



**Technische Universität Braunschweig**  
- Institut für Geophysik und extraterrestrische Physik -

# Numerische Simulation des Einflusses von Bathymetrie auf marine transient elektromagnetische Messungen in der Kohlenwasserstoffexploration

Abschlussarbeit zur Erlangung des akademischen Grades  
Bachelor of Science im Fach Physik

vorgelegt von

Matthias Bücken  
Matrikelnummer 2790831

Erstprüfer: Prof. Dr. Andreas Hördt  
Zweitprüfer: Prof. Dr. Jürgen Blum



---

Ich versichere hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die im Literaturverzeichnis angegebenen Quellen benutzt habe.

Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder noch nicht veröffentlichten Quellen entnommen sind, sind als solche kenntlich gemacht.

Die Zeichnungen oder Abbildungen in dieser Arbeit sind von mir selbst erstellt worden oder mit einem entsprechenden Quellennachweis versehen.

Die Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form noch bei keiner anderen Prüfungsbehörde eingereicht worden.

Braunschweig, den 08.07.2008

Matthias Bucker



---

# Zusammenfassung

Marine transient elektromagnetische Messungen zur Kohlenwasserstoffexploration werden aufgrund des hohen Leitfähigkeitskontrastes zwischen Meerwasser und Sedimenten von Höhenunterschieden in der Topographie des Meeresbodens stark beeinflusst. 3D-Simulationen der zeitlichen Entwicklung der horizontalen elektrischen Feldkomponente über einer solchen Bathymetrie zeigen, dass die variierende Wassertiefe entscheidenden Einfluss auf die Messungen hat. Geringe Wassertiefen verstärken, große Wassertiefen verringern die elektrischen Feldstärken, deren zeitliche Entwicklung maßgeblich von der ebenfalls tiefenabhängigen Ausprägung der airwave ist bestimmt wird. Daher müssen Daten zur Bathymetrie unbedingt in Form richtiger Referenzmodelle in die Aufarbeitung der Messdaten eingehen, um das Risiko falscher Interpretationen zu verringern. Die zeitlichen Ableitungen der Transienten stellen sich als wichtiges Hilfsmittel in der Auswertung der gesammelten Daten hinsichtlich des Auffindens von Erdölreservoirs heraus.

---

# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2. Grundlagen</b>	<b>2</b>
2.1. Marine Elektromagnetische Verfahren . . . . .	2
2.2. Marine transient elektromagnetische Verfahren . . . . .	5
2.2.1. Physikalische Grundlagen . . . . .	6
2.2.2. Messungen im Zeitbereich . . . . .	8
<b>3. Modellierung</b>	<b>11</b>
3.1. Untersuchte Leitfähigkeitsmodelle . . . . .	11
3.1.1. Bathymetriemodell . . . . .	11
3.1.2. Hintergrundmodell . . . . .	12
3.2. Untersuchte Geometrie . . . . .	12
3.3. Verwendete Programme . . . . .	13
3.3.1. SLDMEM3T . . . . .	14
3.3.2. IX1D . . . . .	14
3.4. Erstellung der Gitter . . . . .	14
<b>4. Simulationsergebnisse</b>	<b>18</b>
4.1. Überprüfung der 3D-Rechnungen . . . . .	18
4.2. Einfluss der Bathymetrie . . . . .	19
4.2.1. Transienten . . . . .	19
4.2.2. Offset-Abhängigkeit . . . . .	22
4.3. Einfluss des Erdölreservoirs . . . . .	28
4.4. Zusammenwirken von Bathymetrie und Erdölreservoir . . . . .	31
4.5. Bewertung hinsichtlich der Detektierbarkeit von Erdölreservoirs . . . . .	36
<b>5. Ausblick</b>	<b>39</b>
<b>6. Literaturverzeichnis</b>	<b>41</b>
<b>A. Anhang</b>	<b>I</b>
A.1. Eingabefile SLDMEM3T . . . . .	I
A.2. Spiegelpunktmethode . . . . .	IV

---

# 1. Einleitung

Seit einigen Jahren erleben elektromagnetische Verfahren zum Auffinden von Kohlenwasserstoffreservoirs am Seeboden einen starken Aufschwung. Steigende Ölpreise und sich verknappende Erdölreserven machen die Entwicklung neuer Verfahren als Ergänzung zu standardmäßig eingesetzten seismischen Verfahren zunehmend attraktiv. Bei CSEM (Controlled Source Electro-Magnetic) Messungen wird hinter einem Schiff ein Kabel hergezogen, durch das ein starker Strom in das Meerwasser eingespeist wird. Messvorrichtungen am Seegrund zeichnen die zeitliche Entwicklung der elektrischen und magnetischen Felder auf, aus der Informationen über die elektrische Leitfähigkeit des Meeresbodens gewonnen werden können. Speziell Kohlenwasserstoffe, die sich durch ihre schlechte Leitfähigkeit deutlich von der Umgebung abheben, können auf diese Weise bis in Tiefen von mehreren 100 m nachgewiesen werden (Constable und Srnka (2007)).

Modellrechnungen für Messungen im Frequenzbereich (Constable und Li (2007)) haben gezeigt, dass Variationen der Topographie des Seebodens, die sogenannte Bathymetrie, störende Einflüsse auf die gesammelten Messdatendaten haben können. Für Messungen im Zeitbereich sagen 1D-Rechnungen ebenfalls eine starke Abhängigkeit der Signale von der Wassertiefe voraus (Weiss (2007)).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden die Einflüsse von Bathymetrie anhand der Ergebnisse von Simulationen mit einem Programm untersucht, das die zeitliche Entwicklung der elektromagnetischen Felder über dreidimensionalen Leitfähigkeitsstrukturen berechnet (Druskin und Knizherman (1988)). Die Auswertungen gelten dabei besonders der Bewertung von Bathymetrieeffekten hinsichtlich der Detektierbarkeit von Erdölreservoirs.

---

## 2. Grundlagen

Mit geoelektrischen Verfahren können aufgrund räumlich variabler elektrischer und magnetischer Eigenschaften einzelner Schichten Einblicke in den Untergrund gewonnen werden. Je nach Erkundungstiefe und -ziel kommen verschiedene Verfahren zum Einsatz. Allen Methoden liegt die Vermessung elektrischer oder magnetischer Felder zu Grunde, die - durch den Einfluss des Untergrundes verzerrt - Informationen über dessen Aufbau enthalten. Als anregende Felder (Primärfelder) kommen sowohl natürliche, als auch künstlich erzeugte Felder in Frage. Künstlich können die Primärfelder durch Einspeisung eines Gleichstromes hervorgerufen werden, oder durch zeitlich veränderliche elektrische oder magnetische Felder. Die Vielzahl verschiedener Messkonfigurationen und Primärfeldquellen erschließt ein breites Anwendungsspektrum.

Elektromagnetische Erkundungsverfahren eignen sich auch und besonders zum Auffinden von Kohlenwasserstoffreservoirs, da sich Erdöl und -gas durch ihre sehr geringe Leitfähigkeit gut vom Umgebungsgestein, sowie den meist salzigen Porenfluiden abheben. An Land finden elektromagnetische Verfahren in der Erdölexploration bereits Anwendung, wohingegen der Einsatz auf See spezielle Probleme bereitet und zudem erst seit wenigen Jahren erprobt wird.

### 2.1. Marine Elektromagnetische Verfahren

Zur Erkundung des Meeresbodens, der ozeanischen Kruste, aber auch in der Kohlenwasserstoff-Exploration mit elektromagnetischen Verfahren werden hauptsächlich Methoden mit künstlich erzeugten Feldern („controlled source electro-magnetic“, CSEM) eingesetzt (Constable und Srnka (2007)). Passive Methoden ohne eigene Quellen werden zwar auch zur Erkundung der Kruste eingesetzt, sind allerdings da sie keine vertikalen Ströme erzeugen nicht zum auffinden dünner schlecht leitender Schichten wie Erdölreservoirs geeignet. Wegen der starken Dämpfung der Felder im Meerwasser, die ein schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis mit sich bringt, sind sie ausserdem im Nachteil gegenüber Methoden mit künstlich erzeugten Feldern. Auch Gleichstromgeoelektrische Verfahren haben auf See kaum praktische Bedeutung, da die hohe Leitfähigkeit der Deckschicht aus Meerwasser eine Erkundung tiefer liegender Schichten mit geringerer Leitfähigkeit unmöglich macht.

Vermutlich bedingt durch die Entwicklung aus magnetotellurischen Verfahren, die mit elektromagnetischen Wechselfeldern mit Frequenzen bis 100 kHz arbeiten, werden auch in CSEM Messungen Wechselfelder mit fester Frequenz eingesetzt. Als Quellen der Felder bei marinen Anwendungen kommen dabei vertikale oder horizontale elektrische Dipole, aber auch große

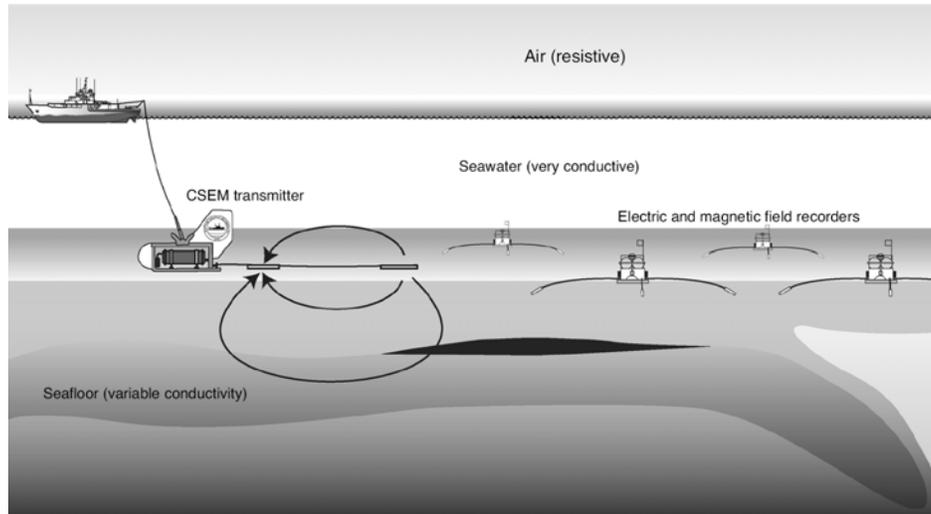


Abbildung 2.1.: Schematischer Überblick über eine marine CSEM Messung. Der Dipolsender wird von einem Schiff über dem Seeboden hergezogen. In einiger Entfernung messen Empfänger die elektrischen und magnetischen Felder. Aus Constable und Srnka (2007)

Leiterschleifen in Frage. Durchgesetzt hat sich die Verwendung eines ca. 200 m langen horizontalen elektrischen Dipols, der leicht von einem Schiff durch das Wasser gezogen werden kann, dabei mit wenig Aufwand seine Orientierung beibehält und gleichzeitig eine starke Einkopplung des ausgesendeten Signales in den Meeresgrund gewährleistet. Es wird sich später herausstellen, dass es günstig ist, den Sendedipol möglichst nah an den Seegrund zu bringen. Daher wird er in den meisten Anwendungen mit einem Schwimmkörper auf einer konstanten Höhe zwischen 30 m und 100 m über dem Boden gehalten. Abbildung 2.1 gibt einen Überblick über eine marine CSEM Messung, die auf technischer Seite außer dem Dipol aus Empfängern besteht, die vor der Messung in einem regelmäßigen Raster über dem Erkundungsgebiet versenkt werden. Die Empfänger sind mit Elektroden zur Messung der horizontalen elektrischen Felder ausgestattet und verfügen über drei Induktionsspulen, die die Veränderung der magnetischen Feldstärke in allen drei Raumrichtungen messen. Bei der Messung wird der Dipol entlang eines horizontalen Rasters über das Zielgebiet gezogen, während die am Meeresboden liegenden Empfänger über den gesamten Messzeitraum Daten aufzeichnen. Erst nach der Bergung der Empfänger nach Beendigung der Messung können die Daten ausgewertet werden.

Die Ausbreitung der Ströme innerhalb der unterschiedlichen Schichten und über die Schichtgrenzen hinweg, von der letztlich das empfangene Signal abhängt, lässt sich als Diffusionsprozess des vom Sender ausgehenden Stromsystems in die Umgebung auffassen. Eine detailliertere Beschreibung des auf Induktion beruhenden Ausbreitungsmechanismus folgt in Abschnitt 2.2.1. An dieser Stelle soll es ausreichen, die Skineindringtiefe als Maß für die Reichweite der

Ausbreitung des Stromsystems einzuführen (Nabighian (1991)).

$$\delta_{skin} = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}} \quad (2.1)$$

Die so definierte Größe hat die Dimension einer Länge und gibt die Tiefe an, in der die Amplitude des elektrischen bzw. magnetischen Wechselfeldes mit der Frequenz  $f = \omega/2\pi$  auf  $1/e$  seines Wertes an der Oberfläche abgeklungen ist. Die elektrische Leitfähigkeit  $\sigma$  und die magnetische Permeabilität  $\mu$  sind materialabhängige Konstanten. Die Permeabilitätszahl ist  $\mu_r = 1$  für die meisten Untergründe und das Meerwasser, sodass  $\mu = \mu_0$ . Bei fester Frequenz nimmt die Eindringtiefe mit wachsender Leitfähigkeit ab.

Die Sendeimpulse gelangen auf verschiedenen Wegen vom Dipol zum Empfänger. Bei der direkten Diffusion durch das Wasser wird das Signal allerdings aufgrund der hohen Leitfähigkeit des Meerwassers von  $\sigma_{sea} \approx 3,3 - 4$  S/m stark gedämpft, sodass die gemessenen Signale hauptsächlich durch die wassergesättigten Sedimente ( $\sigma_{seds} \approx 1$  S/m) und ein tiefer liegendes Reservoir ( $\sigma_{seds} \approx 0,01$  S/m) bestimmt werden. Besondere Bedeutung kommt in diesem Zusammenhang der Luftschicht oberhalb des Wassers zu. Die sogenannte „airwave“ transportiert die durch Diffusion an die Oberfläche gelangte Energie der elektromagnetischen Felder entlang der Grenzschicht zwischen Wasser und Luft mit Lichtgeschwindigkeit über den Empfänger, von wo aus ein Teil der Energie an den Meeresgrund zum Empfänger gelangt. Der Anteil der airwave am Signal ist daran zu erkennen, dass er bei allen Empfängern gleichzeitig ankommt, führt aber vor allem bei geringen Meerestiefen unter 300 m zu erheblichen Problemen. Die airwave wird dort aufgrund der dünnen Wasserschicht nur wenig gedämpft und überdeckt das schwächere Signal der Ölschicht.

Abbildung 2.2 zeigt das typische Ergebnis einer marinen CSEM Messung im Frequenzbereich, in der das horizontale elektrische Feld über den offset, das heißt den Abstand zwischen Sender und Empfänger, aufgetragen ist. Ausser den gemessenen Daten (schwarze Punkte) sind die Simulationsergebnisse für ein räumlich begrenztes Reservoir (durchgezogene Linie), für ein seitlich unbegrenztes Reservoir (fein gestrichelt) und für einen Seegrund ohne eingelagertes Reservoir (grob gestrichelt) angegeben. Der Unterschied zwischen der Signatur des Seegrundes ohne Reservoir und mit Reservoir ist für genügend große offsets deutlich erkennbar. Die gezeigten Daten stammen aus einem Gebiet, in dem die Ölschicht in 1100 m Tiefe unter dem Seeboden liegt. Die geeignete Wahl der Sendefrequenz - hier 0,25 Hz - ist entscheidend für den Erfolg der Messung. Bei einem spezifischen Widerstand der Sedimente von  $1 \Omega m$  beträgt die Skineindringtiefe  $\delta_{skin} \approx 1000m$ . Das Beispiel zeigt, dass sich Aussagetiefe der Methode gut mit der Skinaussagetiefe abschätzen lässt, da der Wert etwa mit der Tiefe des Reservoirs übereinstimmt. Die Abweichung der Messdaten von der modellierten Kurve bei sehr kleinen offsets liegt an der dort erreichten Sättigung des Empfängers.

Die überzeugende und leicht kommunizierbare Darstellung der Messergebnisse (Abbildung 2.2), die eine verlässliche Dektektion von Öl- und Gasvorkommen verspricht, trägt wesentlich zum anhaltenden Erfolg der Methode bei.

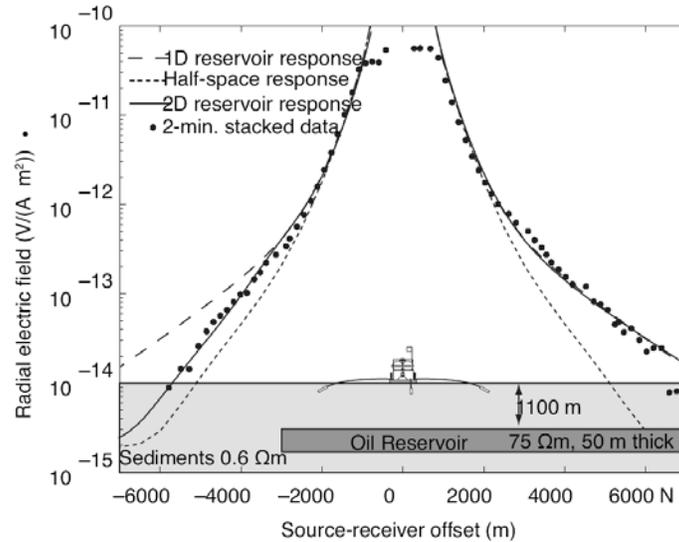


Abbildung 2.2.: Datenbeispiel zu einer CSEM Messung über einem Erdölreservoir in 1100 m Tiefe. Die Wassertiefe beträgt 1200 m, die Sendefrequenz 0,25 Hz. Aus Constable und Srnka (2007)

## 2.2. Marine transient elektromagnetische Verfahren

Die transient elektromagnetische Methode (TEM) ist ein weiteres erfolgversprechendes aber weit weniger etabliertes Verfahren zur Erkundung von Kohlenwasserstofflagerstätten unter dem Meeresgrund. Der entscheidende Unterschied zur im vorhergehenden Abschnitt besprochenen Methode im Frequenzbereich (FEM) liegt in der zeitlichen Form des Stromes durch den Dipol. TEM-Messungen beruhen auf der Beobachtung und Interpretation der Abklingkurven von elektrischen und magnetischen Felder, Transienten genannt, die auf das An- oder Abschalten eines konstanten Sendestromes folgen und ebenfalls durch Induktion hervorgerufen werden. Die Vorteile der transient elektromagnetischen Methode gegenüber Messungen im Frequenzbereich liegen zum einen im kontinuierlichen Frequenzspektrum, das sich hinter der Rechteckform des Sendestromes verbirgt und damit einem Zugewinn an verwertbaren Informationen bedeutet, zum anderen im leichter zu identifizierenden Einfluss der airwave bei Messungen in flachem Wasser (Weiss (2007)). Ein weiterer Vorteil ist die zeitliche Trennung von Primärsignal und den wesentlich schwächeren Sekundärfeldern, die die relevanten Informationen über den Seeboden enthalten. Bevor aber die grundlegenden Charakteristiken von TEM Messungen genauer betrachtet werden, führt der folgende Abschnitt in die physikalischen Hintergründe der Methode ein.

### 2.2.1. Physikalische Grundlagen

Elektrische und magnetische Felder in beliebigen Leitfähigkeitsverteilungen werden durch die Maxwellgleichungen beschrieben. Ströme und zeitlich veränderliche elektrische Felder rufen magnetische Wirbelfelder, zeitlich veränderliche Magnetfelder rufen elektrische Wirbelfelder hervor.

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{H} &= \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{j} \\ \nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}\end{aligned}\tag{2.2}$$

Die magnetische Feldstärke  $\mathbf{H}$  ist mit der magnetischen Flussdichte  $\mathbf{B}$  über die magnetische Permeabilität  $\mu$ , die elektrische Feldstärke  $\mathbf{E}$  über die elektrische Permittivität  $\epsilon$  mit der dielektrischen Verschiebung verknüpft.

$$\begin{aligned}\mathbf{B} &= \mu \mathbf{H} \\ \mathbf{D} &= \epsilon \mathbf{E}\end{aligned}\tag{2.3}$$

Das Ohm'sche Gesetz besagt, dass ein elektrisches Feld  $\mathbf{E}$  in einem Medium mit der Leitfähigkeit  $\sigma$  eine elektrische Stromdichte  $\mathbf{j}$  bewirkt.

