</sup> elektrokinetische Kopplungsgleichung für das System formuliert werden:

$$\nabla \cdot [k_0/\eta (-\nabla p - \rho_f \dot{\mathbf{u}} + \mathbf{f})] + L_0 \mathbf{E} = -\alpha \nabla \cdot \dot{\mathbf{u}} - S_\alpha \dot{p} . \quad (12)$$

Liegen keine zusätzlichen externen elektrischen Quellen vor, dann ergibt sich in Gleichung (11) mit  $\nabla \cdot \mathbf{j} = 0$  die 2<sup>te</sup> elektrokinetische Kopplungsgleichung:

$$\nabla \cdot [L_0(-\nabla p - \rho_f \ddot{\mathbf{u}} + \mathbf{f})] = -\nabla \cdot (\sigma_0 \mathbf{E}) \quad . \quad (13)$$

Zur Beschreibung der elektromagnetischen Systemantwort werden die Maxwell-Gleichungen herangezogen. Die Zeitabhängigkeit der elektromagnetischen Felder wird über das Faradaysche Induktionsgesetz beschrieben:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\hat{\mu} \dot{\mathbf{H}} \quad , \quad (14)$$

wobei  $\mathbf{H}$  das Magnetfeld und  $\hat{\mu}$  die magnetische Permeabilität ist. Das magnetische Feld wird von den Konduktions- und Verschiebungsströmen hervorgerufen. Die mathematische Darstellung erfolgt über das Ampèresche Gesetz:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \dot{\mathbf{D}} \quad , \quad (15)$$

wobei  $\mathbf{D}$  die dielektrische Verschiebung ist. Der Term  $\dot{\mathbf{D}}$  kann im Vergleich mit dem Leitungsstrom vernachlässigt werden, da die Beziehung  $\omega \varepsilon / \sigma_0 < 10^{-4}$  für die meisten Gesteinsmaterialien eintritt (z.B. Haines and Pride, 2006). Dabei beschreibt  $\omega$  die Kreisfrequenz und  $\varepsilon$  die Dielektrizitätszahl (siehe unten). Folgende Vereinfachung ergibt sich somit:

$$\nabla \times \mathbf{H} = L_0(-\nabla p - \rho_f \ddot{\mathbf{u}} + \mathbf{f}) + \sigma_0 \mathbf{E} \quad . \quad (16)$$

Gleichungen (14) und (16) sind die elektromagnetischen Feldgleichungen des Systems.

Damit kann schließlich ein reduziertes Gleichungssystem zusammengestellt werden, welches die seismoelectromagnetischen Effekte komplett beschreibt (unter Vernachlässigung der externen Kräfte  $\mathbf{f}$  und  $\mathbf{F}$ ):

$$-(\lambda + \mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \Delta \mathbf{u} - \rho \ddot{\mathbf{u}} = \alpha \nabla p \quad ,$$

$$\nabla \cdot [k_0/\eta (-\nabla p - \rho_f \ddot{\mathbf{u}}) + L_0 \mathbf{E}] = -\alpha \nabla \cdot \dot{\mathbf{u}} - S_\alpha \dot{p} \quad ,$$

$$\nabla \cdot [L_0(-\nabla p - \rho_f \ddot{\mathbf{u}})] = -\nabla \cdot (\sigma_0 \mathbf{E}) \quad , \quad (\text{GS1})$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\hat{\mu} \dot{\mathbf{H}} \quad ,$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = L_0(-\nabla p - \rho_f \ddot{\mathbf{u}}) + \sigma_0 \mathbf{E} \quad .$$

Für die mathematische Herleitung wird hier die allgemein gebräuchliche Niedrigfrequenzapproximation angesetzt (z. B. Haartsen und Pride, 1997; Haines und Pride,

2006). Bei niedrigen Frequenzen ist zum einen ein ungestörter Poiseuille'scher Fluidfluss während der Wellenausbreitung gewährleistet und zum anderen können die petrophysikalischen Kopplungsparameter ( $k_0$ ,  $L_0$ ,  $\sigma_0$ ) frequenzunabhängig behandelt werden.

Der elektrokinetische Kopplungskoeffizient  $L_0$  beschreibt in einem Zweikomponentensystem die Kopplung der elektrokinetischen Effekte gemäß der reziproken Onsager-Beziehung. Für den Niedrigfrequenzbereich lautet er (z. B. Haines und Pride, 2006):

$$L_0 = (-\phi \varepsilon_0 \varepsilon_r \zeta) / (\alpha_\infty \eta) \quad . \quad (17)$$

Dabei bezeichnet  $\phi$  die Porosität,  $\varepsilon_0$  die Dielektrizitätszahl im Vakuum,  $\varepsilon_r$  die relative Dielektrizitätszahl,  $\zeta$  das Zeta-Potential,  $\alpha_\infty$  die Tortuosität. Das Zeta-Potential kann über die Elektrolytkonzentration ( $C_m$ ) im Fluid bestimmt werden. Pride (1994) führt dazu folgende empirische Formel ein:

$$\zeta = 0.01 + 0.025 \log_{10}(C_m) \quad , \quad (18)$$

wobei  $C_m$  die Salzkonzentration in mol/l des Porenfluids ist, d.h. der elektrokinetische Kopplungskoeffizient  $L_0$  hängt explizit von den Eigenschaften der elektrischen Doppelschicht ab. Wie bereits oben erwähnt wurde, werden Oberflächenladungen in diesem Zusammenhang nicht weiter betrachtet. Dies hat weniger einen physikalischen Hintergrund, sondern geschieht in erster Linie aufgrund der Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen bereits vorliegender Modellierungen. Für ein tiefergehendes Verständnis seismoelektrischer Effekte müssten diese Eigenschaften jedoch berücksichtigt werden (z.B. Jardani et al., 2010).

Der andere wichtige Transportkoeffizient ist die elektrische Bulkleitfähigkeit  $\sigma_0$ . Für den Niedrigfrequenzbereich kann sie folgendermaßen dargestellt werden:

$$\sigma_0 = (\phi \sigma_f) / \alpha_\infty \quad , \quad (19)$$

wobei  $\sigma_f$  die elektrische Leitfähigkeit des Porenfluids ist (z. B. Haines und Pride, 2006). Limitierend für die Anwendung der Niedrigfrequenzapproximation ist die sogenannte (Biotsche) Relaxationsfrequenz  $f_c$ , die von den petrophysikalischen Parametern sowohl des Gesteins (Porosität, Permeabilität) als auch des Fluides (Viskosität, Dichte) abhängig ist:

$$f_c = \eta \phi / (\rho_f 2\pi k_0) \quad , \quad (20)$$

Die Übergangsfrequenz wird zum einen von der Mikrostruktur (Porosität und Permeabilität) und zum anderen von der Porenflüssigkeit (Viskosität und Dichte) des Gesteins bestimmt. Bei tiefen Frequenzen ( $f < 0.1 f_c$ ) ist ein ungestörter Poiseuillescher Fluss während der Wellenausbreitung gewährleistet.

## 4 Numerische Modellierung

Geophysikalische Fragestellungen lassen sich häufig als partielle Differentialgleichungen mit geeigneten Rand- und Anfangsbedingungen formulieren. In der Regel sind diese Gleichungen allerdings nur in Spezialfällen analytisch lösbar. Numerische Verfahren stiften in diesem Zusammenhang die Möglichkeit, Lösungen für diese Problemfälle approximativ zu entwickeln. Zur Lösung der seismoelektromagnetischen Grundgleichungen (Kapitel 3) wird in dieser Arbeit die Finite-Elemente-Methode auf der Basis des Software-Pakets COMSOL eingesetzt. Das der Software zugrundeliegende Multiphysics-Modul erlaubt es, mehrere gekoppelte physikalische Phänomene für unterschiedliche Modellierungsgebiete zu simulieren.

### 4.1 Beschreibung der Finiten-Elemente-Methode in COMSOL

Eine Methode zur diskreten Lösung partieller Differentialgleichungen ist die Finite-Elemente-Methode (FEM), die sich aufgrund ihrer nahezu unbeschränkten Anpassungsfähigkeit an beliebige geometrische Raumstrukturen auszeichnet. Für die numerische Lösung des seismoelektromagnetischen Gleichungssystems (GS1, Kapitel 3) wird COMSOL eingesetzt. COMSOL nutzt das Galerkin-Verfahren, welches zur Methode der Gewichteten Residuen zählt. In dieser Arbeit wird nur ein kurzer Blick auf die FEM geworfen, da diese Thematik überwiegend numerischer Natur ist und keinen notwendigen Beitrag zum Verständnis des geophysikalischen, sprich seismoelektromagnetischen Problembereichs liefert. Einen tieferen Einblick in die Theorie der Finiten Elemente kann nur die entsprechende Fachliteratur geben (z.B. Braess, 2003; Knabner und Angermann, 2000). Für die spezifischen Unterschiede in der Implementierung in COMSOL sei zusätzlich auf die entsprechenden Benutzerhandbücher (COMSOL, 2005a, 2005b) verwiesen.

Ein (geophysikalisches) Problem ist in der Regel als Differentialgleichungssystem mit entsprechenden Rand- oder Anfangsbedingungen gegeben. Folgende Operatorgleichung spiegelt ein beliebiges Differentialgleichungssystem wider:

$$a(x) = g(f, x), \quad (21)$$

$$a \in \{\Omega \rightarrow \mathbb{R}^N\}, f \in \mathcal{C}(\mathbb{R}^N), g \in \{\mathcal{C}(\Omega) \times \mathbb{R}^N \rightarrow \mathbb{R}^N\}, \Omega \subset \mathbb{R}^N. \quad (22)$$

Dabei ist  $\Omega$  das Gebiet, auf dem das System gelöst werden soll. Bei der FEM wird nicht versucht, das System (21) direkt zu lösen. Vielmehr überführt man es in die sogenannte schwache Form:

$$\int_{\Omega} \phi(x) a(x) d^N x = \int_{\Omega} \phi(x) g(f, x) d^N x. \quad (23)$$

Die Funktion  $\phi(x)$  ist dabei eine Funktion  $\mathbb{R}^N \rightarrow \mathbb{R}$  und wird Testfunktion genannt. Die gesuchte Funktion  $f(x)$  wird sodann als Linearkombination sogenannter Ansatzfunktionen  $\psi_i(x)$  angesetzt, womit Gleichung (23) in ein lineares Gleichungssystem zerfällt:

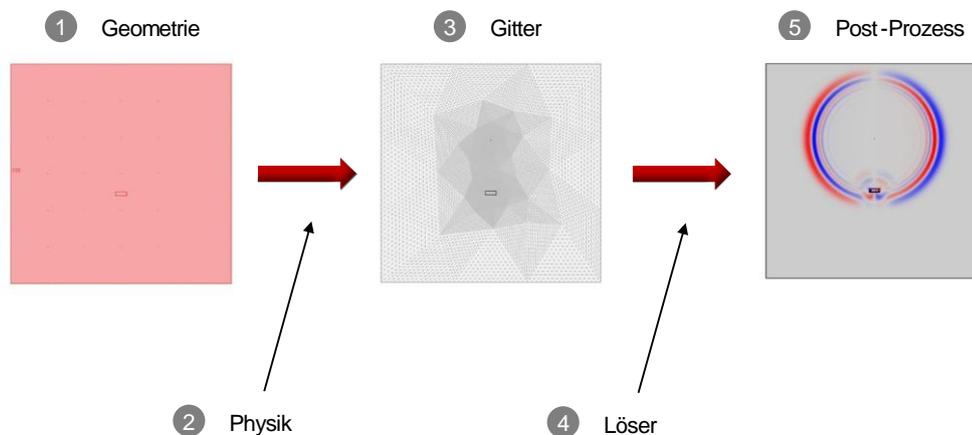
$$f = \sum \alpha_i \psi_i(x), \quad \alpha_i \in \mathbb{R}. \quad (24)$$

Dieses kann zum einen über direkte Löser (z.B. durch Anwendung des Gaußschen Eliminationsverfahrens) oder über iterative Löser (welche z.B. das Newtonverfahren einsetzen) aufgelöst werden. Entscheidend ist, dass die gewählten Ansatzfunktionen nicht auf dem gesamten Gebiet  $\Omega$ , sondern lediglich auf jeweils begrenzten Teilgebieten definiert sind. In einem nächsten Schritt wird nun das gesamte Gebiet  $\Omega$  mit einem Netz überzogen, wodurch  $\Omega$  in endlich große Teilgebiete zerfällt. Die Ansatzfunktionen werden auf nur einigen Teilgebieten als von Null verschieden gewählt. Dies hat zur Folge, dass die das lineare Gleichungssystem (24) beschreibende Matrix nunmehr nur dünn besetzt ist. Zur Lösung können dann letztlich spezielle performante Algorithmen eingesetzt werden. Die Güte der Lösung hängt dabei von mehreren Faktoren ab. Je genauer die reale Lösungsfunktion durch die Ansatzfunktion angenähert werden kann, desto besser wird die Lösung sein. Darüber hinaus haben auch die Dichte und der Aufbau des verwendeten Netzes einen entsprechenden Einfluss auf die Qualität der Lösung. Des Weiteren wird die Art des Algorithmus, der zur Lösung des linearen Gleichungssystems eingesetzt wird, Auswirkungen auf die numerische Qualität der Lösung und den zur Berechnung nötigen Zeitaufwand haben. Keine Erwähnung kann in diesem kurzen Umriss die Behandlung der Randbedingungen finden.

In diesem Zusammenhang soll nun überblicksmäßig das Funktionsprinzip von COMSOL Multiphysics erklärt werden. Dazu sind in Abbildung 7 die einzelnen Prozess-

strukturen, die für den Programmablauf entscheidend sind, schematisch dargestellt. Wesentliche Bestandteile des Finite-Elemente-Programms sind:

- Prä-Prozess:
  - Erstellung der Modellierungsgeometrie (1);
  - Eingabe und Beschreibung des (kontinuierlichen) Ausgangsproblems, Gittergenerierung, Generierung des endlich dimensional Problems (2);
- Prozess:
  - Gittergenerierung durch unterschiedliche Elemente (3);
  - Lösung des entstehenden algebraischen Problems durch geeignete direkte oder iterative Lösungsverfahren (4);
- Post-Prozess: Aufbereitung der Resultate (graphische Darstellung, Ermittlung abgeleiteter Größen, etc.), Bewertung der Resultate (5).



**Abbildung 7:** Ablaufschema der numerischen Simulation in COMSOL Multiphysics

Oft wird dieser Zyklus iterativ abgearbeitet, da eine Bewertung der Resultate eine Verbesserung des Gitters und ggf. der Diskretisierung erfordert. Zur Lösung des aus der Diskretisierung entstandenen linearen Gleichungssystems hat man als Nutzer die Wahl zwischen direkten und iterativen Lösungsverfahren. Bei räumlich zweidimensionalen Problemen bieten sich direkte Lösungsverfahren an (z.B. UMFPACK). Kritisch anzumerken ist in diesem Zusammenhang, dass man sich bei der Verwendung von COMSOL „blind“ auf die Richtigkeit der eigentlichen Lösungsalgorithmen bzw. deren Im-

plementierung zu verlassen hat. Deren Begutachtung ist, wie bei kommerzieller Software üblich, dadurch verhindert, dass der genutzte Quellcode nicht offen liegt. Dadurch wird im Allgemeinen eine natürliche Erkenntnisgrenze vorgegeben, die selbstredend auch hier für die Modellierung beachtet werden muss.

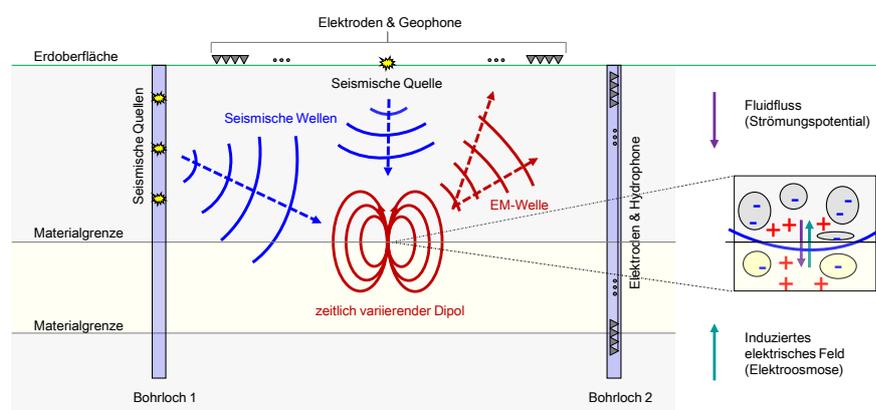
## 4.2 Modellierungsvoraussetzungen und -strategien

In allen berechneten Modellen wird ausschließlich die Struktur der seismoelektromagnetischen Systemantwort bezüglich der sogenannten P-TM-Konversion untersucht, d.i. die an lithologischen Materialgrenzen stattfindende Konversion von seismischer P-Welle zu elektromagnetischen Feldern mit transversaler magnetischer (TM-) Polarisation (siehe Kapitel 2). Gleichwohl ist der hier angewandte numerische Algorithmus in der Lage, auch andere seismoelektromagnetische Modenkonzersionen zu simulieren. Die „Beschränkung“ auf die P-TM-Modenkonzersion gewährleistet in dieser Arbeit zum einen eine thematische Fokussierung auf die bedeutsamste Modenkonzersion, mit der die seismoelektromagnetischen Strukturprinzipien archetypisch ausgewiesen werden können. Zum anderen eröffnet die Betrachtung gerade dieser Modenkonzersion die Möglichkeit, Feldmessungen, die in der Regel mit P-Wellen als Quellen arbeiten, überhaupt konkret analysieren zu können.

Als Eingangsimpuls für das System dient durchgängig bei allen Modellierungen ein Rickerwavelet mit einer Mittenfrequenz von 596 Hz. Es wird über eine Punktquelle (variabel positionierbar) radialsymmetrisch abgestrahlt. Die Frequenzwahl orientiert sich aufgrund der Zeitbereichsmodellierung an der Netzelementgröße sowie der zeitlichen und räumlichen Diskretisierung, da die Signalschärfe des Wavelets eine Funktion der Netzauflösung ist (Kröger, 2007). Für alle Modellierungen wird folgende räumliche Diskretisierung eingesetzt:  $\Delta_z = 0.07$  m (vertikale Netzauflösung) und  $\Delta_x = 0.05$  m (horizontale Netzauflösung). Die zeitliche Abtastrate beträgt für alle Modelle durchgängig  $t = 5 \mu\text{s}$ .

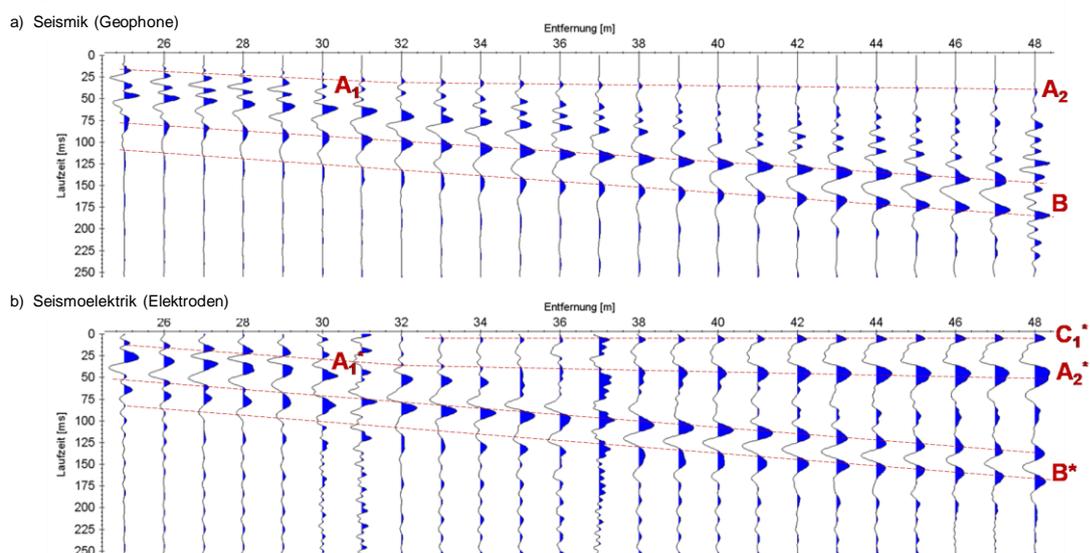
Auf dem Weg zur Überprüfung der Leistungsfähigkeit der seismoelektromagnetischen Methode werden sowohl Anordnungen hinsichtlich der Sender-Empfänger-Konfigurationen als auch Variationen hinsichtlich der geometrischen Systemstruktur untersucht. Dazu sind unterschiedliche Messgeometrien mit unterschiedlichen Sender-Empfänger-Konfigurationen kombiniert worden. Neben der Frage nach der Möglichkeit einer hochauflösenden lithologischen Charakterisierung des Untergrundes über die Seismoelektromagnetik für verschiedene Messanordnungen stellt sich insbesondere die Frage nach dem Einfluss der konvertierenden geologischen Struktur auf die konvertierten Wellen/Signale an den entsprechenden Materialgrenzen. Darüber hinaus ergeben sich bei einer Änderung des Abstandes zwischen Signalquelle und Empfängern unter-

schiedliche Überlagerungsbedingungen der reflektierten seismischen Wellen (z.B. Gamburzew, 1965). Es ist dies ein Effekt, der letztlich auch von den korrespondierenden seismoelektrischen Wellen zu erwarten ist. Abbildung 8 gibt mögliche Sender-Empfänger-Anordnungen wieder. Neben Oberflächenanordnungen werden sowohl VSEP-Anordnungen als auch tomographische Anordnungen modelliert. Diese Anordnungen werden sowohl für planparallele Schichten als auch für beliebige 2D-Raumstrukturen (insbesondere geschlossene Körper) angewandt.

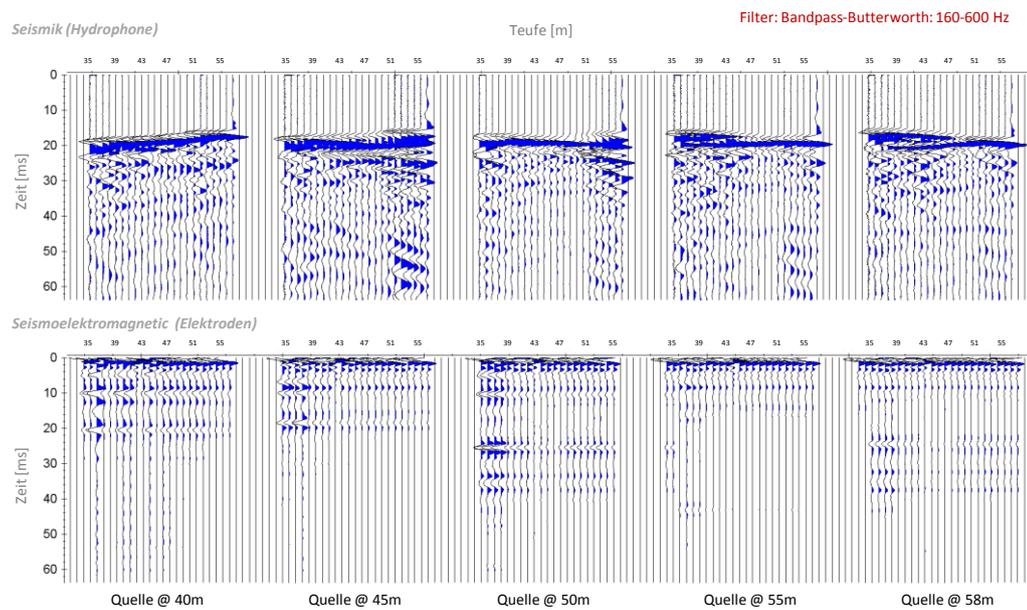


**Abbildung 8:** Modellierungsanordnungen für seismoelektrische Oberflächensimulationen, VSEP-Simulationen und Tomographie-Simulationen. Die Genese samt Erklärung der elektrokinetischen Effekte findet sich in Abbildung 4. Alle Untersuchungen beziehen sich auf vollgesättigte Medien. Strömungspotential und Elektrosmose entstehen aufgrund der seismischen Verschiebung an der lithologischen Materialgrenze.

Aus bereits durchgeführten Feldmessungen (Kröger et al., 2010) wird die Relevanz der Fragestellung bezüglich der Sender-Empfänger-Konfiguration zur Registrierung seismoelektrischer Signale besonders deutlich. So zeigt die Abbildung 9 die Ergebnisse der Feldmessung für eine Sender-Empfänger-Konfiguration an der Erdoberfläche. Deutlich sichtbar ist hier der große Einfluss des koseismischen Feldes, das mit der Rayleigh-Welle (Oberflächenwelle) „mitgeführt“ wird. Gleichwohl können aber aufgrund der Signalschärfe auch die gewünschten seismoelektrischen Konversionsmuster nachgewiesen werden. Eine gänzlich andere Signalstruktur ergibt sich für eine tomographische Sender-Empfänger-Konfiguration (Abbildung 10). Bei diesen Ergebnissen dominiert eindeutig die konvertierte Welle, da sie aufgrund ihrer hohen EM-Geschwindigkeit deutlich schneller an den Empfängern eintrifft als das mit der seismischen Welle „mitlaufende“ koseismische Feld.



**Abbildung 9:** Seismische/seismoelektrische Oberflächenmessung (Kröger et al., 2010). Für die Signalanregung an der Oberfläche sind die a) seismischen und b) seismoelektrischen Zeitreihen simultan registriert worden. Zum besseren Verständnis der Messgeometrie siehe Abbildung 8. Die Signale werden jeweils über Geophone bzw. Elektrodenpaare an der Erdoberfläche registriert (24 Empfänger mit einem jeweiligen Abstand von 1 m bei einer Auslage von 25 - 48 m). Eine Explosionsquelle in 1 m Tiefe liefert die seismische Signalanregung. Die Deutung der unterschiedlichen seismischen und seismoelektrischen Ereignisse geschieht wie folgt:  $A_1$  (direkte P-Welle,  $v_p \sim 650$  m/s),  $A_2$  (refraktierte P-Welle,  $v_{pr} \sim 1500$  m/s),  $B$  (Rayleigh-Welle,  $v_R \sim 350$  m/s);  $A_1^*$  (koseismisches Feld mit derselben Geschwindigkeit wie die direkte P-Welle),  $A_2^*$  (durch die refraktierte P-Welle mitgeführtes koseismisches Feld  $v_{ir2} \sim 1500$  m/s),  $B^*$  (durch die Rayleigh-Oberflächenwellen erzeugten koseismischen Felder),  $C_1^*$  (konvertierte Welle an der Grenze zum Lufthalbraum  $v_{ir1} \sim 160000$  m/s).



**Abbildung 10:** Seismische/seismoelektrische Tomographie (Kröger et al., 2010). Für die Signalanregung in unterschiedlichen Teufen im Bohrloch sind die a) seismischen und b) seismoelektrischen Zeitreihen simultan registriert worden. Zum besseren Verständnis der Messgeometrie siehe Abbildung 8. Eine in der Teufe variierende Sparkerquelle (40 m, 45 m, 50 m, 55 m, 58 m) liefert die seismische Signalanregung in Bohrloch 1 (Abbildung 8). Die seismischen bzw. seismoelektrischen Signalantworten werden jeweils über Hydrophone bzw. Elektrodenpaare in Bohrloch 2 registriert (24 Empfänger mit einem jeweiligen Abstand von 1 m in einer Teufenlage von 35 - 58 m). Die laterale Erstreckung zwischen beiden Bohrlöchern beträgt in diesem Fall 48 m (Abbildung 8).

