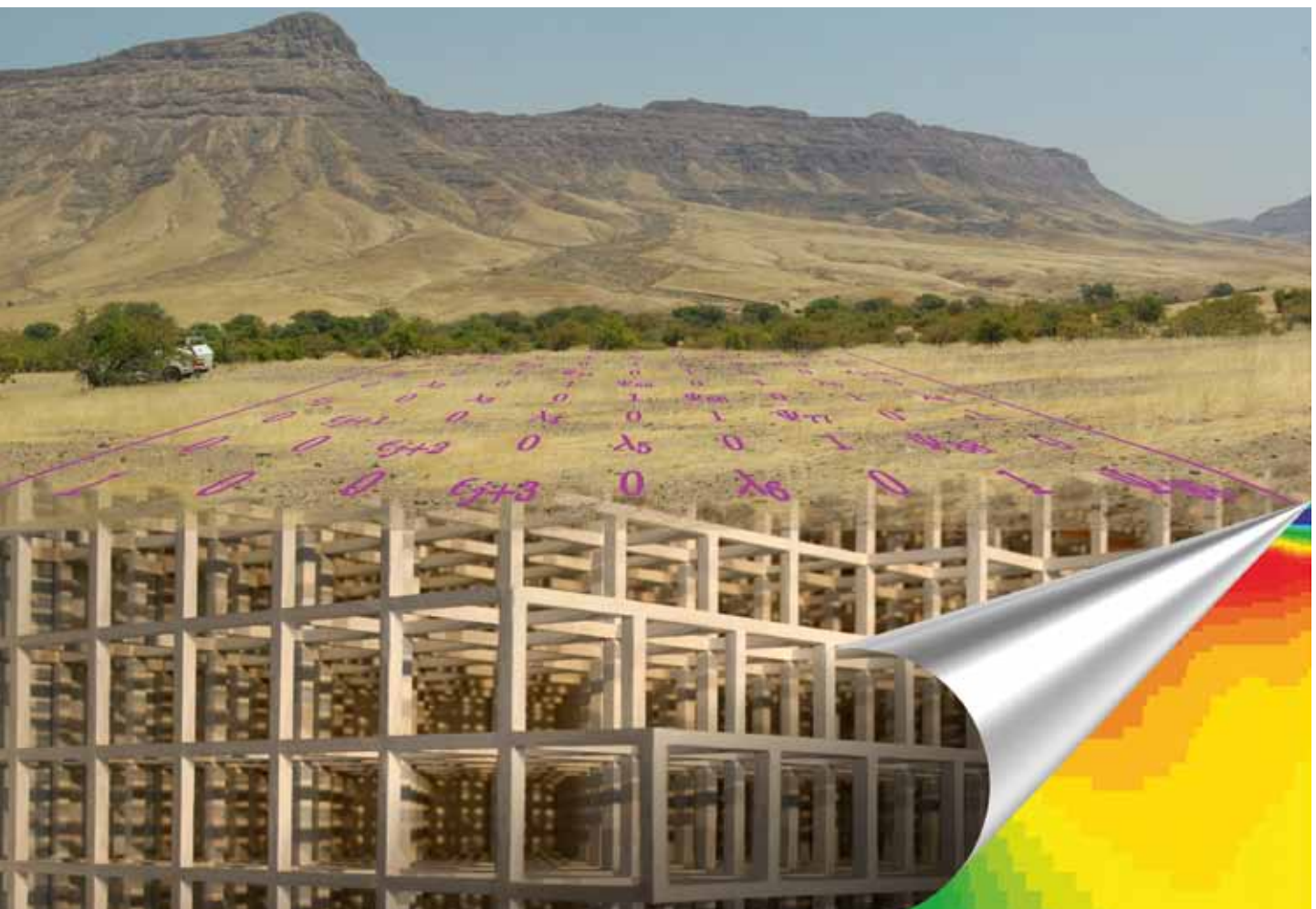


Berechnung des elektrischen Widerstands im Untergrund

100 Jahre CPU-Zeit in einem Jahr

Oliver Ritter, Dirk Brändlein, Alexander Grayver, Naser Meqbel, Gerard Muñoz, Kristina Tietze, Ute Weckmann
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Earth materials can be characterized by their electrical resistivity. Geophysicists use electromagnetic methods to decipher the electrical structure of earth, to determine chemical and physical properties of rocks and to investigate associated dynamic processes within earth. Measured data, typically observed at earth's surface, cannot be directly converted into a comprehensive image of the subsurface. To achieve this goal geophysicists use mathematical and numerical techniques which require significant computational resources. We discuss application of electromagnetic sounding methods, show depth sections derived from 3D inversion, discuss field configuration simulations and resolution tests, introduce the concept and potential of joint inversion and give an outlook on monitoring to decipher temporal changes of the subsurface.