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}\tag{2.4}$$

Aus den fünf Gleichungen (2.2) bis (2.4) gehen unter Verwendung der Rechenregeln für Differentialoperatoren gedämpfte Wellengleichungen hervor, die die Ausbreitung der elektrischen und magnetischen Felder vollständig beschreiben.

$$\nabla^2 \begin{matrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{matrix} = \underbrace{\mu\sigma \frac{\partial}{\partial t} \begin{matrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{matrix}}_{\text{Diffusionsterm}} - \underbrace{\mu\epsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} \begin{matrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{matrix}}_{\text{Wellenterm}}\tag{2.5}$$

Für elektromagnetische Erkundungsmethoden, die mit kleinen Frequenzen arbeiten, dominiert der Diffusionsterm und die Wellenausbreitung kann vernachlässigt werden. Man sagt auch, die *Verschiebungsströme* werden vernachlässigt. Diese „quasistatische“ Näherung gilt auch für typische Beobachtungszeiten in TEM-Verfahren, so dass sich die Gleichungen (2.5) zu reinen Diffusionsgleichungen vereinfachen.

$$\nabla^2 \begin{matrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{matrix} = \mu\sigma \frac{\partial}{\partial t} \begin{matrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{matrix}\tag{2.6}$$

Für den einfachsten Fall, wenn sich Sender und Empfänger in einem homogenen Raum einheitlicher Leitfähigkeit befinden und die Felder sich nur in einer Raumrichtung ändern (senkrecht einfallende ebene Welle), sind die Lösung der Diffusionsgleichungen (2.6) in Nabighian (1991) für den Zeitbereich angegeben. Der Transient der horizontalen elektrischen Feldkomponente, die durch das Abschalten eines Magnetfeldes der Stärke  $H_0$  zum Zeitpunkt  $t = 0s$  hervorgerufen wird, verhält sich danach wie

$$E_x(z, t) = \frac{\sqrt{2}H_0}{\sqrt{\pi\sigma}} \sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} \exp\left(-\frac{\sigma\mu z^2}{2t}\right) \quad (2.7)$$

Der Zeitpunkt  $t$ , zu dem der Transient in einer bestimmten Tiefe  $z$  sein Maximum erreicht, ergibt sich, wenn die zeitliche Ableitung der Gleichung (2.7) gleich Null gesetzt wird.

$$t = \frac{\sigma\mu z^2}{2} \quad (2.8)$$

Entsprechend gibt die Diffusionstiefe  $\delta_{diff}$  die Tiefe an, in der das lokale elektrische Feld zu einem festen Zeitpunkt  $t$  sein Maximum erreicht.

$$\delta_{diff} = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu}} \quad (2.9)$$

Die Diffusionstiefe ist das Zeitbereichs-Analogon zur Skineindringtiefe für Messungen im Frequenzbereich. Die beiden Größen unterscheiden sich lediglich um den Faktor  $\sqrt{2\pi}$ . Aus Gleichung (2.9) kann durch erneutes Ableiten nach der Zeit die Geschwindigkeit berechnet werden, mit der das lokale Maximum in das Medium eindringt.

$$v = \sqrt{\frac{1}{2\sigma\mu t}} \quad (2.10)$$

Trotz der einschränkenden Bedingungen an das Medium (homogener Halbraum) und die einfache Form der angenommenen Felder (senkrecht einfallende ebene Welle) können die bisher abgeleiteten Formeln zur Veranschaulichung der physikalischen Prozesse hinter einer elektromagnetischen Messung beitragen. Auch allgemein gilt z.B., dass sich die induzierten Stromsysteme mit der Zeit abnehmender Diffusionsgeschwindigkeit im Untergrund ausbreiten. Dabei wird die Geschwindigkeit neben der Zeit und damit der Entfernung von der Quelle stark von der Leitfähigkeit des Untergrundes beeinflusst: Je höher die Leitfähigkeit, desto kleiner die Diffusionsgeschwindigkeit.

Bei der Interpretation der Transienten steht die Frage nach der Herkunft der Felder am Ort des Empfängers im Mittelpunkt. Die dort gemessenen elektrischen Felder können als vektorielle Überlagerung der Felder infinitesimaler Dipole verstanden werden, die sich ausbilden, wenn sich die Leitfähigkeit des Materials parallel zur Richtung der induzierten Ströme ändert. Beim Durchgang eines elektrischen Stromes durch eine Schichtgrenze, die einen schlechten und einen

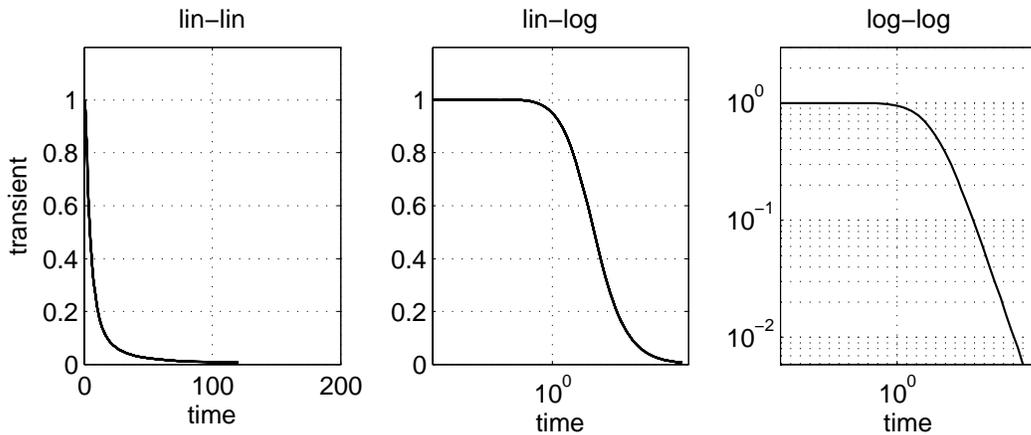


Abbildung 2.3.: Schematische Darstellung der Abklingkurven nach Abschalten des Stromes durch den Dipol. Der sogenannte Transient ist von links nach rechts linear, halblogarithmisch und doppelt logarithmisch dargestellt.

guten Leiter voneinander trennt, entsteht durch den sogenannten galvanischen Effekt, der auf dem Ohm'schen Gesetz und der Ladungserhaltung beruht, eine Grenzflächenladung, die die Feldstärke auf der gut leitenden Seite reduziert und auf der schlecht leitenden erhöht.

In guten Leitern werden durch zeitlich veränderliche Magnetfelder zusätzlich Wirbelströme induziert, deren Magnetfelder sich wiederum wie die elektrischen Felder am Ort des Empfängers vektorieell überlagern. Feldstärke und Orientierung der Beiträge ergeben sich aus dem Biot-Savart'schen Gesetz. Dieser Mechanismus wird auch als induktiver Effekt bezeichnet. Die Trennung zwischen galvanischen und induktiven Beiträgen hilft zwar bei der Veranschaulichung, ist jedoch keineswegs vollständig, da auch Induktionsströme an Grenzflächen zu Ladungsanhäufungen führen und alle Ströme im Untergrund Magnetfelder hervorrufen.

Die sich hier andeutende Komplexität der induzierten Stromsysteme, ihre schwer durchschaubaren gegenseitigen Abhängigkeiten und die Einflüsse von Material und Geometrie der Leitfähigkeitsstruktur machen Abschätzungen schwierig und verlangen genaue Rechnungen. Numerische Berechnungen in zwei und drei Dimensionen werden schnell aufwändig. Die anschließende Interpretation der Ergebnisse sowie ihre Verallgemeinerung sind schwierig.

### 2.2.2. Messungen im Zeitbereich

Im Rahmen dieser Arbeit werden die nach Abschalten des Sendestromes zu beobachtenden Abklingkurven des elektrischen Feldes untersucht. Der 1000 A starke Sendestrom wird nachdem alle dem Einschaltvorang folgenden Transienten abgeklungen sind abrupt abgeschaltet. Die durch das Abschalten hervorgerufene Störung des zuvor aufgebauten Gleichstromsystems wird sich gemäß der Überlegungen im vorhergehenden Abschnitt nur mit endlicher Geschwindigkeit ausbreiten. Zu sehr frühen Zeiten werden sich daher die gemessenen Felder kaum

ändern, sondern spiegeln das bei einer Gleichstrommessung zu erwartende Messergebnis wieder. Erst leicht verzögert setzt die Diffusion der Störung merklich ein, die sich nun mit der von der Leitfähigkeit des Materials und der seit dem Abschalten vergangenen Zeit abhängigen Diffusionsgeschwindigkeit in vertikaler und horizontaler Richtung ausbreitet. Die meisten Informationen über die elektrischen und magnetischen Eigenschaften des Untergrundes treten hier in Erscheinung. Zu späten Zeiten hat sich die Störung des Stromsystems über den gesamten Raum verteilt und es bleibt lediglich ein generelles Abklingen der Feldstärken zu verzeichnen, das den ohmschen Verlusten der Ströme im jeweiligen Material zuzurechnen ist.

Abbildung 2.3 zeigt schematisch den Verlauf eines Transienten nach Abschalten des Erregerfeldes. Die unterschiedlichen Skalierungen der Achsen sollen den Schritt von den bisher gegebenen anschaulichen Erklärungen zur üblichen doppelt logarithmischen Auftragung erleichtern. In der einfachen linearen Auftragung ist vor allem die starke Dämpfung des gesamten Stromsystems zu erkennen; skaliert man die Zeitachse logarithmisch, wird die anfängliche Gleichstromsituation sichtbar. Die doppelt logarithmische Auftragung bewährt sich letztlich erst, wenn sehr kleine Abweichungen der Transienten über unterschiedlichen Leitfähigkeitsverteilungen illustriert werden sollen. Als Beispiel kann die obere Grafik in Abbildung 2.4 dienen.

An der selben Abbildung lassen sich einige grundlegende Eigenschaften der Transienten elektrischer Felder diskutieren, wie auch besondere Merkmale mariner Messungen. Im oberen Teil sind numerisch berechnete Abklingkurven für unterschiedlich komplexe Leitfähigkeitsmodelle dargestellt, die in 8 km Entfernung nach dem Abschalten eines Stromes durch den Sendedipol entstehen. Die unterste Kurve gehört zu Berechnungen im homogenen Vollraum mit endlicher Leitfähigkeit  $\sigma_{sea} = 3,3$  S/m. Die Kurve zeigt zu sehr frühen Zeiten das typische Verharren im Gleichstromzustand, bevor die Felder zu späten Zeiten aufgrund der starken Dämpfung durch ohmsche Verluste steil abfällt. Berechnungen im homogenen Halbraum simulieren das Hinzufügen einer Luftschicht. Die dazu gehörende gestrichelte Kurve liegt zu frühen Zeiten deutlich höher als die erste; die Anwesenheit einer schlecht leitenden Schicht ( $\sigma_{air} = 0$  S/m) erhöht also den Gleichstromwert. Diese Beobachtung untermauern auch die beiden oberen Kurven, die entstehen, nachdem der untere Teil des Halbraumes mit schlechter leitendem Material  $\sigma_{seds} = 1$  S/m belegt wird (Strich-Punkt Linie) bzw. zusätzlich eine dünne sehr schlecht leitende Schicht mit  $\sigma_{oil} = 0,01$  S/m hinzu kommt (kräftige Linie).

Da die Unterschiede zwischen den Kurven - von den Gleichstromwerten abgesehen - in dieser Darstellungsform oftmals sehr subtil sind, werden üblicher Weise die zeitlichen Ableitungen der Transienten gebildet. Bei der Betrachtung der Impulsantwort fällt gerade bei komplexen Signalen die Differenzierung der Ergebnisse leichter. Der untere Teil von Abbildung 2.4 enthält die jeweiligen zeitlichen Ableitungen in halblogarithmischer Auftragung. Alle Kurven nähern sich zu frühen und späten Zeiten asymptotisch der Null. Deutliche Abweichungen machen sich im Zeitpunkt, der Anzahl sowie der Größe vorhandener Minima bemerkbar. Im homogenen Vollraum (feine Linie) zeichnet sich erst spät, nach etwa 20 Sekunden, ein schwacher Impuls ab. Die vergleichsweise hohe Leitfähigkeit führt zu einer langsamen Diffusionsgeschwindigkeit und einer starken Dämpfung der Störung. Das Hinzufügen der Luftschicht macht sich durch eine Verstärkung und Verschiebung des Maximums zu früheren Zeiten (gestrichelte Linie) bemerkbar. Der frühere Peak markiert nach etwa einer Sekunde das Eintreffen der airwave,

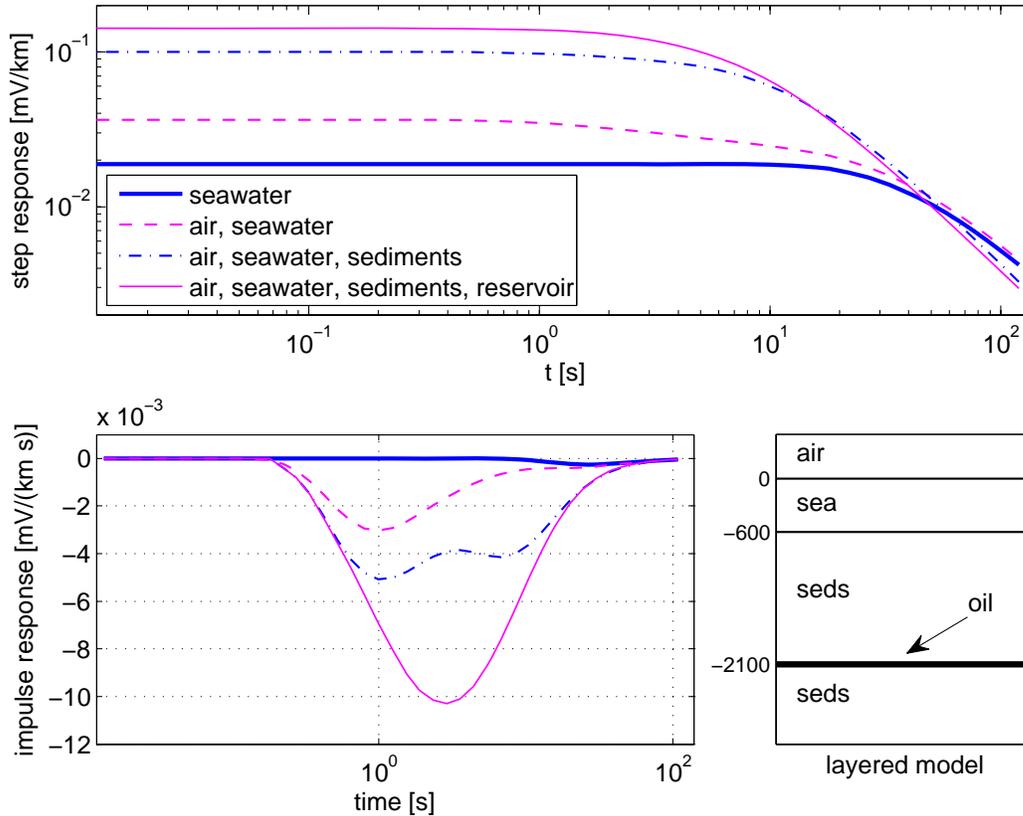


Abbildung 2.4.: Transienten und deren zeitliche Ableitungen für verschiedene Leitfähigkeitsmodelle: Homogener Vollraum mit  $\rho_{sea} = 0,3 \Omega\text{m}$  (feine Linie); homogener Halbraum mit  $\rho_{sea} = 0,3 \Omega\text{m}$  (gestrichelt); geschichteter Halbraum mit 600 m  $\rho_{sea} = 0,3 \Omega\text{m}$ , darunter  $\rho_{seds} = 1 \Omega\text{m}$  (Strich-Punkt); zusätzlich schlecht leitende Schicht  $\rho_{oil} = 100 \Omega\text{m}$  in 2100 m Tiefe (kräftige Linie)

die sich auf der Seite der Luftschicht mit Lichtgeschwindigkeit ausbreitet. Nach 20 Sekunden macht sich auch hier wieder der Einfluss der gut leitenden Schicht bemerkbar, der in der dritten Kurve (Strich-Punkt) durch ein Maximum überdeckt wird, das durch die nächste schlecht leitende Schicht hervorgerufen wird. Trotz der großen Tiefe, in der bei der letzten Rechnung (kräftige Linie) die sehr schlecht leitende Schicht eingebaut wird, macht sich diese Veränderung des Modells stark bemerkbar. Ein großer Peak nach 3 Sekunden lässt vermuten, dass die Störung des Stromsystems sich in dieser Schicht sehr gut ausbreiten kann. Einer detaillierteren Interpretation der simulierten Kurven ist im folgenden eine Einführung in die zugrundeliegenden Modelle und Parameter vorangestellt.

---

## 3. Modellierung

### 3.1. Untersuchte Leitfähigkeitsmodelle

Um Aufschlüsse über eventuell störende Einflüsse von nicht horizontalen Meeresböden auf die Ergebnisse transient elektromagnetischer Messungen zu gewinnen, werden mit Hilfe eines 3-D Simulationsprogrammes die über verschiedenen Leitfähigkeitsmodellen zu erwartenden Daten berechnet. Die Auswahl der Modelle orientiert sich dabei zum einen an in der einschlägigen Literatur üblicherweise zugrundegelegten Schichtmodellen des Untergrundes (vgl. Constable und Srnka (2007)) sowie einer konkreten Situation vor der ägyptischen Küste. Als Standard hat sich im 1D-Fall ein Modell durchgesetzt, das aus der nicht leitenden Luftschicht und einer Wasserschicht von 1000 m mit einem spezifischen Widerstand von  $0,3 \Omega\text{m}$  besteht. Der Seegrund aus wassergesättigten Sedimenten, deren spezifischer Widerstand mit  $1 \Omega\text{m}$  angenommen wird, bildet als homogener Halbraum den unteren Abschluss des Modells. Das Kohlenwasserstoffreservoir mit einem deutlich höheren spezifischen Widerstand von  $100 \Omega\text{m}$  liegt als dünne Schicht (100 m) in einer Tiefe von 2000 m unter der Wasseroberfläche. Die realen geologischen Gegebenheiten sind im Allgemeinen vielfältiger und komplexer als diese auch als „kanonisches Hintergrundmodell“ bezeichnete stark vereinfachte Situation. Verschiedene Ablagerungsschichten mit unterschiedlichen spezifischen Widerständen wechseln sich ab und nach unten schließt sich das kristalline Grundgebirge an. Dieses weist zwar mit etwa  $1000 \Omega\text{m}$  sehr hohe spezifischen Widerstände auf, wegen der großen Entfernung zum Meeresboden kann sein Einfluss aber meistens vernachlässigt werden.

#### 3.1.1. Bathymetriemodell

Wie oben bereits erwähnt, dient als Vorlage für die Bathymetrie eine konkrete Situation vor der Küste Ägyptens. Der Meeresboden steigt dort über ein etwa 10 km langes Profil um 100 m pro 1 km (unter einem  $5,74^\circ$  Winkel) von 1100 m auf nur 100 m Wassertiefe an (vgl. Abbildung 3.1). Es werden karthensische Koordinaten benutzt: Die y-Koordinate liegt in Streichrichtung (das ist die Richtung in der der Grund auf gleicher Höhe bleibt), entlang der x-Koordinate steigt der Boden an und die z-Koordinate wird mit positiven Werten nach unten gezählt. Leitfähigkeit von Seewasser, Sedimenten und Ölschicht entsprechen denen des kanonischen Modells. Das Reservoir liegt in Anlehnung an den Standard 1000 m unterhalb des unteren Plateaus bei  $z=2100$  m.