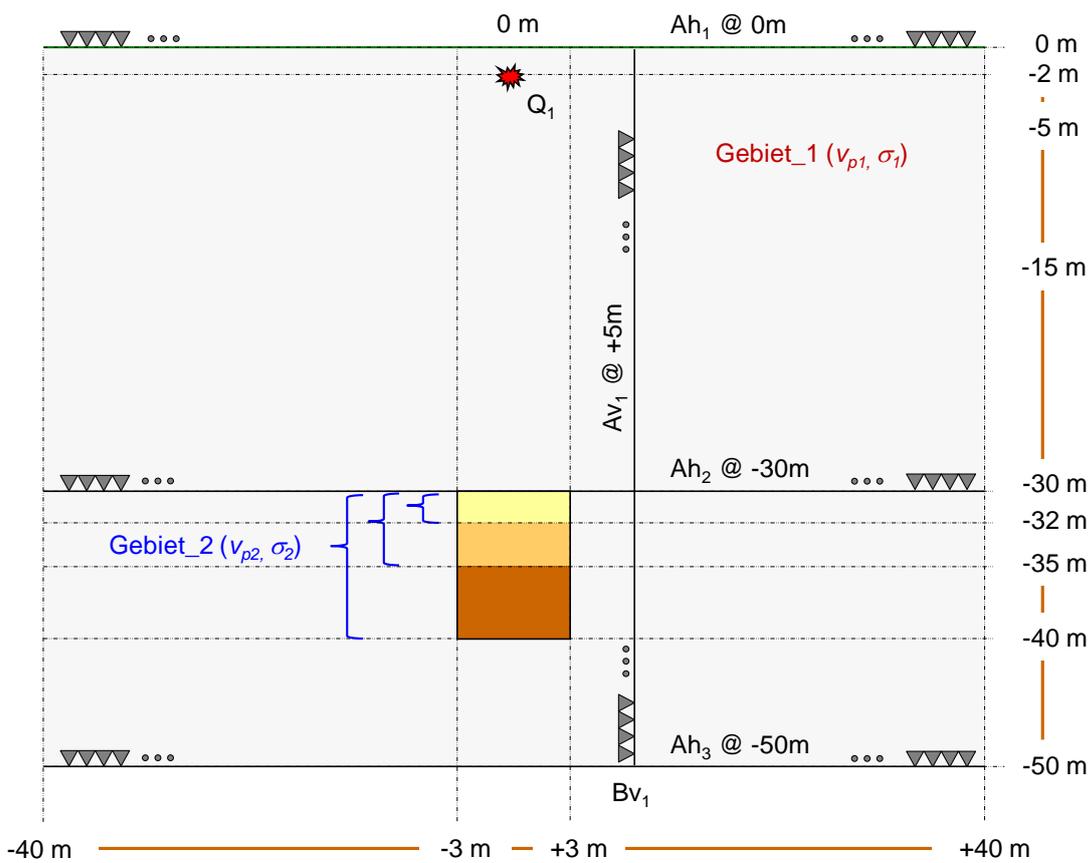
Die Ergebnisse der Feldmessungen zeigen, dass die Wahl der Sender-Empfänger-Konfigurationen nicht nur einen entscheidenden Einfluss auf die Struktur und Stärke des Signals hat, sondern auch die „Lesbarkeit“ seismoelektrischer Signale wesentlich beeinflusst. Diese Erkenntnisse werden für die Modellierung entsprechend umgesetzt. Auf eine Interpretation der Feldmessungen wird in diesem Zusammenhang bewusst verzichtet, da in dieser Arbeit ausschließlich die Aspekte seismoelektrischer Wellenkonversion numerisch betrachtet werden. Der Vergleich der Ergebnisse der Feldmessungen mit den Modellierungsergebnissen aus Abbildung 5 zeigt aber, dass das koseismische Feld aufgrund seiner Amplitudengröße in der Regel dasjenige der konvertierten Welle im Elektrogramm „verdeckt“. Somit wäre es generell wünschenswert, das koseismische Feld in den Messergebnissen/Modellierungsergebnissen zu eliminieren. Dies kann zum einen über geeignete Filterprozesse umgesetzt werden. Zum anderen kann aber auch aufgrund der Erkenntnisse aus den Ergebnissen der Abbildungen 9-10 die „Trennung“ von koseismischem Feld und konvertierter Welle über bestimmte geometrische Anordnungen der Sender-Empfänger-Konfiguration bewerkstelligt werden. Dazu bietet sich eine tomographische Anordnung an, bei der die konvertierten seismoelektrischen Wellen aufgrund ihrer höheren Geschwindigkeit gegenüber dem koseismischen Wellenfeld an den Empfänger-Positionen früher registriert werden können. Dies hätte zur Folge, dass die Signale der konvertierten Welle „relativ ungestört“ vorliegen würden. Die Strukturprinzipien, die sich aus den Ergebnissen der Feldmessung ableiten lassen, werden zur Strategiebildung hinsichtlich der numerischen Modellierung im nächsten Kapitel entsprechend berücksichtigt.

## 5 Anatomie seismoelektromagnetischer Effekte

Bei der Darstellung und Analyse sämtlicher hier vorgestellter Modellierungsergebnisse geht es durchweg um eine qualitative bzw. phänomenologische Untersuchung und Bewertung der seismoelektromagnetischen Systemantworten, die sich aufgrund einer P-TM-Modenkonversion an unterschiedlichen Grenzflächen ergeben. Übergeordneter Zielpunkt ist die Untersuchung der Ausbreitung seismoelektromagnetischer Wellen in unterschiedlichen geologischen Raumstrukturen und petrophysikalischen Parametermilieus, d.h. es werden sowohl die geometrischen Konversionsstrukturen als auch die petrophysikalischen Parameterkontraste in ihrer interaktiven Wechselwirkung miteinander betrachtet. Zwar ist die generelle Anatomie seismoelektromagnetischer Effekte geklärt, jedoch sind spezielle (geo)physikalische Probleme, die aus der Seismik bekannt sind (z.B. Diffraktion, Streuung), im Rahmen der Seismoelektromagnetik bislang noch nicht untersucht worden. Des Weiteren wird in diesem Abschnitt versucht, über die Modellierungsergebnisse Auskunft über Möglichkeiten und Grenzen des seismoelektromagnetischen Auflösungsvermögens zu geben.

### 5.1 Strukturmerkmale der konvertierten Welle

Ausgehend von der Modellgeometrie in Abbildung 11 werden in einem ersten Modellierungsansatz geschlossene geologische Körper betrachtet, die strahlungsfähige Dipol-systeme ausbilden können. Bei den geologischen Strukturen handelt es sich um Blöcke, die in einem homogenen Halbraum eingebettet sind und hinsichtlich ihrer Mächtigkeit von 2 m über 5 m bis hin zu 10 m variieren. Ihre laterale Erstreckung bleibt mit 6 m in allen Variationen konstant. Die Konzeption bei der Modellierung ist so gewählt, dass die Ausbreitung elektromagnetischer Konversionssignale in den unterschiedlichen geologischen Strukturen über verschiedene Sender-Empfänger-Konfigurationen untersucht werden kann. Die Signalregistrierung erfolgt zum einen an horizontal positionierten ( $Ah_1$  und  $Ah_3$ ) und an vertikal positionierten Empfängern im Bohrloch ( $Av_1$ ), welches 6 m von der rechten Kante des Blockes entfernt ist.



**Abbildung 11:** Modellgeometrie I: Blöcke verschiedener Mächtigkeit (Gebiet\_2) sind in einem Wirtsgestein (Gebiet\_1) eingebettet. Die Registrierung der seismischen und seismoelectromagnetischen Signale erfolgt für verschiedene Parametervariationen (Tabelle 1) an vertikalen Empfängern im Bohrloch ( $Av_1$ ) und an horizontalen Empfängern in unterschiedlichen Teufen ( $Ah_1$ - $Ah_3$ ).

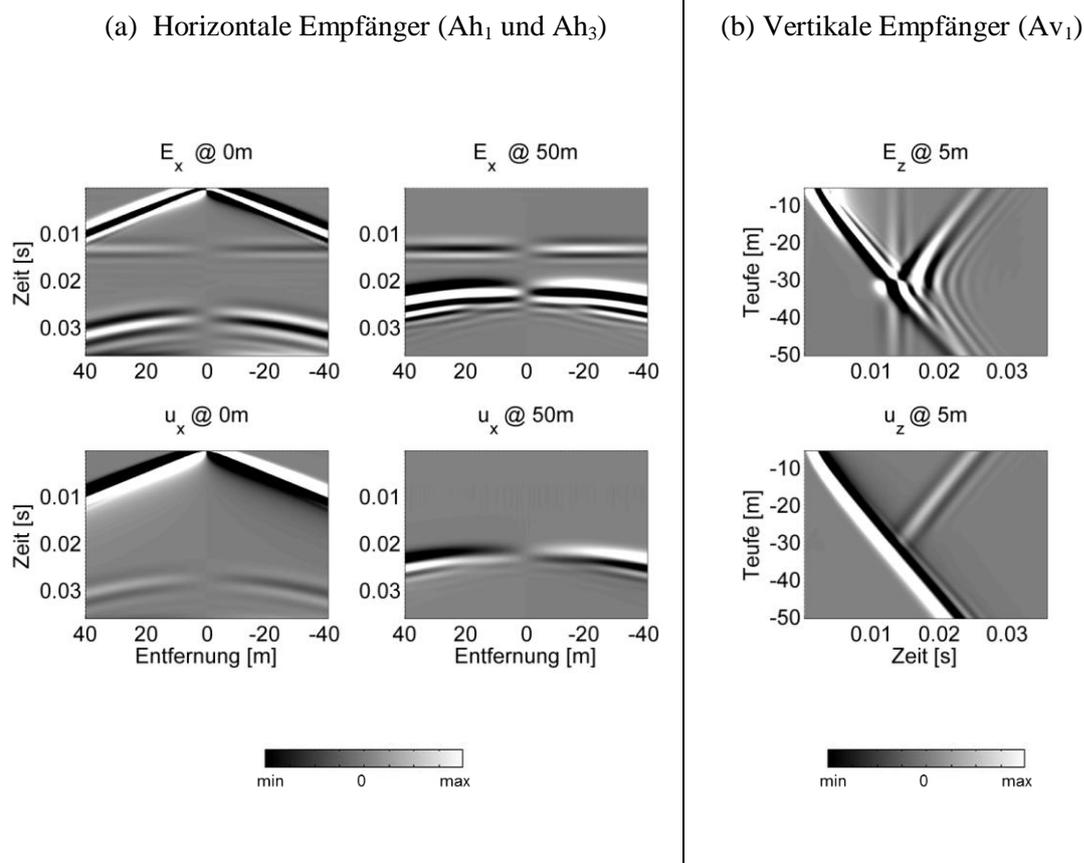
**Tabelle 1:** *Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in Abbildung 12a-b zugrunde liegen.*

$v_{p1} (G1) > v_{p2} (G2)$		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_0$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
Leiter	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001

Abbildung 12a-b zeigt exemplarisch die seismoelectromagnetischen und seismischen Signalantworten aufgrund einer seismisch-zu-electromagnetischen Konversion an einem Block (2 m x 6 m). Die jeweiligen petrophysikalischen Parameter variieren entsprechend der Modellierungsvorgaben und können der Tabelle 1 entnommen werden. Die Porosität der eingebetteten Struktur liegt für alle Modellvariationen bei 30%. Der elektrokinetische Kopplungskoeffizient  $L_0$  liegt überall bei einem Verhältnis von  $5.1 \cdot 10^{-7}$  m<sup>2</sup>/Vs für das Wirtsgestein und  $4.6 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/Vs für die jeweils eingebetteten geologischen Strukturen.

Während in Abbildung 12a die an unterschiedlichen horizontalen Empfängern (Ah<sub>1</sub> und Ah<sub>3</sub>) registrierten seismoelectromagnetischen und seismischen Signalmuster dargestellt sind, ist in Abbildung 12b die seismoelectromagnetische und seismische Signalantwort an vertikalen Empfängern im Bohrloch (Av<sub>1</sub>) zu sehen. Zur Darstellung dieser Ergebnisse wurde die konventionelle VSEP-Darstellungsweise gewählt, d.h. die Tiefen-Achse ist vertikal und die Zeitachse horizontal orientiert. Der Vergleich zwischen den Signalmustern in Abbildung 12a und den in Abbildung 5 dargestellten Ergebnissen von Haines und Pride (2006) zeigt eine deutliche Übereinstimmung. Die von der Theorie geforderten Charakteristika seismoelectromagnetischer Effekte nach Thompson und Gist (1993) können in der Abbildung 12a-b eindeutig reproduziert werden. So werden beim koseismischen Feld die elektrischen Signale zeit- und ortsgleich vom seismischen Wellenfeld „mitgeführt“. Erkennbar ist dies an der typischen Hyperbelstruktur des koseismischen Feldes. Darüber hinaus zeigt das Feld den von der Theorie geforderten Polaritätswechsel zu beiden Seiten des Schusspunktes. Bei der konvertierten seismoelectromagnetischen Welle erscheinen die Signale bereits nach der Ein-Weg-Laufzeit der seismischen Welle im Elektrogramm. Dies beruht auf ihrer hohen Geschwindigkeit, wodurch diese Signale an den jeweiligen Empfängern nahezu zeitgleich registriert werden.

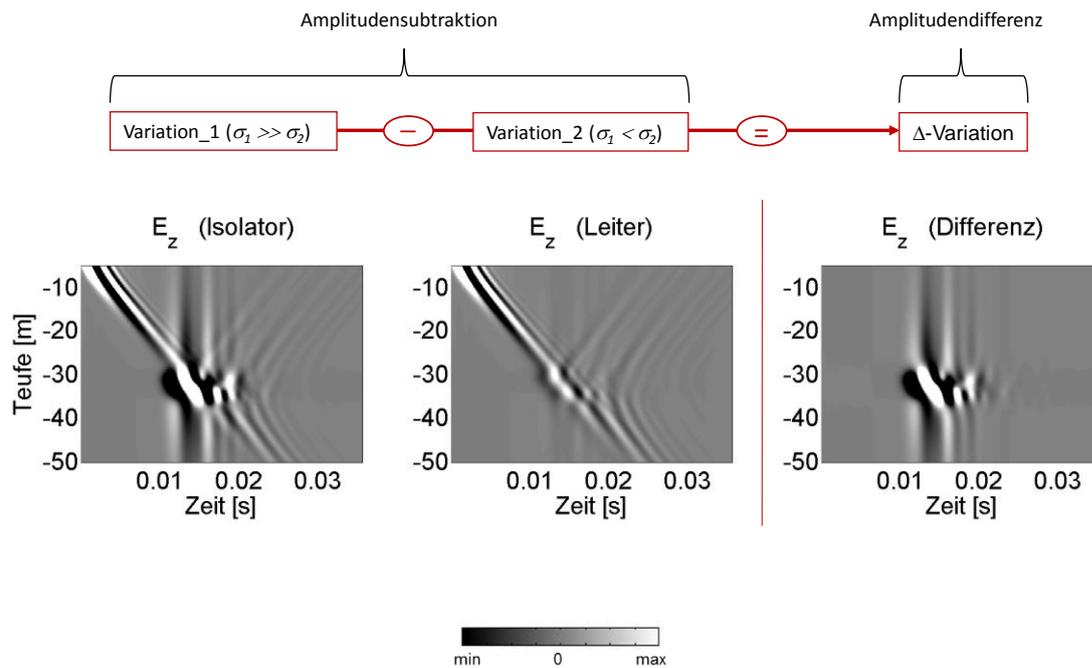
In Abbildung 12a-b ist für alle Sender-Empfänger-Konfigurationen eine Deckungsgleichheit zwischen seismischen und koseismischen Feldern nachweisbar, d.i. sie stehen in einem proportionalen Verhältnis zueinander. Dieses Verhältnis ist von Garambois und Dietrich (2001) über eine Übertragungsfunktion, die das seismische mit dem electromagnetischen Wellenfeld proportional verknüpft, exemplarisch beschrieben worden. Eine eingehende Analyse wird weiter unten (Kapitel 5.2) durchgeführt.



**Abbildung 12a-b:** Modellierungsergebnisse der seismoelektrischen Feldkonversion an einem Block ( $2\text{ m} \times 6\text{ m}$ ). Die Abbildung zeigt Elektrogramme ( $E_x$  und  $E_z$ ) jeweils erste Zeile, und Seismogramme ( $u_x$  bzw.  $u_z$ ), jeweils zweite Zeile, für die Registrierung (a) an horizontalen Empfängern in unterschiedlichen Teufen und (b) an vertikalen Empfängern in der Nähe des Schusspunktes ( $0\text{ m}/2\text{ m}$ ). Die entsprechenden Parameterunterschiede zwischen dem Wirtsgestein und der Linse können der Tabelle 2 entnommen werden, die dazugehörige Modellgeometrie der Abbildung 11.  $A_{h1}$  ist die Empfängerlinie an der Oberfläche ( $0\text{ m}$ ),  $A_{h3}$  diejenige in  $50\text{ m}$  Teufe und  $A_{v1}$  diejenige im Bohrloch.

Die phänomenologische Betrachtung der Ergebnisse in Abbildung 12a-b weist noch auf einen weiteren wichtigen Aspekt hin. Die Signalamplituden des koseismischen Feldes überdecken (insbesondere im Fall der vertikalen Signalaufnahme im Bohrloch) diejenigen der konvertierten Welle. Dies ist dem Umstand geschuldet, dass die Amplitude des koseismischen Feldes in der Regel deutlich höher als diejenige der konvertierten Welle ist. Für eine ausschließliche („ungestörte“) Betrachtung der konvertierten seismoelectromagnetischen Welle wäre es demnach wünschenswert, den „Einfluss“ des koseismischen Feldes in den Modellierungsergebnissen insgesamt zu minimieren. In Rückgriff auf die Ergebnisse, die in Kapitel 4 gewonnen werden konnten, bieten sich für eine solche Minimierung des Feldes zwei Strategien an. Entweder wird das koseismische Feld mittels spezieller Filtertechniken herausgefiltert, oder sein Einfluss auf die Modellierungsergebnisse wird aufgrund geeigneter Strategien hinsichtlich speziell designter Sender-Empfänger-Konfigurationen von vornherein aufgehoben. So zeigt insbesondere die Empfängeranordnung  $Ah_3$  in Abbildung 12a ein ungestörtes Signal der konvertierten Welle, weil aufgrund der Modellierungskonfiguration die seismische Welle (und damit auch das koseismische Feld) entsprechend später bei den Empfängern eintrifft als die konvertierte Welle. In diesem Zusammenhang (und unter Berücksichtigung der seismoelectromagnetischen Feldmessungen, siehe Kapitel 4) kann schon hier vermutet werden, dass insbesondere tomographische Sender-Empfänger-Anordnungen die effektivste Interpretation der konvertierten seismoelectromagnetischen Welle gewährleisten. Diese Thematik wird weiter unten (Kapitel 6) ausführlich behandelt.

Um den „Einfluss“ des koseismischen Feldes auf die konvertierte Welle in den Modellierungsergebnissen zu minimieren, wird in diesem Abschnitt über Amplitudensubstruktionen bei den unterschiedlichen Ergebnissen versucht, das koseismische Feld „herauszufiltern“. Dadurch soll ein direkter Einblick in die Anatomie der konvertierten Welle bzgl. ihrer Generierung an unterschiedlichen 2D-Strukturen ermöglicht werden. Dieser Ansatz orientiert sich an den Ergebnissen der Parametervariationen, die in der Arbeit von Haines und Pride (2006) gewonnen werden können. Hier wird allerdings versucht, den Ansatz von Haines und Pride eher als generelles, strukturerklärendes Instrument einzusetzen. Die Ergebnisse in Abbildung 13 zeigen den Einsatz dieses „koseismischen Filters“ exemplarisch für eine seismoelectromagnetische Konversion an einem Block (5 m x 6 m) gemäß der Modellgeometrie in Abbildung 11. Dargestellt sind jeweils Elektrogramme für die z-Komponente des E-Feldes, die aus unterschiedlichen Parametervariationen (Leiter, Isolator) resultieren; ihre zugehörigen Größenordnungen sind in Tabelle 2 aufgeführt. Die Signalregistrierung erfolgt für beide Fälle direkt im Bohrloch ( $AV_1$ ), d.h. es liegt eine VSEP-Anordnung vor. Bei den durchgeführten Parametervariationen wird einzig die elektrische Bulkleitfähigkeit für beide Fälle verändert, alle anderen petrophysikalischen Parameter bleiben unverändert, d.i. die Linse kann im ersten Fall als Isolator und im zweiten Fall als Leiter angesehen werden.



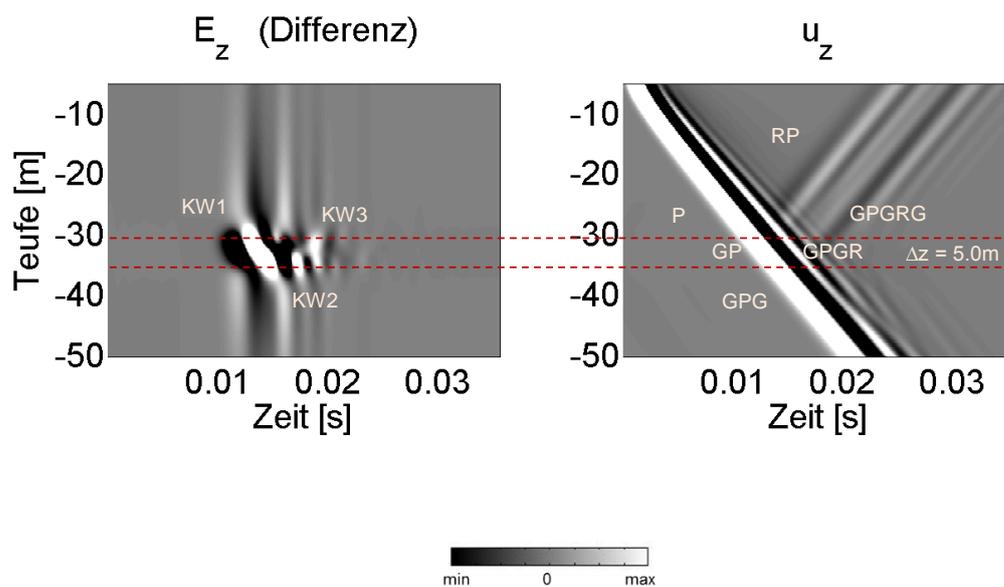
**Abbildung 13:** „Koseismischer Filter“. Amplitudensubtraktion zweier Modellierungsergebnisse (Isolator, Leiter), bei denen einzig die elektrische Bulkleitfähigkeit im Block variiert wird (siehe Tabelle 2). Die Ergebnisse zeigen die seismoelektrische P-TM-Modenkonzersion an einem Block (5 m x 6 m). Die entsprechenden Parameterunterschiede zwischen dem Wirtsgestein und der Linse können der Tabelle 2 entnommen werden, die dazugehörige Modellgeometrie der Abbildung 11. Alle Signale wurden im Bohrloch registriert, d.h. hier liegt eine VSEP-Anordnung vor.

**Tabelle 2:** *Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in Abbildung 13 zugrunde liegen.*

$v_{p1} (G1) > v_{p2} (G2)$		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_0$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
Leiter	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
Isolator	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>1e-05</b>	0.001

Das koseismische Feld verändert sich aufgrund der identischen petrophysikalischen Parameter im Wirtsgestein in beiden Fällen nicht, d.h. die Signalamplituden sind dort gleich groß und deckungsgleich. Dadurch kann über die Subtraktion der jeweiligen Signalamplituden (Isolator, Leiter) das koseismische Feld herausgefiltert werden. Aufgrund des Parameterkontrastes hinsichtlich der elektrischen Bulkleitfähigkeit in beiden Modellierungsgebieten bleibt als einzige Signalantwort diejenige der konvertierten Welle in der Linse übrig. In der Analyse der Einzelfälle (Isolator, Leiter) wird deutlich, dass die Signalstärke der konvertierten Welle im „Isolatorfall“ deutlich ausgeprägter ist als im „Leiterfall“, d.i. die elektrische Bulkleitfähigkeit hat generell einen großen Einfluss auf die seismoelectromagnetische Konversion. Dieser Umstand wird in der Analyse unterschiedlicher Parametervariationen weiter unten (Kapitel 6) ausführlich thematisiert. Der „koseismische Filter“ erweist sich somit als probate numerische Methode, um einen besseren Einblick in das Konversionsverhalten seismoelectromagnetischer Wellen in geschlossenen 2D-Raumstrukturen zu gewinnen. So kann in Abbildung 13 aus dem Signalmuster der  $\Delta$ -Variation eindeutig die konvertierende Geometrie abgelesen werden. Die Amplitudendifferenz wird in dieser Arbeit durchgängig als  $\Delta$ -Variation bezeichnet; erscheint sie in dieser Arbeit, dann liegt ihr immer die Funktionsweise zugrunde, so wie sie in der schematischen Darstellung in Abbildung 13 exemplarisch vorgestellt wurde.

Um den Zusammenhang zwischen seismischen und seismoelectromagnetischen Feldern zu analysieren, ist in Abbildung 14 die Korrespondenz zwischen den seismoelectromagnetischen ( $\Delta$ -Variation,  $E_z$ ) und den seismischen Wellenfeldern ( $u_z$ ) dargestellt worden. Sowohl Modellierungsgeometrie als auch Parameteranordnungen bleiben gegenüber dem vorherigen Modell unverändert. Es können physikalische Zusammenhänge ausgewiesen werden, die auf die Interaktion der seismisch-zu-electromagnetischen Modenkonzersion an der Linse (5 m x 6 m) zurückgeführt werden können.

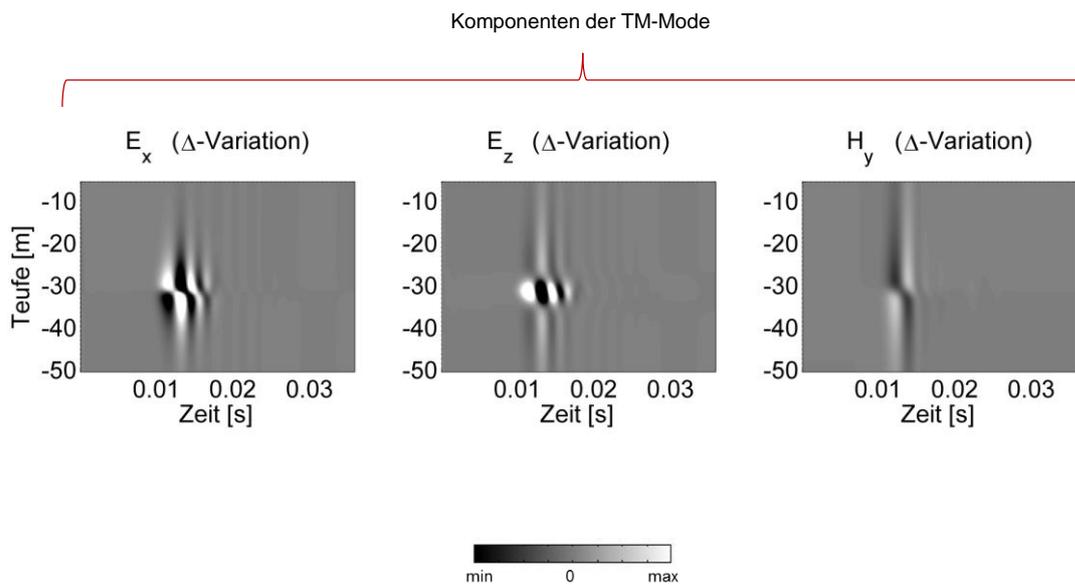


**Abbildung 14:** Vergleich zwischen seismischen Verschiebungsfeldern und dem sich aus der Amplitudensubtraktion in Abbildung 13 ergebenden seismoelectromagnetischen Wellenfeld. Die Ergebnisse zeigen das Elektrogramm ( $E_z$  als  $\Delta$ -Variation) und das korrespondierende Seismogramm ( $u_z$ ) für eine seismoelectromagnetische P-TM-Modenkonzersion an einem Block (5 m x 6 m). Dabei werden im Elektrogramm folgende Bezeichnungen eingeführt: KW = Konvertierte Welle; im Seismogramm: P (einfallende P-Welle), GP (gebrochene P-Welle), RP (reflektierte P-Welle), GPG (gebrochene P-Welle, an der zweiten Schicht nochmals gebrochen), GPGR (reflektierte, gebrochene P-Welle), GPGRG (reflektierte, gebrochene P-Welle, an der ersten Schicht nochmals gebrochen). Die entsprechenden Parameterunterschiede zwischen dem Wirtsgestein und der Linse können der Tabelle 2 entnommen werden, die dazugehörige Modellgeometrie der Abbildung 11. Alle Signale wurden im Bohrloch registriert, d.h. hier liegt eine VSEP-Anordnung vor.

Die einfallende seismische P-Welle (P) trifft auf die obere Materialgrenze, generiert dort die erste seismoelectromagnetische Modenkonzersion (KW1) und läuft als reflektierte seismische P-Welle wieder Richtung Erdoberfläche (RP). Die zweite seismoelectromagnetische Modenkonzersion (KW2) wird beim Durchgang der gebrochenen seismischen P-Welle (GP) an der unteren Materialgrenze erzeugt. Dabei wird die gebrochene Welle (GP) an der unteren Grenzfläche zum einen reflektiert (GPGR) und zum anderen nochmals gebrochen (GPG). In der Abbildung kann das Brechungsverhalten der seismischen P-Welle nicht explizit ausdifferenziert werden. Der Strahlenverlauf suggeriert aufgrund der Kleinräumigkeit des Blockes einen linearen Verlauf.

Die gebrochene, reflektierte Welle (GPGR) trifft in ihrer Ausbreitung auf die obere Materialgrenze der Linse und generiert dort die dritte seismoelectromagnetische Modenkonzersion (KW3). Die an der zweiten Grenzfläche entstandene Welle (GPG) läuft dann weiter in den Untergrund und führt zu keiner weiteren Konversion. Aufgrund der konstruktiven Interferenz der entstehenden elektrischen Dipolssysteme an den lithologischen Materialgrenzen, kommt es zu einer „Verschmierung“ der seismoelectromagnetischen Einzeleffekte, d.h. das Auflösungsvermögen wird durch diesen physikalischen Effekt generell reduziert. Gleichwohl können die Materialgrenzen eindeutig erkannt werden. Eine genauere Analyse bezüglich der Erkenn- und Auflösbarkeit geologischer 2D-Raumstrukturen aufgrund seismoelectromagnetischer Effekte wird weiter unten (Kapitel 6) durchgeführt.

Aufgrund des Einsatzes des „koseismischen Filters“ können mittels der  $\Delta$ -Variation die anatomischen Merkmale seismoelectromagnetischer Effekte eingehend dargestellt und untersucht werden. Abbildung 15 zeigt die Anatomie der TM-Mode ( $E_x$ ,  $E_z$ ,  $H_y$ ), die aufgrund einer seismoelectromagnetischen Konversion einer seismischen P-Welle an einer Linse (2 m x 6 m) generiert wird. Die entsprechenden Parameterunterschiede zwischen dem Wirtsgestein und der Linse können wiederum der Tabelle 2 entnommen werden, die dazugehörige Modellgeometrie der Abbildung 11. Die typischen Charakteristika der TM-Mode können über die Modellierungsergebnisse hier mustergültig reproduziert werden. So ist der räumliche Abstand zwischen zwei elektrischen Feldlinienbündeln maximaler Dichte (aber verschiedener Richtung) gleich einer halben Wellenlänge. Ein maximales Magnetfeld entspricht dabei den Phasen maximalen Stroms, die um  $\pi/2$  gegen die Phasen des maximalen Dipolmomentes, also folglich des maximalen elektrischen Feldes verschoben sind. Räumlich gesehen liegen also die Bündel der Magnetfeldlinien immer zwischen zwei elektrischen Bündeln und umgekehrt (z.B. Lorrain et al., 1988; Leuchtman, 2005).



**Abbildung 15:** Anatomie der TM-Mode ( $E_x$ ,  $E_z$ ,  $H_y$ ) am Beispiel einer Modenkonzersion an einem Block (2 m x 6 m). Die Modellierungsergebnisse zeigen die jeweiligen Elektrogramme in ihrer  $\Delta$ -Variation (siehe Abbildung 13). Die entsprechenden Parameterunterschiede zwischen dem Wirtsgestein und der Linse können der Tabelle 2 entnommen werden, die dazugehörige Modellgeometrie der Abbildung 11. Alle Signale wurden im Bohrloch registriert, d.h. hier liegt eine VSEP-Anordnung vor.