Der elektrische Widerstand ist eine messbare, physikalische Materialeigenschaft von Körpern. Je größer die elektrische Spannung oder je kleiner der elektrische Widerstand, umso größer ist der fließende elektrische Strom. Auch die Gesteine im Untergrund haben elektrische Eigenschaften und Widerstände, die von ihrer Beschaffenheit, aber auch von geochemischen oder mechanischen Zuständen und Prozessen beeinflusst werden. Geophysikerinnen und Geophysiker arbeiten mit sogenannten Ersatzmodellen, um komplexe Leitfähigkeitsverteilungen im Untergrund auflösen zu können. Dabei stellt man sich die Erde als ein dreidimensionales Gitter aus Widerständen und Kondensatoren vor, in dem elektromagnetische Felder durch induzierte Ströme erzeugt werden. In der Natur sind diese Stromquellen z. B. weltweite Blitzentladungen oder Stromsysteme in der Ionosphäre für die klassische Magnetotellurik (MT) und künstliche Stromdipole bei der aktiven oder Controlled Source-Elektromagnetik (CSEM). Mit Strom- und Spannungsmessungen an der Oberfläche lässt sich der elektrische Aufbau der Erde anschließend rekonstruieren (vgl. „System Erde. GFZ-Journal“ (2012) 2, S. 38-43).

Die hier vorgestellten Verfahren zur Tiefenerkundung der elektrischen Leitfähigkeitsstruktur basieren auf dem Prinzip der elektromagnetischen Induktion. Während seismische Methoden hochaufgelöste Bilder von elastischen Parametersprüngen wiedergeben und damit detaillierte Strukturmodelle liefern können, besteht die Stärke der elektromagnetischen Methoden in ihrer Sensitivität gegenüber Gesteinswässern (Fluiden) und Porenfüllungen. Daher sind elektromagnetische Verfahren während der letzten Jahre zunehmend zur Prospektion von Kohlenwasserstoffen eingesetzt worden. Dies gilt ebenso für die Erkundung fluider Phasen in Kluftsystemen im Bereich geothermischer Ressourcen oder zur Detektion und zum Monitoring von CO₂ nach Verpressung in tiefen Aquiferen. Fluide steuern oder stehen unmittelbar im Zusammenhang mit einer Vielzahl geologischer Prozesse im Erdinnern, wie z. B. Erdbeben, Mineralisierungen oder Schmelzbildung. Die Erkundung der elektrischen Leitfähigkeitsstruktur ist deshalb eine effektive Methode, um fluide Phasen im Erdinnern direkt abzubilden.

Die Erdmodelle können mathematisch mit unterschiedlicher Komplexität beschrieben werden: eindimensional (1D, Widerstand ändert sich nur mit der Tiefe), zweidimensional (2D, Widerstand ändert sich mit der Tiefe und einer horizontalen Richtung) und dreidimensional (3D, Widerstand ändert sich in allen Raumrichtungen). Auch Stromquellen lassen sich mathematisch z. B. über Amplitude und Signalform beschreiben. Über physikalische Gesetze, wie das verallgemeinerte Ohm'sche Gesetz und die Maxwell-Gleichungen, können dann für bekannte Stromquellen und Widerstandsverteilungen an jedem Ort des

Modells elektromagnetische Felder berechnet und so das elektrische Verhalten des Modells simuliert werden.

Einfache Modelle (1D) lassen sich analytisch exakt berechnen. Dagegen können bei fast allen komplexeren Modellen die zugrundeliegenden Differentialgleichungen nur mit Hilfe von numerischen Näherungen gelöst werden. In der Elektromagnetik werden häufig Finite Differenzen- oder Finite Elemente-Verfahren eingesetzt, um die 2D- oder 3D-Verteilung der elektromagnetischen Felder im Untergrund zu berechnen. Für diese Verfahren wird die Erde in eine Vielzahl von kleinen Zellen mit zugeordnetem Widerstand aufgeteilt, d. h. in ein diskretisiertes Modell überführt. Mit Hilfe von numerischen Verfahren kann dann eine Näherungslösung für das mathematische Problem gefunden werden.

Diese Simulationsrechnungen alleine reichen für die meisten wissenschaftlichen Aufgaben nicht aus. In der Regel werden zunächst Messwerte aufgenommen, für die man anschließend ein Modell sucht, das diese Daten erklären kann. Die Abbildung vom Daten- auf den Modellraum wird als Inversion bezeichnet. In der Elektromagnetik wird diese inverse Abbildung als „nicht eindeutiges“ und „schlecht-gestelltes“ Problem beschrieben. Messdaten sind fehlerbehaftet, die Anzahl und Verteilung der Messorte ist eingeschränkt, und die Messdauer ist begrenzt. Deshalb gibt es nicht nur ein, sondern eine Reihe von Inversionsmodellen, die die Messdaten ähnlich gut erklären können.