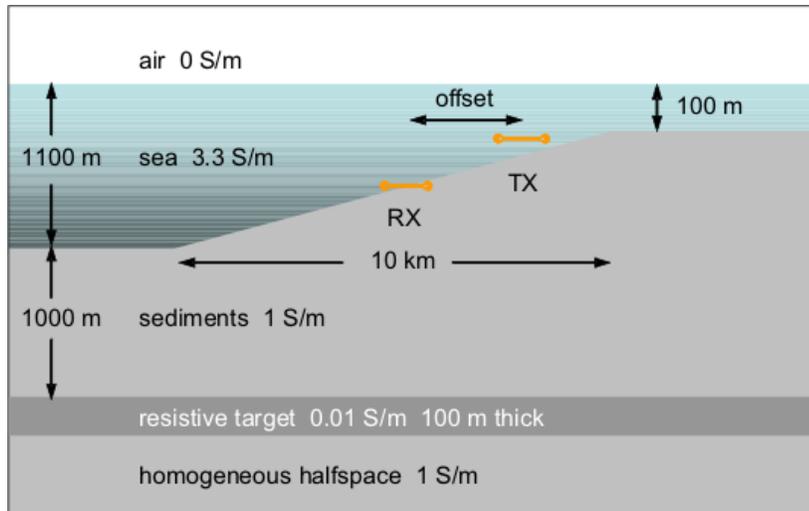


Abbildung 3.1.: Bathymetriemodell: Der Seeboden steigt in diesem Modell über eine Strecke von 10 km von 1100 m auf 100 m an. 1000 m unter dem tieferen Plateau liegt eine 100 m dicke schlecht leitende Schicht, das Erdölreservoir. Der Empfänger (RX) liegt auf halber Höhe der Steigung am Seeboden. In variablem Abstand (offset) befindet sich der Sender (TX) jeweils 30 m über dem Seeboden.

### 3.1.2. Hintergrundmodell

Erst im Vergleich mit Daten, die frei von Bathymetrieinflüssen sind, wird sich herausstellen, ob sich ein geneigter Meeresboden in den Messungen bemerkbar macht. Daher werden alle Berechnungen auch für ein Hintergrundmodell (Abbildung 3.2) durchgeführt, bei dem der Meeresboden in einer Tiefe von 600 m liegt. Das entspricht der Hälfte des Anstiegs von 1100 m auf 100 m. Die Ölschicht liegt genau wie im Bathymetriemodell 2100 m unter der Wasseroberfläche. Alle Leitfähigkeiten entsprechen denen des Bathymetriemodells.

Da der Frage nach den Einflüssen eines geneigten Seebodens auf die Detektierbarkeit von Kohlenwasserstoffreservoirs nachgegangen werden soll, werden beide Topographien sowohl mit, als auch ohne schlecht leitende Ölschicht modelliert.

## 3.2. Untersuchte Geometrie

Die Sekundärfelder werden nach dem Abschalten des Stromes durch den Sendedipol beobachtet. Richtung und relative Lage von Sender und Empfänger bestimmen die Gestalt des anfänglichen Stromsystems sowie der Abklingkurven aller Felder und Feldkomponenten maßgeblich. In Abbildungen 3.1 und 3.2 ist daher ausser den Leitfähigkeitsmodellen daher auch die Anordnung von Sender und Empfänger dargestellt. Der Empfänger befindet sich durchweg in der Mitte der Steigung 600 m unter der Wasseroberfläche auf dem Seegrund. Die Wahl

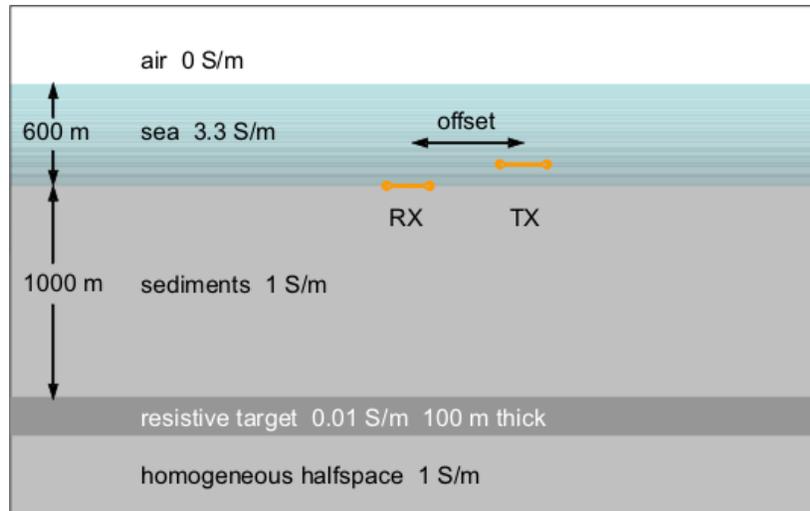


Abbildung 3.2.: Hintergrundmodell: Das Modell ohne Bathymetrie dient als Referenz. Der Seeboden verläuft hier in mittlerer Tiefe (600 m) horizontal. Alle übrigen Parameter sind gleich.

des Hintergrundmodells erlaubt dort die Positionierung des Empfängers an gleicher Stelle. Während der Empfänger ortsfest bleibt, wird die Position des Senders in x-Richtung variiert. Da die Höhe des Senders über dem Meeresboden immer etwa 30 m betragen soll, muss die z-Koordinate der Antenne in den Simulationen mit Bathymetrie ebenfalls angepasst werden. Alle Berechnungen werden in positive und negative x-Richtung für offsets zwischen 1 km und 8 km mit Schrittweite 1 km durchgeführt. Die Tiefe des Senders nimmt dabei Werte zwischen 1070 m über dem unteren und 70 m über dem oberen Plateau an. Das untersuchte Profil schließt den Übergang zwischen geneigtem Meeresboden und den beiden Plateaus bei  $x = \pm 5 \text{ km}$  ein. Im Rahmen dieser Arbeit werden alle Untersuchungen nur für die für die Ölexploration wichtige Inlinegeometrie durchgeführt. Sender und Empfänger sind parallel ausgerichtet und liegen in einer Ebene ( $y = 0$ ).

### 3.3. Verwendete Programme

Die numerische Simulation des Abklingverhaltens der elektrischen und magnetischen Felder innerhalb der mehrdimensionalen Leitfähigkeitsverteilung, die die untersuchte unterseeische Topographie darstellt, wird mit dem Finite Differenzen Programm SLDMEM3T von Druskin und Knizherman (1988) umgesetzt. Zur Kontrolle der mit diesem Programm erzielten Ergebnisse werden im 1D Fall Vergleichsrechnungen mit dem Programm IX1D mTEM der Firma INTERPEX durchgeführt.

#### 3.3.1. SLDMEM3T

Das Finite Differenzen Programm SLDMEM3T berechnet das Abklingverhalten der elektrischen und magnetischen Felder über fast beliebig komplexen dreidimensionalen Leitfähigkeitsmodellen. Es löst die aus den Maxwellgleichungen hervorgehende Diffusionsgleichung (2.6), indem es die partiellen Differentialgleichungen auf einem räumlichen Gitter diskretisiert und die Lösung des entstehenden Systems partieller Differentialgleichungen unter Verwendung der „Spectral Laczos Decomposition Method“ (SLDM) berechnet. Auf diese Weise können die drei Komponenten des elektrischen Feldes ( $E_x$ ,  $E_y$ ,  $E_z$ ) sowie der zeitlichen Ableitung des magnetischen Feldes ( $\partial_t H_x$ ,  $\partial_t H_y$ ,  $\partial_t H_z$ ) an beliebigen Raumpunkten berechnet werden. Wahlweise können auch höhere Ableitungen aller Feldkomponenten bestimmt werden. Als Erreger des Primärfeldes kommen beliebige - allerdings an das gewählte Gitter gebundene - Stromverteilungen in Frage. Das Leitfähigkeitsmodell wird unabhängig vom Gitter in Form von Quadern unterschiedlicher Leitfähigkeit in einen Hintergrund ebenfalls frei wählbarer Leitfähigkeit eingebaut. Das durch das Gitter definierte Volumen wird an allen Seiten von einem nicht leitenden Halbraum abgeschlossen.

#### 3.3.2. IX1D

Mit dem Programm IX1D lassen sich sowohl 1D-Inversionsrechnungen zu Daten aus marinen transient elektromagnetischen Messungen durchführen, als auch sythetische Daten zu horizontal geschichteten Leitfähigkeitsverteilungen generieren. Nur letztere Funktion wurde im Rahmen dieser Arbeit verwendet, um Vergleichsrechnungen zumindest im 1D-Fall zur Kontrolle der Ergebnisse des 3-D Programmes zur Verfügung zu stellen. Das Programm lässt die Eingabe aller wesentlichen Merkmale des zugrundeliegenden Messaufbaus zu: Die Messgeometrie, die Entfernung zwischen Sender und Empfänger, sowie deren Höhe über dem Meeresboden, die Länge des Senders, der Sendestrom, die Länge des Empfängers, Tiefe und Leitfähigkeit des Meeres sowie aller übrigen Schichten können an die jeweils zu überprüfende Rechnung angepasst werden.

### 3.4. Erstellung der Gitter

Der Erstellung der Gitter in allen drei Raumrichtungen muss besondere Sorgfalt gewidmet werden, da nicht nur die benötigte Rechenzeit, sondern auch die Richtigkeit der Ergebnisse an sich von der geeigneten Wahl des Gitters abhängt. Bei Einhaltung einiger Grundregeln, kann allerdings mit guten Resultaten gerechnet werden. So sollten sich kleinste und größte Gitterabstände in vertikaler Richtung jeweils an der minimalen und maximalen Diffusionstiefe  $\delta_{diff}$  orientieren. Da die erwarteten Feldgradienten in horizontaler Richtung kleiner sind, können hier die Abstände in etwa doppelt so groß gewählt werden wie die des vertikalen Gitters. An Schichtgrenzen mit hohem Leitfähigkeitskontrast sollten auf der Seite des guten Leiters zusätzliche Gitterpunkte vorgesehen werden. Ein zu fein unterteiltes Gitter wirkt sich dagegen

negativ auf die Konvergenzgeschwindigkeit der Rechnung aus.

Die Gitter müssen sowohl in vertikaler, als auch in horizontaler Richtung nicht nur die unm-

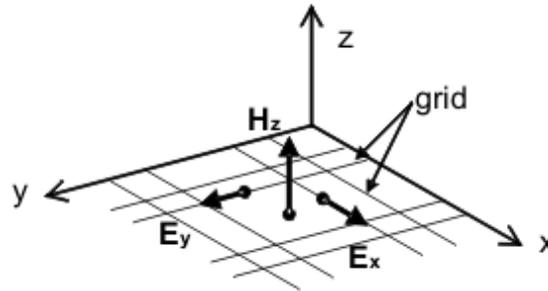


Abbildung 3.3.: SLDMEM3T: Lage und Orientierung der Komponenten von elektrischen und magnetischen Feldern bezüglich des Gitters. Die elektrischen Felder werden jeweils in der Mitte zwischen zwei Gitterpunkten ausgewertet, die magnetische Feldstärke senkrecht im Schwerpunkt eines Gitterelementes stehend

mittelbare Umgebung der Sender Empfänger Konfiguration, sondern ein wesentlich größeres Volumen abdecken, da auch noch kleine, weit entfernte Ströme zum Signal beitragen. Da das Programm maximal 100 Gitterpunkte in jeder Raumrichtung zur Verfügung stellt und die Feldgradienten mit zunehmender Entfernung vom Sender kleiner werden, werden die Abstände zwischen den einzelnen Gitterpunkten nach aussen ohne Verschlechterung des Ergebnisses vergrößert. Ausserhalb der Kernzone steigen daher die Gitterabstände in etwa exponentiell an.

Die Position der berechneten elektrischen und magnetischen Felder ist eng mit der Gittergeometrie verknüpft. Die elektrischen Feldkomponenten in  $[mV/km]$  werden jeweils entlang einer Gitterkoordinate als Mittelwert zwischen zwei Knoten berechnet. Die zeitliche Ableitung des Magnetfeldes in  $[mV/km^2]$  steht immer senkrecht im Mittelpunkt eines Rechtecks in der Gitterebene. Abbildung 3.3 illustriert die Lage der Feldkomponenten  $E_{x,i}$  und  $\partial_t H_{z,i}$ . Gesamtfelder, die nicht entlang der Gitterkoordinaten orientiert sind, können aus den einzelnen Komponenten zusammengesetzt werden. Der das Primärfeld erzeugende Strom kann ebenfalls nur als Überlagerung von zwischen zwei Knoten entlang der Gitterlinien fließenden Strömen angegeben werden.

Die Knoten des vertikalen Gitters orientieren sich, wie man in Abbildung 3.4 erkennt, im wesentlichen an den Schichtgrenzen, müssen aber auch Sender- und Empfängerposition berücksichtigen. Die Längen werden als Tiefe positiv nach unten gezählt. Oberhalb der Wasserschicht soll die Leitfähigkeitsstruktur durch die Luftschicht mit verschwindender Leitfähigkeit begrenzt werden. Dieser unvermittelte Übergang wird hier modelliert, indem die Luft nicht mit diskretisiert wird. Nach unten schließen sich dann je nach Leitfähigkeitsmodell verschiedene Schichten an. In der Umgebung der Schichtgrenzen werden die Gitterabstände kleiner, auf den Schichtgrenzen selbst liegt jeweils ein Gitterpunkt (nicht unbedingt nötig). Auf der Seite des guten Leiters ist, wie oben bereits erwähnt, jeweils ein zusätzlicher Gitterpunkt vorhanden. Nach unten reicht das Gitter bis in eine Tiefe von 150 km. Für die Berechnungen ohne Ölschicht entfallen die zusätzlichen Knoten in 2100 m Tiefe. Für die Simulationen der Felder

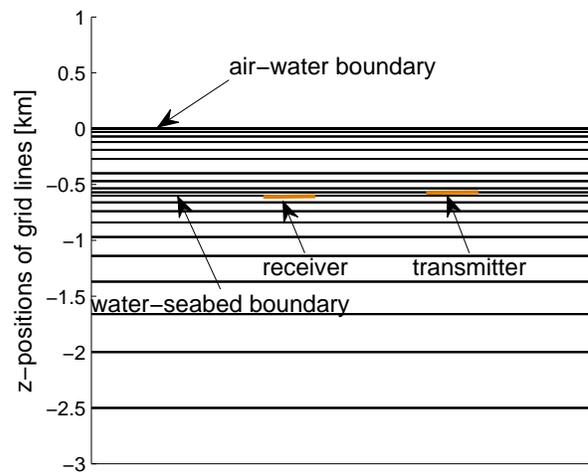


Abbildung 3.4.: Vertikales Gitter. An den Schichtgrenzen zwischen Luft und Wasser und zwischen Wasser und Sedimenten wird das Gitter feiner. Der Empfänger liegt auf dem Seeboden bei 600 m Tiefe, der Sender 30 m darüber. Die  $z$ -Koordinate wird entgegen der Achsenbeschriftung positiv nach unten gezählt.

über der Bathymetrie werden die selben Gitter wie über dem horizontal geschichteten Modell verwendet. Da sich der einzige in dieser Arbeit betrachtete Empfänger in beiden untersuchten Modellen in einer Tiefe von 600 m direkt auf der Schichtgrenze zwischen Seewasser und Sedimenten befindet und damit in jedem Fall auf einem Gitterpunkt liegt, muss das vertikale Gitter nur an die jeweilige Position des Senders angepasst werden, der ebenfalls auf einem Gitterpunkt liegen muss.

In  $y$ -Richtung kann wegen der Symmetrie der Inline-Geometrie für alle Rechnungen das gleiche Gitter verwendet werden. In der Gitterebene  $y = 0\text{ km}$  sind Sender und Empfänger positioniert. Zu beiden Seiten schließen sich im Abstand von 50 m weitere Gitterpunkte an. Bis an die Grenzen des Gitters bei  $\pm 150\text{ km}$  nehmen die Gitterabstände exponentiell zu. In  $x$ -Richtung wird das Gitter zum einem am Ort des Empfängers  $-25\text{ m} < x < 25\text{ m}$  feiner, zum anderen am Ort des Senders, der mit dem offset variiert. Für jeden zu untersuchenden offset muss daher eine Anpassung des  $x$ -Gitters vorgenommen werden. Dabei ist zu beachten, dass genügend Gitterpunkte (etwa 10) zwischen Sender und Empfänger liegen. Das vertikale Gitter (Abbildung 3.5) bleibt bis auf geringe Anpassungen in allen Simulationen (d.h mit und ohne Bathymetrie/Öl) unverändert.

Da das Programm von Druskin und Knizherman die Diffusionsgleichung im Zeitbereich kontinuierlich löst, können die Ergebnisse für beliebige Zeitpunkte ausgegeben werden. Hier wird ein Zeitintervall zwischen 0.012 s und 120 s ausgewertet, das mit einem Umfang von 4 Dekaden zwar aussergewöhnlich groß ist (vgl Hördt (1992)), dessen Lösungen aber gut konvergieren. Um der Dynamik der Zeitentwicklung Rechnung zu tragen und im Hinblick auf die spätere Darstellung der Transienten wird das Intervall logarithmisch unterteilt. Nähere Angaben -

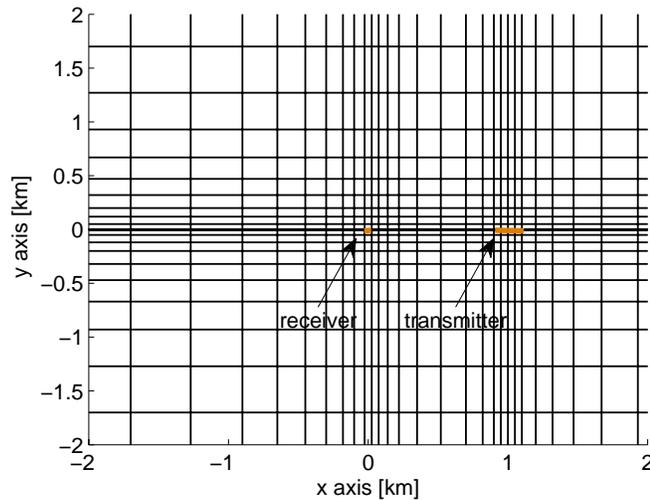


Abbildung 3.5.: Horizontales Gitter. Sender und Empfänger liegen in einer Linie bei  $y=0$ . Die x-Position des Empfängers ist fest, die des Senders variiert zwischen -8 km und 8km, hier befindet er sich bei  $x=1$  km.

auch zu den übrigen Eingabeparametern - finden sich in der Beschreibung der Eingabedatei im Anhang (A.1).

Hier soll nur noch kurz auf die Umsetzung der Leitfähigkeitsmodelle eingegangen werden. Alle Modelle werden in Form von Blöcken bestimmter Leitfähigkeit eingegeben, deren Seitenflächen parallel zu den Koordinatenebenen verlaufen müssen. Im Fall des horizontal geschichteten Hintergrundmodelles ist die Eingabe besonders einfach. Wasser-, Öl- und Sedimentschicht werden jeweils als ein Quader mit entsprechender Höhe und Leitfähigkeit festgelegt. In horizontaler Richtung überragen die Blöcke das bei 150 km endende Gitter um 150 km, um Randeffekte zu vermeiden. Etwas aufwändiger ist die Modellierung der Bathymetrie. Der geneigte Boden und das Meerwasser werden in jeweils 101 Blöcke zerlegt. Die Blöcke entlang der Steigung messen in x-Richtung 100 m, die Höhendifferenz benachbarter Blöcke beträgt 10 m. Ölschicht und unterer Abschluss durch homogenen Halbraum sind wieder als zwei einfache Quader zu beschreiben.

Das Leitfähigkeitsmodell unterliegt ausser der Bedingung, dass die Grenzflächen zwischen den einzelnen Blöcken parallel zu den Gitterkoordinaten liegen müssen, keinen weiteren Einschränkungen. Somit ist es auch unabhängig von der konkreten räumlichen Diskretisierung des Volumens. Liegen innerhalb eines Gitterelementes Quader verschiedener Leitfähigkeit, wird das Volumen durch das Programm entlang der Blockebenen aufgeteilt und aus parallel und in Serie geschalteten Widerständen ein richtungsabhängiger Gesamtwiderstand zwischen den sich gegenüberliegenden Gitterebenen berechnet. Die scharfen Stufen des Modells werden so durch die interne Mittelung des Algorithmus in begrenztem Umfang ausgeglichen.