## 5.2 Strukturmerkmale des koseismischen Feldes

Bislang lag der Fokus in der Analyse der seismoelectromagnetischen Effekte auf den konvertierten seismoelectromagnetischen Wellen. Kapitel 5.1 hatte aber schon gezeigt, dass das koseismische Feld aufgrund seiner hohen Signalamplitude in den Elektrogrammen gegenüber der konvertierten Welle dominant ist. Darüber hinaus besitzt das Feld bestimmte, charakteristische Eigenschaften, die für ein anatomisches Verständnis der seismoelectromagnetischen Effekte generell sehr hilfreich sein können. In diesem Abschnitt soll diesem Umstand entsprechend Rechnung getragen werden. Dazu wurden die Analysen von Garambois und Dietrich (2001) bezüglich ihrer dort entwickelten Übertragungsfunktion („transfer function“) berücksichtigt.

Die Übertragungsfunktion bestimmt den Zusammenhang zwischen seismischen Verschiebungsfeldern und den lokal induzierten elektrischen Feldern im homogenen Halbraum. Dabei zeigt sich, dass das koseismische Feld direkt proportional zur Beschleunigungskomponente der seismischen Verschiebung ist:

$$\mathbf{E} \cong (\epsilon_0 \epsilon_r \rho_f \zeta) / (\sigma_f \eta) \ddot{\mathbf{u}} = \mathcal{L} \ddot{\mathbf{u}} , \quad (25)$$

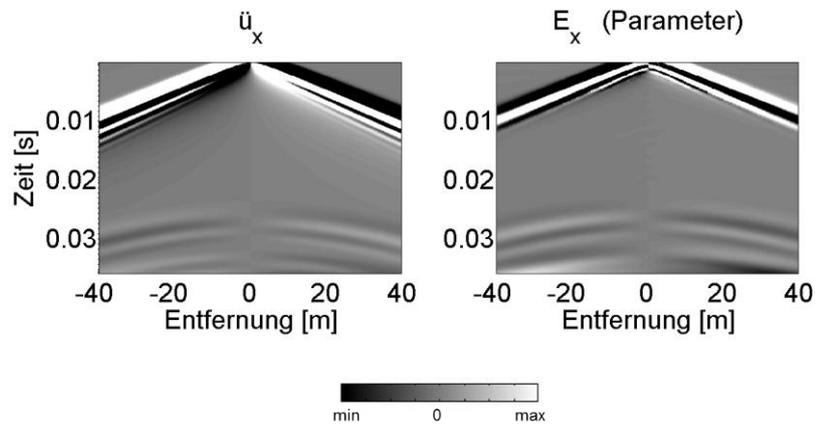
oder in Komponentenschreibweise

$$E_x = \mathcal{L} \ddot{u}_x \quad \text{und} \quad E_z = \mathcal{L} \ddot{u}_z . \quad (26)$$

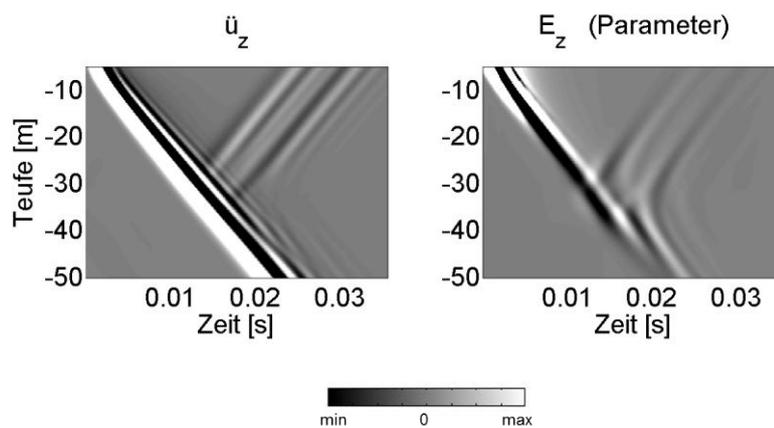
Alle physikalischen Parameter sind bereits in Kapitel 4 eingeführt worden, müssen hier nicht mehr erklärt werden. Die Übertragungsfunktion für die seismische S-Welle wird nicht thematisiert, da es in dieser Arbeit ausschließlich um die P-TM-Modenkonzersion geht. Über die Finite-Elemente-Modellierung wird das in Gleichung 26 eingeführte Proportionalitätsverhältnis im Folgenden numerisch analysiert.

**Tabelle 3:** *Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in den Abbildungen 16-17 zugrunde liegen.*

$v_{p1} (G1) > v_{p2} (G2)$		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_0$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
Leiter	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
Parameter	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>1860</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001



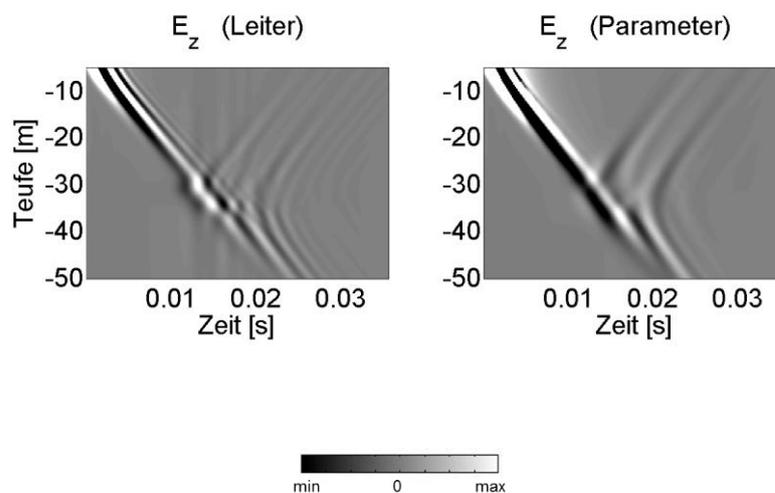
(a) Horizontale Empfänger



(b) Vertikale Empfänger

**Abbildung 16:** Vergleich zwischen den Beschleunigungskomponenten der seismischen Verschiebung und den seismoelectromagnetischen Feldkomponenten gemäß der Übertragungsfunktion nach Garambois und Dietrich (2001) für (a) horizontale Empfänger an der Erdoberfläche ( $A_{H1}$ ) und (b) vertikale Empfänger im Bohrloch ( $A_{V1}$ ). Die dazugehörige Modellgeometrie kann der Abbildung 11 entnommen werden. Die linke Spalte zeigt jeweils den Beschleunigungsterm der seismischen Verschiebung ( $\ddot{u}_x$  bzw.  $\ddot{u}_z$ ), die rechte Spalte die seismoelectromagnetischen Feldkomponenten ( $E_x$  bzw.  $E_z$ ) bzgl. des „Parameterfalls“ (siehe Tabelle 3) für einen Block (5 m x 6 m).

Die Modellierungsergebnisse werden in Abbildung 16 als Seismo- und Elektrogramme dargestellt. Sie zeigen die Beschleunigung der horizontalen seismischen Verschiebungskomponente  $\ddot{u}_x$  und die  $x$ -Komponente der seismoelectromagnetischen Signalantwort ( $E_x$ ), die jeweils beide an horizontalen Empfängern an der Erdoberfläche registriert worden sind (Abbildung 16a). Die entsprechenden seismischen und seismoelectromagnetischen Signale bezüglich einer vertikalen Empfängeranordnung ( $u_z$ ,  $E_z$ ) sind in Abbildung 16b dargestellt. Die Modellierungsergebnisse zeigen die von der Theorie geforderten Zusammenhänge, die zwischen den jeweiligen Feldern existieren. Zu beachten ist in diesem Zusammenhang, dass für den „Parameterfall“ nur die seismischen Geschwindigkeiten variiert wurden, d.h. es wurde eine Situation simuliert, in dem einzig die seismischen Geschwindigkeiten zwischen dem Wirtsgestein und dem Block variieren. Alle anderen petrophysikalischen Parameter sind in beiden Gebieten identisch (Tabelle 3). Deutlich sichtbar ist hier (insbesondere für die vertikale Signalaufnahme) die Reflexion der seismischen/koseismischen Welle an der oberen und unteren Materialgrenze der Linse.



**Abbildung 17:** Vergleich zwischen den seismoelectromagnetischen Feldkomponenten ( $E_z$ ) für verschiedene Parametervariationen gemäß Tabelle 3. Die Signalregistrierung erfolgt über vertikale Empfänger ( $Av_1$ ) im Bohrloch (siehe Abbildung 11). Die Größe des Blocks beträgt in diesem Fall 5 m x 6 m.

Werden allerdings die Parameter für das Wirtsgestein und den Block geändert (Tabelle 3), so zeigt auch das koseismische Feld eine veränderte Struktur (Abbildung 17). Während der „Parameterfall“ eine ungestörte Darstellung des koseismischen Feldes gewährleistet, zeigt der „Leiterfall“ den zusätzlichen Einfluss der konvertierten Welle auf die Strukturbildung des koseismischen Feldes. Somit bestätigen

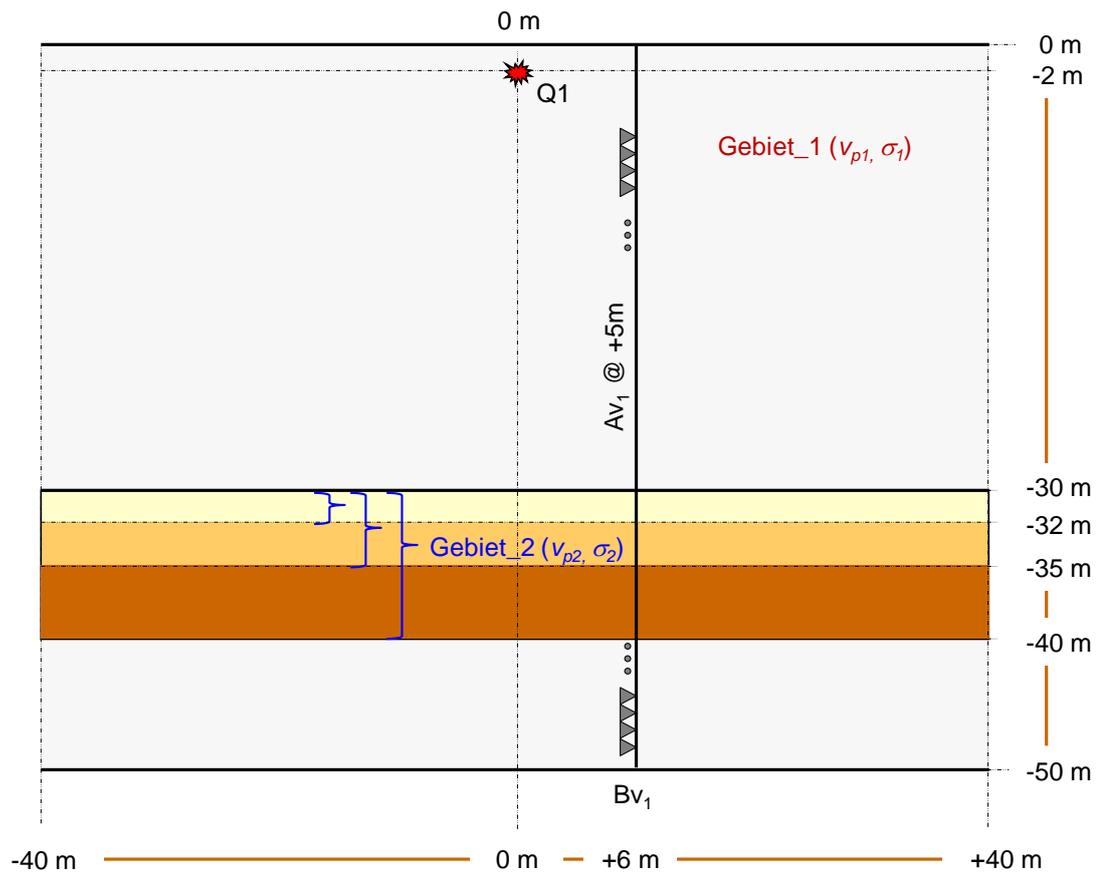
diese Ergebnisse, dass zum einen das Proportionalitätsverhältnis zwischen den Beschleunigungskomponenten der seismischen Verschiebung und den Komponenten der seismoelektromagnetischen Felder gemäß der Übertragungsfunktion numerisch reproduziert werden kann. Zum anderen kann über die 2D-Konversionsgeometrie auch gezeigt werden, dass sich das koseismische Feld und die konvertierte seismoelektromagnetische Welle in einer 2D-Geometrie interagieren und sich gegenseitig beeinflussen. Eine genauere Analyse dieses Zusammenspiels wird weiter unten thematisiert (Kapitel 6).

### 5.3 Seismoelektromagnetische Konversion an planparallelen Schichten

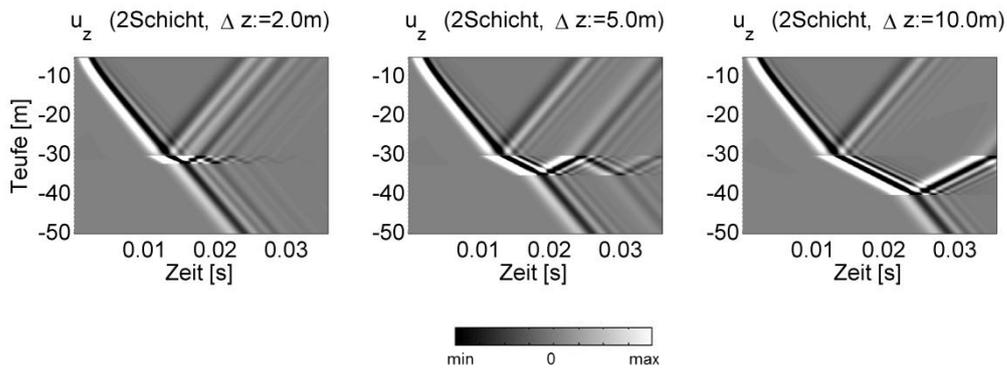
In diesem Kapitel sind bislang ausschließlich seismoelektromagnetische Konversionen an 2D-Raumstrukturen betrachtet worden. Um den Einfluss der Geometrie auf die Generierung der seismoelektromagnetischen Signale noch besser abschätzen zu können, soll in diesem Abschnitt die Modenkonversion an planparallelen Schichten analysiert werden. Mögliche Unterschiede zu den Ergebnissen der bisher behandelten 2D-Raumstrukturen werden ebenfalls thematisiert. Die für die Modellierung eingesetzte Geometrie ist in Abbildung 18 dargestellt. Die petrophysikalischen Parameter können der Tabelle 4 entnommen werden und sind deckungsgleich mit denjenigen, die auch bei der Modellierung bzgl. der Blockgeometrie angewandt wurden (Tabelle 2). Bei den numerischen Analysen werden zum einen Blöcke und zum anderen Schichten der gleichen Mächtigkeit untersucht und ihre Modellierungsergebnisse miteinander verglichen. Die in Kapitel 5.1 erarbeiteten Ergebnisse bzgl. der Amplitudensubtraktion („koseismischer Filter“) werden auch hier angewandt.

**Tabelle 4:** *Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in Abbildung 19a-b zugrunde liegen.*

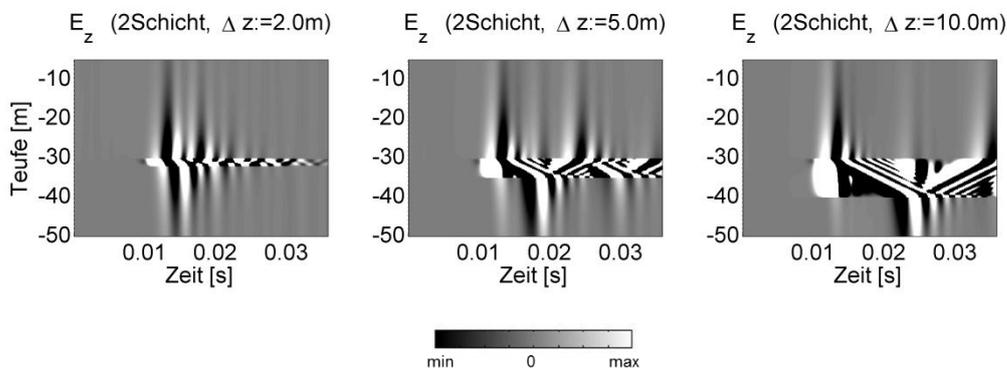
$v_{p1} (G1) > v_{p2} (G2)$		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_0$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
Leiter	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Schicht (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
Isolator	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Schicht (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>1e-05</b>	0.001



**Abbildung 18:** Modellgeometrie II: planparallele Schichtung. Verschieden mächtige Schichten (Gebiet\_2) sind in einem Wirtsgestein (Gebiet\_1) eingebettet. Die Registrierung der seismischen und seismoelectromagnetischen Signale erfolgt für Parametervariationen gemäß Tabelle 2 an vertikalen Empfängern (Av<sub>1</sub>) im Bohrloch.

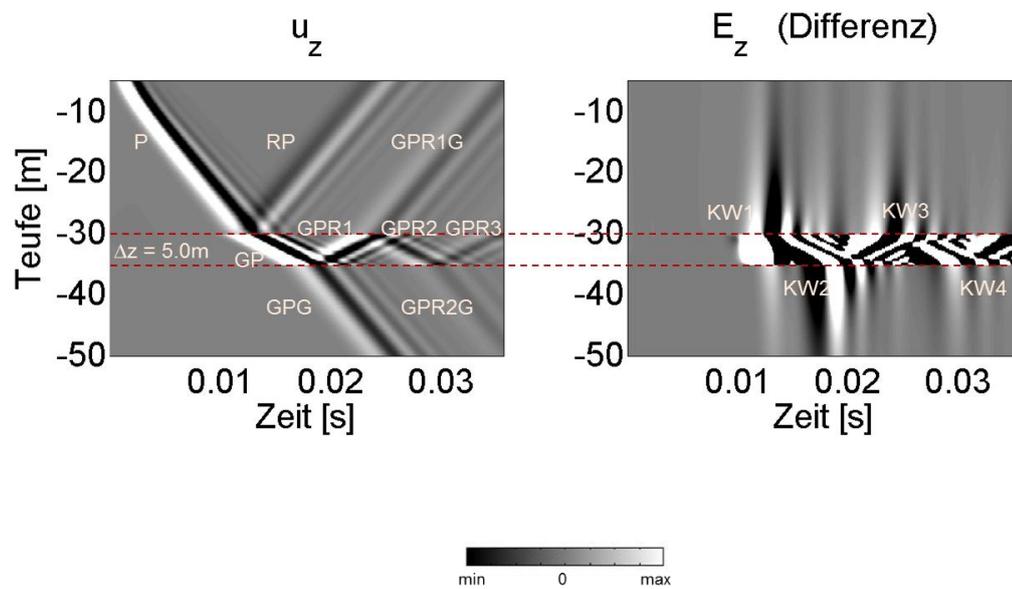


(a) Seismogramme

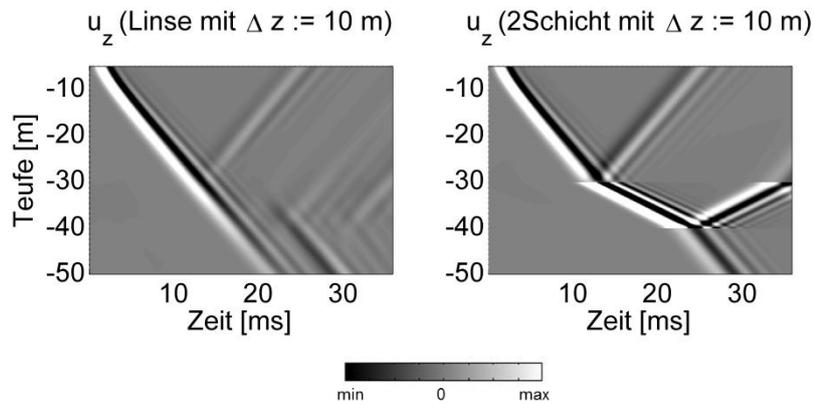


(b) Elektrogramme

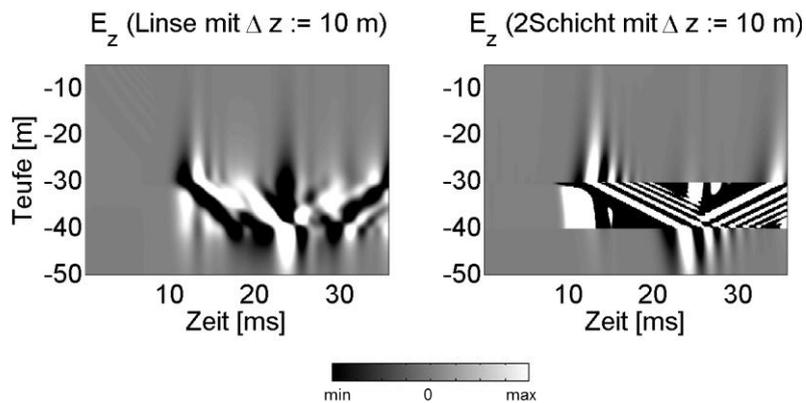
**Abbildung 19a-b:** Vergleich zwischen den (a) seismischen ( $u_z$ ) und (b) seismoelectromagnetischen Feldkomponenten ( $E_z$ ) für verschiedene Parametervariationen gemäß Tabelle 4. Die Signalregistrierung erfolgt über vertikale Empfänger im Bohrloch. Die Schicht variiert in ihrer Mächtigkeit von 2 m, über 5 m bis zu 10 m. Die Modellgeometrie kann Abbildung 18 entnommen werden.



**Abbildung 20:** Vergleich zwischen dem seismischen Verschiebungsfeld und dem sich aus der Amplitudensubtraktion in Abbildung 13 ergebenden seismoelectromagnetischen Wellenfeld gemäß der Parametervariationen in Tabelle 4. Die Signalregistrierung erfolgt über vertikale Empfänger im Bohrloch. Die zugehörige Modellgeometrie kann Abbildung 18 entnommen werden. Die Schichtmächtigkeit beträgt in diesem Fall 5 m. Die Ergebnisse zeigen das Seismogramm ( $u_z$ ) und das korrespondierende Elektrogramm ( $E_z$  als  $\Delta$ -Variation). Dabei werden für das Seismogramm folgende Bezeichnungen eingeführt: P (einfallende P-Welle), GP (gebrochene P-Welle), RP (reflektierte P-Welle), GPG (gebrochene P-Welle, an der zweiten Schicht nochmals gebrochen), GPR1-3 (gebrochene P-Welle als zweifache Multiple), GPR1G (gebrochene P-Welle aufgrund der 1.ten Multiplen), GPR2G (gebrochene P-Welle aufgrund der 2.ten Multiplen). Im Elektrogramm bezeichnet KW die jeweils konvertierte Welle.



(a) Seismogramme



(b) Elektrogramme

**Abbildung 21a-b:** Vergleich der seismoelectromagnetischen Modenkonzersion an einem Block ( $10\text{ m} \times 6\text{ m}$ ) und einer  $10\text{ m}$  mächtigen Schicht für (a) die vertikale Verschiebungskomponente der seismischen Welle ( $u_z$ ) und (b) die  $z$ -Komponente des elektrischen Feldes ( $E_z$ ) in der  $\Delta$ -Variation. Die Signalregistrierung erfolgt über vertikale Empfänger im Bohrloch. Die zugrunde liegenden petrophysikalischen Parameter können der Tabelle 3 bzw. 4 entnommen werden, die Modellierungsgeometrien den Abbildungen 11 und 18.

Abbildung 19a zeigt die Modellierungsergebnisse für unterschiedliche Schichtmächtigkeiten bzgl. der vertikalen seismischen Verschiebungskomponente ( $u_z$ ), Abbildung 19b die korrespondierenden Ergebnisse der seismoelectromagnetischen Signalantworten als  $\Delta$ -Variation ( $z$ -Komponente des E-Feldes). Die seismischen und seismoelectromagnetischen Signalmuster korrelieren gut miteinander. In allen Fällen entsteht aufgrund der einfallenden P-Welle (in die seismisch langsamere Schicht) eine Mehrfachreflexion zwischen der oberen und unteren Grenzfläche. Je nach Mächtigkeit der Schicht ergeben sich dabei wohldefinierte Reflexions- und Brechungsmuster. Während der Strahlenverlauf der seismischen Welle für die Schichtmächtigkeiten von 5 m bzw. 10 m eindeutig ausdifferenziert werden kann, ergibt sich für eine 2 m mächtige Schicht ein komplexeres Signalmuster. Durch Interferenzbildung zwischen reellen und multiplen seismischen Reflexionen können örtliche Verstärkungen von Einsätzen auftreten (Meissner und Stegena, 1977). Bei den seismoelectromagnetischen Signalantworten verhält es sich analog. Aufgrund der konstruktiven Interferenz zwischen der oberen und unteren Grenzfläche werden neben den sogenannten stehenden seismischen Wellen (Abbildung 19a,  $\Delta z = 2\text{m}$ ) auch stehende koseismische Wellen erzeugt (Abbildung 19b,  $\Delta z = 2\text{m}$ ). Dieser Umstand wird in Kapitel 6 noch einmal aufgegriffen und eingehender analysiert. Hier soll in erster Linie die Vergleichbarkeit seismischer und seismoelectromagnetischer Signalmuster für den planparallel geschichteten Fall untersucht werden.

In Abbildung 20 wird für den Fall der seismoelectromagnetischen Modenkonzersion an der Schicht mit der Mächtigkeit von  $\Delta z = 5\text{ m}$  die Korrespondenz zwischen dem seismischen Strahlenverlauf und den daraus resultierenden seismoelectromagnetischen Signalmustern ausführlich analysiert. Seismische Wechselwellen werden in diesem Zusammenhang nicht betrachtet. Deutlich sichtbar sind die multiplen Reflexionen, die bei seismischen Reflexionsuntersuchungen in der Regel ein weitverbreitetes und oftmals äußerst kompliziertes Phänomen darstellen (z.B. Meissner und Stegena, 1977). Das Seismogramm zeigt den Strahlenverlauf der unterschiedlich gebrochenen und reflektierten seismischen Wellen für den planparallelen Fall. Im korrespondierenden Elektrogramm können die seismischen Ereignisse den seismoelectromagnetischen Ereignissen eindeutig zugeordnet werden. Die erste seismoelectromagnetische Konversion (KW1) erfolgt aufgrund des Eintreffens der seismischen P-Welle (P) an der oberen Schichtgrenze, wobei die seismische Welle zum einen reflektiert (RP) und zum anderen gebrochen (GP) wird. Das zweite seismoelectromagnetische Ereignis (KW2) wird an der unteren Schichtgrenze aufgrund des Eintreffens der gebrochenen P-Welle (GP) erzeugt. Diese seismische Welle wird beim Übergang von der Schicht in das Wirtsgestein nochmals gebrochen (GPG). Aufgrund des Zusammenspiels von Brechung und Reflexion entsteht zwischen der oberen und unteren Grenzfläche eine zweifache Multiple (GPR1-3). Diese bewirkt aufgrund ihres Strahlenverlaufs weitere seismoelectromagne-

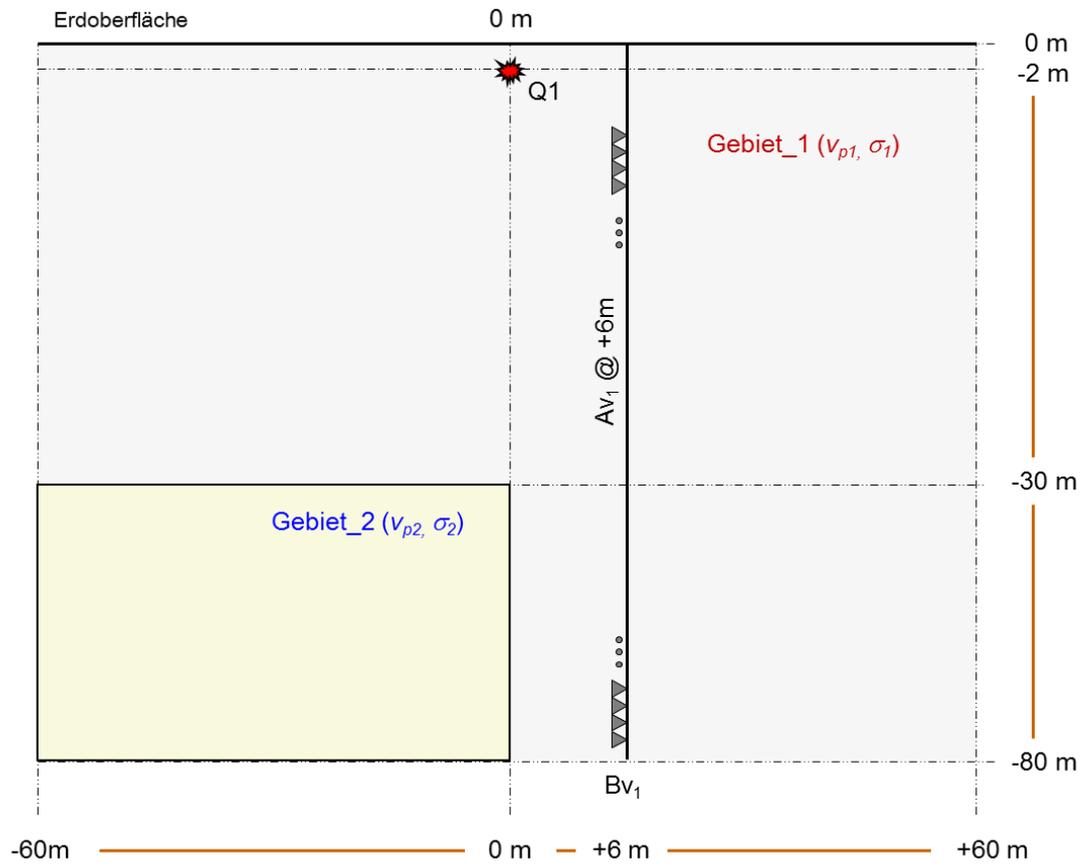
tische Konversionen (KW3 und KW4). Die aufgrund der 2.ten Multiplen an der unteren Schichtgrenze gebrochene P-Welle (GPR2G) führt zu keiner weiteren seismoelektromagnetischen Modenkonzersion mehr. Die Einsatzzeiten von seismoelektromagnetischen Konversionsereignissen und ihrer seismischen Generierung können eindeutig miteinander korreliert werden.