Numerische Lösungen für Simulations- und Inversionsverfahren werden mit Hilfe von Computern berechnet, wobei moderne Algorithmen eine große Anzahl von Prozessoren gleichzeitig verwenden. Trotzdem sind die Rechenzeiten enorm. Einer der Autoren dieses Beitrags (A. G.), war im Jahr 2012 bei der Entwicklung seines neuen 3D-Inversionsverfahrens der Hauptnutzer des GFZ-Rechenclusters. In seinem ersten Jahr als Doktorand benötigten seine Berechnungen aufsummiert über 100 Jahre Prozessorzeit. Dies ist nur möglich, wenn viele dieser Rechenkerne (CPUs) gleichzeitig zum Einsatz kommen.

Im Folgenden wird vorgestellt, wie Modellierung und Inversion auf unterschiedliche elektromagnetische Verfahren und Fragestellungen angewendet werden können.

Die große Skala – 3D-Magnetotellurik-Inversion

Mithilfe von magnetotellurischen (MT) Messungen untersuchen Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler großräumige geologische Strukturen von einigen 100 m bis zu mehreren 100 km Ausdehnung. Abb. 1 zeigt das Widerstandsmodell einer ausgeprägten, großen Grabenstruktur im Bereich des Toten Meeres (Israel/Jordanien), das mittels 3D-Inversionsrechnung aus MT-Daten gewonnen wurde (vgl. Meqbel und Ritter, 2013).



Kontakt: O. Ritter
(oritter@gfz-potsdam.de)

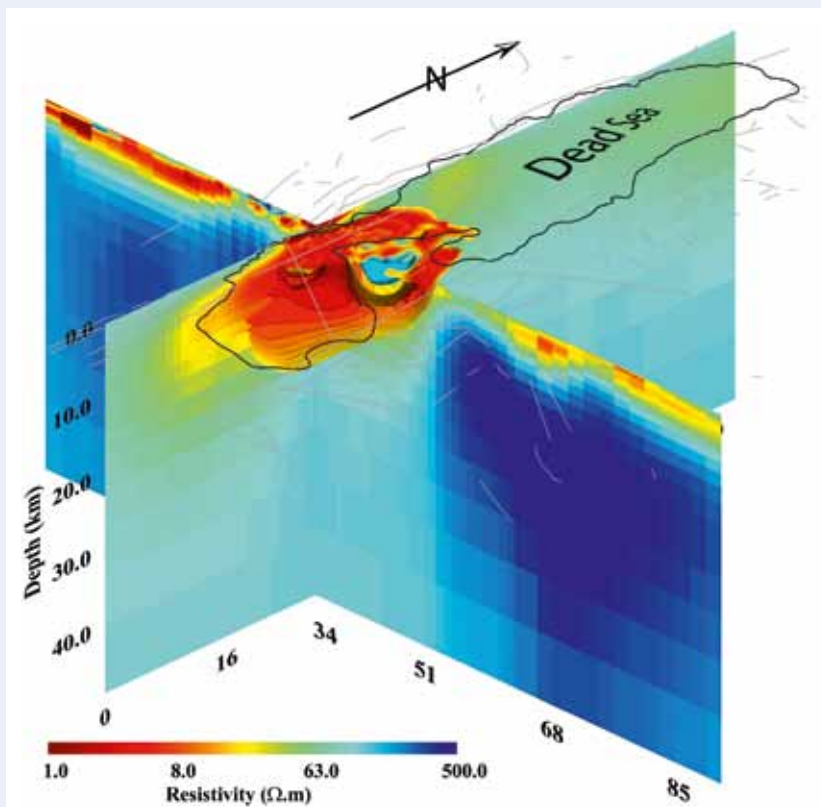


Abb. 1: Vertikale Schnitte durch ein 3D-Widerstandsmodell der Grabenstrukturen im Bereich des Toten Meeres. Die Strukturen mit niedrigen Widerständen (rote Färbung) unterhalb des Toten Meeres entsprechen vermutlich Sedimentgesteinen, die salzhaltige Wässer enthalten. Diese werden von einer oberflächennahen Struktur mit hohen Widerständen (blauer Körper) unterhalb der Al-Lisan-Halbinsel unterbrochen, die als Salzstock interpretiert wird.