---

## 4. Simulationsergebnisse

### 4.1. Überprüfung der 3D-Rechnungen

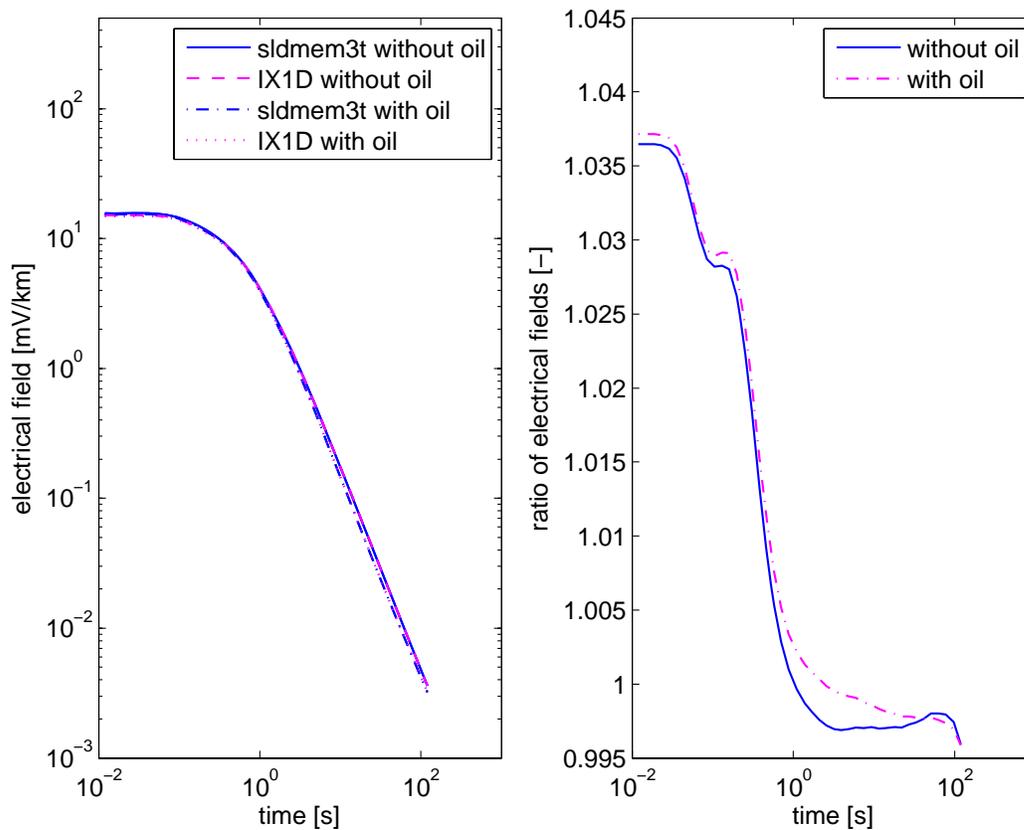


Abbildung 4.1.: Vergleich der IX1D und SLDMEM3T-Simulationen bei offset 1 km. Links: Transienten der elektrischen Felder mit und ohne Reservoir. Rechts: Verhältnis von SLDMEM3T zu IX1D-Ergebnissen

Zur Überprüfung und Bewertung der 3D-Simulationen werden die Ergebnisse des SLDMEM3T Programmes mit den von IX1D berechneten verglichen. Die Abhängigkeit der SLDMEM3T-Lösungen vom Gitterdesign und die Vielzahl manuell einzugebender Parameter (vgl. Anhang A.1) legen eine derartige Absicherung nahe. Zu diesem Zweck werden die Berechnungen mit beiden Programmen im eindimensionalen Fall bei einer konstanten Wassertiefe von 600 m für

ausgewählte offsets von  $\pm 1$  km,  $\pm 3$  km und  $\pm 5$  km durchgeführt. Die Qualität der Lösung ist stark von der Anzahl der x-Gitterpunkte zwischen Sender und Empfänger sowie dem Abstand selbst abhängig, daher wird mit zunehmendem offset auch die Übereinstimmung von 1D- und 3D-Rechnungen besser. Als maßgebliches Beispiel sind im linken Teil der Abbildung 4.1 die mit beiden Programmen berechneten Transienten für einen offset von 1 km geplottet, bei dem die stärksten Abweichungen auftreten.

Da in dieser Darstellung keine Unterschiede zwischen den IX1D- und SLDMEM3T-Kurven zu erkennen sind, die sowohl im Fall mit als auch im Fall ohne Reservoir übereinander liegen, sind im rechten Teil der Abbildung die jeweiligen Verhältnisse von SLDMEM3T- zu IX1D-Werten wiedergegeben. Ein Wert von 1 entspräche hier völliger Übereinstimmung beider Lösungen. Die bei sehr frühen Zeiten auftretenden Maximalwerte von 1,0372 (mit Ölschicht) und 1,0365 (ohne Ölschicht) entsprechen einer großen Abweichung von 3,72% bzw. 3,65%. Unterschiede im Bereich dieser Größenordnung sind akzeptabel, zumal auf Grund der geringen Unterschiede der beiden Fehlerkurven zueinander angenommen werden darf, dass es sich um einen systematischen Fehler handelt. Der Fehler ist zeitlich veränderlich, wird zu späteren Zeiten schnell kleiner und liegt für  $t > 1$  s unterhalb 1%. Alle übrigen Stichproben bei  $-1$  km,  $\pm 3$  km und  $\pm 5$  km ergeben mit zunehmendem Abstand zwischen Sender und Empfänger bessere Übereinstimmungen.

Alle in den folgenden Abschnitten gezeigten Ergebnisse stammen aus Simulationen mit SLDMEM3T.

## 4.2. Einfluss der Bathymetrie

Zunächst werden die durch die Bathymetrie verursachten Störungen isoliert - das heißt ohne Berücksichtigung gleichzeitig vorhandener Reservoire - betrachtet. Ausser den Transienten der elektrischen Felder an sich werden auch abgeleitete Größen, wie der noch einzuführende Bathymetrie-Effekt und zeitliche Ableitungen der Abklingkurven, diskutiert.

### 4.2.1. Transienten

Abbildung 4.2 zeigt die Transienten zu Rechnungen für Bathymetrie- und Hintergrundmodell im Vergleich. In der linken Abbildung befindet sich der Sender bei  $-3$  km, im Bathymetriemodell also unterhalb des Empfängers, in der rechten Abbildung bei  $3$  km und damit im Bathymetriemodell oberhalb des Empfängers. Im Hintergrundmodell bleibt die Höhe des Senders unverändert. Wegen der Symmetrie des Problems im 1D Fall sind die Transienten des Hintergrundmodells (gestrichelt) links und rechts identisch. Ein augenfälliger Unterschied der beiden Kurven zur Bathymetrie (durchgezogen) liegt im anfänglichen Gleichstromwert, der links tiefer und rechts höher als der entsprechende Wert der gestrichelten Kurve liegt.

Eine mögliche Erklärung führt den Anstieg der Feldstärke auf der rechten Seite und ihren Abfall auf der linken Seite auf den sich verändernden Abstand des Senders zur Luft-Wasser

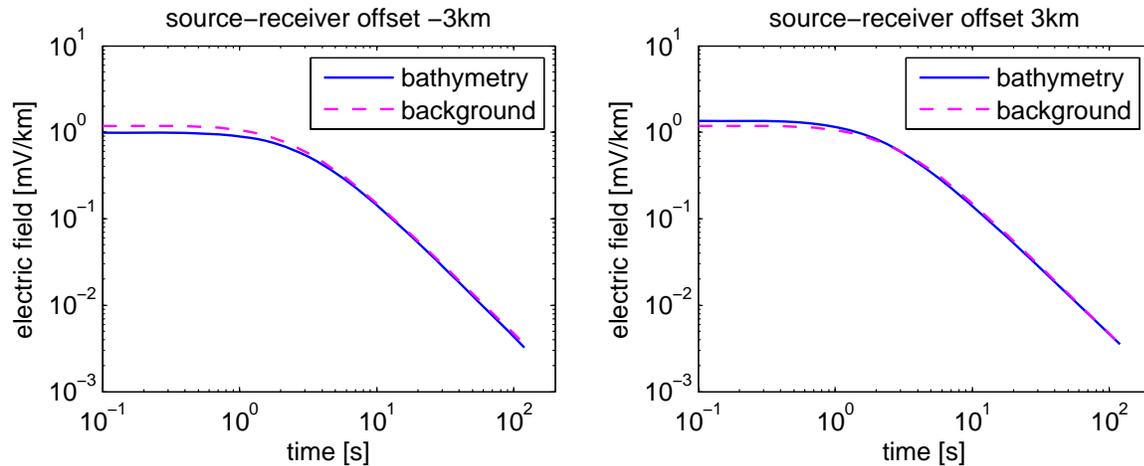


Abbildung 4.2.: Transienten des elektrischen Feldes mit und ohne Bathymetrie. Modelle ohne Reservoir. Links Sender bei  $x=-3$  km, rechts Sender bei  $x=3$  km

Grenzfläche an. Eine kurze auf der im Anhang beschriebenen Spiegelpunktmethode beruhende Rechnung, die alle übrigen Schichtgrenzen vernachlässigt (vgl. A.2), ergibt aber, dass die Veränderung des Abstandes zwischen Sender und Wasseroberfläche allein den Effekt nicht erklären kann, sondern sogar gegenteilige Wirkung hätte.

Modell	Sendertiefe	el. Feldstärke
Hintergrund	570 m	1,18 mV/km
Hintergrund	270 m	1,22 mV/km
Bathymetrie	270 m	1,36 mV/km

Tabelle 4.1.: Gleichstromwerte bei  $x=3$  km

Eine zusätzlich Simulation mit Sendertiefe 270 m statt 570 m für das Hintergrundmodell zeigt, dass mit dem Anheben des Dipols auf 270 m Tiefe zwar eine Verstärkung des gemessenen Feldes eintritt (vgl. Tabelle 4.1), diese aber nur geringfügig zum beobachteten Effekt beiträgt. Weitere Überlegungen auf Grundlage der Spiegelpunktmethode, die die Anwesenheit der geneigten Grenzschicht zum Seeboden mitberücksichtigen (A.2), legen nahe, dass hauptsächlich die Wassertiefe, das heißt der Abstand zwischen Luft und Sedimentschicht, am Ort des Senders einen Einfluss auf den Gleichstromwert hat.

Mit fortschreitender Zeit nähern sich die Transienten von Hintergrund- und Bathymetriemodell einander. Zur Untersuchung des Verhaltens der Kurven für Zeiten  $>1$  Sekunde eignen sich andere Darstellungsformen besser. Im linken Teil der Abbildung 4.3 sind die ersten Ableitungen der Transienten nach der Zeit für beide offsets im Vergleich zum Hintergrundmodell dargestellt. Im Hintergrundmodell macht sich das Ausschalten des Sendestromes in Form eines einzelnen Peaks nach etwa 1 Sekunde am Empfänger bemerkbar. Wird der Sender bei

$x=-3$  km der Bathymetrie folgend abgesenkt, verzögert sich die Ankunft des außerdem abgeschwächten Signales. Umgekehrt kommt bei  $x=3$  km ein stärkerer Impuls etwas früher an. In Abschnitt 2.2.2 Abbildung 2.4 tritt bei gleicher Wassertiefe, größerem offset aber ansonsten identischer Geometrie die airwave nach einer Sekunde in Erscheinung. Das Verkleinern des Betrages des Maximums, seine sich mit der Tiefe verzögernde Ankunft sowie die Dominanz der Luftschicht auch im Gleichstromfall legen die Vermutung nahe, dass es sich bei dem Impuls um das Eintreffen der je nach Wassertiefe unterschiedlich stark gedämpften airwave handelt.

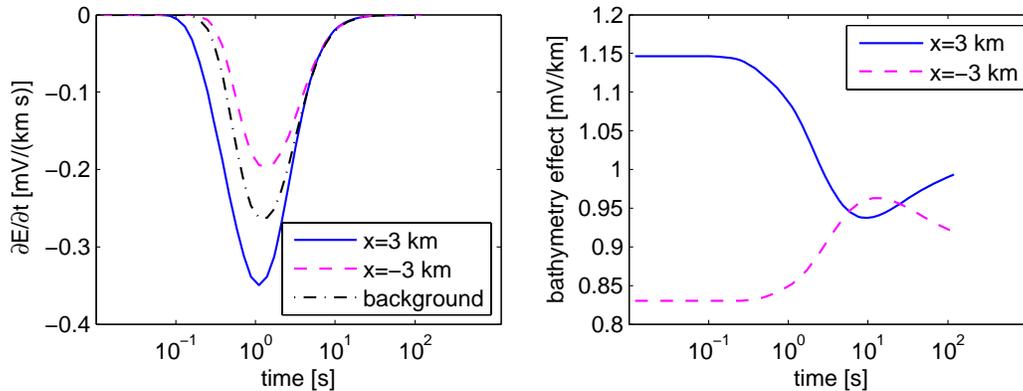


Abbildung 4.3.: Links: Ableitungen der elektrischen Felder nach der Zeit. Rechts: Der Bathymetrie-Effekt ist das Verhältnis der Transienten im Bathymetriemodell zu den ungestörten Transienten des Hintergrundmodells.

Zur Quantifizierung der Abweichungen der Transienten des elektrischen Feldes im Bathymetriemodell bietet es sich an, die gestörten Werte mit den Werten des Hintergrundmodells zu normieren. Der hier so definierte Bathymetrie-Effekt ist im rechten Teil von Abbildung 4.3 für  $x=\pm 3$  km dargestellt. Ein Wert von 1 bedeutet dabei völlige Übereinstimmung der Kurven, eine Abweichung nach oben/unten eine Verstärkung/Abschwächung des elektrischen Feldes im Bathymetriemodell. Die schon diskutierte Verschiebung der Gleichstromwerte spiegelt sich auch hier wieder. Die obere, zum offset 3 km gehörende Kurve bewegt sich ab etwa 0,1 Sekunden auf ein Minimum bei ca. 10 Sekunden zu um danach wieder anzusteigen. D.h. die anfängliche Abweichung vom Hintergrundmodell wird durch die früher auftretende und betragsmäßig größere zeitliche Ableitung, die frühere und stärkere Ankunft der airwave, überkompensiert, der Bathymetrie-Effekt fällt auf Werte kleiner 1, was bedeutet, dass die elektrischen Felder kleiner werden als die des Hintergrundmodells. Der Anstieg des Effektes nach Durchlaufen des Minimums ist eine Folge der Verschiebung des Impulses in Richtung früherer Zeiten, was zur Folge hat, dass die Werte der Ableitung für das Hintergrundmodell zu späten Zeiten betragsmäßig größer sind.

Der Verlauf des Bathymetrie-Effektes bei  $x=-3$  km verhält sich sehr ähnlich. Allerdings sind hier wegen der Reduzierung der Gleichstromwerte und der betragsmäßig geringeren zeitlichen Ableitung im Bathymetriemodell die Vorzeichen umzukehren. Der Bathymetrie-Effekt bleibt

hier immer kleiner als 1, der entsprechende Transient des elektrischen Feldes schneidet den des Hintergrundmodelles also nicht. Die Asymmetrie (bzgl.  $y=1$ ), die sich schon im Betrag der Gleichstromwerte widerspiegelt kann eine Folge der Assymetrie des Versuchsaufbaus (Abbildung 4.4) sein, die allerdings wegen der geringen Neigung der Rampe von  $5,74^\circ$  die Assymetrie in den Werten kaum zu erklären vermag. Andere bisher nicht berücksichtigte Effekte, in die die Tiefe nicht linear eingeht, wie die exponentielle Dämpfung der airwave im Wasser, kommen als Ursache eher in Frage.

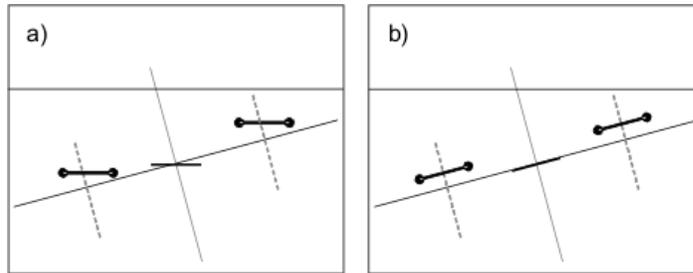


Abbildung 4.4.: (a) Die modellierte Anordnung ist nicht völlig symmetrisch. (b) Bei der praktischen Durchführung liegt der Empfänger parallel zum Seeboden. Wird außerdem der Dipol bei seiner Fahrt auf konstanter Höhe über dem Seeboden gehalten, orientiert er sich ebenfalls parallel zum Seeboden, da er sich bei zügiger Fahrt entlang seiner Bewegungsrichtung ausrichtet.

#### 4.2.2. Offset-Abhängigkeit

Um die Fahrt des Senders entlang der Steigung zu untersuchen stehen Simulationsergebnisse zu offsets zwischen -8 km und 8 km im Abstand von 1 km zu Verfügung. Eine wesentliche Erkenntnis des letzten Abschnittes ist die starke Abhängigkeit sowohl der zeitlichen Ableitung des Transienten als auch des Bathymetrie-Effektes von der Wassertiefe. Um nähere Aufschlüsse über die Gesetzmäßigkeiten dieses Zusammenhanges zu erhalten bietet sich eine an Weiss (2007) orientierte Darstellung der Ergebnisse an, die sich ihrerseits an die Visualisierung von Messdaten in der Seismik anlehnt. Bei Weiss (2007) finden sich ausserdem viele hilfreiche Anregungen zur Interpretation der Kurven.

In Abbildung 4.5 sind im linken Bild die normierten zeitlichen Ableitungen der elektrischen Felder für source-receiver offsets zwischen -8 km und 8 km übereinander „gestapelt“. Normiert wird dabei auf den jeweils höchsten Wert jeder einzelnen Kurve. Diese Maximalwerte sind im rechten Bild neben der entsprechenden Kurve halblogarithmisch auf der x-Achse aufgetragen. Die Stapelung ergibt ein Gesamtbild, in dem sich die Einsätze, die Minima und das Ausklingen der Impulse zu deutbaren Formen zusammensetzen. Einige dieser offset-abhängigen Eigenschaften finden sich auf beiden Seiten des Empfängers bei  $x=0$ , es entsteht ein symmetrischer Eindruck, andere der Eigenschaften finden sich nur bei negativen/positiven offsets, die Symmetrie erscheint nicht vollkommen. Die auffälligste Gemeinsamkeit beider Seiten ist zum

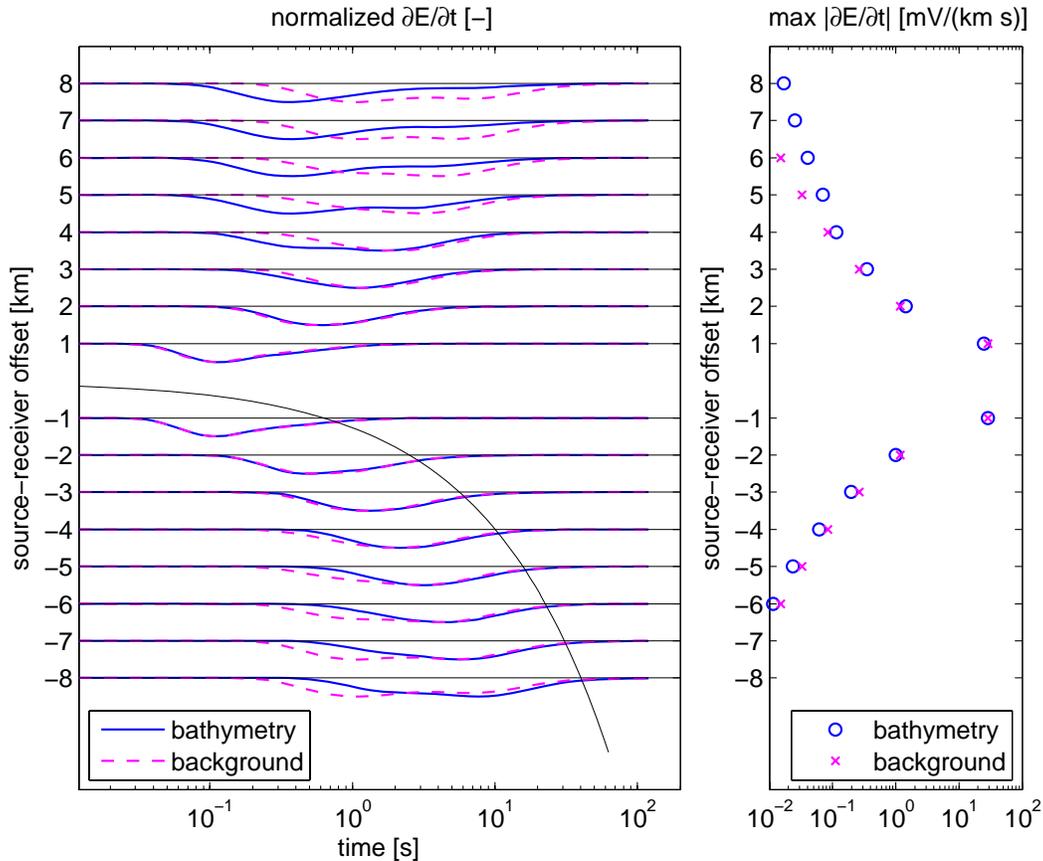


Abbildung 4.5.: Links: Normierte Zeitliche Ableitung der Transienten im Bathymetrie- und im Hintergrundmodell zu offsets zwischen -7 km und 8 km. Rechts: Maximalwert der jeweiligen Ableitung, auf den normiert wurde.

einen die sich bei betragsmäßig kleinen offsets (im räumlichen Sinne) rasch, bei betragsmäßig großen offsets langsamer verzögernde Ankunft und zum anderen die deutlich erkennbare Verbreiterung des Impulses zu großen offsets. Letztere an die Dispersion von Wellenpaketen erinnernde Erscheinung ist allerdings unvollkommen, da sich die Impulse bei genauerem Hinsehen etwa bei  $|x|=3$  km zeitlich am stärksten konzentrieren. Erstere Beobachtung lässt sich vermutlich mit der Diffusion, genauer der Diffusionszeit (Gleichung (2.8)) erklären, in die die Tiefe bzw. der Abstand quadratisch eingeht. Die durch den spezifischen Widerstand festgelegte Diffusionszeit in Sedimenten ist zur Orientierung im Bereich negativer offsets in Form einer dünnen schwarzen Linie ebenfalls angegeben.