Um weitere Schlüsse aus den in diesem Abschnitt erarbeiteten Ergebnissen bzgl. der planparallelen Schichtung ziehen zu können, werden diese mit den Ergebnissen der seismoelektromagnetischen Modenkonzersion bzgl. der Blockgeometrie entsprechender Mächtigkeit verglichen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 21a als Seismogramme ( $u_z$ ) und in Abbildung 21b als Elektrogramme ( $\Delta$ -Variation,  $z$ -Komponente des E-Feldes) jeweils für die Linsen- und Schichtgeometrie mit einer Mächtigkeit von 10 m dargestellt. Während die Ersteinsatzzeiten der ersten seismoelektromagnetischen Modenkonzersion aufgrund des Eintreffens der seismischen P-Welle an der oberen Materialgrenze identisch sind, ergibt sich für die weitere Konversionsstruktur ein etwas anderer Verlauf. Zwar können die „Hauptkonzersionen“ sowohl für die Block- als auch für die Schichtgeometrie als deckungsgleich erkannt werden, allerdings zeigt das weitere Feldverhalten deutliche Unterschiede. Im Strahlenverlauf der seismischen (und auch koseismischen Welle) sind die Hauptereignisse für den Mehrschichtfall deutlich besser zu unterscheiden. Für den Fall der Linsengeometrie kommt der in Kapitel 5.1 bereits angesprochene physikalische Effekt der konstruktiven Interferenz zum Tragen, d.i. hier interferieren die seismischen und koseismischen Felder zu (stehenden) seismischen bzw. koseismischen Kanalwellen. Eine eingehende Analyse dieses bislang unbekanntes seismoelektromagnetischen Effektes wird in Kapitel 6 durchgeführt.

#### 5.4 Diffraction seismoelektromagnetischer Effekte

Diffraktierte seismische Wellen entstehen nach dem Huygensschen Prinzip an Unstetigkeitsstellen, z.B. an örtlich begrenzten Unregelmäßigkeiten der Gesteinsparameter, wie raschen horizontalen Faziesänderungen, Verwerfungen und einzelnen Teilen von Brüchen. Da diese Wellen näherungsweise von einem Punkt und nicht von einer Fläche ausgehen, kann kein Ereignis im Laufzeitdiagramm und im Seismogramm eine größere Krümmung als die diffraktierten Wellen aufweisen (Meissner und Stegena, 1977). Eine Analyse der Diffraction seismoelektromagnetischer Effekte ist in der bisherigen Fachliteratur bislang noch nicht thematisiert worden. In diesem Abschnitt sollen die Eigenschaften diffraktierter seismoelektromagnetischer Felder deshalb eingehend untersucht werden. Die der numerischen Modellierung zugrunde liegende Modellgeometrie kann der Abbildung 22 entnommen werden, die dazugehörigen petrophysikalischen Parame-

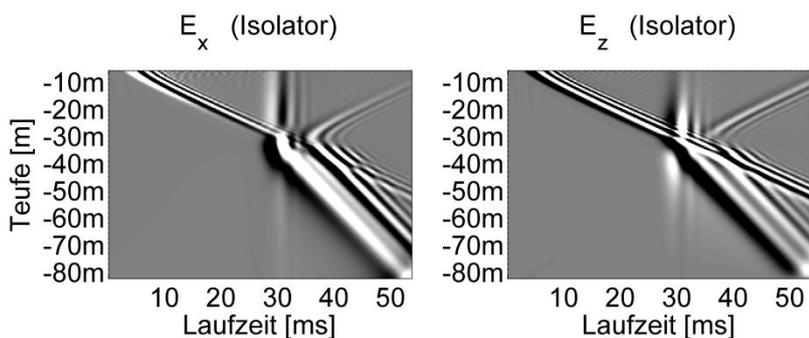
ter sind in der Tabelle 5 zusammengefasst. Bei dem beschriebenen Modell handelt es sich um einen Block, der in einem Wirtsgestein eingebettet ist.



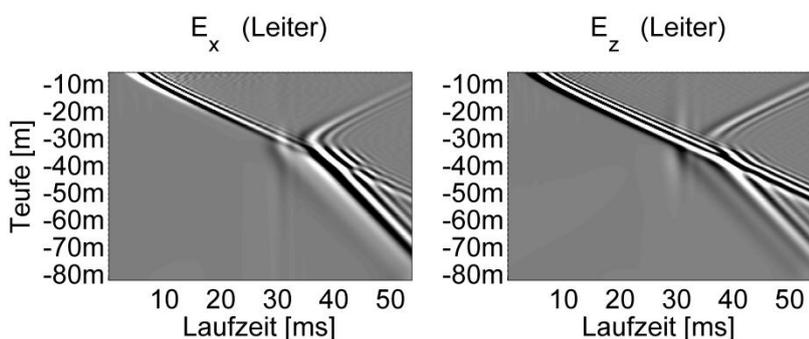
**Abbildung 22:** Modellgeometrie III: ein rechteckiger Block (Gebiet\_2) ist in einem Wirtsgestein (Gebiet\_1) eingebettet. Die Registrierung der seismischen und seismoelectromagnetischen Signale erfolgt für Parametervariationen gemäß Tabelle 5 an vertikalen Empfängern im Bohrloch.

**Tabelle 5:** Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in den Abbildungen 23-26 zugrunde liegen.

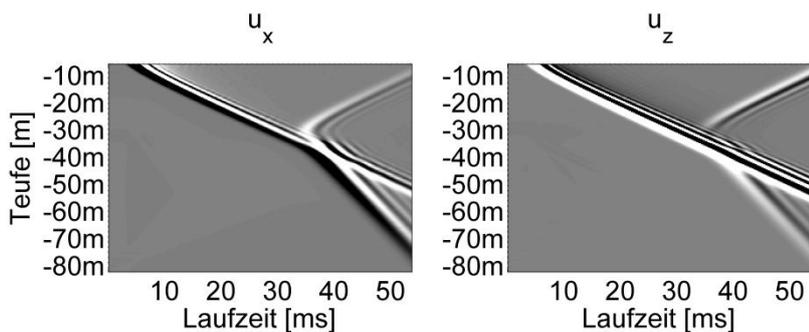
$v_{p1} (G1) < v_{p2} (G2)$		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_o$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
Leiter	Wirtsgestein (G1)	<b>989</b>	30	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>2300</b>	10	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
Isolator	Wirtsgestein (G1)	<b>989</b>	30	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>2300</b>	10	1e-11	<b>1e-05</b>	0.001



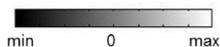
(a) Elektrogramme („Isolatorfall“)



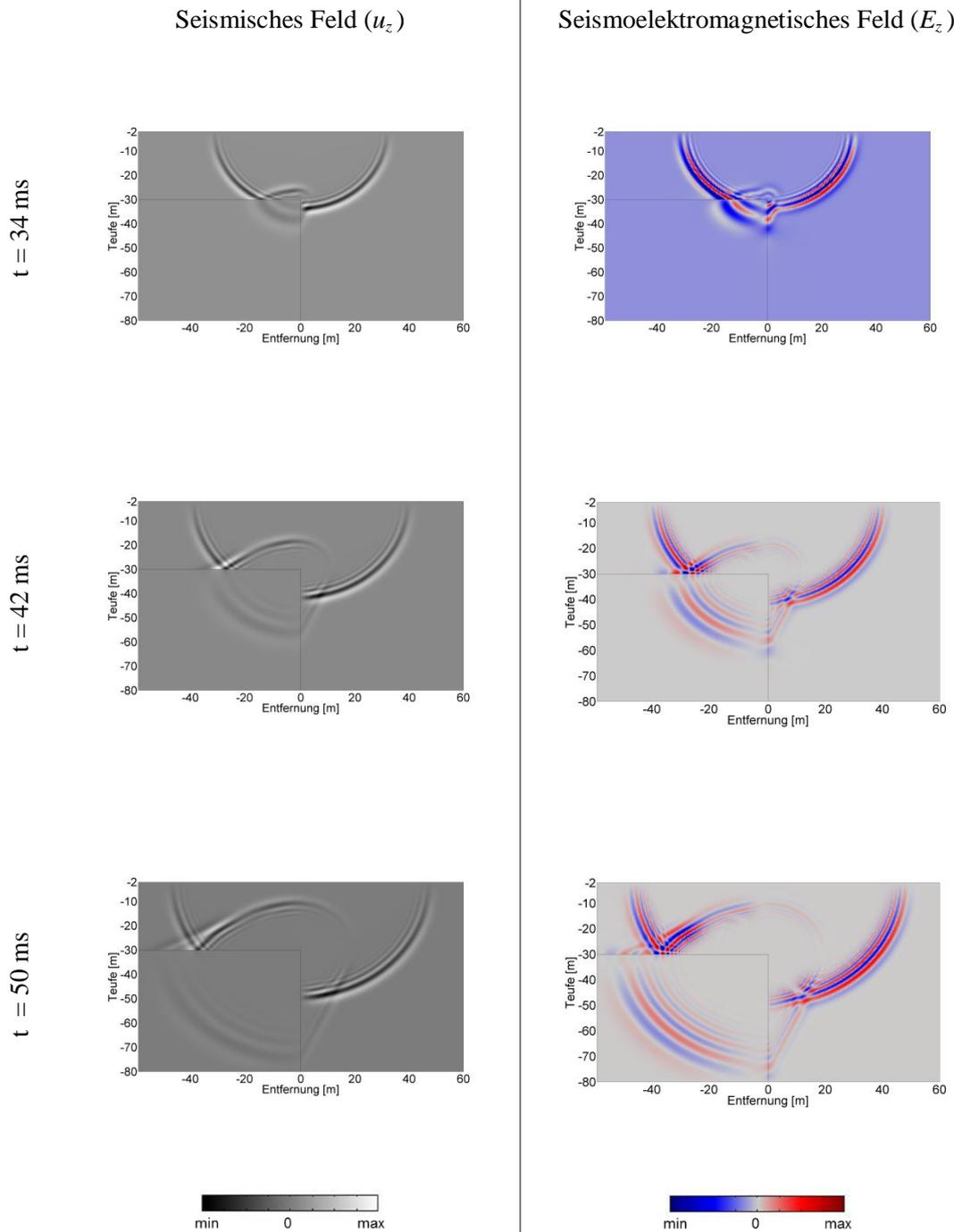
(b) Elektrogramme („Leiterfall“)



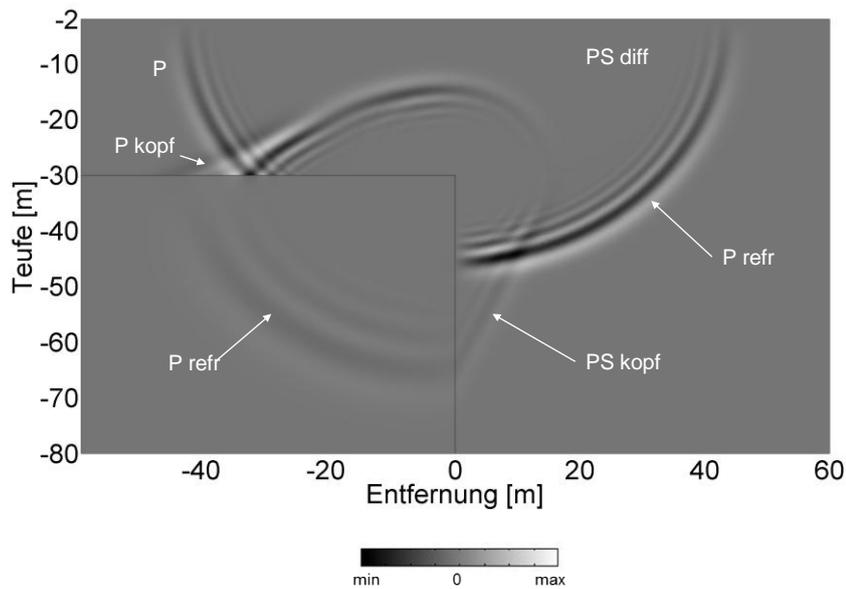
(c) Seismogramme



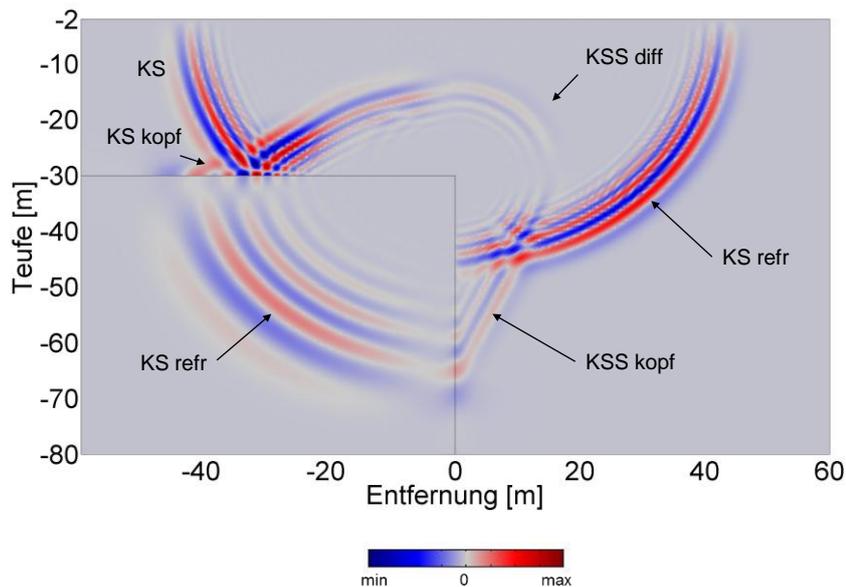
**Abbildung 23a-c:** Vergleich diffrakterter (a-b) seismoelectromagnetischer („Isolator-“ und „Leiterfall“) und seismischer Signale (c). Sowohl die  $x$ - als auch  $z$ -Komponente des elektrischen Feldes ( $E_x$  und  $E_z$ ) als auch diejenigen des seismischen Feldes ( $u_x$  und  $u_z$ ) werden dargestellt. Die Signalregistrierung erfolgt über vertikale Empfänger im Bohrloch. Die zugrunde liegende Modellierungsgeometrie kann der Abbildung 22, die petrophysikalischen Eigenschaften der Tabelle 5 entnommen werden.



**Abbildung 24:** Momentanbilder der seismischen und seismoelectromagnetischen Diffraction für unterschiedliche Laufzeiten. Dargestellt sind die jeweiligen Seismogramme ( $u_z$ ) und die korrespondierenden Elektrogramme ( $E_z$ ). Die zugrunde liegende Modellierungsgeometrie kann der Abbildung 22, die petrophysikalischen Eigenschaften der Tabelle 5 entnommen werden.



(a) Momentanbild des seismischen Wellenfeldes für  $t = 46$  ms.



(b) Momentanbild des seismoelectromagnetischen Wellenfeldes für  $t = 46$  ms.

**Abbildung 25a-b:** Momentanbilder des (a) seismischen und (b) seismoelectromagnetischen Feldverhaltens für eine Laufzeit von 46 ms. Folgende Bezeichnungen werden für das seismische Feld eingeführt: *P* (*P*-Welle), *P kopf* (*P*-Kopfwelle), *P refr* (refraktierte *P*-Welle), *PS diff* (diffraktierte *PS*-Welle), *PS kopf* (*PS*-Kopfwelle). Für das seismoelectromagnetische Feld gelten folgende Beziehungen: *KS* (koseismisches Feld), *KS kopf* (koseismische Kopfwelle), *KS refr* (refraktiertes koseismisches Feld), *KSS diff* (diffraktiertes koseismisches Feld aufgrund der seismischen *PS*-Konversion), *KSS kopf* (koseismische Kopfwelle aufgrund der seismischen *PS*-Konversion). Die zugrunde liegende Modellierungsgeometrie kann der Abbildung 22, die petrophysikalischen Eigenschaften der Tabelle 5 entnommen werden.

Da die seismoelectromagnetischen Konversionen an den beiden senkrecht aufeinander stehenden Grenzflächen zu erwarten sind, werden in den Modellierungsergebnissen neben den  $x$ - und  $z$ -Komponenten des E-Feldes für den „Isolator-“ (Abbildung 23a) und den „Leiterfall“ (Abbildung 23b) auch die beiden korrespondierenden seismischen Verschiebungskomponenten ( $u_x$  und  $u_z$ ) berechnet (Abbildung 23c). Bei allen Modellierungsszenarien wird wiederum ausschließlich die elektrische Bulkleitfähigkeit variiert, d.i. das seismische Wellenfeld ist für den „Isolator-“ und „Leiterfall“ identisch. Für die jeweiligen Raumkomponenten können die Seismo- und Elektrogramme in Abbildung 23a-c eindeutig miteinander korreliert werden. Die Modellierungsergebnisse für die  $x$ - und  $z$ -Komponente des E-Feldes zeigen die ausgeprägten Strukturmerkmale seismoelectromagnetischer Effekte. So ist in allen Elektrogrammen zum Zeitpunkt  $t = 30$  ms eine prägnante seismoelectromagnetische Modenkonzersion zu sehen, die auf das Eintreffen der seismischen P-Welle an der Kante des Blocks zurückzuführen ist. Die Phasenverschiebung zwischen den beiden elektrischen Feldkomponenten ( $E_x$  und  $E_z$ ), die in Kapitel 5.1 festgestellt werden konnte, findet sich auch hier wieder. Darüber hinaus zeigen die Elektrogramme einen sehr ausgeprägten Signaleintrag, der zum Zeitpunkt der Modenkonzersion ( $t = 30$  ms) beginnt und sich über die gesamte Laufzeit ( $t = 52$  ms) erstreckt. Dieses physikalische Ereignis kann in den Seismogrammen nicht aufgefunden werden.

Die Erklärung für die physikalische Bedeutung dieses seismoelectromagnetischen Signalmusters findet sich in den Momentanbildern in Abbildung 24. Dazu sind für ausgewählte Zeiten die vertikale Verschiebungskomponente des seismischen Wellenfeldes (linke Spalte) und die korrespondierende  $z$ -Komponente des elektrischen Feldes (rechte Spalte) berechnet worden. Beim seismischen Fall können drei verschiedene Typen gebrochener Wellen unterschieden werden. Der erste Typ ist durch die im emporgehobenen Teil der Stufe (Block) entlanglaufenden Refraktionswellen vertreten, der zweite durch die an der Oberkante hervorgerufenen Diffraktionswellen und der dritte Typ schließlich wieder durch die gebrochenen Wellen, die an der Oberkante des abgesunkenen Teils entlanglaufen (z.B. Gamburzew, 1965). Die seismoelectromagnetischen Signale in den entsprechenden Elektrogrammen zeigen eine deutliche Übereinstimmung mit den seismischen Signalen in den Seismogrammen.

Die ausführliche Analyse der einzelnen Typen der gebrochenen seismischen bzw. ko-seismischen Feldern erfolgt in Momentanbildern, die für eine Laufzeit von  $t = 46$  ms berechnet worden sind (Abbildung 25). Abbildung 25a zeigt das seismische, Abbildung 25b das seismoelectromagnetische Wellenfeld. Vielfältige Korrelationen zwischen den seismischen und seismoelectromagnetischen Feldern können aus den Modellierungsergebnissen abgelesen werden. Aufgrund des Durchgangs der seismischen P-Welle durch

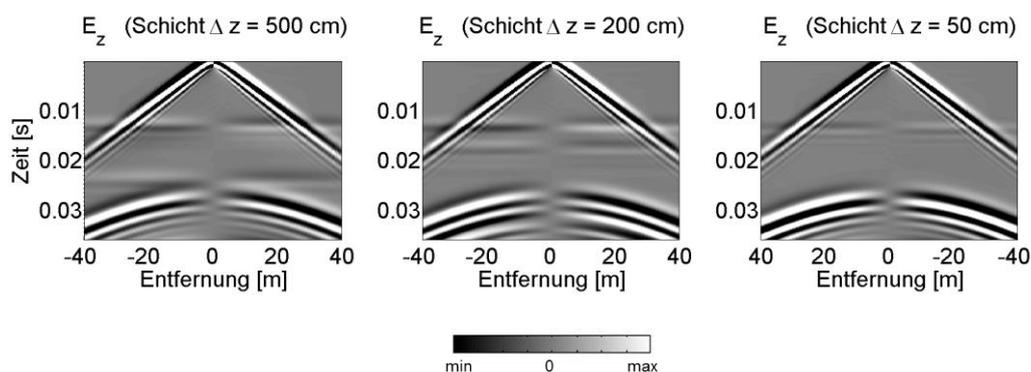
den geologischen Block (Gebiet\_2) werden unterschiedliche seismische Wellen generiert, die auch in der Seismoelektromagnetik ihren Konterpart finden. So induziert die seismische P-Welle (P) im Wirtsgestein (Gebiet\_1) ein elektrisches Feld, das als koseismisches Feld (KS) mit dem seismischen Wellenfeld „mitgeführt“ wird. Die aus der Refraktion am Block generierten Wellen können sowohl als refraktierte seismische P-Welle (P refr) als auch refraktierte koseismische Welle (KS refr) identifiziert werden, die sich im Block und im Wirtsgestein ausbreiten. Darüber hinaus entsteht aufgrund der Diffraktion an der Ecke des geologischen Blockes auch noch eine diffraktierte seismische PS-Welle (PS diff), die ihre seismoelektromagnetische Entsprechung in den diffraktierten koseismischen PS-Welle (KSS diff) hat. Die diffraktierten seismischen Einsätze zeigen die von der Theorie geforderten „Kurven maximaler Konvexität“ (Meissner und Stegena, 1977). Aufgrund der Modellierungsergebnisse wird deutlich, dass (wie von der Theorie gefordert) die Ecke des Blockes nach dem Huygensschen Prinzip wie eine (weitere) Punktquelle fungiert, und somit weitere seismische (PS diff) und seismoelektromagnetische Signale (KSS diff) generiert. Zum Vergleich mit dieser Interpretation können die seismischen Modellierungsergebnisse von Kelly und Marfurt (1999) herangezogen werden, die die Ergebnisse hier phänomenologisch stützen.

An den beiden (horizontalen und vertikalen) Grenzflächen der Störung entstehen aufgrund des seismischen Geschwindigkeitskontrastes zusätzlich noch seismische bzw. seismoelektromagnetische Kopfwellen. Während die seismischen Kopfwellen in der Theorie seit langem bekannt sind, wurden die seismoelektromagnetischen Kopfwellen erst relativ spät entdeckt. Mikhailov et al. (1997) konnte die an Schichtgrenzen geführten seismoelektromagnetischen Signale bei ihrem Durchlauf unter den jeweiligen Signalaufnehmern erstmals registrieren. Numerische Bestätigung fand dieses Phänomen in einem Vergleich von gemessenen und modellierten Daten, der von Haartsen (1995) und Haartsen und Pride (1997) durchgeführt wurde. Die Modellierungsergebnisse in Abbildung 25 geben das Phänomen des geführten seismoelektrischen Feldes als koseismische Kopfwelle eindeutig wieder. Verschiedene Ereignisse können dabei unterschieden werden. Zum einen erzeugt die seismische P-Welle an der horizontalen Grenzfläche eine Kopfwelle (P kopf), die eine seismoelektromagnetische Entsprechung in der koseismischen Kopfwelle (KS kopf) findet, d.h. hier eilen aufgrund des Refraktionsfalls sowohl die seismischen als auch koseismischen Kopfwellen der einfallenden P-Welle bzw. koseismischen Welle voraus. An der vertikalen Grenzfläche zeigt sich ein anderes seismisches bzw. koseismisches Ereignis. Aufgrund der seismischen Modenkonzersion von P- zu S-Welle entsteht hier eine weitere Kopfwelle (PS kopf), die sich in vertikaler Richtung entlang der Grenzfläche bewegt und der refraktierten P-Welle vorausseilt. Ein kongruierendes Signalmuster zeigt sich für die seismoelektromagnetischen Effekte. Die aufgrund der seismischen Konversion entstandene Kopfwelle induziert gemäß der Über-

tragungsfunktion (Kapitel 5.2) das elektrische Feld vor Ort, und kann somit als aus einer seismischen Konversion resultierende koseismische Kopfwellen (KSS kopf) interpretiert werden. Somit erweist sich die Übertragungsfunktion als Erklärungsmodell auch für die Beschreibung der seismoelectromagnetischen Wellenfelder, die bei einem Diffraktionsfall generiert werden.

### 5.5 Auflösungseigenschaften seismoelectromagnetischer Effekte

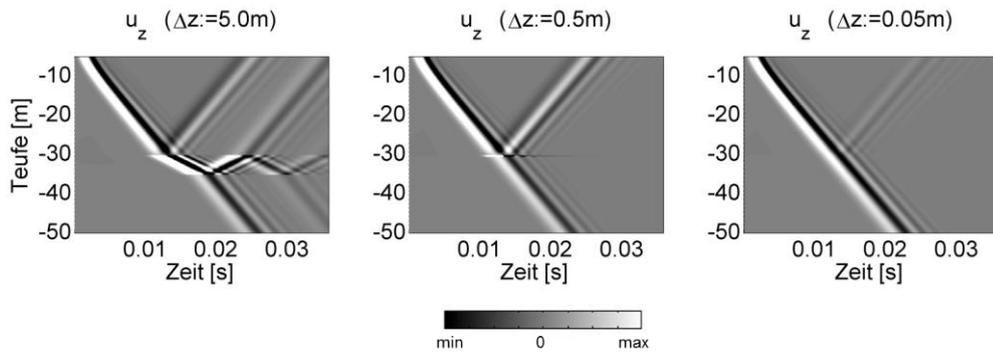
Die Analyse der Auflösungseigenschaften seismoelectromagnetischer Effekte ist in der Fachliteratur bislang nur rudimentär betrachtet worden. Eine Ausnahme bildet die Untersuchung von Pride und Garambois (2005). Die Autoren konnten zeigen, dass es beim Durchgang einer seismischen Welle durch dünne Schichten, die in planparallelen Schichten eingelagert sind, zu einer Verstärkung der seismoelectromagnetischen Signalamplitude kommt. Gleichwohl gewähren diese Ergebnisse keine Auskunft über die generelle seismoelectromagnetische Erkenn- und Auflösbarkeit kleinräumiger geologischer Strukturen oder dünner Schichten. Dementsprechend wird in diesem Abschnitt versucht, die Möglichkeiten seismoelectromagnetischer Signale zur hochaufgelösten Strukturerkennung geologischer Formationen zu analysieren. Abbildung 26 zeigt für unterschiedliche Schichtmächtigkeiten (500 cm, 200 cm und 50 cm) die seismoelectromagnetischen Signalantworten, die jeweils an horizontalen Empfängern an der Erdoberfläche registriert wurden.



**Abbildung 26:** Vergleich der seismoelectromagnetischen Signale bzgl. der elektrischen Feldkomponenten ( $E_z$ ) für unterschiedliche Schichtmächtigkeiten (siehe Abbildung 18 - die Schichtmächtigkeit von 50 cm ist dort aus Darstellungsgründen in der Abbildung nicht eingezeichnet). Die verwendeten petrophysikalischen Parametervariationen können der Tabelle 5 entnommen werden. Die Signalregistrierung erfolgt über horizontale Empfänger an der Erdoberfläche. Dargestellt ist wiederum nur die  $\Delta$ -Variation bzgl. des elektrischen Feldes.

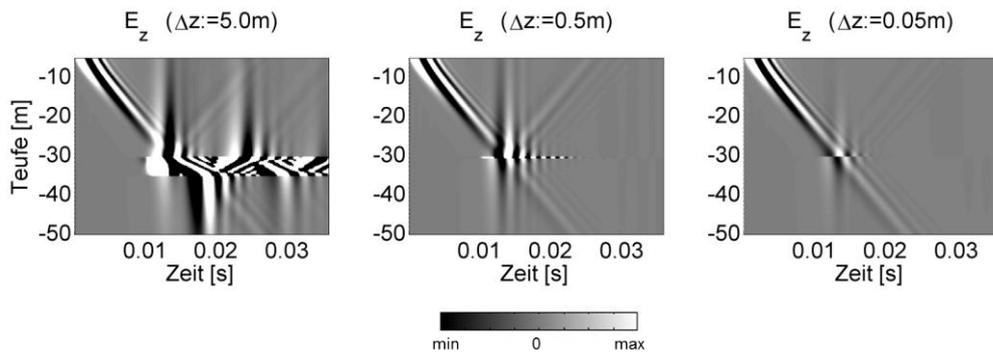
Dargestellt sind in Abbildung 26 die Elektrogramme bzgl. der  $z$ -Komponente des elektrischen Feldes ( $E_z$ ). Bei der Modenkonzersion für eine Schichtmächtigkeit von 500 cm können sowohl die obere Materialgrenze ( $t = 11$  ms) als auch die untere Materialgrenze ( $t = 24$  ms) eindeutig erkannt und aufgelöst werden. Ebenso gut auflösbar sind die obere ( $t = 11$  ms) und untere Grenzfläche ( $t = 16$  ms) mittels der seismoelektromagnetischen Signalantworten für eine Schichtmächtigkeit von 200 cm. Erfolgt allerdings eine weitere Verringerung der Schichtmächtigkeit ( $\Delta z = 50$  cm), dann können die beiden Grenzflächen über die konvertierte Welle nicht mehr voneinander unterschieden werden.