Fig. 1: Vertical sections of a 3D resistivity model of the Dead Sea Basin. Low resistivity structures (red colours) below the Dead Sea reflect sedimentary rocks containing saline fluids. These are interrupted by a shallow resistive structure (blue colours) beneath the Al-Lisan peninsula, which is interpreted as a salt dome.

3D-MT-Inversionen sind iterative Verfahren. Ausgehend von einem Startmodell wird das Modell schrittweise verändert, um eine Modellantwort zu ermitteln, die den gesamten Datensatz bestmöglich erklärt. Hierzu werden bei jedem Schritt zunächst Messdaten für das aktuelle Widerstandsmodell simuliert und mit den tatsächlich gemessenen Daten verglichen. Anschließend werden die Modellsensitivitäten in der Sensitivitätsmatrix berechnet, die den Einfluss jeder Modellzelle auf jeden einzelnen Datenpunkt beschreibt. Dies ist einer der rechenintensivsten Schritte, da eine solche Matrix üblicherweise mehrere Milliarden von Elementen umfasst. Aus der Gesamtheit dieser Sensitivitäten und der Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Daten lässt sich eine Verbesserung des Widerstandsmodells berechnen. Hierfür gibt es eine Reihe von Lösungsansätzen, die auf unterschiedlichen mathematischen Konzepten beruhen (z.B. Gauß-Newton, nicht-linear konjugierte Gradienten). Prinzipiell definiert man einen Toleranzbereich für die gemessenen Daten, so dass die Inversionsschritte solange ausgeführt werden, bis die simulierten Daten den Toleranzrahmen erreichen. Eine große Herausforderung bei solchen Inversionen ist, dass das mathematische Problem unterbestimmt ist: Einer großen Anzahl an Modellzellen (in der Größenordnung von Zehner-Millionen), die erforderlich sind, um die Ausbreitung der elektromagnetischen Felder im Untergrund mit hinreichender Genauigkeit zu simulieren, steht eine weitaus geringere Anzahl an Messpunkten gegenüber (Zehntausende). Daher werden zusätzliche Bedingungen an das Widerstandsmodell während der Inversion gestellt, z.B. dass einzelne Strukturen sich über größere Distanzen ausdehnen und sich nicht stark von Zelle zu Zelle ändern. Mathematisch wird dies durch die sogenannte Modellregularisierung umge-

setzt, die die Variation der Widerstände im Modell glättet. Die Anwendbarkeit einer solchen Bedingung ergibt sich zum einen aus der Methode selbst, denn nur Strukturen mit einer gewissen Mindestgröße haben einen Einfluss auf die Messdaten, zum anderen zeigt uns die Natur, dass die Eigenschaften einzelner Gesteinsformationen über große Entfernungen homogen sein können. Komplexer werden die Modellbedingungen, wenn Mikrostrukturen in diesen Formationen, wie z.B. in Klüften und Foliationen, eine sogenannte Anisotropie ausbilden, so dass der Widerstand richtungsabhängig wird. Entlang der Vorzugsrichtung dieser Strukturen kann z.B. ein geringerer elektrischer Widerstand vorliegen als senkrecht dazu. Diese intrinsischen Gesteinseigenschaften werden mit anisotropen Inversionen modelliert. Dadurch vergrößert sich der Modellraum auf sechs Widerstandsparameter pro Zelle, weshalb weitere Regularisierungsparameter notwendig werden, die richtungsabhängige Widerstände erlauben (Chen, 2012).

Um einen MT-Datensatz mit Hilfe eines Abbilds der Widerstandsstruktur zu interpretieren, genügt es nicht, ein einzelnes Modell zu berechnen. Wenn z.B. verschiedene Einstellungen für Regularisierungsparameter eingesetzt werden, ist es wichtig, die Variationsbreite der Lösungen zu untersuchen und so ein Modell zu ermitteln, das mit einem Minimum an Strukturen die Daten im gewählten Toleranzbereich erklärt (Tietze und Ritter, 2013).

Planung eines Experiments mit aktiven Stromquellen

Die klassische MT benötigt natürliche Stromquellen in Form von Gewittertätigkeit oder Stromsystemen in der Ionosphäre.

Bei Messungen sind diese Quellen aber nicht kontrollierbar. Besonders in dichtbesiedelten Gebieten mit starken anthropogenen Störsignalen ist es daher von Vorteil, künstliche Stromquellen einzusetzen; man spricht dann von aktiven oder Controlled Source EM (CSEM)-Verfahren.