Die Assymetrie der Kurven des Bathymetriemodells (durchgezogene Linie) spiegelt sich in kleinen Abweichungen zum völlig symmetrischen Hintergrundmodell (gestrichelte Linie) wieder. Bis etwa zu einem Abstand von 3 km nach links und rechts liegen die Kurven beider Modelle gut übereinander. In diesem Bereich dominieren, wie sich aus der einer  $x^2$ -Abhängigkeit folgenden Lage der Peaks ergibt, die Einflüsse von Diffusionsprozessen. Diese laufen vermut-

lich in Sedimenten und Wasser, können aber quantitativ nicht durch die Diffusionszeit/-tiefe beschrieben werden, wie der Vergleich mit der dünnen schwarzen Linie zeigt. Im Bereich größerer Wassertiefen ( $x \leq -4$  km) setzt der Impuls im Bathymetriemodell später ein als im Hintergrundmodell. Dort lässt sich in diesem Bereich ein zu immer gleichen Zeiten einsetzendes Paket beobachten. Beide Feststellungen sprechen dafür, dass es sich beim frühen Peak der gestrichelten Linie um die Ankunft der airwave handelt, die bei größerer Sendertiefe stark gedämpft und vom Signal des Untergrundes dominiert wird. Die zur Wassertiefe 1100 m gehörende Airwave macht sich bei  $x = -8$  km nur als kleiner Buckel in der Flanke des Impulses bemerkbar. Die Form der Bathymetriekurve wird also im Bereich negativer offsets  $\leq -4$  km vom Signal der Sedimente und einer später einsetzenden und stark gedämpften airwave beherrscht. Die zugehörigen Maximalwerte im rechten Teil der Abbildung bestätigen die Abschwächung des Signals mit zunehmender Sendertiefe.

Bei positiven offsets im Bereich geringerer Sendertiefen ist das durch die Untergrund- und Wasserleitfähigkeit beherrschte Gebiet bis etwa  $x = 3$  km ebenfalls zu erkennen. Bei größeren offsets stellt man ein sich bis  $x = 5$  km verfrühendes Einsetzen des Impulses im Bathymetriemodell fest. Je näher der Sender der Wasseroberfläche kommt, desto schneller erreicht das Signal diese und desto eher und stärker trifft die airwave ein. Entlang einer Kurve  $\propto x^2$  bleibt aber auch der Einfluss des Untergrundes und der Wasserschicht als wesentlich schwächerer Peak sichtbar, der den Impuls weit auseinanderlaufen lässt. Die Dominanz der airwave zeigt sich auch in den wesentlich höheren Maximalwerten im rechten Teil der Abbildung. An den maximalen Absolutbeträgen der Steigungen lässt sich ausser der Abschwächung bzw. Verstärkung der airwave in Abhängigkeit von der Sendertiefe auch die zu erwartende Abschwächung des Signals mit zunehmendem Abstand feststellen. Der relative Unterschied der Ableitung von Bathymetrie- und Hintergrundmodell wird bei der nun folgenden Analyse des Bathymetrie-Effektes helfen.

Der normierte und in Abbildung 4.6 in gleicher Weise gestapelte Bathymetrie-Effekt ist weitestgehend von Gleichstromeffekten und der Form der eben besprochenen Impulse in den zeitlichen Ableitungen bestimmt. Auch hier sind im rechten Teil die Maximalwerte der Beträge angegeben, auf die normiert wurde. Die aus Abschnitt 4.2.1 für  $x = \pm 3$  km bekannte Form des Effektes spiegelt sich ausser bei sehr kleinen offsets auch hier entlang der gesamten Messtrecke wieder. Im Bereich positiver offsets werden im Vergleich zum Hintergrundmodell höhere Gleichstromwerte durch den starken Einfluss der airwave überkompensiert, was zu einem Absinken unter den Wert eins (feine waagerechte Linie) führt. Zu späten Zeiten ist die Ableitung im Hintergrundmodell auf vergleichsweise hohem Niveau (vgl. Abbildung 4.5), was zu einem angleichen der Transienten führt und den Bathymetrie-Effekt wieder gegen einlaufen lässt. Die Kurve bei  $x = 1$  km fällt aus der Reihe. Hier sind die Gleichstromwerte trotz geringerer Distanz zur Luftschicht kleiner als im Hintergrundmodell. Da die Form der Kurve zu späten Zeiten aber gut in die Reihe der übrigen positiven offsets passt handelt es sich hierbei vermutlich um keinen Fehler, sondern einen Einfluss der in Abbildung 4.4 skizzierten Geometrie. Durch die Spiegelung an der geneigten Ebene entsteht eine gegen den Ort des Empfängers konkav geformte Folge von Spiegeldipolen, die den Abstand der Spiegeldipole vom Empfänger in  $x$ -Richtung erhöht. Dieser Effekt könnte bei zu geringem offset und damit zu geringem Gewinn an Höhe das Näherrücken der Luftschicht überkompensieren und die

Gleichstromwerte senken. Bei negativen offsets gibt es keine qualitativen Abweichungen der Kurvenverläufe voneinander. Durch den immer später einsetzenden Impuls verschiebt sich das Maximum des Effektes in Richtung späterer Zeiten.

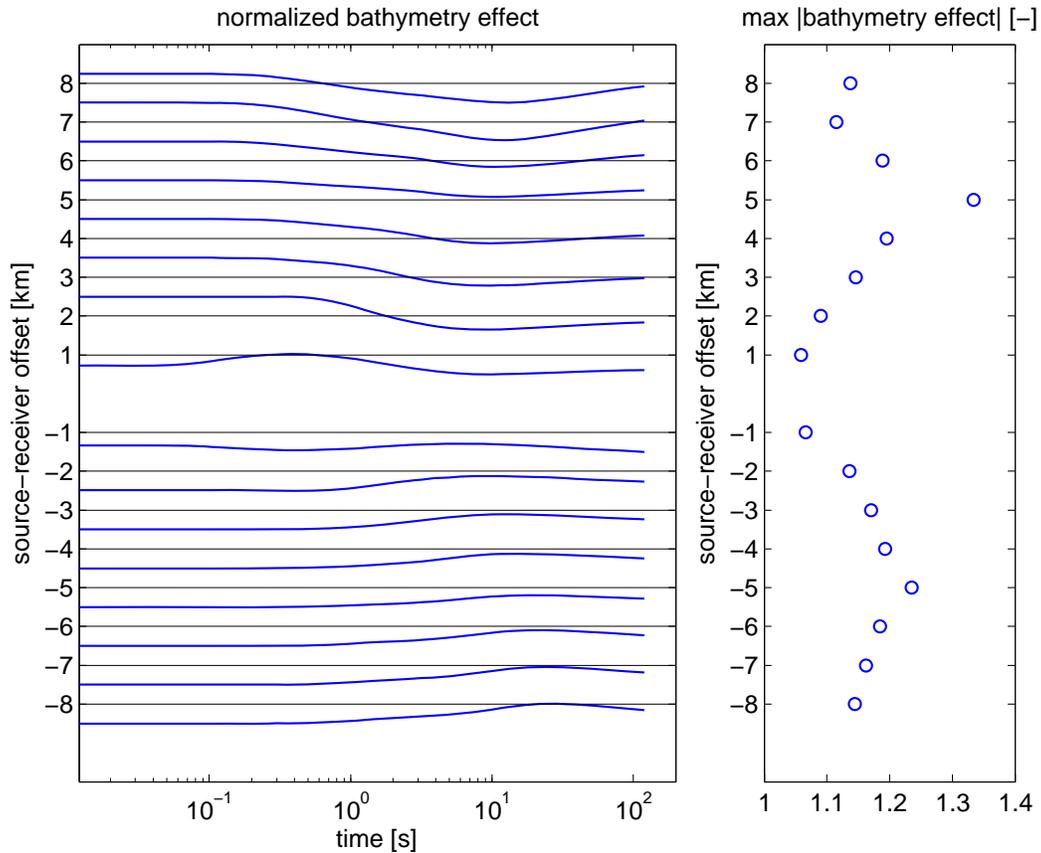


Abbildung 4.6.: Links: Normierter Bathymetrie-Effekt zu offsets zwischen -8 km und 8 km. Rechts: Maximalwert der jeweiligen Bathymetrie-Effekts, auf den normiert wurde.

Mindestens im Bereich der aufsteigenden/abfallenden Rampe zwischen -5 km und 5 km aber auch darüber hinaus bestimmen die Gleichstromwerte die offset-Abhängigkeit der maximalen Absolutbeträge (rechtes Bild). Eine ähnliche Darstellung, die allerdings zusätzlich das Vorzeichen sowie farbig kodiert die zeitliche Entwicklung des Effektes wiedergibt, findet sich in Abbildung 4.7. Bei genauer Betrachtung ist die zeitliche Entwicklung schon in Abbildung 4.6 enthalten. Hier tritt aber die gleichbleibende Form der des Effektes zu allen Zeiten noch deutlicher in Erscheinung. Die korrekte Wiedergabe des Vorzeichens erleichtert die Erklärung der speziellen Form der Kurve.

Da die Form des Effektes wie bereits festgestellt nicht vom Beobachtungszeitpunkt abhängt,

kann er im anschaulich leichter zugänglichen Gleichstrombereich (rote Kurve) analysiert werden. Rechts vom Ort des Empfängers erhöhen sich die elektrischen Felder mit kleiner werdendem Abstand zur Wasseroberfläche in Folge der sich an den Grenzflächen wechselseitig verstärkenden Oberflächenladungen. Links vom Empfänger ist der Effekt schwächer ausgeprägt, führt aber gemäß des Absinkens des Senders zur Verringerung der Felder. Auf beiden Seiten ist im Abstand von fünf Kilometern genau über den Kanten der Rampe das Maximum ( $\approx 33\%$ ) bzw. Minimum ( $\approx 23\%$ ) erreicht. Bewegt sich der Sender auf konstanter Höhe über dem Boden, verringert/vergrößert sich der Abstand zur Wasseroberfläche nicht weiter und allein das Abklingen der elektrischen Felder mit zunehmender Entfernung beginnt die entstandene Differenz zwischen Bathymetrie- und Hintergrundmodell auszugleichen. In größerer - nicht untersuchter Entfernung - werden die beiden Kurven sich dem ungestörten Wert 1 nähern. Die selben Charakteristiken weist die entsprechende Darstellung von Constable und Li (2007) für Messungen im Frequenzbereich auf. Dort steht der Sender allerdings in fester Entfernung (über dem tieferen ungestörten Niveau!) und der Empfänger misst die Signale entlang der Rampe. Das heißt umgekehrt, dass die Punktsymmetrie des Effektes zur Mitte der Steigung in der vorliegenden Arbeit keine Folge der speziellen Symmetrie der Simulationen ist, sondern eine allgemeine Eigenschaft der Messungen über einer ansteigenden Rampe.

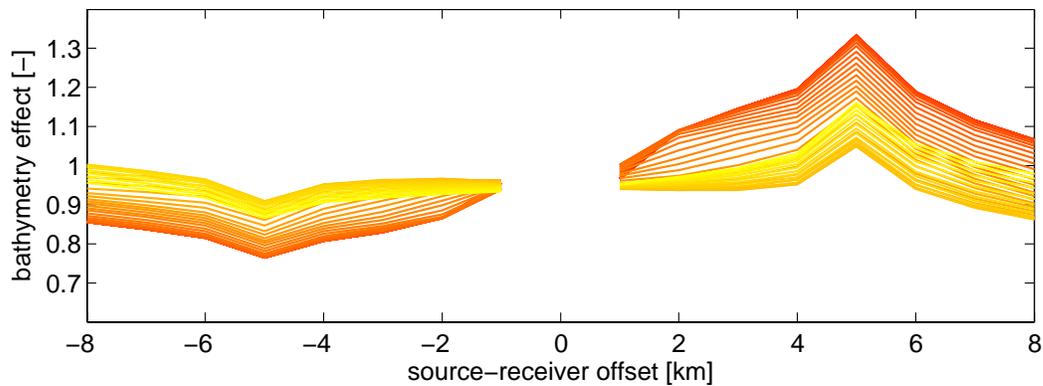


Abbildung 4.7.: Zeitliche Entwicklung des offset-abhängigen Bathymetrie-Effektes zwischen 0,012 s (rot) und 120 s (gelb): Die Form des Effektes verändert sich über das gesamte simulierte Zeitintervall nicht.

In Abbildung sind zum Vergleich mit der aus den Frequenzbereichsmessungen bekannten Weise (vgl. Abb. 2.2) die elektrischen Felder selbst über den offset aufgetragen. Um sich der zitierten Darstellung noch weiter anzunähern, ist der ausgewählte Zeitpunkt an die Frequenz 0,25 Hz folgenderweise über das Gleichsetzen der jeweiligen Aussagetiefen anzupassen:

$$\delta_{skin} = \delta_{diff} \tag{4.1}$$

$$t = \frac{1}{2\pi f} \approx 0,64s \tag{4.2}$$

Aus den Simulationsrechnungen steht eine Lösung für den Zeitpunkt  $t=0,58$  s zur Verfügung. Die Kurve hat glockenförmige Gestalt, die der geometrischen  $1/r^2$  Abstandsabhängigkeit des elektrischen Feldes geschuldet ist. Wie nach allen bisherigen Beobachtungen zu erwarten, liegt die Kurve im Bathymetriemodell links unter der im Hintergrundmodell, rechts darüber. Über oberem und unterem Ende der Rampe bilden sich zwei kaum wahrnehmbare Knicke aus. Die Kurven liegen bei 1 km in beide Richtungen und ab 7 km in positiver Richtung fast übereinander. Zur Erklärung: Bei betragsmäßig kleinen offsets dominieren die nicht wassertiefenabhängigen direkten Diffusionsprozesse, ein Blick zurück in Abbildung 4.6 zeigt, dass der Bathymetrieeffekt durch das zeitige Eintreffen der airwave bei  $t=0.58$  s schon auf ca. 1 gesunken ist. Die Kurven sind auf Grundlage der bisherigen Analyse leicht zu verstehen und werfen keine neuen Fragen auf.

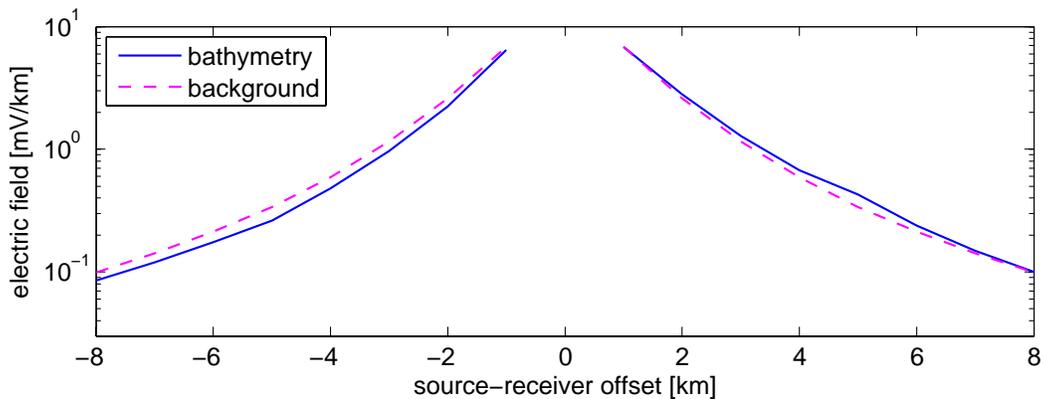


Abbildung 4.8.: Elektrischen Felder nach 0.58 s aufgetragen über den Abstand zwischen Sender und Empfänger

Der Einfluss der Bathymetrie erweist sich als stark durch die Anwesenheit der Luftschicht bestimmter Effekt, dessen Gestalt in erster Linie vom sich verändernden Abstand zwischen Wasseroberfläche und Seeboden geprägt ist. Die Tiefe des Senders beeinflusst die charakteristische Form des Effektes nicht, sondern ist bestimmt lediglich seine zeitliche Entwicklung (Eintreffen der airwave,...). Aufgefalligste Merkmale des Bathymetrie-Effektes sind die annähernde Punktsymmetrie zur Mitte der Steigung, die Ausbildung von Peaks über den Kanten der Steigung und das Auslaufen in ein ungestörtes Niveau in einiger Entfernung. Diese räumliche Beschränkung ist dabei nur eine Folge des zugrundegelegten ebenfalls begrenzten Modells.

### 4.3. Einfluss des Erdölreservoirs

Um eventuelle Beeinträchtigungen der Detektierbarkeit von Erdölreservoirs durch Bathymetrieeffekte beurteilen zu können müssen die durch ein solches Reservoir hervorgerufenen Störungen der Transienten bekannt sein. Dieser Abschnitt gibt daher einen Überblick über die wichtigsten Ergebnisse der Simulationen mit Reservoir im horizontal geschichteten Modell (d.h. ohne Bathymetrie).

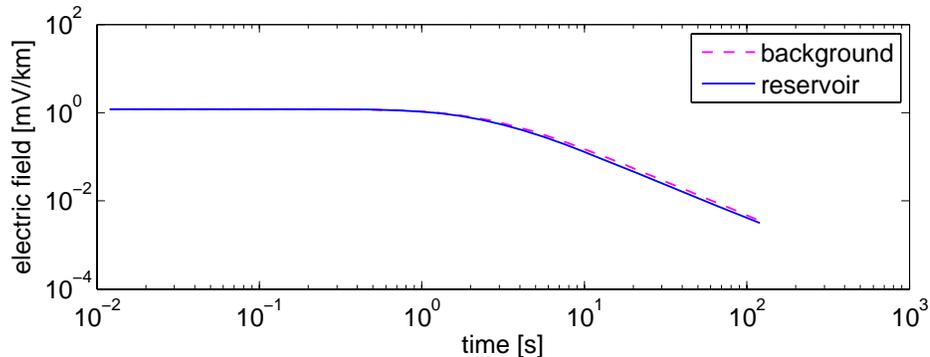


Abbildung 4.9.: Transienten des horizontalen elektrischen Feldes im horizontal geschichteten Modell. Zu mittleren und späten Zeiten ist eine Auswirkung des Reservoirs auf das Abklingverhalten zu erkennen.