Um zu untersuchen, inwiefern sich das seismische und seismoelektromagnetische Auflösungsvermögen unterscheidet, sind in Abbildung 27 die Modellierungsergebnisse für Schichtmächtigkeiten von 500 cm, 50 cm und 5 cm untersucht worden. Die petrophysikalischen Parameter bleiben unverändert. Die Signalaufnahme wurde für dieses Beispiel an vertikalen Empfängern im Bohrloch simuliert. Dargestellt sind in Abbildung 27a die Seismogramme bzgl. der vertikalen seismischen Verschiebungskomponente ( $u_z$ ) bzw. in Abbildung 27b die Elektrogramme bzgl. der  $z$ -Komponente des elektrischen Feldes ( $E_z$ ). Die Ersteinsätze der seismischen Welle in den Seismogrammen und der konvertierten Welle in den Elektrogrammen bzgl. horizontaler und vertikaler Signalaufnahme sind absolut deckungsgleich. Für die verschiedenen Schichten bis zu einer Mächtigkeit von 50 cm können sowohl über die seismischen als auch seismoelektromagnetischen Signalantworten die Grenzflächen sowohl erkannt als auch aufgelöst werden. Bei einer weiteren Verringerung der Schichtmächtigkeit ( $\Delta z = 5$  cm) ist es nicht mehr möglich, über die Modellierungsergebnisse die obere und untere Grenzfläche voneinander zu unterscheiden. Das bedeutet, dass es bei dieser geringen Schichtmächtigkeit weder für die seismische noch für die seismoelektromagnetische Methode ein angemessenes Auflösungsvermögen erzielt werden kann. Dieser Umstand ist über die Betrachtung der seismischen Reflexionskoeffizienten erklärbar (z.B. Gambuzew, 1965). Haben diese verschiedene Vorzeichen und etwa gleiche Absolutwerte, so kann die Intensität der Gesamtschwingung derart gering sein, dass sie auf dem Seismogramm nicht mehr feststellbar ist. Die vorliegenden verhältnismäßig dünnen Zwischenschichten, die innerhalb des homogenen Mediums lagern, können im vorliegenden Fall über eine reflexionsseismische Erkundung nicht ermittelt werden. Diese (seismische) Überlegung findet ihren Konterpart in der Analyse der seismoelektromagnetischen Welle. Erkennbar bleiben in beiden Fällen nur die Ersteinsätze der Modenkonzersion (Seismoelektromagnetik) und die Reflexionseinsätze (Seismik) an der oberen Grenzfläche. Gleichwohl sind auch hier die physikalischen Ereignisse in den seismischen und seismoelektromagnetischen Modellierungsergebnissen sehr gut miteinander vergleichbar.



(a)

Seismogramme

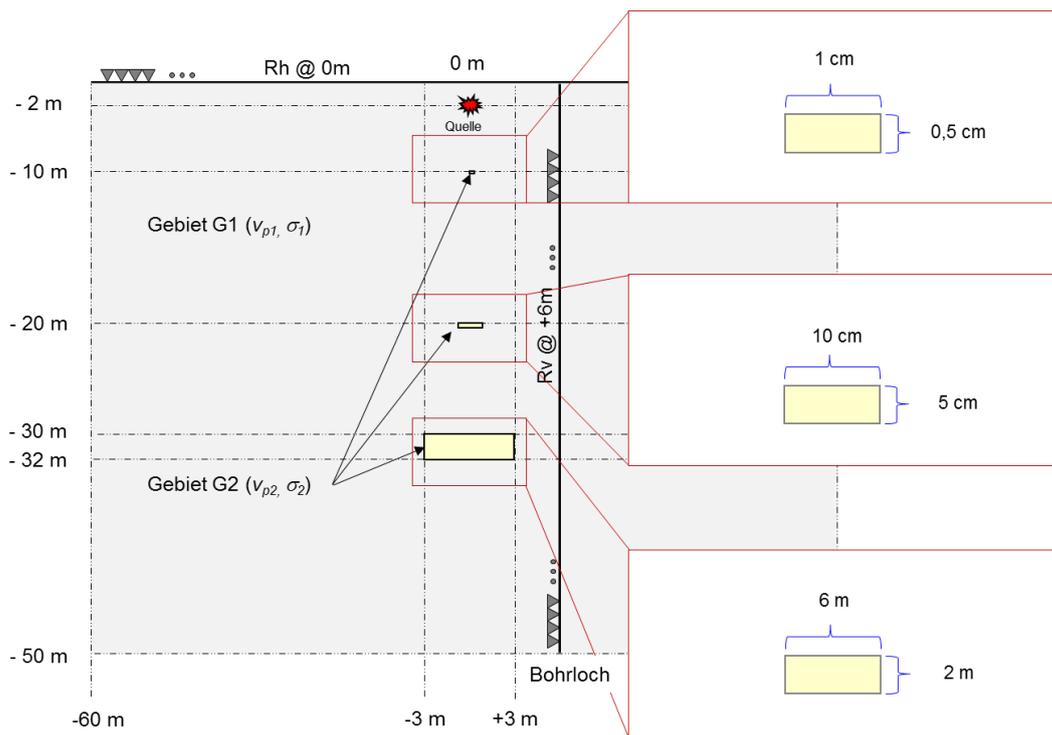


(b)

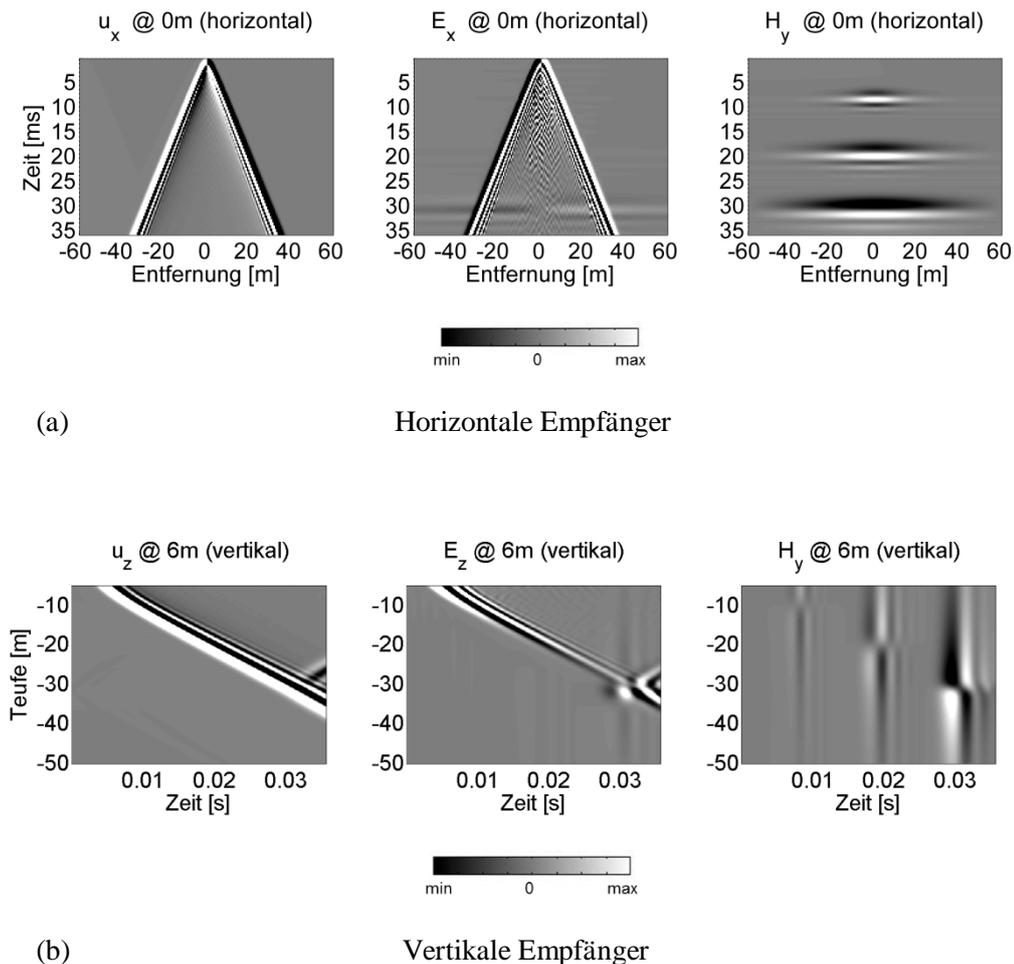
Elektrogramme

**Abbildung 27a-b:** Vergleich der (a) seismischen ( $u_z$ ) und (b) seismoelectromagnetischen Signale ( $E_z$ ) für unterschiedliche Schichtmächtigkeiten (siehe Abbildung 18 - die Schichtmächtigkeit von 5 cm ist aus Darstellungsgründen in der dortigen Abbildung nicht aufgezeigt). Die verwendeten petrophysikalischen Parametervariationen können der Tabelle 5 entnommen werden. Die Signalregistrierung erfolgt über vertikale Empfänger im Bohrloch.

Um die Auflösungs-eigenschaften seismischer und seismoelektrischer Signale für „Mehrkörpersysteme“ zu untersuchen, ist eine entsprechende Modellierungsgeometrie erstellt worden. Es sind drei Störkörper unterschiedlicher Größe in einem homogenen Halbraum eingebettet worden (Abbildung 28). Die unterschiedlichen Störkörpergrößen können der Abbildung, die entsprechenden petrophysikalischen Parameter der Tabelle 4 entnommen werden. Abbildung 29 zeigt für das „Dreikörpersystem“ die seismischen ( $u_x$  und  $u_z$ ) und seismoelektrischen Signalantworten ( $E_x$  und  $E_z$ ), die (a) an horizontalen Empfängern an der Erdoberfläche und (b) an vertikalen Empfängern im Bohrloch aufgezeichnet werden. Aus seismischen Laufzeitgründen kann im „horizontalen Seismogramm“ (Abbildung 29a) für die Reflexion an den beiden unteren Störkörpern keine Signalantwort erwartet werden. Für die anderen beiden Störkörper zeigen sich in der seismischen Systemantwort keine Reflexionsmuster, einzig das direkte Feld ist vorhanden. Dagegen zeigt das „vertikale Seismogramm“ zumindest für den unteren Körper eine Reflexion ( $t = 32$  ms), während die beiden anderen Körper keine seismische Signalantwort liefern.



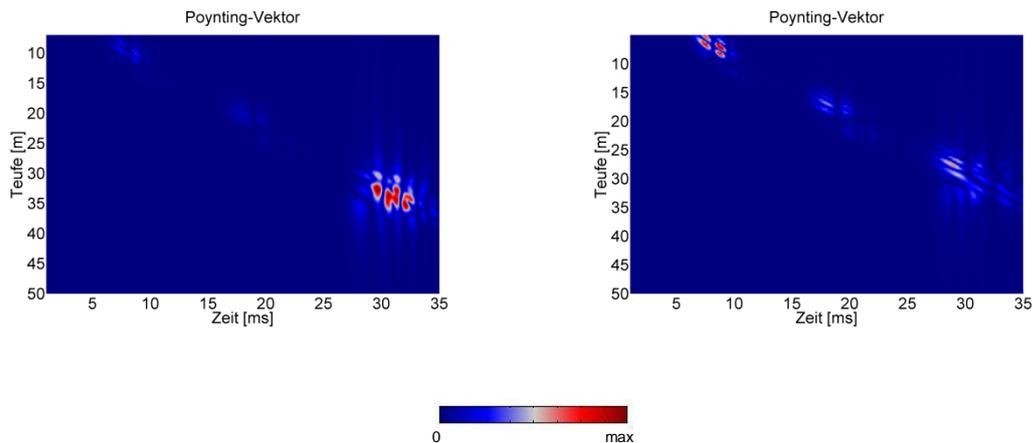
**Abbildung 28:** Modellgeometrie IV: drei Körper unterschiedlicher Größe, aber mit denselben petrophysikalischen Parametern (Gebiet\_2), sind in einem Wirtsgestein (Gebiet\_1) eingebettet. Die Registrierung der seismischen und seismoelektrischen Signale erfolgt für Parametervariationen gemäß Tabelle 5 an vertikalen Empfängern im Bohrloch.



**Abbildung 29a-b:** Vergleich seismischer ( $u_x$  bzw.  $u_z$ ) und seismoelectromagnetischer Signale ( $E_x$ ,  $E_z$  bzw.  $H_y$ ) für (a) Signale, die an horizontalen Empfängern und (b) an vertikalen Empfängern registriert wurden. Die zugrunde liegende Modellierungsgeometrie kann der Abbildung 28, die entsprechenden petrophysikalischen Parameter der Tabelle 5 entnommen werden.

Die Modellierungsergebnisse in Form der Elektro- bzw. Magnetogramme zeigen unterschiedliche Auflösungseigenschaften bzgl. der TM-Mode. Sowohl bei den über horizontale als auch vertikale Empfänger aufgezeichneten Elektrogrammen ist der größte der drei Körper als seismoelectromagnetische Signalantwort erkennbar. Auffällig beim Elektrogramm, das von horizontalen Empfängern registriert wurde, ist das unregelmäßige Signalmuster innerhalb der koseismischen Welle. Dies könnte entweder auf numerische Artefakte in der Modellierung oder auf das physikalische Phänomen der Streuung (seismoelectromagnetischer Effekte) zurückführbar sein. Eine genauere Analyse ist in diesem Zusammenhang schwierig, da zu dem Themenbereich „seismoelectromagnetische Streuung“ bislang keine einzige Untersuchung in der Fachliteratur existiert. Auf der anderen Seite ist es allerdings auch nicht plausibel, dass numerische Artefakte die

Ursache für diese Signalstrukturen sind, da alle anderen bislang in dieser Arbeit gezeigten Elektrogramme frei von solchen numerischen Artefakten sind. Antwort auf die Fragestellung geben die Magnetogramme sowohl für horizontale (Abbildung 29a) als auch vertikale (Abbildung 29b) Empfängeranordnungen der Signale. Hier kann eine eindeutige Zuordnung zwischen der Tiefe der Störkörper und der seismoelektromagnetischen Modenkonversion in Form der  $y$ -Komponente des Magnetfeldes gegeben werden, d.h. die Störkörper können durch die Magnetfeldkomponente eindeutig erkannt werden.



(a) „Isolatorfall“

(b) „Leiterfall“

**Abbildung 30a-b:** Vergleich der Tomogramme des Poynting-Vektors für (a) den „Isolatorfall“ und (b) den „Leiterfall“. Die zugrunde liegende Modellierungsgeometrie kann der Abbildung 22, die petrophysikalischen Eigenschaften der Tabelle 5 entnommen werden.

Bestätigt werden obige Ergebnisse durch die Modellierungsergebnisse in Abbildung 30, denen dieselbe Modellierungsgeometrie und Parameterzuordnung wie in den vorhergehenden Modellen zugrunde liegt (Abbildung 28). Dargestellt sind Tomogramme für den Poynting-Vektor, die für unterschiedliche Leitfähigkeitskontraste berechnet worden sind. So zeigt Abbildung 30a die Ergebnisse für den „Isolatorfall“, Abbildung 30b diejenigen für den „Leiterfall“. Alle Parameter können der Tabelle 5 entnommen werden. Generell geben die Maxwell'schen Gleichungen die Zusammenhänge zwischen den Feldgrößen der elektrischen und magnetischen Felder an. Darüber hinaus ermöglichen sie ferner einen Aufschluss über die Energieverteilung und den Energietransport dieser Felder im Raum (z.B. Lorrain et al., 1995; Leuchtman, 2005). Die Aussage über die Zusammenhänge zwischen den in den Feldern gespeicherten Energien und der in Form von elektromagnetischen Wellen transportierten Energie kann über den Poynting-Vektor  $\mathbf{S} = \mathbf{E} \times \mathbf{H}$  bestimmt werden. Er ermöglicht es, die in Form von elektromagnetischen Wellen auftretende Strömung der Energie pro Zeit- und Flächeneinheit zu be-

rechnen und kennzeichnet den Transport der Energie in Form von elektromagnetischen Wellen im Raum nach Betrag und Richtung (z.B. Lorrain et al., 1988). Die folgende Analyse hat hier wiederum nur qualitativen Charakter.

Die Tomogramme in Abbildung 30 zeigen für beide elektrischen Leitfähigkeitsmodelle („Isolatorfall“ bzw. „Leiterfall“, Tabelle 5) zwar in der Signalstärke unterschiedliche Konversionsmuster, können aber die Störkörper auflösen und räumlich eindeutig zuordnen. Eine genauere Analyse des petrophysikalischen Parametereinflusses auf die Strukturbildung der seismoelektromagnetischen Konversionsmuster findet weiter unten (Kapitel 6) statt. In diesem Zusammenhang ist festzuhalten, dass aufgrund der Magnetfeldkomponente ( $H_y$ ) in Kombination mit dem Poynting-Vektor extrem kleine Störkörper (klein gegenüber der Wellenlänge) erkannt werden können. Wäre es möglich, die Magnetfeldkomponente in einer angemessenen Signalamplitude (im Feld) zu registrieren, so würde das Auflösungsvermögen der seismoelektromagnetischen deutlich über demjenigen der seismischen Welle liegen. Eine eingehendere Analyse kann hier in diesem Rahmen nicht durchgeführt werden, sondern muss zielgerichteten Einzeluntersuchungen überlassen werden.

## 6 Metamorphose seismoelektromagnetischer Effekte

Während in der Analyse bzgl. der Anatomie seismoelektromagnetischer Effekte das Hauptaugenmerk auf ihre strukturelle Beschreibung gelegt wurde, werden in diesem Kapitel die strukturbildenden Einflüsse untersucht, die zur raumzeitlichen Veränderung der seismoelektromagnetischen Signalmuster führen. Es wird versucht, in den einzelnen seismoelektromagnetischen Signalen bestimmte Grundmuster zu extrahieren, die es ermöglichen, Auskunft über die petrophysikalische Parameterheterogenität des Untergrundes sowie seiner geologischen Konversionsgeometrie zu geben. Kapitel 5 hatte gezeigt, dass sich anatomische und metamorphe Beschreibungen seismoelektromagnetischer Effekte inhaltlich überschneiden können. Dort wurden einige (geophysikalische) Problempunkte angesprochen, die nicht vollständig analysiert werden konnten, in diesem Kapitel aber nun einer eingehenden Untersuchung unterzogen werden. Dazu werden im Folgenden Parametervariationen bzgl. der Fluidsalinität und elektrischen Bulkleitfähigkeit sowie der seismischen Geschwindigkeiten durchgeführt. Variationen bzgl. anderer Parameter sind in diesem Zusammenhang nicht thematisiert worden, da ihr jeweiliger Einfluss auf die Generierung der seismoelektromagnetischen Effekte in der Fachliteratur bereits eingehend untersucht worden ist (z.B. Haartsen et al., 1998; Garambois, 1999; Garambois und Dietrich, 2002).

### 6.1 Variationen von Fluidsalinität und elektrischer Bulkleitfähigkeit

Das Interesse an der Untersuchung des Einflusses der petrophysikalischen Parameter auf Struktur und Stärke der seismoelektromagnetischen Signalmuster ist nicht nur theoretischer Natur. Vielmehr sollen aus der numerischen Analyse petrophysikalischer Parametervariationen Aussagen über Anwendungsmöglichkeiten der seismoelektromagnetischen Methode gewonnen werden. Ein entscheidender Einfluss bei der Generierung seismoelektromagnetischer Effekte kommt dabei den elektrischen Leitfähigkeitseigenschaften der Gesteinsmatrix und der Fluidsalinität zu. Grenzflächenleitfähigkeiten spielen in diesem Zusammenhang (natürlicher Weise) zwar eine wichtige Rolle, werden aber aus Gründen der Vergleichbarkeit mit Ergebnissen seismoelektromagnetischer Un-

tersuchungen anderer Autoren nicht berücksichtigt. Gleichwohl besteht in diesem Zusammenhang allerdings noch gesteigerter Forschungsbedarf (z.B. Revil et al., 1999; Jardani et al., 2010).

Aufgrund der Beschreibung der theoretischen Grundlagen in Kapitel 2 konnte herausgearbeitet werden, dass die elektrische Doppelschicht die Voraussetzung für die Entstehung der seismoelectromagnetischen Effekte bildet. Dabei ist die Doppelschicht abhängig von der Fluidsalinität, die wiederum den elektrokinetischen Kopplungskoeffizienten  $L_0$  beeinflusst. Es ist somit zu erwarten, dass die Struktur und Stärke der elektrischen Doppelschicht von der Fluidsalinität maßgeblich gesteuert wird. Verschiedene Modellierungen aufgrund von Parametervariationen bzgl. der Salinität des Fluids sind in diesem Abschnitt durchgeführt worden, um diesen Einfluss besser bewerten zu können. In diesem Zusammenhang konnten die Ergebnisse der Arbeit von Haines und Pride (2006) aufgegriffen werden. Übernommen wurden neben den dort eingesetzten petrophysikalischen Parametergrößen auch die Modellgeometrie für die Modellierung, nicht zuletzt, um über die Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen jener Autoren eine „Validierung“ des hier in dieser Arbeit verwendeten Algorithmus zu ermöglichen. Darüber hinaus werden die Variationen in der Fluidsalinität zusätzlich mit den Variationen in der elektrischen Bulkleitfähigkeit verglichen.

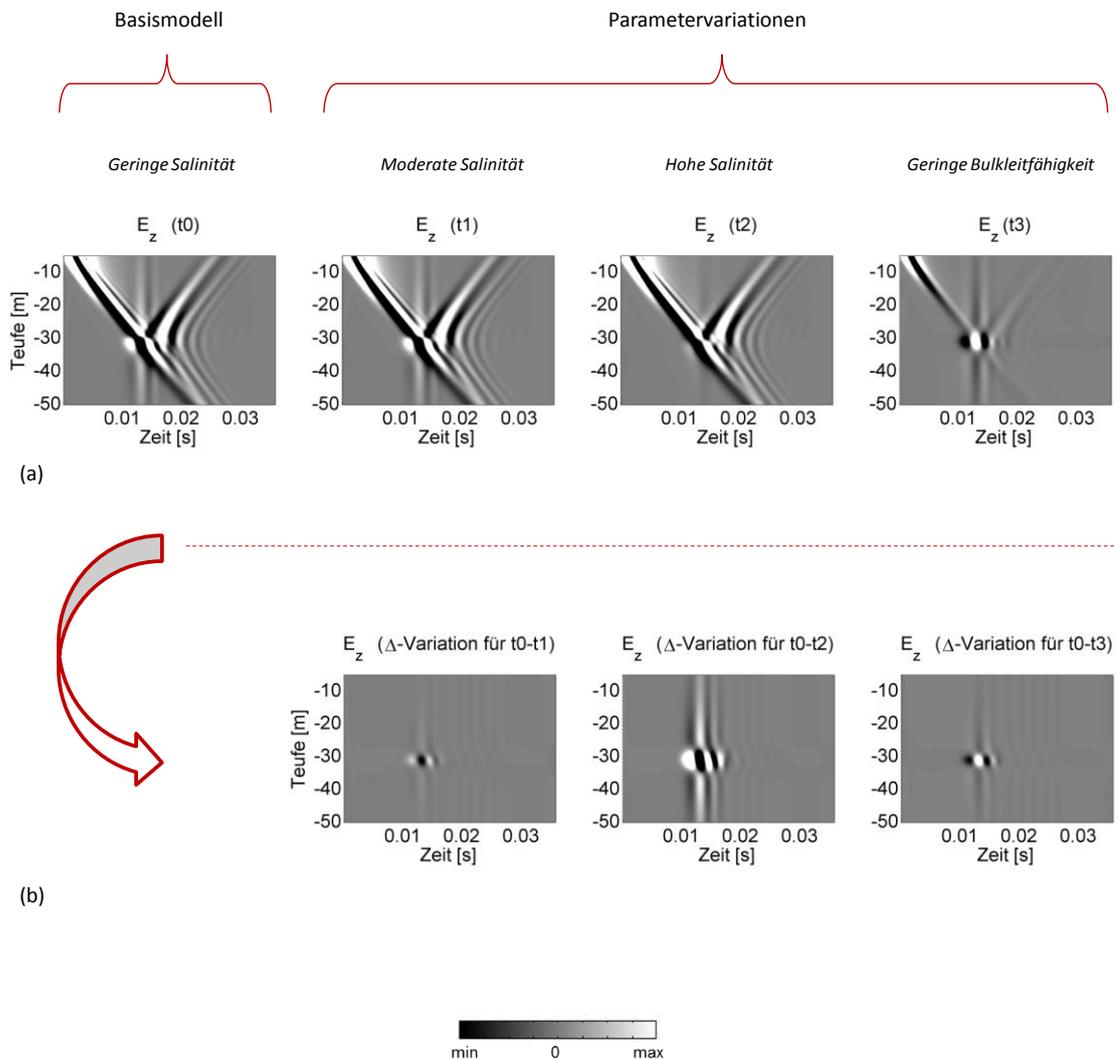
**Tabelle 6:** *Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in Abbildung 31 zugrunde liegen.*

$v_{p1} (G1) > v_{p2} (G2)$		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_0$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
<i>"Parameter-variation"</i>	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.05</b>	0.001
	Block (G2) _ t0	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.01</b>	0.001
	Block (G2) _ t1	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.02</b>	<b>0.002</b>
	Block (G2) _ t2	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>1.0</b>	<b>0.1</b>
	Block (G2) _ t3	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>1e-5</b>	0.001

Die Grundlage für die numerische Modellierung zur Untersuchung des Einflusses der Fluidsalinität und der elektrischen Bulkleitfähigkeit auf die P-TM-Konversion an einem Block (2 m x 6 m) bilden zum einen die petrophysikalischen Parameter (Tabelle 6) und zum anderen die Modellierungsgeometrie (Abbildung 11). Aufbau und Struktur der Elektrogramme orientieren sich an der von Haines und Pride (2006) veröffentlichten Anordnung ihrer Ergebnisse. Die Modellierungsergebnisse der Autoren können eindeutig validiert werden (Abbildung 31a-b). Allerdings wird in dieser Arbeit aus Gründen der Konsistenz bzgl. des hier gewählten Interpretationsansatzes die z-Komponente und nicht die x-Komponente des elektrischen Feldes (wie bei Haines und Pride (2006)) für die unterschiedlichen Parameter dargestellt. Abbildung 31a gibt die Ergebnisse für den

Fall geringer Salinitäten ( $E_z(t_0)$ ), moderater Salinitäten ( $E_z(t_1)$ ), hoher Salinitäten ( $E_z(t_2)$ ) und der Veränderung in der elektrischen Bulkleitfähigkeit ( $E_z(t_3)$ ) wieder. Die Untersuchung des Einflusses der elektrischen Bulkleitfähigkeit findet sich bei Haines und Pride (2006) nicht. Auffällig bei der dort von den Autoren gewählten Auswahl der petrophysikalischen Parameter ist der Umstand, dass sowohl Fluidsalinität als auch elektrische Bulkleitfähigkeit gleichzeitig verändert worden sind. Rein petrophysikalisch gesehen ist dieser Ansatz plausibel, kann aber keine Auskunft darüber geben, welcher Parameter (Fluidsalinität oder elektrische Bulkleitfähigkeit) einen wie gearteten Einfluss auf die Generierung der seismoelektromagnetischen Effekte hat.

Aufgrund der theoretischen Vorkenntnisse, die in Kapitel 2 gewonnen werden konnten, und den Modellierungsergebnissen, die in Abbildung 31a berechnet wurden, ist es offensichtlich, dass eine hohe Salinität dazu führt, dass sich die Amplitude der seismoelektromagnetischen Konversion an der Doppelschicht (geringe Debye-Länge) deutlich verringert. Im extremsten Fall kann aufgrund einer hohen Salinität die seismoelektromagnetische Konversion an den jeweiligen Grenzflächen nicht stattfinden. Das bedeutet, die Salinität des Fluids ist nicht nur ein wichtiger petrophysikalischer Parameter bzgl. der seismoelektromagnetischen Strukturbildung, sondern ist limitierend und entscheidet letztlich über Entstehen und Nichtentstehen dieser Effekte. Allerdings zeigt die Modellierung bzgl. der elektrischen Bulkleitfähigkeit ( $E_z(t_3)$ ) interessante, zusätzliche Ergebnisse. Die seismoelektromagnetischen Signaturen werden hier nicht so stark durch das koseismische Feld geprägt wie in den anderen Modellierungsbeispielen. Es dominiert in diesem Elektrogramm eher die konvertierte Welle. Gleichwohl also die Fluidsalinität über die Bildung der Elektrischen Doppelschicht den größten Einfluss auf die Entstehung der seismoelektromagnetischen Signale hat, wird Struktur und Stärke der Signale auch über die elektrische Bulkleitfähigkeit beeinflusst, d.h. es ist zu vermuten, dass selbst bei hoher Salinität aber großem Parameterkontrast bzgl. der elektrischen Bulkleitfähigkeit seismoelektromagnetische Signale ausreichender Amplitude zu erwarten sein können. Die Bildung der Amplitudendifferenz (Abbildung 31b) zwischen den jeweiligen Ergebnissen aus Abbildung 31a gestattet es, die in der Linse stattfindende substantielle Veränderung zu analysieren (siehe Prinzip der  $\Delta$ -Variation, Abbildung 13). Dargestellt sind hier wiederum jeweils die  $z$ -Komponenten des elektrischen Feldes. Es werden von den Signalamplituden des Basismodells ( $t_0$ ) aus Abbildung 31a jeweils die Amplituden der Parametervariationen ( $t_1$ - $t_3$ ) abgezogen. Die unterschiedlichen Auswirkungen der veränderten Fluidsalinität und der elektrischen Bulkleitfähigkeit auf die Struktur der seismoelektromagnetischen Effekte sind deutlich. Bei der Differenzbildung zwischen Basismodell ( $t_0$ ) und dem Modell mit der moderaten Salinität ( $t_1$ ) ergibt sich ein Konversionsmuster ( $\Delta$ -Variation  $t_0$ - $t_1$ ), das von der Signalamplitude her gegenüber derjenigen der zweiten Amplitudendifferenz ( $\Delta$ -Variation  $t_0$ - $t_2$ ) deutlich kleiner ist. Das Signalmuster für den dritten Fall ( $\Delta$ -Variation  $t_0$ - $t_3$ ) zeigt wiederum eine ähnliche Signalamplitude wie beim ersten Fall, weist allerdings auch einen Polaritätswechsel auf.