Jedes EM-Feldexperiment muss sorgfältig geplant werden, damit ein aussagekräftiges Abbild der Widerstandsverteilung im Untergrund erstellt werden kann. Neben Empfängerverteilung und Akquisitionsparametern müssen bei künstlichen Stromquellen deren Lokation und Signalstärken optimiert werden. Um Sondierungstiefen und Auflösungsigenschaften für unterschiedliche Feldkonfigurationen abzuschätzen, wird ebenfalls die Sensitivitätsmatrix ausgewertet. Bei CSEM-Verfahren lässt sich daraus berechnen, inwieweit sich bei bestimmten Sender- und Empfängerpositionen eine Änderung in der Widerstandsstruktur des Untergrunds auf die messbaren elektromagnetischen Felder auswirkt. Die Berechnung der Sensitivitätsmatrix ist aufwendig, da Tausende von großen linearen Gleichungssystemen gelöst werden müssen (Grayver et al., 2013).

Ein weiteres Problem besteht darin, die enorme Menge an abstrakter Information, die in der Sensitivitätsmatrix enthalten ist, verständlich darzustellen: die sogenannte L_2 -Norm ordnet jeder Spalte der Sensitivitätsmatrix jedem Punkt des Modellraums einen einzigen Wert zu, der ein Maß für die Empfindlichkeit in Bezug auf alle Sender, Empfänger und Frequenzen eines Experiments ist. Mithilfe der Sensitivitätsmatrix können aber auch Fragen nach dem Auflösungsvermögen für eine bestimmte Messkonfiguration beantwortet werden. Abb. 2 zeigt Auflösungsradien für ein CSEM-Experiment des

Deutschen GeoForschungsZentrums GFZ, das 2010 in der Nähe von Ketzin (Brandenburg) am Versuchsstandort zur geologischen Speicherung von CO_2 (vgl. „System Erde. GFZ-Journal“ (2011) 2, S. 44-51) durchgeführt wurde, um ein regionales Widerstandsmodell des Untergrunds zu erstellen. Die Radien geben die kleinste Ausdehnung von Strukturen an, die mit dem Verfahren prinzipiell noch aufgelöst werden können. Wie erwartet, nimmt das Auflösungsvermögen mit der Tiefe ab.

Für die Ergebnisse in Abb. 2 wurden rund 4000 lineare Gleichungssysteme mit jeweils 800 000 Unbekannten gelöst. Da diese Lösungen voneinander unabhängig sind, können sie parallel berechnet werden und sind damit besonders für moderne Computercluster – wie das aus über 3000 Rechenkernen bestehende am GFZ – geeignet. Mit 64 Prozessoren auf dem Cluster betrug die Rechenzeit zwei Stunden. Auf einem modernen PC hätten diese Berechnungen mehrere Tage gedauert.

Unterschiedliche Skalen verbinden – gleichzeitige Inversion von multiplen EM-Verfahren

Elektromagnetische Verfahren haben in Abhängigkeit vom Frequenzgehalt der Felder und den verwendeten Quellen jeweils ein unterschiedliches Auflösungsvermögen gegenüber einzelnen Untergrundstrukturen. EM-Datensätze verschiedener Methoden ergänzen sich und können gemeinsam invertiert werden, um so das Untergrundmodell zu verbessern. Die Schwierigkeit besteht darin, eine geeignete Gewichtung der beteiligten Methoden bei der Suche nach einem gemeinsamen Modell zu finden. Im einfachsten Fall wird die Gewichtung der

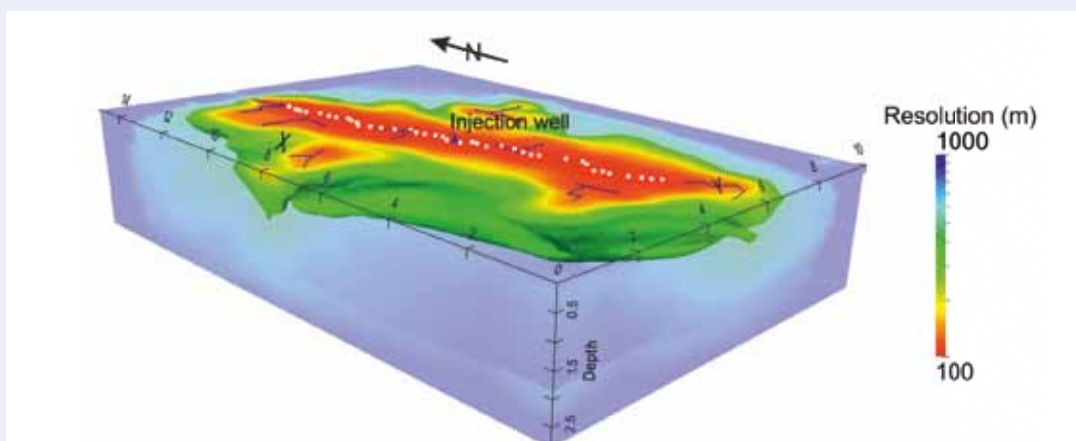


Abb. 2: Auflösungsvermögen für eine bestimmte Sender-Empfänger-Konfiguration eines CSEM-Experiments nahe Ketzin. Weiße Punkte zeigen Empfängerpositionen an, blaue Linien Lokationen der Stromspeisung. Farben geben die minimalen Längen von Objekten an, die noch aufgelöst werden können: Das grün eingefärbte Volumen kennzeichnet den Bereich, in dem die Auflösungsradien 400 m übersteigen.