Das Hinzufügen der schlecht leitenden Ölschicht bewirkt eine - hier ab mittleren Zeiten um eine Sekunde erkennbare - Absenkung der elektrischen Felder unter die Kurve des Hintergrundmodells. Die Gleichstromwerte scheinen identisch. Die gestapelte Darstellung der zeitlichen Ableitungen der Transienten aller offsets hat sich als sehr hilfreich erwiesen. Abbildung 4.10 zeigt diese Zusammenschau daher für das Hintergrundmodell mit und ohne Reservoir. Da im horizontalen Modell positive und negative offsets völlig symmetrisch sind, beschränkt sich die Darstellung auf den Bereich negativer offsets. Unverändert tritt die den Gesamteindruck bestimmende  $x^2$ -Abhängigkeit der Diffusion auf. Im Bereich kleiner offsets dominiert das Signal der direkten Umgebung, bestehend aus Wasser und Sedimenten. Beide Kurven liegen daher übereinander. Erst bei großen offsets trennt sich der Impuls im Modell ohne Öl in einen früher einsetzenden airwave- und einen späteren durch Wasser und Sedimente diffundierten Anteil auf. Das Signal im Reservoir-Modell zeigt diese Auftrennung der Anteile nicht, sondern bildet einen einzelnen Peak aus, der wie der Darstellung der Maximalwerte rechts zu entnehmen ist, deutlich stärker ausfällt als im Modell ohne Öl. Dieser Peak breitet sich entlang der Messtrecke schneller aus, als der zum Boden gehörende Impuls und trifft immer später als die airwave ein. Der hohe spezifische Widerstand des Erdölreservoirs hat eine hohe Diffusionsgeschwindigkeit (vgl. Gleichung (2.10)) und eine schwache Dämpfung des Signals in der Ölschicht zur Folge. Hier als hoher und im Vergleich zum Signal der Sedimente früher Peak messbar, der vor allem bei großen offsets in Erscheinung tritt.

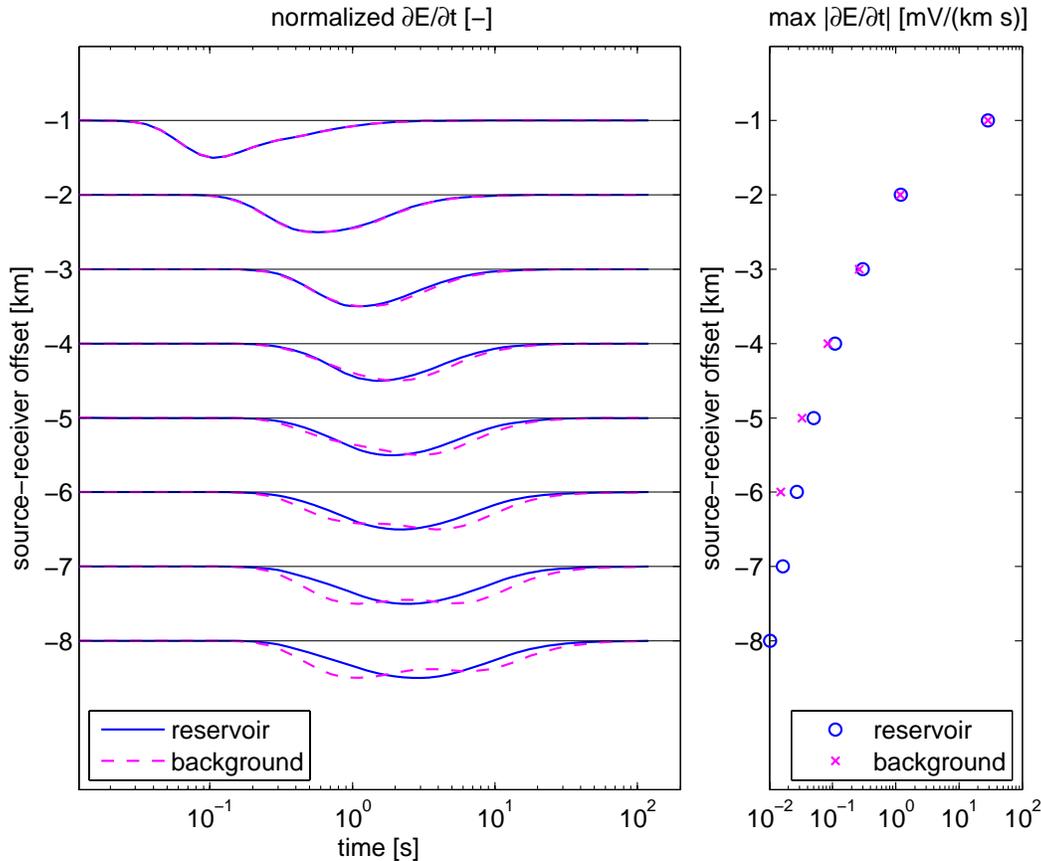


Abbildung 4.10.: Links: Normierte Zeitliche Ableitung der Transienten im Hintergrundmodell zu offsets zwischen -8 km und 0 km mit Reservoir. Rechts: Maximalwert der jeweiligen Ableitung, auf den normiert wurde.

Ebenfalls bei großen offsets tritt im (normierten) Öl-Effekt (Abbildung 4.11), der wie der Bathymetrie-Effekt als das Verhältnis der Werte von Modell mit zu Modell ohne Reservoir festgelegt wird, eine Besonderheit in den Gleichstromwerten auf. Durch Hinzufügen der Ölschicht werden die Gleichstromwerte im Vergleich zum Hintergrundmodell mit wachsendem offset größer. Dieser Anstieg deckt sich mit der aus der Gleichstromelektrik vertrauten Proportionalität zwischen Auslagelänge und Aussagetiefe in Dipol-Dipol Messungen. Im Bild der Spiegelelektroden bedeutet die Anwesenheit der schlecht leitenden Schicht eine Grenzfläche, an der sich die Stromelektroden spiegeln. Wegen der großen Entfernung der Schicht macht sich dieser Effekt aber erst mit wachsender Auslagelänge bemerkbar, wenn der Beitrag der tiefen Elektrode - wegen des auch zum Sender zunehmenden Abstandes - in die gleiche Größenordnung kommt, wie das direkte Dipolfeld. Der Verlauf des Öl-Effektes bei späteren Zeiten ist wieder der relativ größeren und früher abfallenden Ableitung im Fall mit Öl zuzuschreiben. Der Knick in der Darstellung der Maximalwerte des Öl-Effektes bei  $x=5$  km fällt nur zufällig in die gleiche Entfernung, wie der Anfang des Plateaus im Bathymetriemodell - das zugrundelie-

gende Modell ist eindimensional. In dieser Entfernung löst vielmehr der hohe Gleichstromwert das niedrige späte Minimum zwischen 10 und 100 Sekunden als Normierungsfaktor ab. Bei der gemeinsamen Bewertung beider Effekte im folgenden Abschnitt muss diese Besonderheit gegebenenfalls berücksichtigt werden.

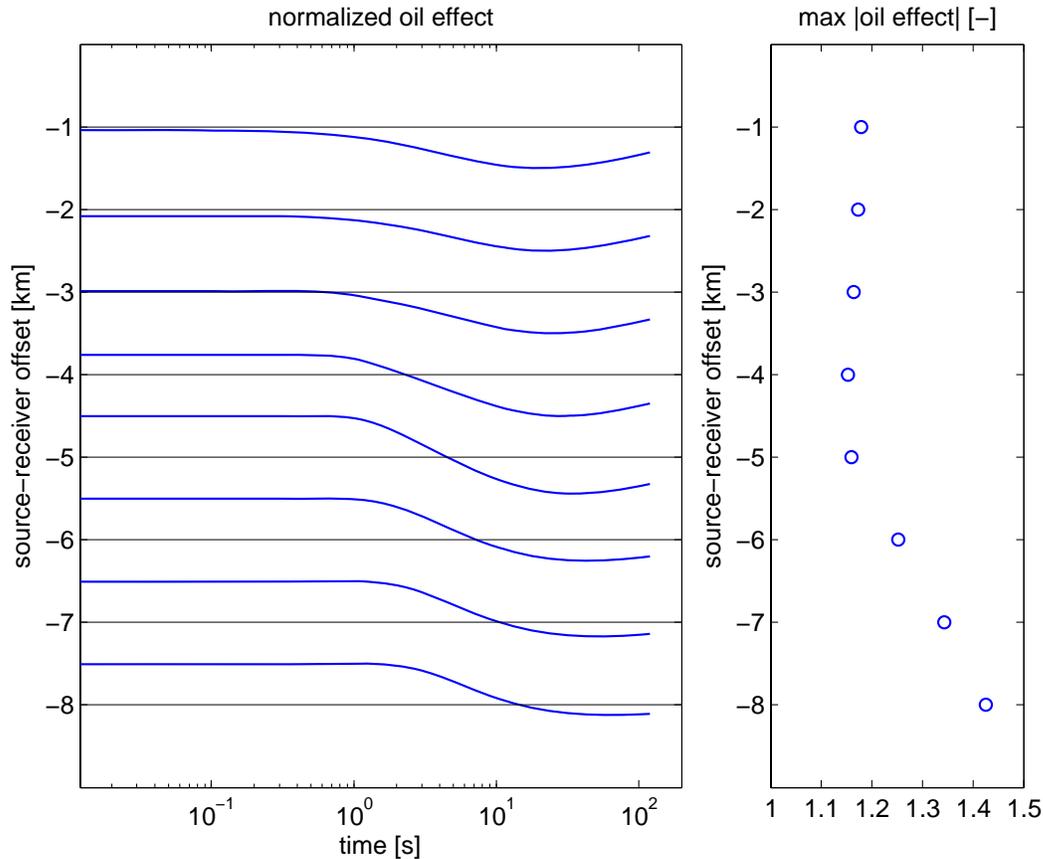


Abbildung 4.11.: Links: Normierter Öl-Effekt zu offsets zwischen -8 km und 0 km. Rechts: Maximalwert der jeweiligen Öl-Effekts, auf den normiert wurde.

Ein vollständigeres Bild der Abhängigkeit des Öl-Effektes vom offset bietet Abbildung 4.12, die auch wieder die zeitliche Entwicklung farbig codiert enthält. Der Öl-Effekt ist demnach stark vom Abstand zwischen Sender und Empfänger abhängig; ab 3 km wächst er zu frühen Zeiten steil an. Eine Erklärung dieses Verhaltens ist unter Verwendung der Spiegelpunktmethode bereits gegeben. Zu mittleren Zeiten schwächt sich der Effekt ab um sich bei späten Zeiten sogar umzukehren (Werte kleiner 1), was vermutlich auf die Erhöhung der ohmschen Verluste in der Ölschicht zurückzuführen ist, die den späten Bereich dominieren. Im Bereich kleiner offsets, genauer bei  $x=2$  km, fällt ein Minimum des Öl-Effektes auf, das vermutlich mit der Geometrie der sich überlagernden Dipolfelder zu erklären ist.

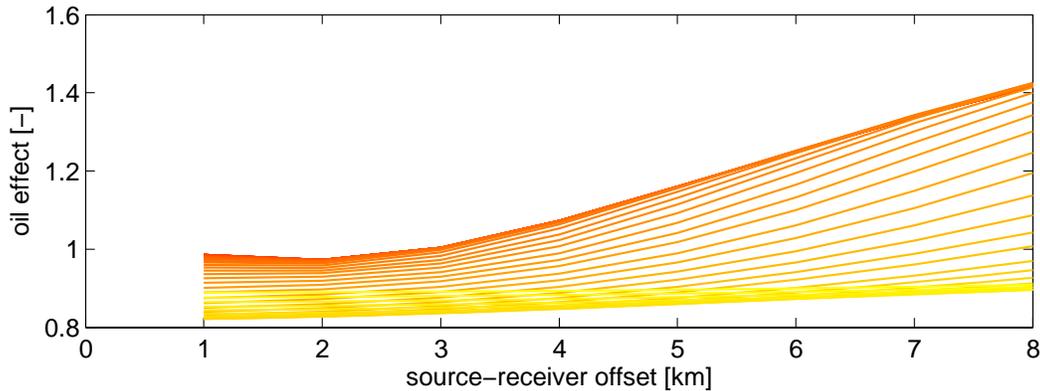


Abbildung 4.12.: Links: Normierter Öl-Effekt zu offsets zwischen -8 km und 0 km. Rechts: Maximalwert der jeweiligen Öl-Effekts, auf den normiert wurde.

Das Reservoir macht sich ab etwa 3-4 km offset durch eine sofort nach Abschalten des Sendestromes vorhandene bis zu Zeiten im Sekundenbereich anhaltende Verstärkung des elektrischen Feldes bemerkbar, sollte also auch in TEM-Messungen gut sichtbar sein. Mit den zeitlichen Ableitungen stehen weitere Interpretationshilfen zur Verfügung. Abbildung 4.13 zeigt der Vollständigkeit halber die entsprechende offset-Messkurve zum Zeitpunkt  $t=0,58$  s.

Um später die Detektierbarkeit von Erdölreservoirs bei Messungen über Bathymetrien bewerten zu können, sind hier noch einmal die wichtigsten Kriterien zum Auffinden einer dünnen schlecht leitenden Schicht zusammengestellt: Der Öl-Effekt wächst ab einem gewissen offset symmetrisch auf beiden Seiten des Empfängers an. Das Zeitfenster, innerhalb dessen sich der Öleffekt bemerkbar macht, ist ausgesprochen groß und reicht von Zeiten unmittelbar nach dem Ausschalten bis zu einer Sekunde. In der zeitlichen Ableitung bildet sich ein zeitlich konzentrierter starker Impuls aus, der sich zusätzlich durch eine hohe Diffusionsgeschwindigkeit auszeichnet. Wegen der Eindimensionalität des modellierten Reservoirs lässt sich bei großen offsets kein Auslaufen in ein ungestörtes Niveau beobachten.

#### 4.4. Zusammenwirken von Bathymetrie und Erdölreservoir

Als einziger noch nicht betrachteter Fall bleibt die Kombination der Bathymetrie mit einem Erdölreservoir zu untersuchen. In Abbildung 4.14 sind die bereits bekannten zeitlichen Ableitung der übrigen Fälle um diesen letzten Fall ergänzt (starke durchgezogene Linie). Das Verhalten aller Kurven bei kurzen offsets deckt sich erwartungsgemäß mit weiter oben gemachten Beobachtungen. Zwischen 3 km und 4 km löst sich die hinzugekommene Kurve von der des Bathymetriemodells ohne Öl, die als Referenz dienen soll. Bei größeren positiven offsets setzt sich ein zweiter Peak in der Größenordnung der airwave (erster Peak) ab,

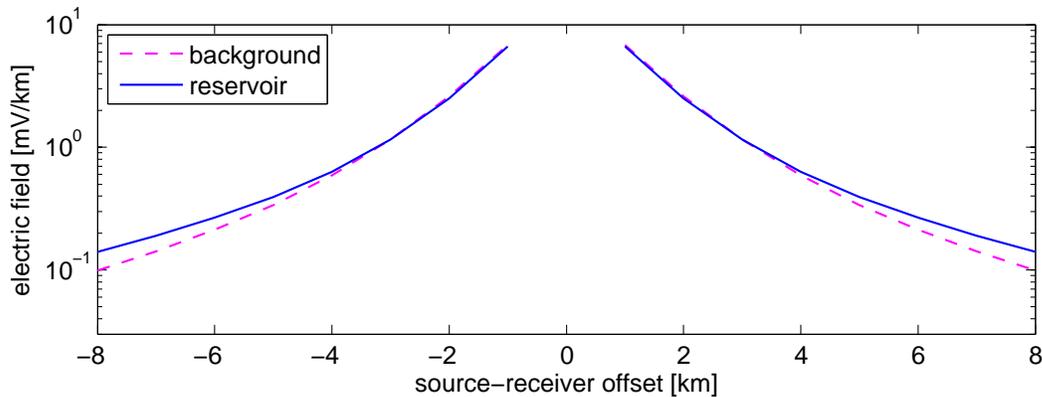


Abbildung 4.13.: Elektrischen Felder nach 0.58 s aufgetragen über den Abstand zwischen Sender und Empfänger

der nach dem Signal der airwave aber vor dem der Sedimente eintrifft. Zwischen der Referenzkurve (Bathymetrie ohne Öl) und diesem zusätzlichen Peak spannt sich mit größer werdenden offsets eine ebenfalls größer werdende Fläche auf, die die Anwesenheit des Reservoirs deutlich markiert. Die Beobachtung, dass sich mit geringer werdender Wassertiefe die airwave und der Ölimpuls deutlich trennen und einen besseren Blick auf die Signatur des Reservoirs freigeben, macht auch Weiss (2007). Ein Vergleich des Zeitpunktes der Ankunft des Ölpeaks im Bathymetriemodell mit dem im 1D-Modell mit Reservoir zeigt eine leichte Verzögerung im Bathymetriemodell, die auf die größere Entfernung zwischen Sender und Reservoir zurückzuführen ist. Der Betrag der Ableitung ist bei mittleren offsets vom Ölpeak dominiert, bei großen offsets von der airwave, die durch Näherrücken der Luftschicht verstärkt wird. Im Bereich negativer offsets <3-4 km zeigt sich eine verfrühte Ankunft des Ölpeaks. Dadurch wird zur Referenzkurve ebenfalls eine deutlich erkennbare Fläche aufgezo-gen, die das Reservoir auch hier eindeutig in Erscheinung treten lässt. Durch die kleinere Entfernung zur Ölschicht zeichnet sich der Peak früher ab als der im 1D-Modell mit Reservoir. Beträgsmäßig ist liegen die Werte der Ableitung (rechtes Bild, „o“) deutlich über den Referenzwerten („+“). Die geringere Entfernung zum Reservoir kompensiert die Abschwächung des Signals der airwave durch die Wasserschicht.

Weniger der Verlauf des Bathymetrie- und des Öl-Effektes in Abbildung 4.15, die aus speziellen Formen der Impulse (Ableitungen) hervorgehen, als die Abweichungen in den Gleichstromwerten nach Hinzufügen des Bathymetrie-Effektes mit Reservoir und des Öl-Effektes mit Bathymetrie, bedürfen einer Erklärung. So verstärkt beispielsweise das Reservoir den Bathymetrie-Effekt. Eine mögliche Veranschaulichung bedient sich erneut der Spiegelpunktmethode: Durch die Anwesenheit einer weiteren reflektierenden Schicht im Untergrund wird die im Fall geringer Wassertiefe dichte Folge von Spiegelelektroden gespiegelt und der Effekt damit verstärkt (multipliziert). Im Fall größerer Wassertiefen wird der Effekt auch verstärkt, wegen der geringeren Dichte der Folge mach sich die Verstärkung aber weniger deutlich bemerkbar.