**Abbildung 31a-b:** Vergleich der seismoelectromagnetischen Signalmuster für unterschiedliche Parametervariationen gemäß Tabelle 6; die zugrunde liegende Modellgeometrie für einen Block (2 m x 6 m). Die Modellierungsgeometrie kann der Abbildung 11 entnommen werden. Alle seismoelectromagnetischen Signale wurden über vertikale Empfänger im Bohrloch registriert. Abbildung (a) zeigt die einzelnen Parametervariationen, Abbildung (b) die aus der Amplitudensubtraktion dieser Parametervariationen sich jeweils ergebenden  $\Delta$ -Variationen (siehe Abbildung 13). Die Signalregistrierung erfolgt über vertikale Empfänger im Bohrloch, d.h. es liegt eine VSEP-Anordnung vor.

In diesem Zusammenhang ist anzumerken, dass die Anwendung des „koseismischen Filters“ (siehe Kapitel 5.1) ein rein mathematischer Vorgang ist. Die daraus resultierenden Ergebnisse spiegeln nicht den eigentlichen Parameterkontrast für den jeweiligen Konversionsfall wider. Vielmehr wird über die Bildung der Amplitudendifferenz dasjenige seismoelektrische Signalmuster dargestellt, das aufgrund der Variation zweier unterschiedlicher Parameter im Block entsteht.

Während alle Parameter im Wirtsgestein unverändert bleiben, werden einzig die Parameter im Block variiert. Dementsprechend sind die Signalamplituden der koseismischen Welle im Wirtsgestein identisch. Bei einer Amplitudensubtraktion erscheint demnach nur das Ergebnis der seismoelektrischen Modenkonzersion am Block aufgrund des jeweiligen Parameterkontrastes. Im ersten Fall ( $\Delta$ -Variation  $t_0$ - $t_1$ ) sind beide Parametervariationen bzgl. ihrer Signalamplitude ähnlich, so dass die Signalantwort in der Differenz eine geringe Amplitude für die konvertierte Welle zeigt. Beim zweiten Fall ( $\Delta$ -Variation  $t_0$ - $t_2$ ) verhält es sich anders. Aufgrund des hohen Fluidsalinitätskontrastes erfolgt eine seismoelektrische Konversion am Block, die sehr klein ist, d.h. die konvertierten Wellen sind in ihrer Signalamplitude deutlich kleiner. Dementsprechend ergibt die mathematische Subtraktion beider Felder ein Ergebnis, bei dem die Signalamplitude aus dem Basismodell ( $t_0$ ) überwiegt. Im dritten Fall ( $\Delta$ -Variation  $t_0$ - $t_3$ ) verhält es sich anders. Hier ist die Signalamplitude der konvertierten Welle deutlich größer als diejenige im Basismodell, d.h. die (mathematische) Subtraktion muss automatisch zu einem Polaritätswechsel führen, da die Amplitude im Basismodell ( $t_0$ ) deutlich kleiner ist als im Fall der geringen Bulkleitfähigkeit ( $t_3$ ).

## 6.2 Variationen der seismischen Geschwindigkeiten

Im Rahmen der Parametervariationen wird in diesem Abschnitt der Einfluss des seismischen Geschwindigkeitskontrastes für geschlossene geologische Körper bzgl. unterschiedlicher Geometrien untersucht. Die den Ergebnissen zugrunde liegenden petrophysikalischen Parameter können der Tabelle 7, die Modellierungsgeometrie der Abbildung 11 entnommen werden. Wiederum wurde eine Amplitudensubtraktion der Modellierungsergebnisse für den „Isolatorfall“ und „Leiterfall“ ( $\Delta$ -Variation) durchgeführt, die einen ungestörten Einblick in die seismoelektrische Modenkonzersion gewährleisten soll. Die Modellierungsergebnisse in Abbildung 32a-b zeigen die seismoelektrischen Signalantworten für den gleichen Geschwindigkeitskontrast zwischen Linse und Wirtsgestein. Allerdings unterscheiden sich beide Fälle jeweils durch eine reziproke Geschwindigkeitsverteilung im Block und Wirtsgestein. Während im ersten Fall (Abbildung 32a) die Geschwindigkeit mit 2300 m/s im Wirtsgestein gegenüber der Geschwindigkeit von 1860 m/s im Block deutlich höher ist, werden im zweiten Fall die seismischen Geschwindigkeiten für Wirtsgestein und Block „getauscht“.

Die Signalmuster in beiden Modellierungsergebnissen bzgl. unterschiedlicher Schichtmächtigkeiten der Blöcke zeigen ähnliche Strukturmerkmale. Aufgrund des Geschwindigkeitskontrastes im ersten Fall ( $v_{p1}$  (2300 m/s) >  $v_{p2}$  (1860 m/s)) treten die Ersteinsätze der seismoelectromagnetischen Konversion gegenüber dem zweiten Modellierungsszenario ( $v_{p1}$  (1860 m/s) <  $v_{p2}$  (2300 m/s)) folgerichtig erst später auf. Gleichwohl sind die seismoelectromagnetischen Muster aufgrund der Konversion der einfallenden P-Welle an der oberen Grenzfläche der Linse strukturell identisch. Insbesondere die Abbildungen 32a-b für die 5 m und 10 m mächtige Schicht zeigen die deutliche Übereinstimmung der Signalmuster für beide Fälle. Dieses Ergebnis ist allerdings nicht weiter überraschend, da aufgrund des gleichen seismischen Parameterkontrastes auch der seismische Reflexionskoeffizient vom Betrag her in beiden Modellierungsszenarien identisch sein muss (z.B. Gamburzew, 1965).

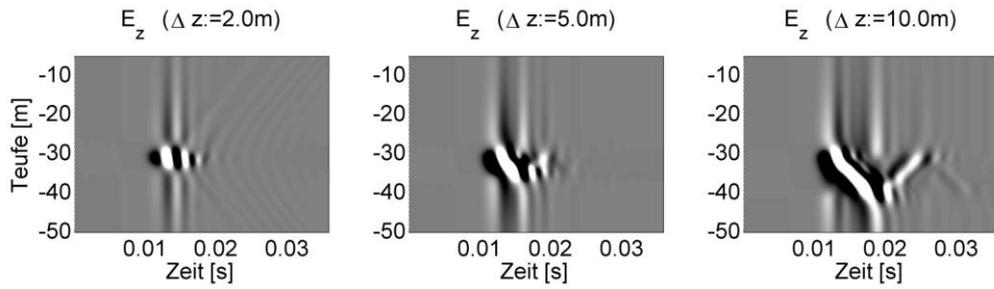
**Tabelle 7:** Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in Abbildung 32-35 und 37-38 zugrunde liegen.

$v_{p1}$ (G1) > $v_{p2}$ (G2)		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_0$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
"Leiter"	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>989</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
"Isolator"	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>989</b>	30	1e-11	<b>1e-05</b>	0.001
	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>1e-05</b>	0.001
$v_{p1}$ (G1) < $v_{p2}$ (G2)						
"Leiter"	Wirtsgestein (G1)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.05</b>	0.001
"Isolator"	Wirtsgestein (G1)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.005</b>	0.001
	Block (G2)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>1e-05</b>	0.001

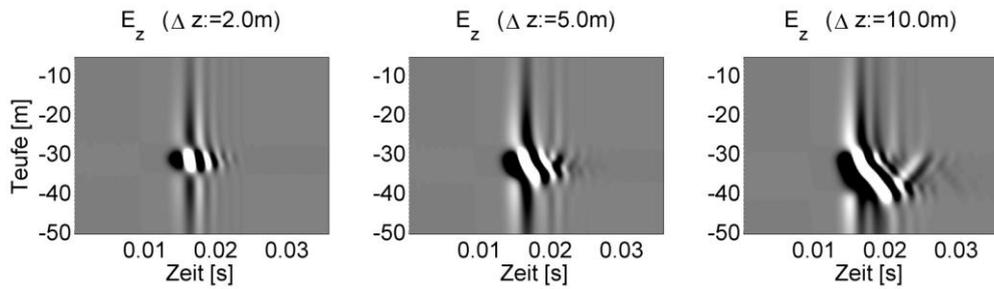
Auch die zweite seismoelectromagnetische Konversion an der unteren Grenzfläche zeigt für beide Modellierungsergebnisse aufgrund der unterschiedlichen Geschwindigkeiten im Block bis auf einen zeitlichen Versatz keinen weiteren Unterschied. Die Betrachtung der Konversion an der oberen Grenzfläche aufgrund der an der ersten Grenzfläche gebrochenen und sodann an der unteren Grenzfläche reflektierten seismischen

Welle weist deutliche Unterschiede in der Signalstruktur auf. So zeigen die seismoelectromagnetischen Signalmuster zum Zeitpunkt  $t = 21$  ms für die gleichen Geschwindigkeitskontraste unterschiedliche Polaritäten. Dies ist auf das veränderte seismische Feldverhalten zurückzuführen, da die aufgrund der Reflexion an der zweiten Grenzfläche wieder nach oben laufende seismische Welle zwar vom Betrag des Reflexionskoeffizienten her identisch, allerdings in der Polarität der seismischen Welle reziprok ist.

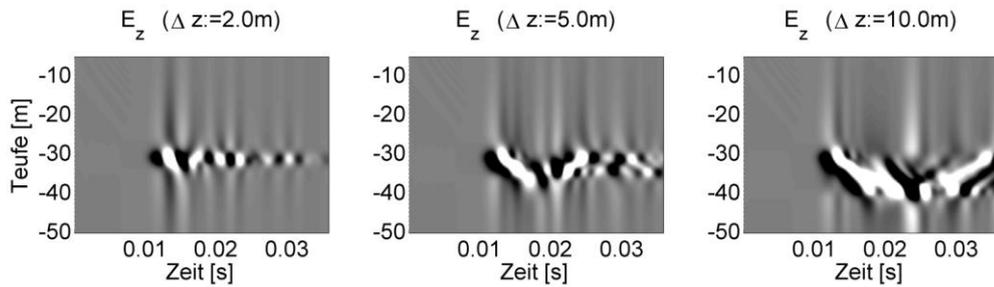
Wird der Geschwindigkeitskontrast zwischen Wirtsgestein und Linse weiter erhöht ( $v_{p1}$  (2300 m/s)  $>$   $v_{p2}$  (989 m/s)), so zeigen die seismoelectromagnetischen Signalantworten im Vergleich zueinander ein verändertes Konversionsmuster (Abbildung 32c). In diesem Zusammenhang ist zu untersuchen, ob bei einem niedrigen seismischen Geschwindigkeitskontrast zwischen Wirtsgestein und Block dieselben Konversionsergebnisse auftreten wie für den Fall eines hohen Geschwindigkeitskontrastes, d.h. es stellt sich die Frage, ob diejenigen Ereignisse im ersten Fall vielleicht nicht so gut auflösbar sind wie im zweiten Fall. Die seismoelectromagnetischen Signalmuster in Abbildung 32c zeigen, dass aufgrund des hohen Geschwindigkeitskontrastes zwischen beiden Modellierungsgebieten die drei „Hauptkonversionen“ (siehe zum Vergleich die Modellierungsergebnisse in Abbildung 14, Kapitel 5.1) insbesondere für eine Linsenmächtigkeit von 2 m eindeutig voneinander unterschieden werden können. Die Konversionsgeometrie, d.h. die Schichtmächtigkeit der Linse, kann aufgelöst werden. Ein analoges Ergebnis liefern die Ergebnisse in Abbildung 32c für eine Schichtmächtigkeit von 10 m. Die Analyse wurde bereits in Abbildung 21 (Kapitel 5.3) durchgeführt. Auch hier kann die Schichtmächtigkeit der konvertierenden Linse über die seismoelectromagnetischen Signalantworten eindeutig abgebildet werden. Anders verhält es sich bei der seismoelectromagnetischen Konversion für eine verringerte Schichtmächtigkeit von 5 m. Hier zeigen die Signale ab dem Aufzeichnungszeitraum von  $t \approx 25$  ms multiple Konversionsmuster, die sich untereinander überlagern. Zwar ist die Mächtigkeit der Linse bzgl. unterer und oberer Grenzfläche eindeutig abbildbar, allerdings können die einzelnen Konversionsereignisse nicht distinkt voneinander unterschieden werden. Unter Zuhilfenahme der Modellierungsergebnisse aus Abbildung 19a kann über die Interpretation des seismischen Wellenfeldes aber Aufschluss über das seismoelectromagnetische Feldverhalten für diesen Modellierungsfall gewonnen werden. In der Regel verringert jede Zwischengrenzfläche (als geologische Schicht oder geschlossener Körper), da sie zweimal durchlaufen werden muss, die Energie der reflektierten Welle. Die Schwächung ist umso stärker, je größer der Reflexionskoeffizient der Zwischengrenzfläche und je größer die Anzahl der Zwischenschichten sind (z.B. Gamburzew, 1965).



(a)  $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation -  $v_{p1}$  (2300 m/s) >  $v_{p2}$  (1860 m/s)



(b)  $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation -  $v_{p1}$  (1860 m/s) <  $v_{p2}$  (2300 m/s)

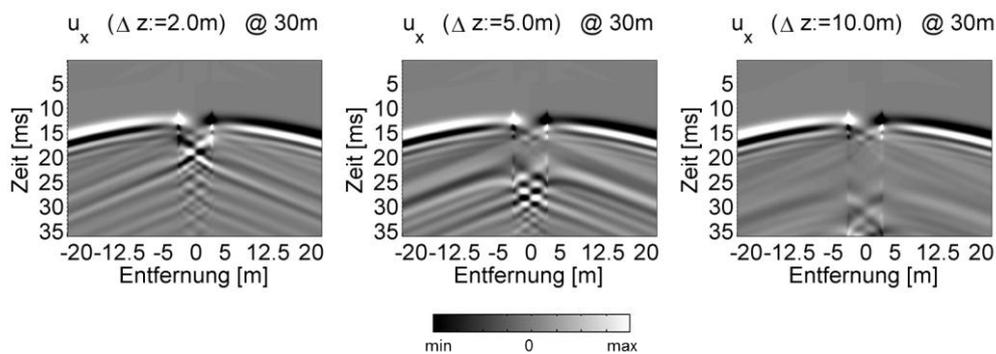


(c)  $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation -  $v_{p1}$  (2300 m/s) >  $v_{p2}$  (989 m/s)

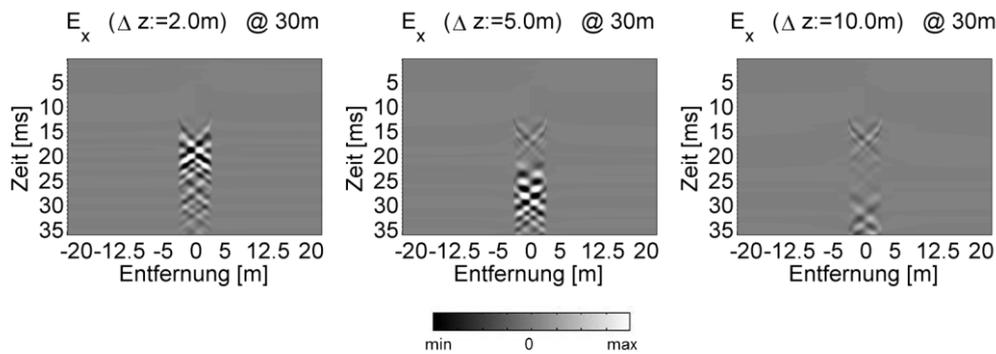


**Abbildung 32a-c:** Vergleich der seismoelektrischen Signalmuster für unterschiedliche Schichtmächtigkeiten der Blöcke und unterschiedliche Geschwindigkeitskontraste zwischen dem Block und dem Wirtsgestein gemäß Tabelle 7; die zugrunde liegende Modellgeometrie kann der Abbildung 11 entnommen werden. Alle seismoelektrischen Signale ( $E_z$  als  $\Delta$ -Variation) werden über vertikale Empfänger im Bohrloch registriert.

In diesem Zusammenhang ist allerdings weniger die Frage nach dem Grad der Energieabnahme der seismischen Reflexionswelle von Bedeutung, als das Problem der Energieverteilung für die an den verschiedenen Grenzflächen reflektierten seismischen Wellen. Liegen zudem zwei reflektierende Grenzflächen sehr nahe beieinander, so können Interferenzerscheinungen aufgrund nichtstationärer, plötzlich einsetzender Schwingungen entstehen (z.B. Gamburzew, 1965). Dieser Zusammenhang soll im Folgenden auf die seismoelektronischen Effekte übertragen werden.



(a) Seismogramme



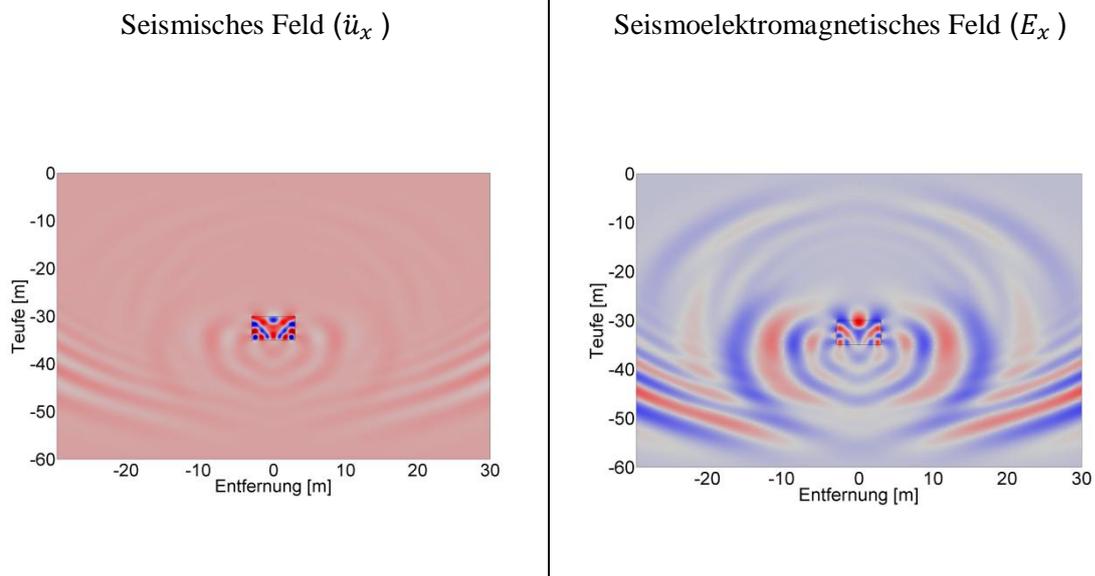
(b) Elektrogramme

**Abbildung 33a-b:** Vergleich zwischen dem seismischen Verschiebungsfeld und dem sich aus der Amplitudensubtraktion in Abbildung 13 ergebenden seismoelektronischen Wellenfeld ( $E_z$ ) gemäß der Parametervariationen in Tabelle 7. Die Ergebnisse zeigen (a) die Seismogramme ( $u_z$ ) und (b) die korrespondierenden Elektrogramme ( $E_z$  als  $\Delta$ -Variation). Die Signalaufnahme erfolgt über horizontale Empfänger, die auf der oberen Materialgrenze positioniert sind (Abbildung 11).

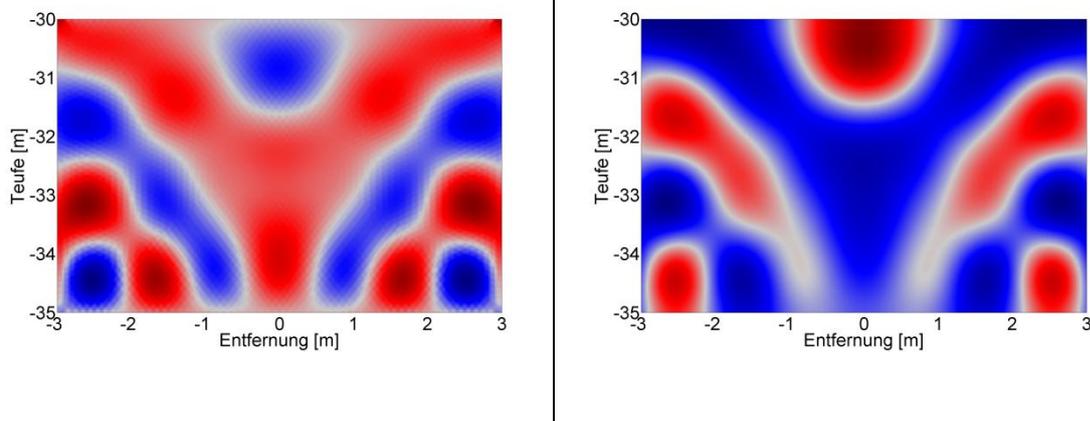
Um zu überprüfen, ob es sich bei den Signalmustern für den großen Geschwindigkeitskontrast in Abbildung 32c (bei einer Blockmächtigkeit von 2 m) tatsächlich auch um seismoelectromagnetische Interferenzerscheinungen handelt, ist in einer weiteren Modellierung für dieselbe Konversionsgeometrie und denselben Parameterkontrast die seismoelectromagnetische Signalaufnahme an horizontalen Empfängern direkt auf der oberen Grenzfläche registriert worden (Ah<sub>2</sub>, Abbildung 11). Diese Anordnung hat letztlich zwar nur theoretischen Gehalt, da sie feldtechnisch in der Regel nicht realisierbar ist. Allerdings hilft sie, ein besseres anatomisches Verständnis bzgl. der seismoelectromagnetischen Konversion an der Linse zu erlangen.

Die seismische Signalantwort (Abbildung 33a) weist eine typische Musterbildung auf, die in der konstruktiven Interferenz der seismischen Wellen aufgrund von Mehrfachreflexionen innerhalb des Blocks ihre Ursache hat. Aufgrund von Interferenzbedingungen durch Transversalresonanzen, die aus seismischen Feldknoten auf den jeweiligen Materialgrenzen resultieren, kommen die seismischen Wellen in einer geschlossenen Geometrie in Form diskreter Moden vor, d.h. die für die Modellierung gewählten rechteckigen Geometrien leiten entsprechend ihrer Größe Energie in bestimmten Feldkonfigurationen weiter. Die Ausbreitungsfähigkeit hängt dabei von verschiedenen Faktoren ab. Eine Wellenausbreitung ist erst oberhalb einer unteren Frequenzgröße möglich, die in der Literatur als Grenzfrequenz beschrieben wird (z.B. Gamburzew, 1965). Diese Grenzfrequenz (kritische Wellenlänge) hängt von den Querschnittsabmessungen der geologischen Struktur ab. Unterhalb dieser Grenzfrequenz existieren in geschlossenen, geologischen Körpern nur aperiodisch gedämpfte seismische Felder, die exponentiell mit der Entfernung von der Erregung abnehmen. Ist diese limitierende Grenzfrequenz allerdings gegeben, so erfolgt die seismische Wellenausbreitung in einer geschlossenen, geologischen Struktur durch Mehrfachreflexionen an den seitlichen Begrenzungswänden (Materialgrenzen) dieser geologischen Struktur, d.h. stehende seismische Wellen (Kanalwellen) treten auf (z.B. Gamburzew, 1965).

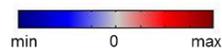
Eine eingehende Analyse der Voraussetzungen, die zur Generierung dieser stehenden seismischen Wellen in den geschlossenen Strukturen führt, wird in dieser Arbeit nicht durchgeführt. Einzig die Untersuchung der Signalmuster, die an diesen speziellen Strukturen entstehen, steht hier im Blickpunkt des Interesses. Die seismoelectromagnetischen Signalmuster in den Elektrogrammen (Abbildung 33b) sind im Vergleich zu den seismischen Signalmustern nahezu deckungsgleich. Aufgrund der gewonnenen Erkenntnisse bzgl. des seismischen Feldverhaltens in geschlossenen Strukturen und unter Berücksichtigung der Übertragungsfunktion (Kapitel 5.2) werden diese Felder in Analogie zu den stehenden seismischen Feldern als stehende koseismische Felder (koseismische Kanalwellen) in die Fachliteratur erstmals hier eingeführt.



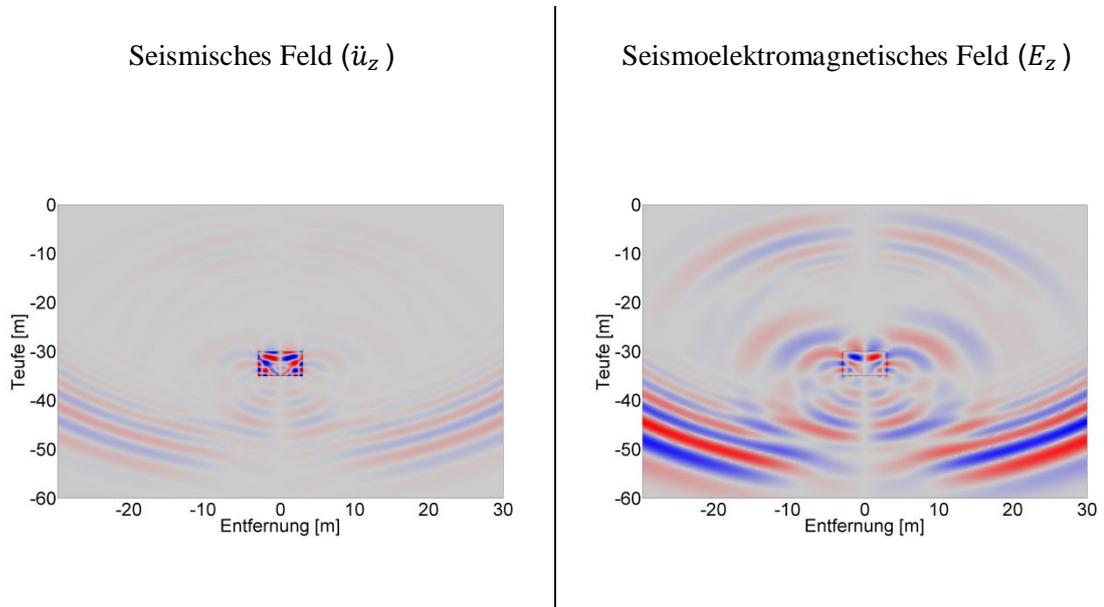
(a) Gesamtes Modellierungsgebiet



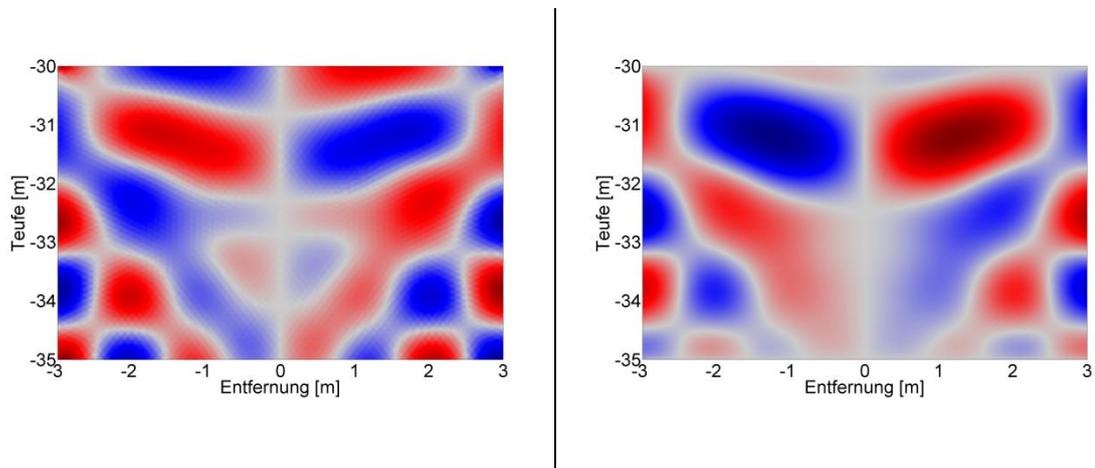
(b) Block (5 m x 6 m)



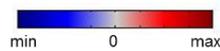
**Abbildung 34:** Momentanbilder des seismischen ( $\ddot{u}_x$ ) und seismoelectromagnetischen Feldverhaltens ( $E_x$ ) für eine Laufzeit von 25 ms. Die obere Zeile (a) zeigt die Felder im Gesamtsystem, die untere (b) ausschließlich diejenigen im Block (5 m x 6 m). Die petrophysikalischen Parameter können der Tabelle 7 entnommen werden, die Modellierungsgeometrie der Abbildung 11.



(a) Gesamtes Modellierungsgebiet



(b) Block (5 m x 6 m)

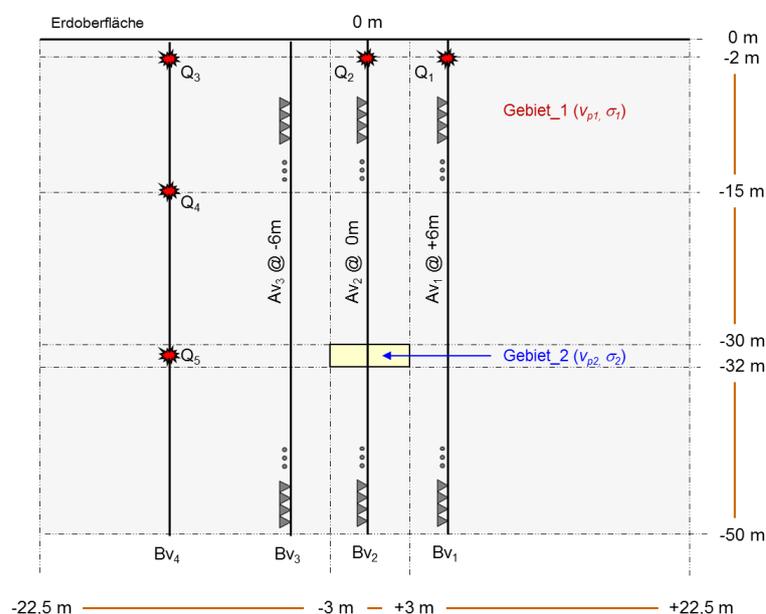


**Abbildung 35:** Momentanbilder des seismischen ( $\ddot{u}_z$ ) und seismoelectromagnetischen Feldverhaltens ( $E_z$ ) für eine Laufzeit von 25 ms. Die obere Zeile (a) zeigt die Felder im Gesamtsystem, die untere (b) ausschließlich diejenigen im Block (5 m x 6 m). Die petrophysikalischen Parameter können der Tabelle 7 entnommen werden, die Modellierungsgeometrie der Abbildung 11.