Fig. 2: Resolution potential for a particular source-receiver configuration of a CSEM experiment near Ketzin. White rectangles indicate receiver positions, blue lines show transmitter locations. Colours indicate minimum lengths for objects to be resolved. The volume coloured in green depicts the boundary where resolution radii exceed 400 m.

einzelnen Methoden gegeneinander zuvor für den gesamten Inversionsprozess festgelegt und fixiert. Die Annahme eines gleichbleibenden Beitrags jedes Datensatzes ist jedoch ein wesentlicher Nachteil. Am GFZ wurde deshalb ein neues, adaptives Gewichtungsverfahren entwickelt, das Modellaktualisierungen während der Inversion einbezieht und die spezifischen Auflösungseigenschaften der einzelnen Methoden in verschiedenen Inversions- bzw. Modellentwicklungsphasen besser berücksichtigt. Der neue Ansatz beruht auf dem Vergleich der Datengradienten zwischen einzelnen Methoden. Datengradienten geben an, in welcher Weise das Modell geändert werden muss, um den jeweiligen Datensatz besser erklären zu können. Nach jedem Iterationsschritt werden die Gradienten der Einzelverfahren normalisiert, so dass für jede Methode in gleichem Maß die Anpassung verbessert wird.

Um das neue Verfahren zu testen, wurden mit einem einfachen 3D-Modell synthetische MT- und CSEM-Datensätze generiert. Abb. 3a zeigt einen Querschnitt aus dem 3D-Modell für das an 180 Messorten MT-Daten und an 70 Stationen für 35 Senderpositionen (Quellen) CSEM-Daten berechnet wurden. Abb. 3b und c zeigen jeweils 3D-Inversionsergebnisse für die einzelnen Verfahren, in Abb. 3d ist das Ergebnis der gemeinsamen Inversion dargestellt. Sowohl die oberflächennahen als auch die tieferen Strukturen sind hier besser aufgelöst als mit den einzelnen Verfahren.

Eine weitere Dimension – Time-Lapse/Monitoring-Verfahren

Die bisher gezeigten Modelle stellen die Widerstandsverteilung zu einem fixen Zeitpunkt dar. Die Erde ist aber ein dynamisches System, dessen Eigenschaften sich mit der Zeit ändern. Bei geologischen Prozessen können diese Änderungen Jahrzehnte bis Jahrtausende benötigen (Brändlein et al., 2012). Bei vielen technischen Fragestellungen wie z. B. der Ölförderung und beim Betrieb von geothermischen Anlagen oder an hochdynamischen Grenzen tektonischer Platten von Subduktionszonen finden Prozesse im Untergrund auf einer viel kürzeren Zeitskala statt. Wenn die zeitliche Entwicklung erfasst werden soll, sind kontinuierliche (Monitoring) oder wiederholte (Time-Lapse) Beobachtungen des Untergrunds notwendig.

Mit Wiederholungsmessungen kann für jeden neuen Datensatz ein neues Modell der Widerstandsverteilung berechnet werden. Da sich die Messdaten zwischen aufeinanderfolgenden Messungen oft nur wenig ändern und die Inversionsverfahren von vielen anderen Parametern beeinflusst werden, ergeben sich so oft keine signifikant unterscheidbaren Modelle. Alternativ kann man im Datenbereich arbeiten. Ausgehend von einem Bezugsmodell und dem darauf beruhenden Basisdatensatz berechnet man den Einfluss, den eine Änderung des Bezugsmodells auf die verschiedenen Modellergebnisse hat. Unterschiede kann man dann mit tatsächlichen Messwerten vergleichen und so Änderungen im Untergrund abschätzen.