Im linken Feld der selben Abbildung tritt die Bathymetrie im Öl-Effekt bei positiven offsets in Form einer Verstärkung, bei negativen offsets in Form einer Abschwächung des Effektes

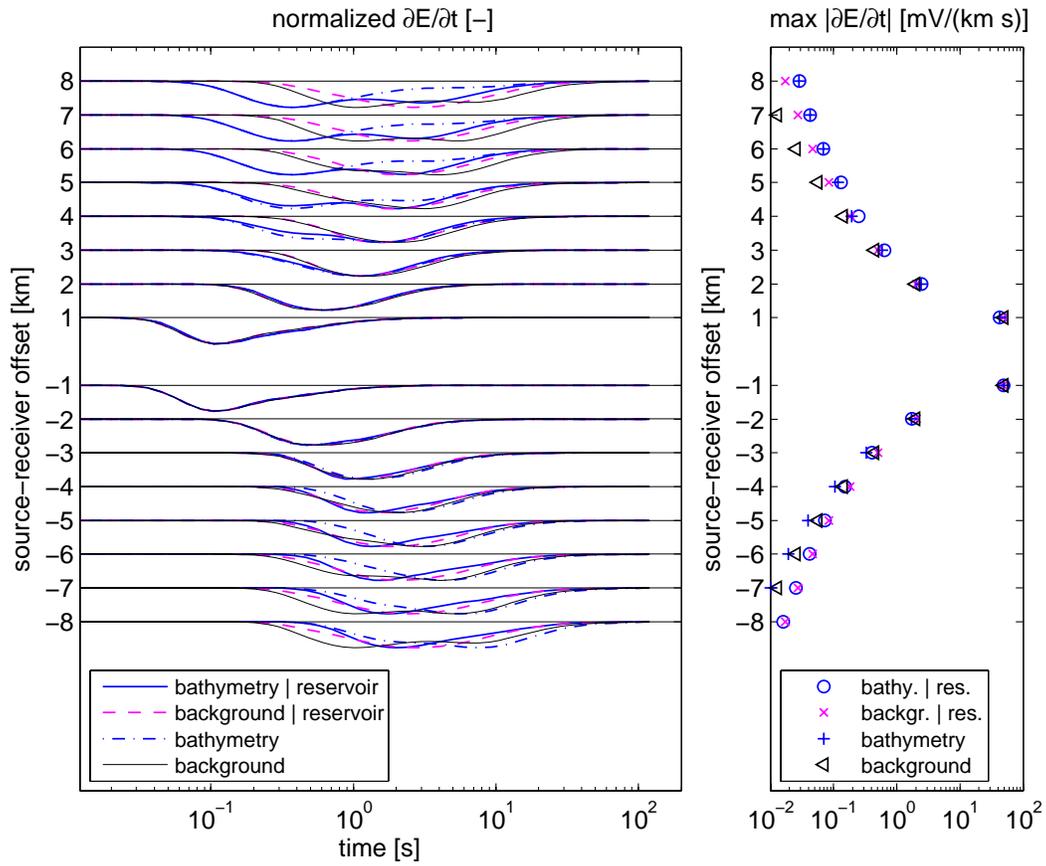


Abbildung 4.14.: Links: Normierte Zeitliche Ableitung der Transienten für alle Modelle zu offsets zwischen -8 km und 8 km. Rechts: Maximalwert der jeweiligen Ableitung, auf den normiert wurde.

in Erscheinung. Auch die Veränderung des Öeffektes - weiter oben wage auf die Gestalt der sich überlagernden Dipolfelder zurückgeführt - kann mit Hilfe geometrischer Überlegungen erklärt werden: Die maximale Verstärkung der beiden Dipolfelder in horizontaler Richtung ist entlang einer Linie zwischen den Dipolen zu suchen. Durch die Bathymetrie wird der Sender bei kleinen offsets abgesenkt, der Empfänger liegt somit oberhalb des Dipols, die Verstärkung des Dipolfeldes nimmt ab. Große offsets bedeuten im Bathymetriemodell ein Anheben des Senders, der Abstand des Dipols zu seinem Spiegelbild vergrößert sich, der Empfänger rückt der Zone maximaler Verstärkung der beiden Felder näher und der Öl-Effekt wird größer.

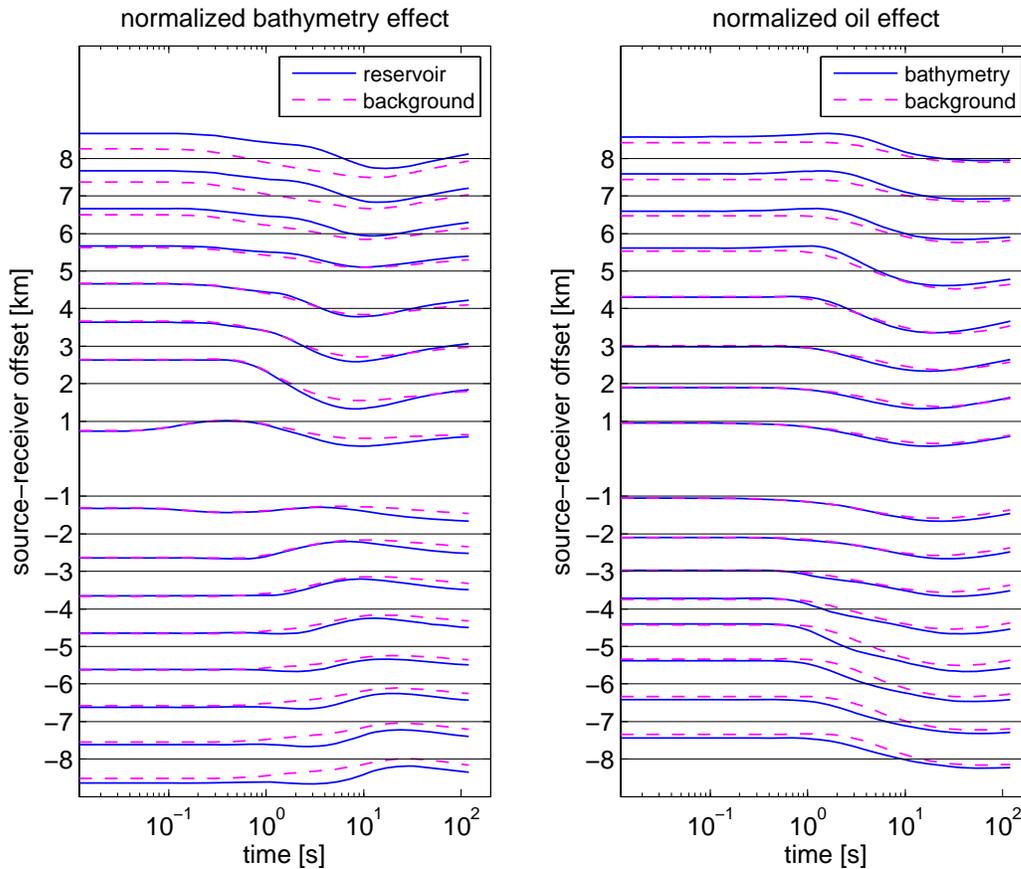


Abbildung 4.15.: Links Normierter Bathymetrie-Effekt, rechts normierter Öl-Effekt zu offsets zwischen -8 km und 8 km.

Dass diese Überlegungen vor allem bei großen Distanzen zwischen Sender und Empfänger zutreffen können, zeigt Abbildung 4.16. Die Abweichungen des Öl-Effektes mit Bathymetrie zeigen sich dort am ausgeprägtesten. Im Übrigen wird in dieser Abbildung deutlich, dass das Einführen der Bathymetrie die vormalige Achsensymmetrie des Öleffektes zerstört.

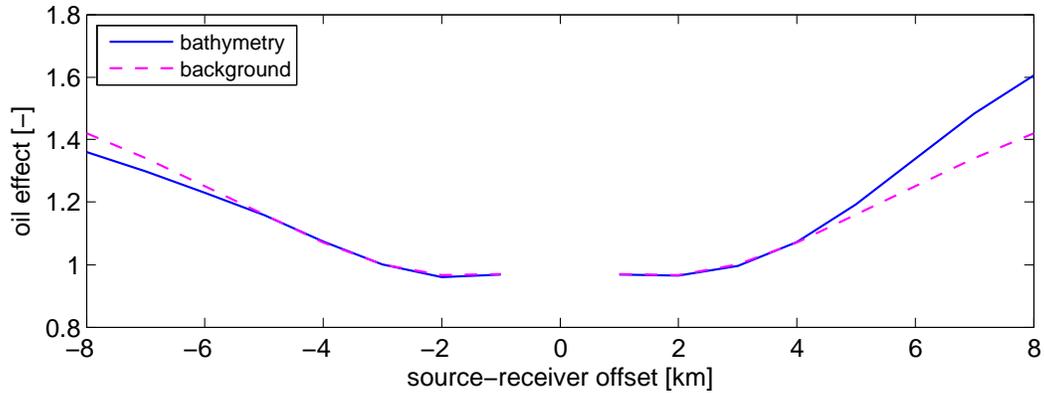
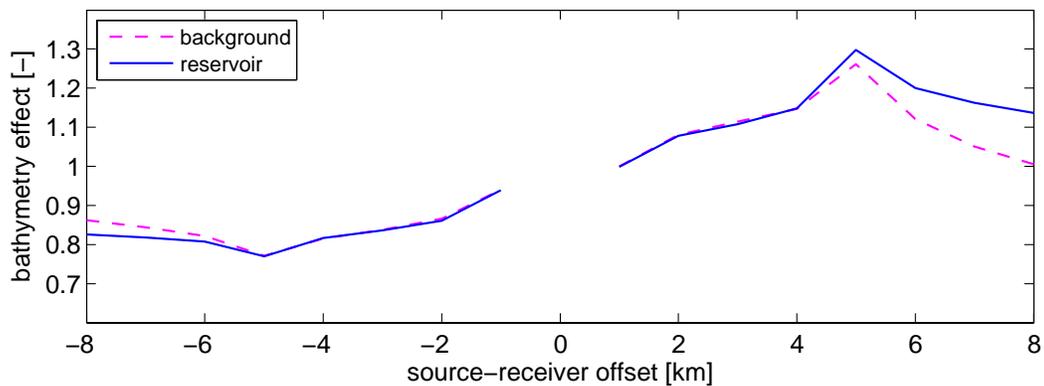
Abbildung 4.16.: Bathymetrie-Effekt bei  $t=0.58$  s mit und ohne Reservoir.

Abbildung 4.17 schließlich gibt den Bathymetrieeffekt in entsprechender Weise - auch mit Reservoir - wieder. Die schon beschriebene Verstärkung des Bathymetrieeffektes durch die Ölschicht nimmt hier ebenfalls mit wachsendem offset zu.

Auch über einer Bathymetrie tritt der Öleffekt deutlich in Erscheinung. Mit abnehmender Wassertiefe zeichnet sich das Reservoir durch die zeitliche Trennung des Anknunft von airwave und Reservoir-Impuls in den zeitlichen Ableitungen des elektrischen Feldes sogar besser ab, als in mittleren Tiefen. Aber auch bei größeren Sendertiefen bleibt das Öl in leicht abgeschwächter Form erkennbar. Eine Zusammenstellung aller möglichen Kombinationen und deren Bewertung in Hinblick auf die Detektierbarkeit des Reservoir folgt im nächsten Abschnitt.

Abbildung 4.17.: Bathymetrie-Effekt bei  $t=0.58$  s mit und ohne Reservoir.

## 4.5. Bewertung hinsichtlich der Detektierbarkeit von Erdölreservoirs

Zur Auswertung mariner TEM-Messungen in der Erdölexploration müssen ebenfalls Simulationsrechnungen durchgeführt werden, mit deren Hilfe versucht werden kann die tief liegenden Reservoirs aufzuspüren. Denn erst im Vergleich mit Rechnungen ohne Ölschicht werden deutbare Abweichungen zu den Messdaten sichtbar. Daher hat die Wahl des Referenzmodelles entscheidenden Einfluss auf die Richtigkeit der Interpretation der Messung. Stehen Daten wie Wassertiefe und Sedimentleitfähigkeit zur Verfügung, erleichtert sich diese Aufgabe.

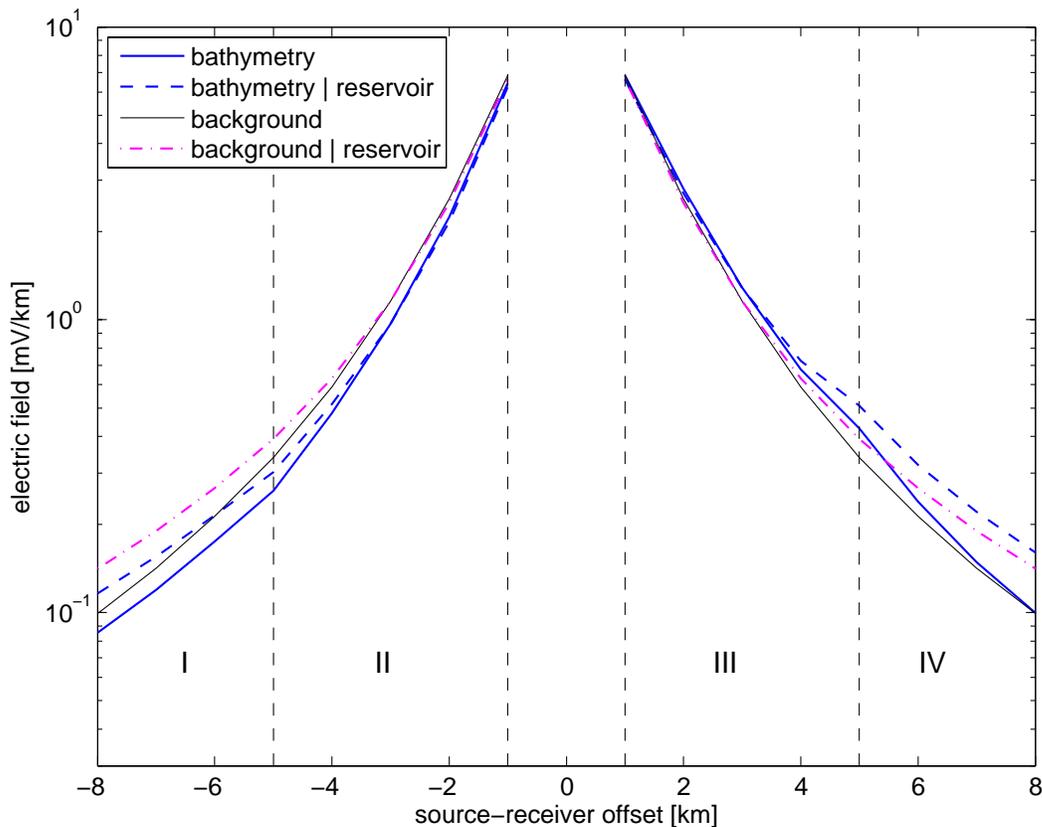


Abbildung 4.18.: Offsetabhängigkeit der elektrischen Felder nach  $t=0.58$  s für alle untersuchten Modelle.

Anhand der speziellen im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Konfiguration (Leitfähigkeitsmodell, Sender-Empfänger-Geometrie, Wassertiefe, Tiefe und Dicke der Ölschicht,...) können nun Verwechslungsgefahren aufgezeigt und Hinweise zu Vorsichtsmaßnahmen gegeben werden. Im Allgemeinen werden je nach Verfügbarkeit von Daten über den Seegrund entweder Simulationsrechnungen mit einem Hintergrundmodell gemacht, das die Bathymetrie berücksichtigt,

oder solche mit einem, das die Bathymetrie nicht mit einschließt. Im Folgenden werden alle Kombinationsmöglichkeiten von Simulationsmodell und realer Situation beschrieben und Verwechslungsgefahren bewertet. Als Interpretationsgrundlage sollen dabei die in Abbildung 4.18 gezeigten Messkurven dienen. Um die Zuordnung der einzelnen offset-Bereiche zu erleichtern, ist die Grafik in vier Bereiche unterteilt. Die Aufteilung orientiert sich an Anfangs- und Endpunkt der Steigung sowie den der Empfängerposition nächsten Werten.

- **Modellrechnung mit flachem Seeboden**

- **Flacher Seeboden ohne Reservoir:** Die Kurven liegen bei ansonsten richtiger Parameterwahl übereinander und unter dem flachen Seeboden wird in Übereinstimmung mit der realen Situation kein Reservoir vermutet.
- **Flacher Seeboden mit Reservoir:** Die Messkurve über dem Reservoir weicht in gewohnter Weise von den Werten der Simulation nach oben ab, das Reservoir wird erkannt.
- **Bathymetrie ohne Reservoir:** In I und II weichen die gemessenen Daten nach unten ab, es wird kein Öl vermutet. Die Daten aus Bereich III und IV allein könnten als -eventuell räumlich begrenztes - Reservoir missinterpretiert werden.
- **Bathymetrie mit Reservoir:** In Bereich I tritt das vorhandene Reservoir nicht eindeutig in Erscheinung, in Bereich II wird es gar übersehen. In Bereich III und IV wird das Reservoir zwar erkannt, aber eventuell in seiner Größe unterschätzt.

- **Modellrechnung mit Bathymetrie**

- **Flacher Seeboden ohne Reservoir:** In Bereich I und II liegt die gemessene Kurve über der berechneten. Es könnte ein schwaches eventuell seitlich begrenztes Reservoir vermutet werden, das nicht vorhanden ist. In den Bereichen III und IV besteht diese Gefahr nicht, die Messkurve liegt tiefer.
- **Flacher Seeboden mit Reservoir:** In Bereich I und II wird das Öl erkannt aber eventuell die Größe des Reservoirs überschätzt. In Bereich III bleibt das Reservoir wegen der nach unten abweichenden Messwerte mit Sicherheit, in Bereich IV eventuell, unentdeckt.
- **Bathymetrie ohne Reservoir:** Die Messkurve liegt auf der berechneten. Es wird kein Öl vermutet.
- **Bathymetrie mit Reservoir:** Auf beiden Seiten liegt die Messkurve deutlich über den berechneten Werten, das Reservoir wird erkannt.

Die Zusammenstellung bestätigt, dass bei Verwendung des richtigen Referenzmodells auch über einem ansteigenden Seeboden Reservoir sicher erkannt werden können. Umgekehrt erweist es sich als gefährlich, Daten zur Bathymetrie des untersuchten Gebietes zu vernachlässigen. Sowohl bei angenommener aber nicht vorhandener Bathymetrie, als auch im umgekehrten Fall können sich falsche Schlussfolgerungen ergeben. In jedem Fall ist es sinnvoll möglichst viele Informationen zu sammeln. Eine lange Messstrecke, die allen vier Bereiche einschließt

hilft zusätzlich, um im Quervergleich mit der jeweils gegenüberliegenden Seite Irrtümer zu vermeiden. Besonders kritisch können daher Messungen nur bis zur Mitte einer Rampe sein, die den sich durch seine Asymetrie leicht zu bemerkenden Bathymetrie-Effekt nicht in Erscheinung treten lassen. Die Untersuchung der zeitlichen Ableitungen, in denen die Unterschiede zwischen den Modellen in Betrag und Form der Impulse noch deutlicher zu Tage treten, kann eine wichtige Stütze der Interpretation darstellen.

---

## 5. Ausblick

Die vorliegende Arbeit nähert sich der Beantwortung der Frage nach den Einflüssen von Bathymetrien auf die Messdaten mariner TEM- Messungen mit Untersuchungen an einem sehr einfachen Modell. Um allgemeinere Gesetzmäßigkeiten und damit Hilfestellungen zu komplexeren Anwendungsproblemen ableiten zu können, sollten Untersuchungen weiterer Parameter betrieben werden. Es folgt eine lose Sammlung ungeklärter Abhängigkeiten sowie eine Reihe Fragen, die beim Verfassen der Arbeit aufgeworfen wurden und unbeantwortet geblieben sind.

- In praktischen Messungen wird der Sender parallel zum Hang gezogen und richtet sich folglich parallel zum Hang aus. Andernfalls wird er näher unter der Wasseroberfläche entlanggezogen, um seine Höhe nicht ständig korrigieren zu müssen. Ausserdem liegen die Empfänger auf dem Seeboden und die Felder werden senkrecht und parallel zu diesem gemessen. Die veränderten geometrischen Gegebenheiten können sich in der Messung unterschiedlich stark bemerkbar machen. Vermutlich wird die Orientierung der Sender und Empfänger, die nur um einige Grad abweicht, keine wesentliche Veränderung der Ergebnisse bewirken. Anders dagegen die insgesamt höhere Senderposition. Diese wird sich vermutlich durch früheres und zeitgleiches Eintreffen der airwave über der gesamten Messstecke bemerkbar machen und auch die Gleichstromeffekte beeinflussen.
- Eine Untersuchung der Abhängigkeit des Bathymetrie- aber auch des Öl-Effektes von der Wassertiefe wird viele hier angestellte Vermutungen über den starken Einfluss der Wasser-Luft-Grenze entweder bestätigen oder als falsch erweisen. Interessant könnte auch die völlige Vernachlässigung der Luftschicht sein, die einfach durch das Abschließen des Modells am oberen Ende durch einem homogenen Halbraum mit der Leitfähigkeit des Wassers zu simulieren ist. Im Fall zweier homogener Halbräume sollten dann nur sehr kleine geometrische Effekte der Sender-Empfänger Konfiguration übrig bleiben.
- Der Anteil von Seeboden und Wasserschicht an den zeitlichen Ableitungen bei kurzen offsets sowie zu späten Zeiten könnte anhand von Simulationen mit variierenden Leitfähigkeiten der jeweiligen Schichten untersucht werden, um die hier bei vielen Erklärungen benutzten aber bislang unbestätigten Annahmen zu überprüfen.
- Spätestens bei der Bewertung von Risiken bei der Interpretation von Messdaten fehlen vergleichbare Untersuchungen, die auch in horizontaler Richtung nicht unendlich ausgedehnter, sondern beschränkter Reservoirs mit einschließen. Gerade die Kombination seitlich begrenzter Reservoirs mit darüber liegenden Bathymetrien wird vermutlich das Risiko von Fehlinterpretationen erhöhen.