Neben der Analyse der seismischen und seismoelektromagnetischen Signalantworten in Form von Seismo- bzw. Elektrogrammen sind für ein tieferes Verständnis dieses physikalischen Effektes auch Momentanbilder zu distinkten Zeiten berechnet worden (Abbildung 34-35). Sowohl die Geometrieordnung als auch die petrophysikalischen Parameter bleiben gegenüber den vorherigen Modellen in diesem Fall unverändert. In Anlehnung an die Ergebnisse bzgl. der Übertragungsfunktion (Kapitel 5.2) ist hier das Feldverhalten der seismischen Welle in Form der Beschleunigungskomponenten der Verschiebung ( $\ddot{u}_x, \ddot{u}_z$ ) bzw. dasjenige der seismoelektromagnetischen Signalantworten in Form der  $x$ - und  $z$ -Komponente des elektrischen Feldes ( $E_x, E_z$ ) exemplarisch für einen 5 m mächtigen und 6 m breiten Block dargestellt. Dargestellt sind in beiden Abbildungen zum einen jeweils die seismische bzw. elektrische Feldverteilung im gesamten Modellierungsgebiet (obere Zeile) und zum anderen die Feldverteilungen in der Linse. Unabhängig von der farblichen Unterscheidung beider Ergebnisse können die Signalmuster der seismischen und seismoelektromagnetischen Felder eindeutig korreliert werden. Die Modellierungsergebnisse bestätigen den oben herausgearbeiteten Zusammenhang und zeigen, dass die Übertragungsfunktion auch auf stehende koseismische Felder angewandt werden kann. Sowohl die Ergebnisse für die Beschleunigung der horizontalen seismischen Verschiebungskomponente ( $\ddot{u}_x$ ) und der  $x$ -Komponente des elektrischen Feldes (Abbildung 34) als auch die korrespondierenden Ergebnisse für die Beschleunigung der horizontalen seismischen Verschiebungskomponente ( $\ddot{u}_z$ ) und der  $z$ -Komponente des elektrischen Feldes (Abbildung 35) geben das in Kapitel 5.2 eingeführte Proportionalitätsverhältnis zwischen den beiden Feldern wieder.

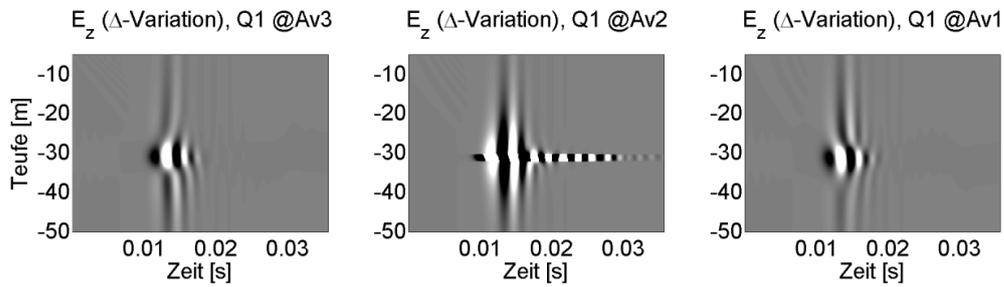
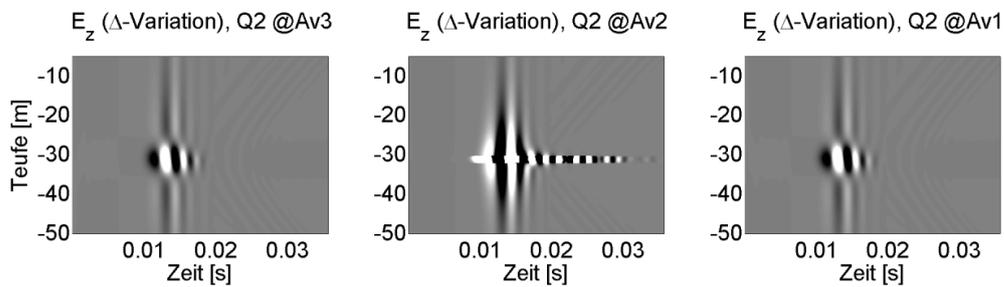
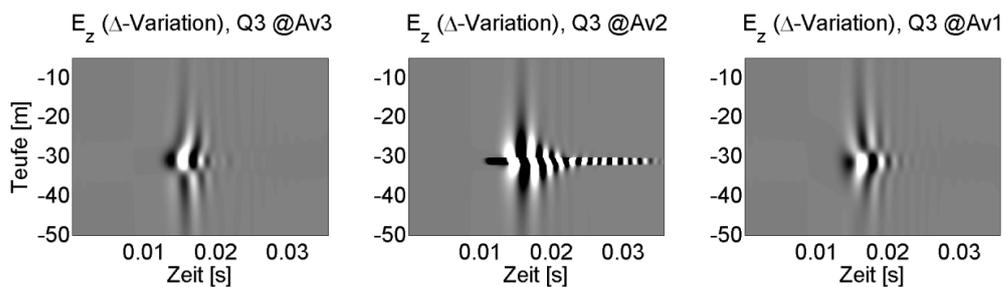
### 6.3 Variation der Sender-Empfänger-Konfiguration

Bislang wurde die Analyse für planparallel geschichtete Medien und/oder geschlossene geologische Strukturen unterschiedlicher Mächtigkeit über eine Sender-Empfänger-Konfiguration durchgeführt, bei der die Quelle jeweils direkt über der Konversionsgeometrie lag. In diesem Abschnitt sollen die Ergebnisse seismoelectromagnetischer Feldkonversionen für verschobene Sender-Empfänger-Konfigurationen (VSEP- bzw. Tomographieanordnungen) untersucht werden. Die zugrunde liegende Modellierungsgeometrie ist in Abbildung 36 dargestellt, die zugehörigen petrophysikalischen Parameter haben sich gegenüber den vorherigen Modellierungen nicht verändert und können der Tabelle 7 entnommen werden. Der Block besitzt in diesem Modellierungsbeispiel für alle Variationen eine Mächtigkeit von 2 m, seine laterale Erstreckung beträgt 6 m.

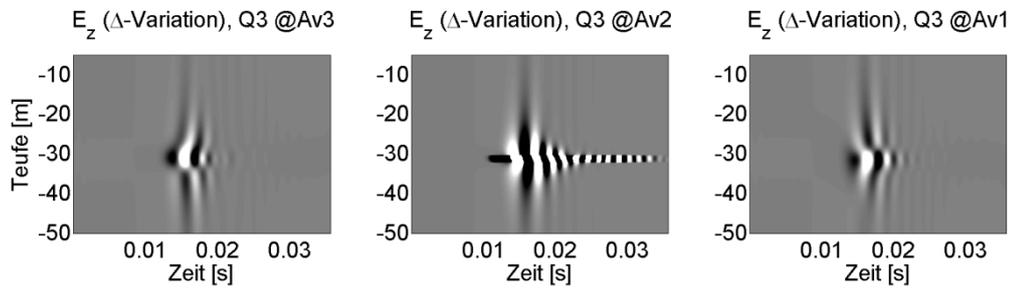
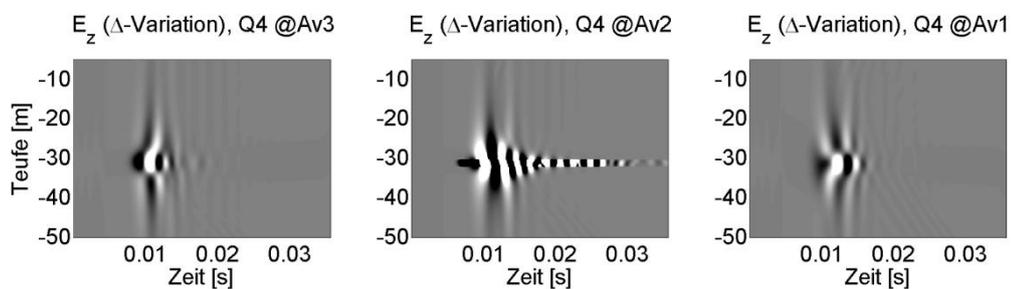
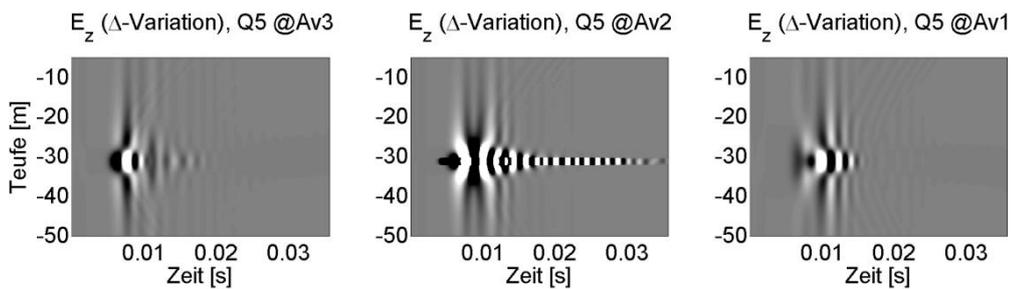


**Abbildung 36:** Modellgeometrie V für verschiedene Anregungsquellen. Ein Block (2.0 m x 6.0 m), eingebettet in ein Wirtsgestein, wird über unterschiedlich angeordnete Signalquellen „angeschossen“. Die Registrierung der seismischen und seismoelectromagnetischen Signale erfolgt für Parametervariationen gemäß Tabelle 2 an vertikalen Empfängern in verschiedenen Bohrlöchern.

Für die Darstellung der Ergebnisse wurde wiederum die  $\Delta$ -Variation gewählt, d.h. es wurde die Amplitudendifferenz zwischen dem „Isolator-“, und dem „Leiterfall“ gebildet. Die Empfängerkonfiguration (Av<sub>1-3</sub>) ist sowohl bei den horizontalen (VSEP) als auch vertikalen Quellenanordnungen (Tomographie) identisch und wird in diesem Abschnitt durchgängig beibehalten. In allen Modellierungsergebnissen (Elektrogrammen) wird die z-Komponente des elektrischen Feldes dargestellt. Die Modellierungsergebnisse für die VSEP-Anordnung sind in Abbildung 37, diejenigen für den Tomographie-Ansatz in Abbildung 38 dargestellt.

(a) Elektrogramme ( $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation) – Quelle  $Q_1$  für  $Av_3$ - $Av_1$ (b) Elektrogramme ( $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation) – Quelle  $Q_2$  für  $Av_3$ - $Av_1$ (c) Elektrogramme ( $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation) – Quelle  $Q_3$  für  $Av_3$ - $Av_1$ 

**Abbildung 37:** „VSEP-Anordnung“ - die Elektrogramme ( $z$ -Komponente des  $E$ -Feldes) werden als  $\Delta$ -Variationen gemäß Abbildung 13 über eine Amplitudensubtraktion zwischen verschiedenen Parametersätzen erstellt. Die verschiedenen Sender-Empfänger-Konfigurationen können der Modellgeometrie in Abbildung 36, die petrophysikalischen Parameter der Tabelle 7 entnommen werden.

(a) Elektrogramme ( $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation) – Quelle  $Q_3$  für  $Av_3$ - $Av_1$ (b) Elektrogramme ( $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation) – Quelle  $Q_4$  für  $Av_3$ - $Av_1$ (c) Elektrogramme ( $E_z$ ,  $\Delta$ -Variation) – Quelle  $Q_5$  für  $Av_3$ - $Av_1$ 

**Abbildung 38:** „Tomographie-Anordnung“ - die Elektrogramme ( $z$ -Komponente des  $E$ -Feldes) werden als  $\Delta$ -Variationen gemäß Abbildung 13 über eine Amplitudensubtraktion zwischen verschiedenen Parametersätzen erstellt. Die verschiedenen Sender-Empfänger-Konfigurationen können der Modellgeometrie in Abbildung 36, die petrophysikalischen Parameter der Tabelle 7 entnommen werden.

Die Modellierungsergebnisse für den VSEP-Ansatz zeigen die seismoelektromagnetische Feldkonversion für eine Sender-Empfänger-Konfiguration, bei der die Quelle ( $Q_{1-3}$ ) in einem Abstand von 6 m sukzessive auf einer Linie horizontal verschoben wird. Im Vergleich zwischen den jeweiligen Modellierungsergebnissen zeigt es sich, dass die versetzten Quellen aufgrund des schrägen Einfalls der seismischen Welle im Gegensatz zum senkrechten Einfall unterschiedliche Signalmuster generieren. Weiterhin auffällig ist der Umstand, dass bei allen Sender-Empfänger-Konfigurationen die seismoelektromagnetischen Signalantworten, die an der Empfängerlinie  $Av_2$  registriert werden, jeweils den Charakter einer stehenden koseismischen Welle haben. Bei allen anderen Modellierungsergebnissen bzgl. der unterschiedlichen Signal-Empfänger-Konfigurationen kann dieses Signalmuster nicht reproduziert werden. Erkennbar sind jeweils nur die Konversionen an der oberen Grenzfläche des Blocks, d.h. aufgrund des Einfallswinkels scheint hier eine Entstehung der koseismischen Kanalwelle nicht möglich zu sein. Darüber hinaus zeigen die Modellierungsergebnisse in Abbildung 37a-c eine eindeutige Spiegelsymmetrie der jeweiligen Signalantworten bzgl. der Empfänger  $Av_1$  und  $Av_3$ . Dies musste aufgrund der Modellierungsgeometrie mit gleichmäßig angeordneten Empfängern allerdings auch theoretisch zu erwarten sein. Nichtsdestotrotz bestätigen diese Ergebnisse die Qualität und Funktionsfähigkeit des eingesetzten numerischen Algorithmus im Sinne eines „Schuss-Gegenschuss-Verfahrens“, bei dem sich Quelle und Empfänger jeweils lokal vertauschen lassen. Abgesehen von der Laufzeitverschiebung der Ersteinsätze der Konversionen aufgrund der lokalen Quellverschiebung zeigen die Signalmuster für den schrägen Einfall „deformierte“ elektrische Dipol-systeme, d.i. die Signalmuster der erzeugten Dipole hängen vom Einfallswinkel der jeweils eintreffenden Welle ab.

Beim „Tomographie-Ansatz“ ergeben sich die Ergebnisse in Abbildung 38 aus vertikalen Variationen der Quelle ( $Q_{3-5}$ ) im Bohrloch, d.h. die Quelle wird sukzessive vertikal verschoben. Die entsprechenden Teufenlagen können der Abbildung 36 entnommen werden. Aufgrund des Fermatschen Prinzips erfolgt die Konversion für die Quellenanordnung  $Q_5@Av_3$  im homogenen Halbraum am schnellsten, während die Ersteinsätze bei den anderen Konversionen entsprechend ihrer Wegstrecke später stattfinden. Während bei den VSEP-Modellierungen eine eindeutige Spiegelsymmetrie aufgrund der Sender-Empfänger-Konfiguration in den Modellierungsergebnissen ablesbar war, sind in den Signalmustern für die tomographische Anordnung diese Symmetrien nicht mehr zu finden. Aufgrund des schrägen Einfalls der seismischen Welle kommt es am Block zu unterschiedlichen Signalmustern, wobei allerdings das jeweilige Signalmuster des Ersteinsatzes (abgesehen von der Laufzeitverschiebung) ähnlich ist. Aufgrund der Kleinräumigkeit der Linse können die einzelnen seismoelektromagnetischen Ereignisse nicht weiter ausdifferenziert werden. Für eine eingehende Untersuchung der Struktur der ein-

zelen seismoelectromagnetischen Ereignisse bzgl. des schrägen Einfalls der seismischen Welle müssten die Blockgeometrien entsprechend größer gewählt werden, um die entsprechende Auflösbarkeit der Grenzflächen zu gewährleisten (siehe dazu auch Kapitel 5.1). Dieser Zusammenhang kann in dieser Arbeit nicht weiter analysiert werden und muss vielmehr einer Einzeluntersuchung vorbehalten bleiben.

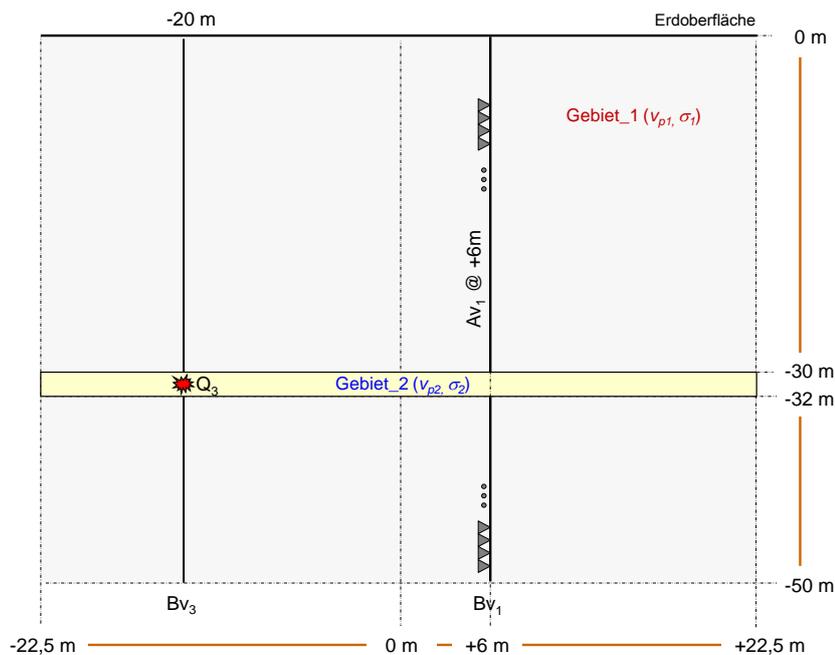
#### **6.4 Seismoelectromagnetische Kanalwellen**

Die seismoelectromagnetischen Modellierungsergebnisse bzgl. der tomographischen Sender-Empfänger-Anordnung in Abbildung 38c schlagen die Brücke zu anderen physikalischen Effekten, die in der geophysikalischen Fachliteratur bislang noch nicht thematisiert worden sind: seismoelectromagnetische Kanal- oder Flözwellen. Während die bisherigen tomographischen Modellierungen geschlossene geologische Strukturen als Konversionsgeometrie zur Grundlage hatten, sollen nun diese speziellen seismoelectromagnetischen Wellen, die bereits in Kapitel 5 Gegenstand der Untersuchung waren, analysiert werden.

Für die Angewandte Geophysik sind die entlang von Grenzschichten geführten seismischen Wellen als Kanal- oder Flözwellen bereits bekannt und von besonderem Interesse. Theoretische Untersuchungen haben gezeigt, dass ein Tiefenintervall mit niedrigerer Geschwindigkeit gegenüber den darüber- und darunterliegenden Gesteinen einen seismischen Wellenleiter darstellt. Dabei sind die Absolutbeträge der Kompressionswellen in den die Schichtabfolge bildenden Gesteinen weniger wichtig für die Ausbreitung von Kanalwellen als deren Verhältnisse zueinander. Die Kanalwellen entstehen aus Raumwellen, die mehrfach an der Hangend- und Liegendgrenze reflektiert werden und dabei konstruktiv interferieren (z.B. Militzer und Weber, 1987; Bender, 1985). In diesem Abschnitt soll untersucht werden, inwiefern die Erkenntnisse über stehende seismische Wellen auf die seismoelectromagnetischen Effekte übertragen werden können. Eine detaillierte Analyse der Kanalwellen kann in diesem Zusammenhang allerdings nicht durchgeführt werden, dies muss Spezialuntersuchungen vorbehalten bleiben. Gleichwohl sollen hier die bereits erarbeiteten Erkenntnisse aus Abschnitt 6.2. mit in die Interpretation der folgenden Modellierungsergebnisse einfließen.

Grundlage für die jeweiligen Modellierungen in diesem Abschnitt bildet die Geometrie in Abbildung 39. Eine Niedriggeschwindigkeitsschicht (Gebiet\_2) ist in einem Wirtsgestein mit deutlich höherer seismischer Geschwindigkeit eingebettet. Die petrophysikalischen Parameter können der Tabelle 8 entnommen werden. Es werden sowohl Variationen bzgl. des Geschwindigkeitskontrastes zwischen Wirtsgestein (2300 m/s) und „Flöz“ (989 m/s bzw. 1860 m/s) als auch gleichzeitige Variationen bzgl. der elektrischen Bulk-

leitfähigkeit in beiden Gebieten durchgeführt. Die Signalquelle ( $Q_3$ ) liegt innerhalb des Flözes; die seismischen und seismoelectromagnetischen Systemantworten werden in einem Bohrloch registriert. Neben den unterschiedlichen seismischen Geschwindigkeitsverhältnissen zwischen Flöz und Wirtsgestein werden zusätzlich auch noch die elektrischen Bulkleitfähigkeiten im Flöz variiert.



**Abbildung 39:** Modellgeometrie VI. Eine Schicht mit einer Mächtigkeit von 2m ist eingebettet in ein Wirtsgestein; die Quellenregung erfolgt in der Schicht. Die Registrierung der seismischen und seismoelectromagnetischen Signale erfolgt für Parametervariationen gemäß Tabelle 2 an unterschiedlich orientierten vertikalen Empfängern im Bohrloch.

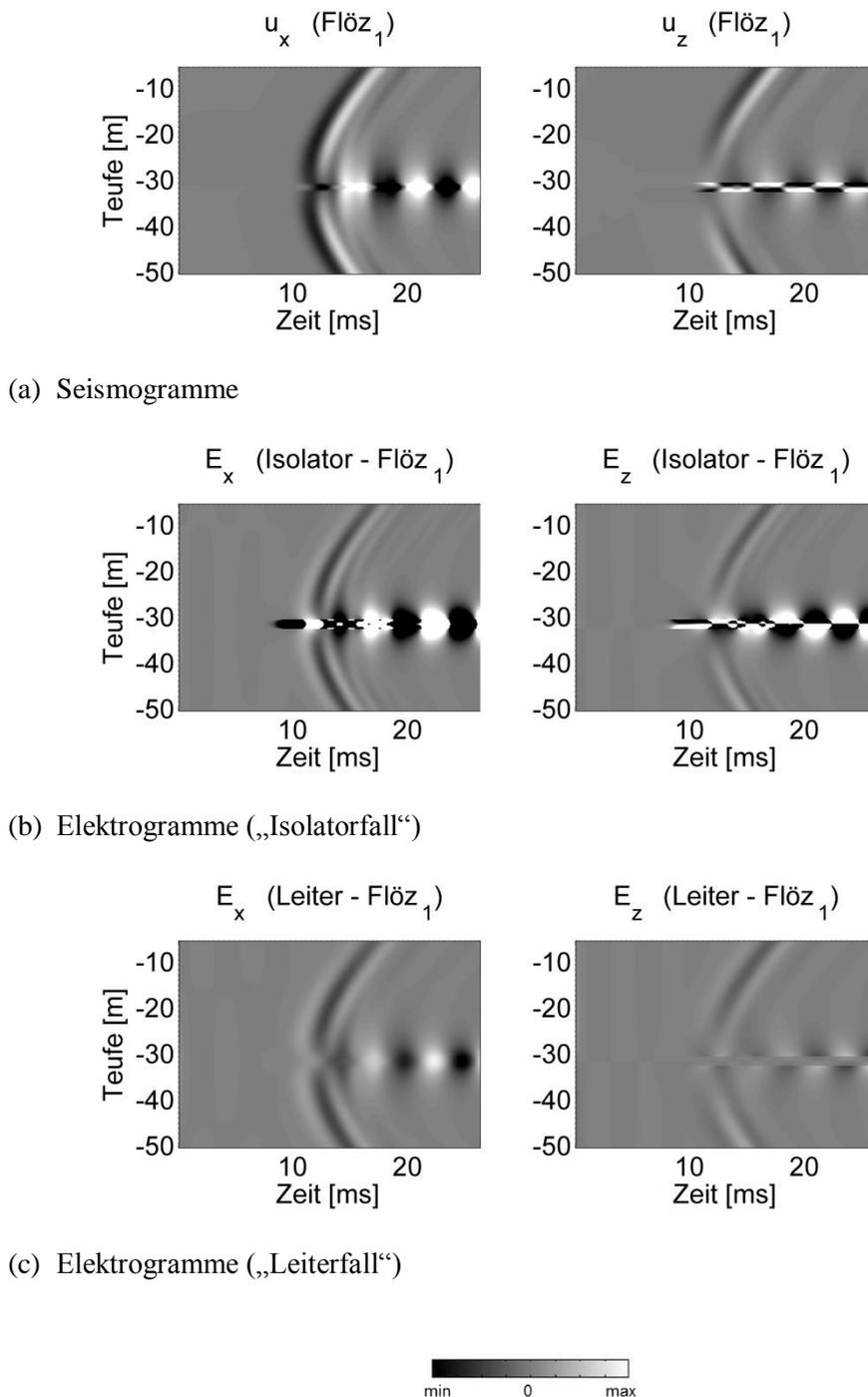
**Tabelle 8:** Petrophysikalische Parameter, die den Modellierungsergebnissen in Abbildung 40-41 zugrunde liegen.

$v_{p1} (G1) > v_{p2} (G2)$		$v_p$ (m/s)	$\phi$ (%)	$k_0$ (m <sup>2</sup> )	$\sigma$ (S/m)	$C_m$ (mol/L)
"Leiter"	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Flöz <sub>1</sub> (G2)	<b>989</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Flöz <sub>2</sub> (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>0.05</b>	0.001
"Isolator"	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Flöz <sub>1</sub> (G2)	<b>989</b>	30	1e-11	<b>1e-05</b>	0.001
	Wirtsgestein (G1)	<b>2300</b>	10	1e-16	<b>0.005</b>	0.001
	Flöz <sub>2</sub> (G2)	<b>1860</b>	30	1e-11	<b>1e-05</b>	0.001

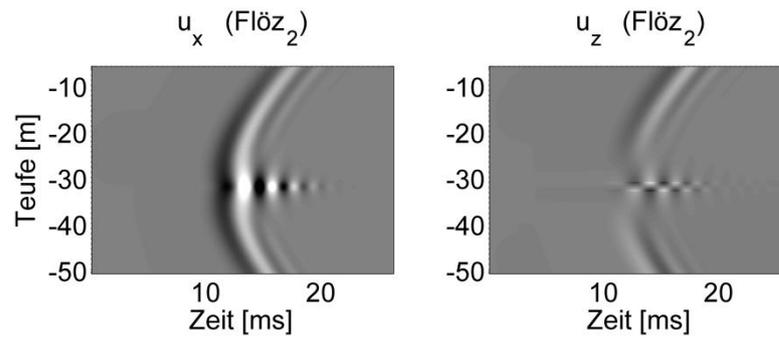
Der Vergleich zwischen den Seismogrammen (Abbildung 40a) und den Elektrogrammen für den „Isolatorfall“ (Abbildung 40b) bzw. den „Leiterfall“ (Abbildung 40c) zeigen Wellenfeld-Interferenzsysteme, bei denen sich die seismischen und seismoelectromagnetischen Ereignisse eindeutig korrelieren lassen. Die seismischen Wellen treten als stehende Wellen (Kanal-/Flözwellen) auf. Ihre Signalstruktur zeigt die aufgrund der konstruktiven Interferenz generierte Normal-Modenstruktur, bei der die Knoten der vertikalen seismischen Verschiebung immer zwischen den Bäuchen der horizontalen seismischen Verschiebung liegen. Der Vergleich mit den Modellierungsergebnissen in Abbildung 32 und 33 zeigt, dass jeder Phase einer Kanalwelle ein ganz bestimmtes Interferenzsystem ebener Raumwellen entspricht. Alle zu diesem Interferenzsystem gehörenden Raumwellen haben dieselbe Scheingeschwindigkeit in Bezug auf eine Ebene parallel zu den Grenzflächen (Bender, 1985).

Die seismoelectromagnetischen Signalmuster zeigen für den „Isolator-“, und den „Leiterfall“ ähnliche Ergebnisse. Allerdings sind die Signalamplituden beim „Leiterfall“ deutlich kleiner als beim „Isolatorfall“, d.i. sie werden aufgrund der petrophysikalischen Parameter innerhalb des Kanals/Flözes gedämpft. Die stark ausgeprägten Signalamplituden im „Isolatorfall“ ermöglichen es, die TM-Modenstruktur distinkt zu unterscheiden. So zeigen sie die bereits in Kapitel 5.1 beschriebenen Strukturmerkmale in exemplarischer Weise. Die typischen Charakteristika der TM-Mode (Abbildung 15) können über die Modellierungsergebnisse hier mustergültig reproduziert werden. Der räumliche Abstand zwischen zwei elektrischen Feldlinienbündeln maximaler Dichte (aber verschiedener Richtung) ist gleich einer halben Wellenlänge. Räumlich gesehen liegen also die elektrischen Bündel der  $x$ -Komponente immer zwischen zwei Bündeln der elektrischen  $z$ -Komponente und umgekehrt. Die Interpretation dieser Ergebnisse lässt vermuten, dass es sich bei den seismoelectromagnetischen Signalmustern um koseismische Kanalwellen handelt, d.i. stehende elektrische Felder, die von den stehenden seismischen Wellen jeweils vor Ort induziert werden. Unterstützt wird diese Annahme durch die Ergebnisse aus Kapitel 6.2, in dem dieser Zusammenhang für den geometrischen Fall eines Blockes bereits nachgewiesen und hier in diesem Kapitel ebenso für den geometrischen Fall eines Kanals bestätigt werden konnte.