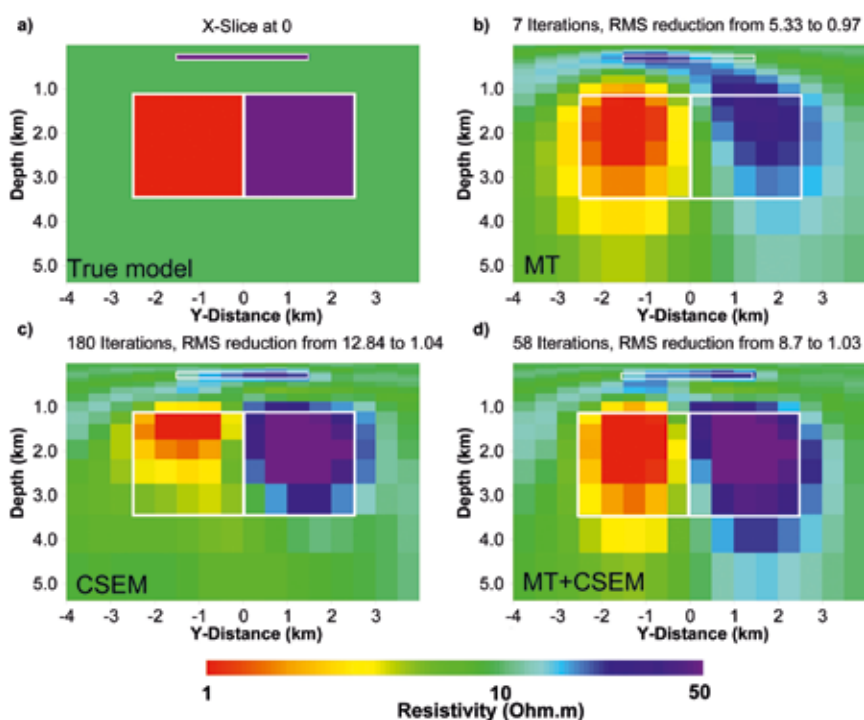


Abb. 3: Beispiel einer gemeinsamen 3D-Inversion von MT- und CSEM-Daten, die mit mithilfe eines einfachen 3D-Modells generiert wurden. a) Querschnitt durch das 3D-Ausgangsmodell. Es besteht aus einer flachen Struktur mit hohen Widerständen und zwei tieferen gut und schlecht leitenden Blöcken. b) und c) zeigen die 3D-Inversionsergebnisse jeweils für MT und CSEM. Der tiefe Block wird besser durch MT aufgelöst, während die oberflächennahe Struktur besser durch CSEM aufgelöst wird. d) In der gemeinsamen 3D-Inversion sind alle Bereiche gut aufgelöst.

Fig. 3: Example for joint 3D inversion of MT and CSEM data, generated with a simple 3D model. a) cross-section of the original 3D model. It consists of a shallow resistive structure and two deeper conductive and resistive blocks. b) and c) show 3D inversion results of MT and CSEM data separately. The deep conductive block is better resolved with MT, while the shallow structure is better resolved with CSEM. d) With 3D joint inversion all structures are better resolved when compared with inversions of the individual methods.