- Die Ableitungen der Transienten haben sich als sehr hilfreich für die Interpretation der Effekte herausgestellt. Eventuell genügt allein die Betrachtung der Ableitungen, die ja die meisten deutbaren Informationen enthalten, um ein Reservoir zu finden. Zu untersuchen wären dann die speziellen Verwechslungsgefahren die allein auf diese Werte gestützte Interpretationen bergen.
- Der Vergleich mit den Ergebnissen von Weiss (2007) legt nahe, dass auch eine wesentlich leichter zu verwirklichende Rechnung mit einem festen Sender und einer Auswertung der Felder entlang der Rampe zu den gleichen Ergebnissen führen würde, wie die aufwändigen Rechnungen mit sich verändernder Senderposition. Nachfolgende Simulationen könnten so wesentlich vereinfacht und beschleunigt werden.
- Auch geneigte Erdölreservoirs sind denkbar. Simulationen mit unter einer Rampe aufsteigenden oder abfallenden oder einfach gegen den horizontalen Seeboden geneigten Reservoirs können interessante Ergebnisse liefern.
- Im Rahmen dieser Arbeit wird der praktische Gesichtspunkt des zu erwartenden Rauschens in der Messung nicht berücksichtigt. Bis zu welchen Feldstärken können die Kurven überhaupt sicher vermessen werden? Ein zu großes Rauschen könnte wertvolle Informationen aus dem späten Zeitbereich, in dem die Felder schon weit abgeklungen sind überdecken.
- In dieser Arbeit werden nur die horizontalen elektrischen Felder betrachtet. Messungen liefern auch Daten zur magnetischen Feldstärke in horizontaler Richtung. Wie wirken sich die Effekte hier aus? Ausserdem wird nur die Inline-Geometrie untersucht. Eine vollständige Analyse schließt auch die Broadside-Geometrie ein.
- Korrekter Weise müssen die am Ort des Empfängers ebenfalls auftretenden elektrischen Felder in vertikaler Richtung berücksichtigt werden. Der Empfänger liegt in jedem Fall entlang des um  $5,74^\circ$  geneigten Seebodens. Eine Korrektur der Ergebnisse sollte aber wegen des kleinen Winkels keine nennenswerten Veränderungen bewirken.
- Eine genauere Untersuchung der sich überlagernden Dipolfelder (Spiegelpunktmethode), die eine analytische Berechnung einschließen sollte, kann die bisher nur vermuteten und qualitativ beschriebenen geometrischen Einflüsse als Ursache verschiedener Effekte vor allem im Gleichstromfall auf eine sicherere Grundlage stellen.

---

## 6. Literaturverzeichnis

- [Constable und Li 2007] CONSTABLE, S. ; LI, Yuguo: 2D marine controlled-source electromagnetic modeling: Part 2 - The effect of bathymetry. In: *Geophysics* (2007), Nr. 72, S. WA63–WA71
- [Constable und Srnka 2007] CONSTABLE, S. ; SRNKA, L.J.: An introduction to marine controlled source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. In: *Geophysics* (2007), Nr. 71, S. WA3–WA12
- [Druskin und Knizherman 1988] DRUSKIN, Vladimir ; KNIZHERMAN, Leonid: *User's guide for the program complex to compute 3D nonstationary electromagnetic fields in inhomogeneous conductive media*. Moskau (Russland), Ridgefield (CT, USA): , 1988
- [Hördt 1992] HÖRDT, Andreas: *Interpretation transient elektromagnetischer Tiefensondierungen für anisotrop horizontal geschichtete und für dreidimensionale Leitfähigkeitsstrukturen*. Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Dissertation, 1992
- [Hördt 2008] HÖRDT, Andreas: *Angewandte Geophysik II*. Vorlesung, 2008. – TU Braunschweig
- [Nabighian 1991] NABIGHIAN, Misac N.: *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Tulsa, Oklahoma : Society of Exploration Geophysicists, 1991
- [Weiss 2007] WEISS, Chester J.: The fallacy of the shallow-water problem in marine CSEM exploration. In: *Geophysics* (2007), Nr. 72, S. A93–A97

---

# A. Anhang

## A.1. Eingabefile SLDMEM3T

Auf den Entwurf der Leitfähigkeitsmodelle und des räumlichen Gitters folgt in der praktischen Durchführung der Simulationsrechnungen mit SLDMEM3T die manuelle Erstellung der Eingabedateien für das Programm. Zur Dokumentation dieses wesentlichen Arbeitsschrittes sind hier am Beispiel eines Originalfile zur Berechnung der Transienten für das Hintergrundmodell ohne Reservoir und mit einem offset von -3 km alle erforderlichen Eingabeparameter. in der Reihenfolge ihres Erscheinens in der Datei beschrieben. Die Angaben beruhen größtenteils auf dem Benutzerhandbuch zum Programm (Druskin und Knizherman (1988)).

SLDMEM3T ist in der Programmiersprache Fortran-90 erstellt, die Eingabedatei besteht aus zwei namelists, die jeweils mit &START bzw. &MODEL beginnen und mit &END enden. Die die beiden ersten Parameter der namelist START kontrollieren die Konvergenz der Lösung. NPC gibt den Empfänger an, der zur Kontrolle der Konvergenz verwendet werden soll, EPS die gewünschte Genauigkeit, nach deren Erreichen die Rechnung abgebrochen werden kann. Spätestens nach MS Iterationsschritten aber wird das Programm gestoppt und ein Ergebnis ausgegeben. Daher muss nach jeder Rechnung die Konvergenz der Lösungen überprüft werden. IS1 und IS2 geben die Anzahl der Schritte vor, nach denen eine vorläufige Lösung berechnet und die Konvergenz überprüft wird. NDER gibt die Ordnung der gewünschten Ableitung an. Standardmäßig (d.h. bei NDER=0) wird die 0te Ableitung des elektrischen und die 1te Ableitung des Magnetfeldes berechnet. Mit NT wird die Anzahl der Zeitpunkte festgelegt, zu denen eine Lösung ausgegeben werden soll und die unter TM aufgelistet sind. Wegen der Dynamik der Transienten ist eine logarithmische Unterteilung der Zeitreihe sinnvoll.

NX, NY und NZ sind jeweils die Anzahl der Gitterpunkte in den drei Raumrichtungen. Die Gitterpunkte selbst werden durch RX, RY und RZ festgelegt. NXYE und NXYM geben die Anzahl der elektrischen und magnetischen Empfänger an, deren Position durch Vorgabe der Gitterpunkte mit NPX, NPY und NPZ definiert wird. In diesem Beispiel liegen 3 elektrische und drei magnetische Empfänger am x-Gitterpunkt 42 (d.h. zwischen -0.025 km und 0.025 km), am y-Gitterpunkt 26 (d.h. bei 0 km) und am z-Gitterpunkt 11 (d.h. in einer Tiefe von 600 m). NPL gibt die Orientierung der Empfänger an. 1 lässt den Empfänger in x-, 2 in y- und 3 in z-Richtung zeigen. NIE entspricht der Anzahl an elektrischen Dipolquellen. Die 200 m Meter lange Sendeantenne kann hier aus 4 Stücken zusammengesetzt werden, deren Position wie die der Empfänger mit NIX, NIY und NIZ an das Gitter gebunden ist und deren Orientierung durch Vorgabe von NIL gewählt wird. TI schließlich gibt die Quellstromstärke in Amperé an.

Die namelist MODEL enthält das Blockmodell der Leitfähigkeit. FON gibt die Hintergrundleitfähigkeit in den Grenzen des Gitters vor, NBL die Anzahl der Blöcke. Mit XL, XP, YL, YP, ZL und ZP werden die Koordinaten der Quader in km angegeben. Die Blöcke sind *nicht* an Vorgaben durch das Gitter gebunden und können auch über das Gitter herausragen, um unendlich ausgedehnte horizontale Schichten zu modellieren. SG beinhaltet die Leitfähigkeit der einzelnen Blöcke angegeben in S/m. Mit SHX und SHY kann das gesamte Modell in x- bzw. y-Richtung verschoben werden.

```
&START
npc=5, eps=1.0e-5, ms=100000, is1=100, is2=100, nder=0,
nt=44,
tm= 0.012, 0.015, 0.019, 0.023, 0.029, 0.036, 0.045, 0.055, 0.068, 0.085,
    0.105, 0.13, 0.16, 0.20, 0.25, 0.30, 0.38, 0.47, 0.58, 0.71,
    0.88, 1.1, 1.4, 1.7, 2.1, 2.6, 3.2, 3.9, 4.9, 6.0,
    7.5, 9.3, 11.5, 14, 18, 22, 27, 33, 41, 51,
    63, 78, 97, 120,
nx=67,
rx= -150., -117., -90., -69., -53., -41., -32., -25., -19.5, -15.6,
    -12.6, -10.2, -8.5, -7.1, -6.1, -5.3, -4.7, -4.27, -3.93, -3.67,
    -3.47, -3.32, -3.2, -3.1, -3.05, -3., -2.95, -2.9, -2.82, -2.7,
    -2.55, -2.35, -2.1, -1.73, -1.27, -0.9, -0.65, -0.45, -0.3, -0.18,
    -0.1, -0.025, 0.025, 0.1, 0.18, 0.3, 0.45, 0.65, 0.9, 1.27,
    1.7, 2.3, 3.1, 4.1, 5.5, 7.2, 9.6, 12.6, 16.5, 22.,
    29., 38., 50., 66., 87., 114., 150.,
ny=51,
ry= -150., -114., -87., -66., -50., -38., -29., -22., -16.5, -12.6,
    -9.6, -7.2, -5.5, -4.1, -3.1, -2.3, -1.7, -1.27, -0.93, -0.67
    -0.47, -0.32, -0.20, -0.12, -0.05, 0., 0.05, 0.12, 0.20, 0.32,
    0.47, 0.67, 0.93, 1.27, 1.7, 2.3, 3.1, 4.1, 5.5, 7.2,
    9.6, 12.6, 16.5, 22., 29., 38., 50., 66., 87., 114.,
    150.,
nz=36,
rz= 0., 0.03, 0.07, 0.12, 0.19, 0.27, 0.4, 0.47, 0.535, 0.57,
    0.6, 0.67, 0.75, 0.87, 0.99, 1.14, 1.37, 1.66, 2.0, 2.5,
    3.2, 4.0, 5.1, 6.6, 8.5, 11., 14., 18., 24., 31.,
    40., 52., 68., 90., 115., 150.,
nxym=3, nxym=3,
npx= 42,42,42,42,42,42,
npy= 26,26,26,26,26,26,
npz= 11,11,11,11,11,11,
npl= 1,2,3,1,2,3,
nie=4, nim=0, nix=24,25,26,27, niy=4*26, niz=4*10, nil=4*1, ti=4*1000.,
&END
&MODEL
shx=0.0, shy=0.0,
fon=1, nbl= 2,
xl= 2*-300, xp= 2*300,
yl= 2*-300, yp= 2*300,
zl= 0, 0.6, zp= 0.6, 300,
sg= 3.33333, 1,
&END
```

## A.2. Spiegelpunktmethode

Die folgende Zusammenfassung beruht auf der Mitschrift zur Vorlesung „Angewandte Geophysik II“ (Hördt (2008)) sowie einer Übungsaufgabe im Rahmen dieser Veranstaltung. Eine einzelne Stromelektrode im Punkt C (Abbildung A.1 a)), die im Abstand h zu einer Grenzfläche zwischen zwei unterschiedlichen Leitern mit spezifischen Widerständen  $\rho_1$  und  $\rho_2$  liegt, bewirkt in den Punkten  $P_1$  und  $P_2$  Potentiale, die über die Spiegelpunktmethode berechnet werden können. Durch die Elektrode C fließt ein Strom I.

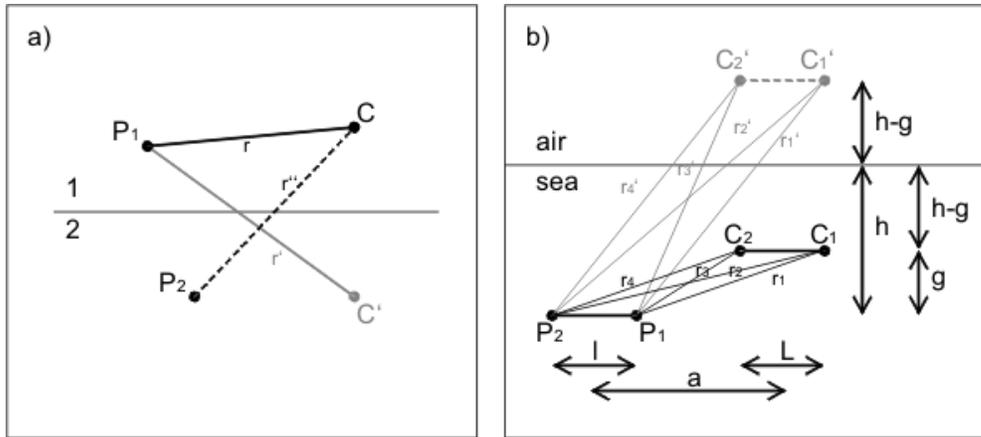


Abbildung A.1.: a) Zur Berechnung des Potentials einer Elektrode mit der Spiegelpunktmethode. b) Zur Berechnung der Spannung zwischen  $P_1$  und  $P_2$  für unterschiedliche Tiefen  $h-g$  des Dipols unter der Wasseroberfläche unter Vernachlässigung des Seebodens

Die Randbedingungen an der Grenzschicht sind erfüllt, wenn statt der Grenzschicht eine Spiegelelektrode im Punkt  $C'$  eingeführt wird, durch die ein Strom  $I'$  fließt, der aus den Randbedingungen berechnet wird. Das Potential kann so berechnet werden, als würde es reflektiert und transmittiert wie Licht. Mit Hilfe des Reflexionskoeffizienten  $R$  und des Transmissionskoeffizienten  $T$

$$R = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (A.1)$$

$$T = 1 - R = \frac{2\rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

sowie dem Potential  $V$  einer einzelnen Elektrode im Vollraum

$$V(r) = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (A.2)$$

lassen sich die Potentiale in den Punkten  $P_1$  und  $P_2$  bestimmen. Der Abstand zwischen  $C$  und  $P_1$  sei  $r$ , der zwischen  $C'$  und  $P_1$   $r'$  und der zwischen  $C$  und  $P_2$   $r''$ .

$$\begin{aligned} V(P_1) &= \frac{I\rho_1}{4\pi r} \left( \frac{1}{r} + \frac{R}{r'} \right) \\ V(P_2) &= \frac{I\rho_1}{4\pi r} \left( \frac{1+R}{r''} \right) \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

Für die Diskussion in Abschnitt 4.2.1 ist die in Abbildung A.1 b) dargestellte Situation zu untersuchen. Um den Stromdipol zu beschreiben werden zwei Stromelektroden  $C_1$  und  $C_2$  benötigt, durch die jeweils der Strom  $I$  bzw.  $-I$  fließt. Zu berechnen ist die Potentialdifferenz zwischen den Punkten  $P_1$  und  $P_2$ . Der Strom  $I$  betrage 1000 A, der spezifische Widerstand des Wassers  $\rho_{sea} = 0,3 \Omega\text{m}$  und der der Luft  $\rho_{air} = \infty \Omega\text{m}$ . Der Reflexionskoeffizient ist dann  $R=1$ . Der offset sei  $a=3000$  m, die Länge von Dipol und Empfänger  $L=200$  m und  $l=50$  m sowie der Abstand des Empfängers zur Wasseroberfläche  $h=600$  m. Die Höhe des Senders variere zwischen  $g_1 = 30$  m und  $g_2 = 330$  m. Die einzelnen Abstände  $r_1, \dots, r_4$  und  $r'_1, \dots, r'_4$  lassen sich aus den gegebenen Längen leicht berechnen. Die Spannung zwischen den beiden Punkten  $P_1$  und  $P_2$  ist dann

$$U_{P_1P_2} = V(P_1) - V(P_2) = \frac{I\rho_{sea}}{4\pi} \left( \frac{1}{r_1} + \frac{R}{r'_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{R}{r'_2} - \frac{1}{r_3} - \frac{R}{r'_3} + \frac{1}{r_4} + \frac{R}{r'_4} \right) \quad (\text{A.4})$$

Mit Hilfe der Spiegelladungsmethode lässt sich so unter ausschließlicher Berücksichtigung der Grenzschicht Wasser-Luft die Spannung für  $g_1 = 30$  m zu  $U_{P_1P_2,g_1} = 3,35 \cdot 10^{-2}$  mV und für  $g_2 = 330$  m zu  $U_{P_1P_2,g_2} = 3,28 \cdot 10^{-2}$  mV. Die mittleren elektrischen Feldstärken entlang des Empfängers ergeben sich nach Division durch den Abstand  $l=0,05$  km zu  $E_{g_1} = 0,669$  mV/km und  $E_{g_2} = 0,657$  mV/km bestimmen. Das Verschieben des Sendedipols an die Wasseroberfläche isoliert betrachtet reduziert also die Feldstärke. Das Näherücken der Spiegelelektroden kann das Kleinerwerden der Feldgradienten bei größer werdendem Abstand zum Dipol nicht kompensieren und nicht als Erklärung für das Verhalten der Bathymetrikurven in Abschnitt 4.2.1 dienen.

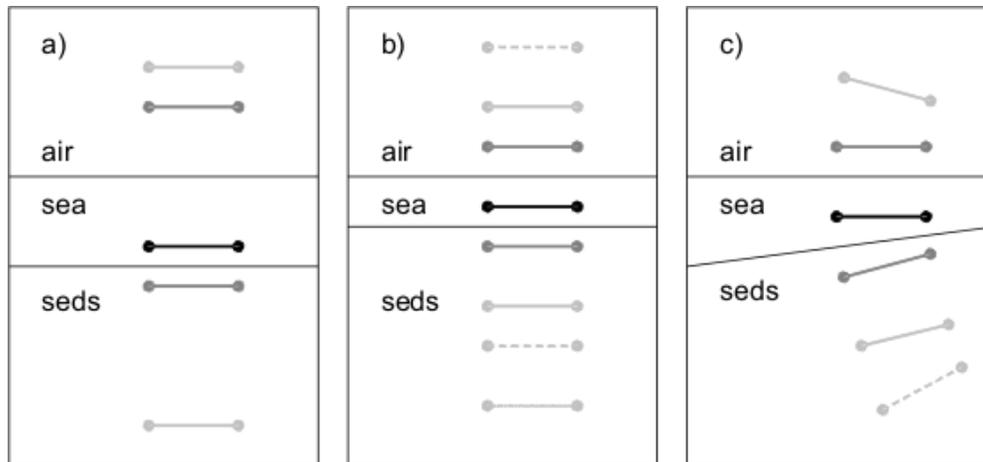


Abbildung A.2.: Folgen von Spiegelelektroden durch mehrfache Reflexion zwischen den Grenzschichten Luft-Wasser und Wasser-Sedimente. a) Tiefes Wasser, b) flaches Wasser und c) geneigter Seeboden.

Eine weitere qualitative Überlegung schließt die Grenzschicht zwischen Wasser und Seeboden mit ein. Abbildung A.2 zeigt die durch mehrfache Reflexion zwischen den beiden Grenzschichten entstehende Folge von Spiegelelektroden. Geringere Wassertiefen (b) verringern den Abstand der Spiegelelektroden untereinander, aber auch zum hier nicht dargestellten Empfänger am Seegrund. So rücken nicht nur die einfach gespiegelten Elektroden, sondern auch mehrfach gespiegelten Elektroden näher. Da der Gradient des Potentials einer einzelnen Elektrode mit  $1/r^2$  abfällt, sollte durch Verkleinerung aller Abstände die gemessene Feldstärke steigen. Auch bei geneigtem Seeboden (c) tritt dieser Effekt auf.