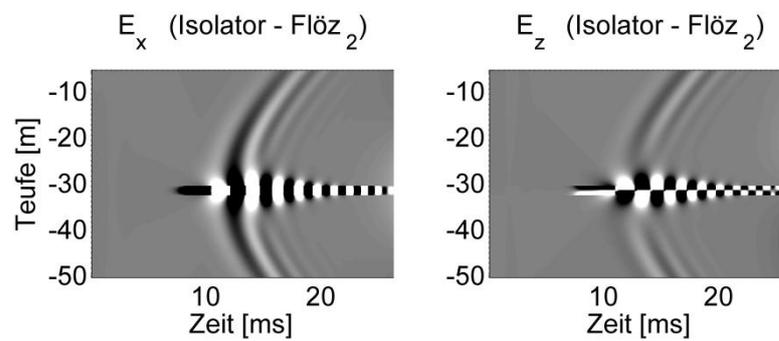
Ähnliche seismische und seismoelectromagnetische Signalmuster können in den Modellierungsergebnissen, die in Abbildung 41 dargestellt sind, ausgewiesen werden. Allerdings ist die Intensität der Modenkonversion für beide physikalischen Fälle verglichen mit den Ergebnissen in Abbildung 40 deutlich geringer. Dies liegt am geringen Geschwindigkeitskontrast zwischen Wirtsgestein und Flöz, so dass die Grundbedingungen für die Entstehung seismischer und koseismischer Kanalwellen nicht mehr eindeutig gegeben sind. Gezeigt werden hier die Elektrogramme für den „Isolatorfall“, bei dem im Gegensatz zum „Leiterfall“ eine Kanalwellensignatur deutlich nachweisbar ist.



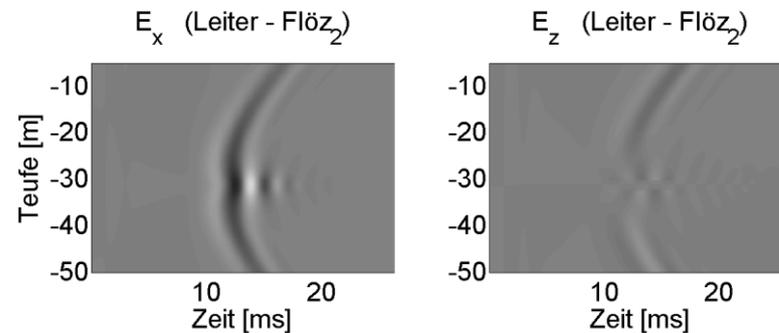
**Abbildung 40** (a) Seismogramme für die horizontalen ( $u_x$ ) und vertikalen ( $u_z$ ) Verschiebungskomponenten der seismischen Welle. Elektrogramme für die  $x$ -Komponente ( $E_x$ ) und  $z$ -Komponente ( $E_z$ ) des elektrischen Feldes für (b) den „Isolator-“ und (c) den „Leiterfall“. Die seismischen Geschwindigkeiten liegen im Flöz<sub>1</sub> bei 989 m/s und im Wirtsgestein bei 2300 m/s. Die petrophysikalischen Parameter sind in Tabelle 8 aufgeführt, die zugrunde liegende Modellgeometrie kann der Abbildung 39 entnommen werden. Alle Signale werden über vertikale Empfänger im Bohrloch registriert.



(a) Seismogramme



(b) Elektrogramme („Isolatorfall“)



(c) Elektrogramme („Leiterfall“)



**Abbildung 41:** (a) Seismogramme für die horizontalen ( $u_x$ ) und vertikalen ( $u_z$ ) Verschiebungskomponenten der seismischen Welle. Elektrogramme für die  $x$ -Komponente ( $E_x$ ) und  $z$ -Komponente ( $E_z$ ) des elektrischen Feldes für (b) den „Isolator-“ und (c) den „Leiterfall“. Die seismischen Geschwindigkeiten liegen im Flöz<sub>2</sub> bei 1860 m/s und im Wirtsgestein bei 2300 m/s. Die petrophysikalischen Parameter sind in Tabelle 8 aufgeführt, die zugrunde liegende Modellgeometrie kann der Abbildung 39 entnommen werden. Alle Signale werden über vertikale Empfänger im Bohrloch registriert.

Im Vergleich mit den seismoelektromagnetischen Signalmustern in Abbildung 40b lassen sich zu denjenigen in Abbildung 41b aber auch deutliche Unterschiede aufweisen. Während sich für den Fall des hohen Geschwindigkeitskontrastes (Abbildung 40b) die seismoelektromagnetischen Signale verlustfrei im Flöz ausbreiten können, ist für den geringen Geschwindigkeitskontrast eine Reduktion in der Signalamplitude für die späteren Laufzeiten deutlich erkennbar. Demnach sind zwar zum einen die seismischen Geschwindigkeitskontraste sowohl für die seismische als auch für die seismoelektromagnetische Konversion (Kopplung durch die Übertragungsfunktion, siehe Kapitel 5.2) ausschlaggebend, allerdings kann für den Fall eines geringen Geschwindigkeitskontrastes auch noch die elektrische Bulkleitfähigkeit eine zusätzliche Rolle bei der Generierung der seismoelektromagnetischen Effekte spielen (siehe Kapitel 6.1). Die Modengenerierung in Abbildung 41b könnte durch die von der seismischen Welle erstmalig angeregten seismoelektromagnetischen Konversionen als multiple Mehrfachreflexion der seismoelektromagnetischen Welle an den Grenzflächen erklärt werden, d.h. hier könnte es sich um ein Signalmuster handeln, das aus einer elektromagnetischen Reflexion entsteht. Eine eingehendere Analyse kann hier in diesem Rahmen nicht weiter durchgeführt werden, sondern muss zielgerichteten Einzeluntersuchungen überlassen werden. Gleichwohl können die Modellierungsergebnisse alle von der Theorie geforderten Charakteristika, die zur Generierung der seismischen Kanalwellen führen, reproduzieren, und mit den Erkenntnissen aus Kapitel 6.2 die Existenz koseismischer Kanalwellen letztlich nachweisen.

## 7 Zusammenfassung und Ausblick

Die Beschreibung und Analyse seismoelektromagnetischer Effekte in porösen Medien erfolgt in dieser Arbeit über einen thermodynamischen Ansatz. Gemäß der Thermodynamik irreversibler Prozesse können verschiedene physikalische Phänomene miteinander gekoppelt werden. Dies geschieht durch eine Kombination aus partiellen Differentialgleichungen, die erstens die Bewegung seismischer Wellen in porösen Medien beschreiben und die zweitens die Entstehung der an Grenzflächen mit unterschiedlichen petrophysikalischen Parametern generierten elektromagnetischen Felder erklären können. Die seismischen und elektromagnetischen Systemeigenschaften werden dabei drittens durch elektrokinetische Transportgleichungen miteinander verknüpft. Der daraus resultierende Gleichungssatz ist eingesetzt worden, um das Potential der seismoelektromagnetischen Methode für Reservoircharakterisierungen und petrophysikalische Parameteransprachen im oberflächennahen Bereich abzuschätzen.

Die geometrische und numerische Flexibilität des hier eingesetzten 2D-Finite-Elemente-Algorithmus auf der Basis des Softwarepakets COMSOL Multiphysics hat es ermöglicht, beliebige zweidimensionale (geologische) Raumstrukturen im Zeitbereich zu modellieren. So konnten die seismoelektromagnetischen Signalantworten an planparallelen Schichten, Blockstrukturen, Störkörpern sowie Kanälen (Flözen) modelliert werden. Bei allen Modellierungsergebnissen zeigt die phänomenologische Analyse, dass sowohl die petrophysikalischen Parameter als auch die jeweilige konvertierende geologische Struktur maßgeblichen Einfluss auf Gestalt und Intensität der seismoelektromagnetischen Signale hat.

Allerdings wurde auch deutlich, dass in den korrespondierenden Elektrogrammen das koseismische Feld aufgrund seiner Signalstärke die konvertierte Welle in der Regel überlagert. Aufgrund eines hier eingeführten „koseismischen Filters“ können die konvertierten seismoelektromagnetischen Wellen unabhängig vom koseismischen Signaleintrag analysiert werden. Dieser (rein) numerische Ansatz eröffnet die Möglichkeit, einen differenzierteren und dezidierten Einblick in die Strukturbildung seismoelekt-

romagnetischer Konversionsmuster für unterschiedliche geologische Strukturen geben zu können. Im Zusammenhang mit den Parametervariationen, die dem „koseismischen Filter“ zugrunde liegen (es wird jeweils nur ein Parameter sukzessive verändert), eröffnen sich allerdings auch noch rein praktische geophysikalische Anwendungsmöglichkeiten, z.B. im Bereich der Überwachung (Monitoring) des Schadstofftransports innerhalb von Deponien oder Grundwasserreservoirs.

Über die anatomische Betrachtung seismoelektromagnetischer Effekte konnte ein grundlegender Einblick in den strukturellen Aufbau sowohl des koseismischen Feldes als auch der konvertierten Welle gegeben werden. Sämtliche von der Theorie geforderten Strukturmerkmale können über die Modellierungsergebnisse in dieser Arbeit verifiziert werden. Ebenso bestätigt werden konnte das proportionale Verhältnis zwischen der Beschleunigung der seismischen Verschiebungskomponente und dem elektrischen Feld der koseismischen Welle in Form einer Übertragungsfunktion. Darüber hinaus konnten aufgrund der geometrischen Flexibilität des Algorithmus erstmals überhaupt diffraktierte seismoelektromagnetische Wellen modelliert und zugleich die Strukturprinzipien, die zu ihrer Entstehung führen, analysiert werden. Es zeigt sich, dass die Ergebnisse der seismischen Diffraktion über die Übertragungsfunktion mit den Ergebnissen der seismoelektromagnetischen Diffraktion gekoppelt sind, d.h. es besteht auch für den Diffraktionsfall ein proportionales Verhältnis zwischen der Beschleunigung der seismischen Verschiebungskomponente und dem koseismischen Feld. Darüber hinaus konnte in diesem Zusammenhang auch noch die Existenz der koseismischen Kopfwelle (numerisch) bestätigt werden.

Ein weiterer, wichtiger Punkt in dieser Arbeit betrifft die Auflösungsseigenschaften der seismoelektromagnetischen Effekte. Aufgrund der Analyse der Modellierungsergebnisse hat sich gezeigt, dass den seismoelektromagnetischen Auflösungsmöglichkeiten bzgl. der elektrischen Feldkomponenten der TM-Mode Grenzen gesetzt sind. So können Grenzflächen, die sehr eng beieinander liegen, aufgrund der konstruktiven Interferenz der generierten Dipolssysteme an den jeweiligen Schichten nicht mehr klar voneinander unterschieden, d.h. aufgelöst werden. Gleichwohl ist eine Erkennbarkeit des konvertierten Ersteinsatzes für alle Modellierungsergebnisse möglich. Unter Zuhilfenahme der Ergebnisse bzgl. der Magnetfeldkomponente der TM-Mode ist es jedoch möglich, Erkennbarkeit und Auflösungsvermögen der Seismoelektromagnetik gegenüber derjenigen der Seismik zu steigern. Die gewonnenen Resultate zeigen, dass es für die Darstellung und Analyse seismoelektromagnetischer Effekte hilfreich ist, in der Regel sämtliche Komponenten der TM-Mode zu betrachten.

Während Untersuchungen bzgl. der Anatomie seismoelektromagnetischer Effekte einen Einblick in ihren strukturellen Aufbau geben können, gewähren die Untersuchungen

bzgl. ihrer Metamorphose Auskunft über die strukturbildenden Einflüsse, die zur Generierung dieser Felder führen. Deshalb sind Parametervariationen bzgl. der Fluidsalinität und elektrischen Bulkleitfähigkeit sowie der seismischen Geschwindigkeiten durchgeführt worden. Aufgrund des internen Wechselspiels von Parametermilieu (Petrophysik) und Konversionsraum (Geometrie) hat sich die Möglichkeit eröffnet, bislang unbekannte seismoelektromagnetische Phänomene zu untersuchen. So kann die koseismische Kanalwelle als Wellenfeld-Interferenzsystem über den Vergleich mit dem seismischen Wellenfeld für geschlossene (geologische) Raumstrukturen in dieser Arbeit erstmals nachgewiesen und erklärt werden. Es handelt sich hierbei um stehende koseismische Felder, die von stehenden seismischen Wellen in geschlossenen geologischen Strukturen lokal induziert werden. Bei entsprechendem Geschwindigkeitsverhältnis zwischen Wirtsgestein und Kanal, entsprechender Grenzfrequenz, die von der kritischen Wellenlänge abhängig ist, und distinkten Querschnittsabmessungen der geologischen Struktur erfolgt die seismische Wellenausbreitung in einer geschlossenen geologischen Struktur durch Mehrfachreflexionen an ihren seitlichen Begrenzungswänden (Grenzflächen), d.h. es treten stehende seismische Wellen (Kanalwellen) auf, die über ein Proportionalitätsverhältnis mit den koseismischen Kanalwellen verbunden sind. Eine seismoelektromagnetische Anwendungsmöglichkeit ergäbe sich aufgrund der Ähnlichkeit bzgl. der petrophysikalischen Parameterverhältnisse und der geologischen Struktur im Bereich der Kohleexploration.

Darüber hinaus haben die Variationen der Sender-Empfänger-Anordnungen hier deutlichen Aufschluss über die effektivste Konfiguration für mögliche seismoelektromagnetische Explorationen gegeben. Der je nach Interessenschwerpunkt hilfreiche oder störende Faktor ist die koseismische Welle. Beruht das Interesse auf der ausschließlichen Analyse der konvertierten Welle, bietet sich eine tomographische Messkonfiguration (im Feld) an, da die konvertierte Welle aufgrund ihrer hohen Geschwindigkeit bei entsprechenden Entfernungen gegenüber dem koseismischen Feld nicht von diesem überlagert werden kann. Bei Oberflächenmessungen allerdings dominiert aufgrund der hohen Signalamplitude das koseismische Feld die konvertierte Welle, so dass umfangreiche Filterprozesse notwendig wären, um Struktur und Amplitude der konvertierten Welle analysieren zu können. Dieser Zusammenhang sollte insbesondere bei Feldmessungen immer beachtet werden.

Neben dem Potential, das die Seismoelektromagnetik als geophysikalische Methode zu bieten scheint, müssen in diesem Zusammenhang aber auch mögliche Beschränkungen dieser Methode benannt werden. Die Modellierungsergebnisse haben gezeigt, dass die seismoelektromagnetische Methode in ihrem Anwendungshorizont limitiert ist, d.h. der Seismoelektromagnetik sind Grenzen physikalischer Natur vorgegeben. So haben die

Parametervariationen gezeigt, dass bei hohen Fluidsalinitäten an der Grenzfläche keine Signale mit nennenswerten Amplituden erzeugt werden können. Da die hohe Salinität die Mächtigkeit der elektrischen Doppelschicht vermindert, wird die elektrokinetische Kopplung im System erschwert bzw. sie findet gar nicht statt. Damit deutet sich ein entscheidender Problempunkt für Analysen seismoelektromagnetischer Effekte bei größeren Teufen an. Zwar könnte der eingesetzte 2D-Finite-Elemente-Algorithmus auch auf Problemstellungen in größeren Teufen übertragen werden. Allerdings wären aufgrund höherer Salinitäten und größeren Empfänger-Sender-Distanzen auch schwächere Signalantworten zu erwarten. Jedoch haben die Parametervariationen wiederum auch gezeigt, dass bei ausreichendem Kontrast in der elektrischen Bulkleitfähigkeit an der jeweiligen Grenzfläche schon geringe Salinitätskontraste ausreichen, um trotzdem seismoelektromagnetische Effekte erzeugen zu können. Eine genauere Auskunft über diesen Zusammenhang können letztlich weitere, zielgerichtete Modellierungen oder Experimente geben.

Da die konvertierten seismoelektromagnetischen Wellen Informationen über die konvertierenden Raumstrukturen mit sich führen, sind diese Signale von besonderem Interesse auch für die Hydrogeophysik. So ist die Kenntnis der Verteilung bestimmter hydrogeophysikalischer Parameter (insbesondere Porosität und Permeabilität) unter Berücksichtigung ihrer Abhängigkeit von den jeweiligen Eigenschaften der fluiden Phase für eine Vielzahl von geowissenschaftlichen Anwendungen von entscheidender Bedeutung. Direkte Porositäts- und Permeabilitätsansprachen sind bislang mit gängigen geophysikalischen Methoden nur schwer oder nicht in der gewünschten Auflösung zu erlangen. Darüber hinaus liefern sie meist nur Punktinformationen und geben die räumliche Parameterheterogenität im Feldmaßstab nur ungenügend wieder. In diesem Zusammenhang bietet die Seismoelektromagnetik die Möglichkeit, direkte Abschätzungen von Lagerstätten- oder Reservoirparametern samt ihrer Verteilung hochaufgelöst durchzuführen. Die Sensibilitätsanalyse bzgl. der Parameter Porosität und Permeabilität ist in dieser Arbeit nicht durchgeführt worden, da diesbezüglich schon einschlägige Erkenntnisse aus anderen Modellierungen existieren. Darüber hinaus war es Ziel dieser Arbeit, bislang unbekannte seismoelektromagnetische Phänomene für 2D-Raumstrukturen eingehend zu analysieren. Gleichwohl bleibt die Frage nach Bestimmbarkeit dieser Parameter gerade im Bereich der Hydrogeophysik von entscheidendem Interesse und weist den Blick auf zukünftige Aufgabenstellungen innerhalb der Analyse seismoelektromagnetischer Effekte hin. So sollte es aufgrund der überprüften Tauglichkeit der hier genutzten Vorwärtsmodellierung möglich sein, über einen Inversionsalgorithmus aus der gemessenen Spannung (bzw. den elektrischen Feldkomponenten) auf Porositäts- und Parameterkontraste schließen zu können. Dies muss allerdings zukünftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Gleichwohl in dieser Arbeit ausschließlich Untersuchungen der seismoelektromagnetischen Effekte numerischer Art durchgeführt wurden, geben die Modellierungsergebnisse hilfreiche Ratschläge für eine effektive Messstrategie. Darüber hinaus haben die Ergebnisse der hier vorgestellten Feldmessungen gezeigt, dass es sich bei dem Phänomen keineswegs nur um ein Objekt des theoretischen Interesses handelt, d.i. die (theoretischen) Modellierungsergebnisse können helfen, einen Nutzen für die praktische Anwendung im Feld zu gewinnen. Dementsprechend müssen in einem nächsten Schritt numerische Modellierung und Feldmessung in Einklang gebracht werden, um dem (numerisch verifizierten) Potential der Seismoelektromagnetik gerecht zu werden. Nicht nur die numerische Modellierung, sondern auch die Feldmessungen haben gezeigt, dass sich die Seismoelektromagnetik zumindest als oberflächennahes Explorationsverfahren eignen könnte. Der Weg zu einem neuen geophysikalischen Verfahren stünde damit offen!



## 8 Danksagung

Aus fachlicher Sicht gebührt mein Dank in erster Linie meinem Betreuer Herrn Prof. Dr. Andreas Kemna, der mir die vorliegende Arbeit an der Universität Bonn im Fachbereich Angewandte Geophysik erst ermöglicht hat. Neben hilfreichen Diskussionen und Ratschlägen hat mir die fördernde Begleitung bei der Gestaltung dieser Dissertation sehr geholfen. Der menschlich sehr angenehme Umgang tat sein Übriges. Darüber hinaus schulde ich auch noch meinem Zweitgutachter Herrn Prof. Dr. Ugur Yaramanci besonderen Dank. Ich bin froh, dass er sich als Zweitgutachter hat gewinnen lassen, da sich somit für mich ein kleiner Kreis, den ich mit meiner Diplomarbeit bei ihm begonnen hatte, nun schließt.

Bedanken möchte ich mich ebenso bei meinen Kollegen, die mir ein angenehmes Arbeitsklima geschenkt haben. Insbesondere danken möchte ich Klaus für das Korrekturlesen und Andreas dafür, dass er mir jederzeit und unkompliziert aus unzähligen IT-Schwierigkeiten geholfen hat. Darüber hinaus hat mir seine freundschaftliche Begleitung beim Abfassen dieser Dissertation sehr geholfen.

Mein Dank aus privater Sicht gilt natürlich meiner Familie: Ulrike, Justus und Paula. „Per aspera ad astra“: ob der Weg zu den Sternen führt, müssen Andere beurteilen, steinig und rauh war er auf jeden Fall. Es war nicht immer einfach, berufliche und familiäre Anforderungen mit dieser Dissertation in ein ausgewogenes Verhältnis zu bringen. Und deswegen möchte ich mich für die Liebe, Herzlichkeit und Geduld meiner Frau Ulrike bedanken. Ohne ihr Verständnis und ihre Unterstützung wäre diese Arbeit niemals zu einem angemessenen Ende gekommen!



## 9 Referenzen

- Beamish, D., 1999. Characteristics of near-surface electrokinetic coupling. *Geophys.J.Int.* 137, 231-242.
- Bender, F., 1985. *Angewandte Geowissenschaften, Band II*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Biot, M.A., 1956. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low-frequency range. *Journal of the Acoustical Society of America* 28, 168-178.
- Block, G.I., and J.G. Harris, 2006. Conductivity dependence of seismoelectric wave phenomena in fluid-saturated sediments. *Journal of Geophysical Research* 111, B01304 1-12.
- Bockris, J.O'M. and A.K.N. Reddy, 1970. *Modern electrochemistry*. Plenum, New York.
- Bordes, C., Jouniaux, L., Dietrich, M., Pozzi, J.-P., S. Garambois, 2006. First laboratory measurements of seismo-magnetic conversions in fluid-filled fontainbleau sand, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01302.
- Bordes, C., Jouniaux, L., Garambois, S., Dietrich, M., Pozzi, J.-P., and S. Gaffet, 2008. Evidence of the theoretically predicted seismo-magnetic conversion, *Geophysical Journal International*, **174**, 489-504.
- Braess, D., 2003. *Finite Elemente*. Springer-Verlag, Berlin.
- Butler, K. E., and R. D. Russel, 1993. Subtraction of powerline harmonics from geophysical records. *Geophysics*, 58, 898-903.
- Butler, K.E., Russel, R.D., Kepic, A.W. and M. Maxwell, 1996. Measurement of the seismoelectric response from a shallow boundary. *Geophysics* 61, 1769-1778.
- COMSOL 2005a. *Multiphysics Model Library*, Version 3.2.
- COMSOL 2005b. *Multiphysics User's Guide*, Version 3.2.
- Deckman, H. et al., 2005. Determination of Electrokinetic Coupling Coefficients, *SEG Expanded Abstracts* 24, 561.

- De Groot, S.R., 1960. Thermodynamik irreversibler Prozesse. Bibliographisches Institut AG, Mannheim.
- Fitterman, D.V., 1978. Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth, *Journal of Geophysical Research*, 83, 5923-5928.
- Frenkel, J., 1944. On the theory of seismic and seismoelectric phenomena in a moist soil. *J. Phys.* 8, 230-241.
- Gamburzew, G.A., 1965. Grundlagen seismischer Erkundung, Verlag Otto Sagner, München.
- Garambois, S., 1999. Études expérimentales et théoriques des conversions d'ondes sismo-électriques dans le milieu poreux superficiels. PhD thesis, Grenoble.
- Garambois, S., and M. Dietrich, 2001. Seismoelectric wave conversions in porous media: Field measurements and transfer function analysis. *Geophysics* 66, 1417-1430.
- Garambois, S., and M. Dietrich, 2002. Full waveform numerical simulations of seismoelectromagnetic wave conversions in fluid-saturated stratified porous media. *Journal of Geophysical Research* 107, ESE 5 1-18.
- Groot, S., and P. Mazur, 1984. Non-equilibrium Thermodynamics, Dover, New York.
- Haartsen, M.W., and S. Pride, 1997. Electrostatic waves from point sources in layered media. *Journal of Geophysical Research* 102, 24.745-24.769.
- Haartsen, M. W., Dong, W., and M. N. Toksöz, 1998. Dynamic streaming currents from seismic point sources in homogeneous poroelastic media. *Geophys. J. Int.*, 132, 256-274.
- Haines, S.S., and S. Pride, 2006. Seismoelectric numerical modeling on a grid. *Geophysics* 71, N57-65.
- Haines, S.S., Guitton, A., and B. Biondi, 2007b. Seismoelectric data processing for surface surveys of shallow targets. *Geophysics* 72, G1-G8.
- Haines, S.S., Pride, S., Klemperer, S.L., and B. Biondi, 2007a. Seismoelectric imaging of shallow targets. *Geophysics* 72, G9-20.
- Han, Q. und Z. Wang, 2001. Time-domain simulation of SH-wave induced electromagnetic field in heterogeneous porous media: a fast finite-element algorithm, *Geophysics* 66, 448-461.
- Hamann, C.H., und W. Vielstich, 2005. Elektrochemie. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.
- Ishido, T. et al., 1976. Electrokinetic phenomena associated with earthquakes. *Geophysical Research Letters*, Vol. 3, 365-368.
- Ishido, T., and H. Mizutani, 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research* 86, 1763-1775.

- Ivanov, A., 1939. Effect of electrization of earth layers by elastic waves passing through them. *Compts. Rendus. (Doklady) de l'Académie des Sciences de l'USSR* 24, 25-42.
- Jardani, A., Revil, A., Slob, E., and W. Söllner, 2010, Stochastic joint inversion of 2D seismic and seismoelectric signals in linear poroelastic materials: A numerical investigation, *Geophysics*, **75**, N19-N31.
- Kelly, K.R. und K.J. Marfurt, 1999. Numerical modelling os seismic wave propagation. *Geophysics reprint series*, No. 13, Society of Exploration geophysicists.
- Kennett, B.L.N. and N.J. Kerry, 1979. Seismic waves in a stratified half space. *Geophys.J.R.Astron.Soc.* 57, 557-583.
- Knabner, P. und L. Angermann, 2000. *Numerik partieller Differentialgleichungen.* Springer-Verlag, Berlin.
- Kortüm, G., 1972. *Lehrbuch der Elektrochemie.* Verlag Chemie GmbH, Weinheim.
- Kröger, B., 2007. *Modellierung und Sensitivitätsanalysen für Seismoelektrik mit Finiten Elementen (Diplomarbeit).* TU Berlin.
- Kröger, B., Fechner, T., and A. Kemna, 2010. Crosshole measurement and analysis of interfacial seismoelectric signals from shallow sedimentary boundaries, 73rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011, Vienna, Austria, 23-26 May 2011, ISBN 978-90-73834-12-5.
- Lorrain, P., Corson, D.R., and F. Lorrain, 1988. *Electromagnetic Fields and Waves including Electric Circuits,* W.H. Freeman and Company, New York.
- Meissner, R. und L. Stegena, 1977. *Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung,* Gebrüder Borntraeger, Berlin und Stuttgart.
- Mikhailov, O.V., Haartsen, M.W. and M.N. Toksöz, 1997a. Electro seismic investigation of the shallow subsurface: Field measurements and numerical modeling. *Geophysics* 62, 97-105.
- Mikhailov, O.V., Queen, J. and M.N. Toksöz, 1997b. Using borehole electro seismic measurements to detect and characterize fractured (permeable) zones.. *Geophysics* 65, 1098-1112.
- Militzer, H. und Weber, F., 1987. *Angewandte Geophysik, Bd. 3, Seismik.* Springer-Verlag, Wien-New York.
- Mitchell, J. K., and K. Soga, 2005. *Fundamentals of soil behavior,* 3rd ed., John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey.
- Neev, J., and F.R. Yeatts, 1989. Electrokinetic effects in fluid-saturated poroelastic media. *Physical Review B* 40, 9135-9141.
- Pride, S.R., 1994. Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media. *Physical Reviews B* 50, 15678-15696.

- Pride, S.R. and M.W. Haartsen, 1996. Electrostatic wave properties. *Journal of the Acoustical Society of America* 100, 1301-1315.
- Pride, S., and S. Garambois, 2005. Electrostatic wave theory of Frenkel and more recent developments. *Journal of Engineering Mechanics* 131, 898-907.
- Revil, A., Pezard, P.A., and E.W.J. Glover, 1999. Streaming potential in porous media, 1. Theory of the zeta potential. *Journal of Geophysical Research* 104, 20021-20031.
- Schanz, M., 2001. *Wave propagation in viscoelastic and poroelastic continua*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Thompson, A.H., and G.A. Gist, 1993. Geophysical applications of electrokinetic conversion. *The Leading Edge* 12, 1169-1173.
- Thompson, R., 1936. The seismic electric effect, *Geophysics* 1, 327-335.
- Thompson, A.H., 2007. Electromagnetic-to-seismic conversion: successful developments suggest viable applications in exploration and production, ExxonMobil Upstream Research Co.
- Wang, H.F., 2000. *Theory of linear poroelasticity*, Princeton University Press.
- Zhu, Z., and M.N. Toksöz, 2005. Seismoelectric and seismomagnetic measurements in fractured borehole models, *geophysics* 70, 45-51.
- Zienkiewicz, O. C., C. T. Chan, and P. Bettess, 1980. Drained, undrained, consolidating and dynamic behaviour assumptions in soils, *Géotechnique*, **30**, 4, 385-395.
- Zienkiewicz, O.C., Chan, A.H.C., Pastor, M., Schrefler, B.A. and T. Shiomi, 1999. *Computational Geomechanics*. John Wiley & Sons, Chichester, New York.
- Zyserman, F. I., Gauzellino, P. M., and J. E. Santos, 2011. Finite element modeling of SHTE and PSVTM electroseismics, *Journal of applied geophysics* (article in press).



## **Erklärung**

Hiermit erkläre ich an Eides statt, das ich die von mir am heutigen Tage dem Prüfungsausschuss der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn eingereichte Dissertation mit dem Thema

### **Numerische Untersuchungen zur Anatomie und Metamorphose seismoelektromagnetischer Effekte in porösen Medien**

vollkommen selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt sowie Zitate kenntlich gemacht habe.

---

Ort, Datum

---

Unterschrift