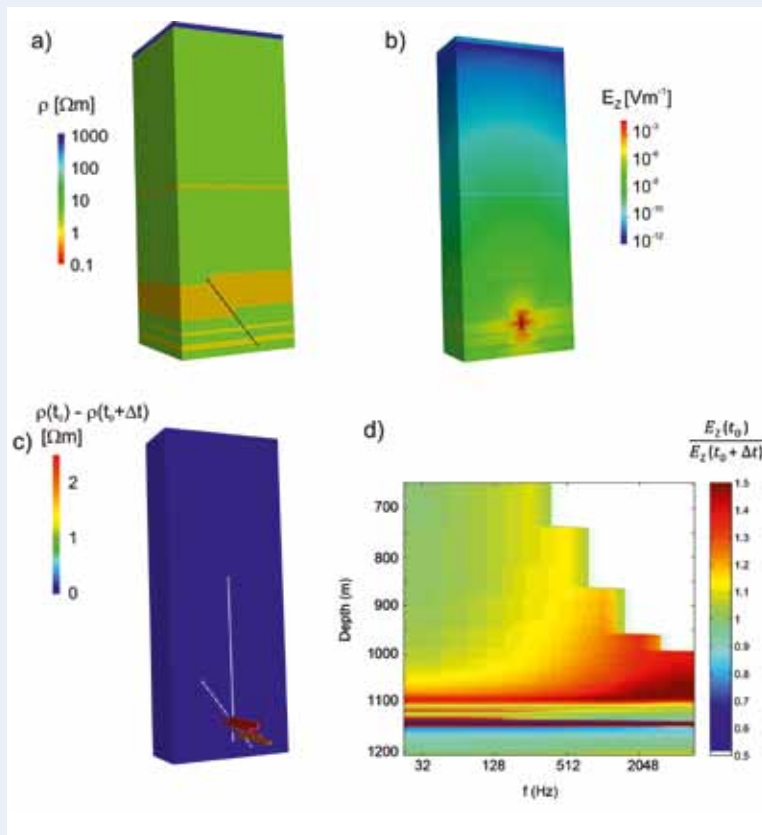


Abb. 4: a) 3D-Widerstandsmodell zu Beginn der Simulationszeit. Gesteinsschichten haben unterschiedliche Widerstände (Farben), die schwarze Linie ist eine Störungszone. b) Verteilung des vertikalen elektrischen Feldes (E_z) in einer Beobachtungsbohrung. Die Stromquelle (Dipol) befindet sich in einer Tiefe von rund 1100 m. Rote und blaue Farben zeigen hohe bzw. niedrige Werte von E_z an. c) Salzwasser migriert entlang der Störungszone und verändert dadurch die elektrischen Widerstände in der Umgebung; blau: keine Änderung, rot: Widerstandsänderung d) Das Verhältnis zwischen E_z vor und nach der Salzwassermigration. Bereiche, in denen sich E_z kaum geändert hat, erscheinen in Grün; rote und blaue Farben weisen auf erhöhte bzw. erniedrigte Felder.

Fig. 4: a) 3D resistivity model at the start of the simulation. Various layers appear with differing resistivity (colours), black line indicates a fault. b) Distribution of the vertical electric field (E_z) in an observation borehole. The transmitter (dipole) is located at a depth of ca. 1100 m. Red and blue colours indicate high and low field strengths. c) Salt water migrates along the fault, thereby modifying the resistivity structure in its vicinity; blue: no change, red: modified resistivity structure. d) Ratio of E_z before and after salt water migration. Regions with little changes in E_z appear in green, red and blue colours indicate higher and lower field strengths, respectively.

Abb. 4 zeigt eine Simulationsstudie für Salzwassermigration entlang einer Störungszone. Das Bezugsmodell beruht auf einem geologischen Modell. Abb. 4d zeigt, dass man über das in einer Beobachtungsbohrung gemessene vertikale elektrische Feld abschätzen kann, in welchen Bereichen und in welcher Richtung Veränderungen im Untergrund stattgefunden haben.

Ausblick

Das volle Potential der hier vorgestellten Verfahren wird sich erst in den kommenden Jahren entfalten. Um aussagekräftige 3D-Inversionen rechnen zu können, sind aufwändige Experimente mit entsprechend dichter Instrumentenabdeckung notwendig. Moderne numerische Verfahren werden in Zukunft noch stärker für parallele Rechnerstrukturen optimiert werden, um Strukturen immer feiner und mit größerer Nähe zur Realität abbilden zu können. Die Entwicklung von Algorithmen zur Inversion verschiedener elektromagnetischer Verfahren mit ihren inhärenten Multiskaligkeiten aber auch in Richtung von Multi-Physik-Inversionen, d.h. geophysikalische Verfahren, die unterschiedliche physikalische Parameter auflösen (EM, Seismik, Gravimetrie, Magnetik), sind ein spannendes Zukunftsthema. Monitoring bzw. Zeitschrittverfahren sind die Felder mit dem vielleicht größten Anwendungspotential zur

Überwachung und Optimierung von geotechnischen Anlagen wie z.B. Grundwasserversalzung, Geothermie, Öl-/Gas-Förderung, unterirdische Speicher aber auch von aktiven tektonischen Gebieten und damit verbundenen Naturphänomenen. Entwicklungsbedarf besteht hier sowohl im experimentellen (Sensorik) als auch im mathematisch numerischen Bereich (z.B. Time-Lapse-Inversion).

Literatur

- Brändlein, D., Lühr, H., Ritter, O. (2012): Direct penetration of the interplanetary electric field to low geomagnetic latitudes and its effect on magnetotelluric sounding. - *Journal of Geophysical Research*, 117, A11314, 10.1029/2012JA018008.
- Chen, X. (2012): Two-dimensional constrained anisotropic inversion of magnetotelluric data, Potsdam, 151 p.
- Grayver, A., Streich, R., Ritter, O. (2013): Three-dimensional parallel distributed inversion of CSEM data using a direct forward solver. - *Geophysical Journal International*, 193, 3, 1432-1446, 10.1093/gji/ggt055.
- Meqbel, N., Ritter, O., DESIRE Group (2013): A magnetotelluric transect across the Dead Sea Basin: electrical properties of geological and hydrological units of the upper crust. - *Geophysical Journal International*, 193, 3, 1415-1431, 10.1093/gji/ggt051.
- Tietze, K., Ritter, O. (2013 online first): 3D magnetotelluric inversion in practice – the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California. - *Geophysical Journal International*, 10.1093/gji/ggt234.