

3D-MT-Modellierungen zu Untersuchungen geothermaler Gebiete auf Island

Anja Kreutzmann
Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Frankfurt

Einleitung

Untersuchungen des Widerstandes in geringen (ca. 1km) Tiefen in geothermalen Gebieten in Island lieferten einen starken Hinweis darauf, daß die geothermalen Hochtemperatursysteme in basaltischen Gesteinen eine ähnliche Struktur aufweisen. Unter kaltem unverändertem Gestein mit hohem Widerstand wurde an den äußeren Rändern der Reservoirs eine Kappe mit geringem Widerstand (1-10 Ωm) gefunden, wohingegen der innere Kern einen höheren Widerstand aufweist.

In den vulkanischen Zonen auf Island finden sich die zentralen Vulkane mit entsprechenden Hochtemperatursystemen in Intervallen von ungefähr 20 km. Für die Nutzung der geothermalen Energie stellte sich die Frage, ob zwischen zwei solchen Systemen in der Tiefe eine geothermale Verbindung besteht. Um verschiedene EM-Techniken zu vergleichen, wurde daher ein gemeinsamer Satz an 3D-Modellen entwickelt, die zeigen sollen, wie effektiv mögliche leitfähige Verbindungen zwischen zwei geothermalen Systemen mit Hilfe der TEM bzw. MT kartiert werden können.

Im folgenden sollen die Ergebnisse für die MT-Modellierungen gezeigt werden.

Modelle

Die Modelle basieren auf central-loop TEM-Sondierungen und zeigen die generelle Struktur solcher geothermalen Hochtemperatursysteme. Deshalb besitzen alle Modelle zwei leitfähige kegelförmige Systeme mit einem Abstand von 20 km entlang der y-Achse ($x=0$).

Um die Hauptfrage zu beantworten, ob es möglich ist, Aussagen darüber zu treffen, ob zwei geothermale Systeme in der Tiefe durch geothermale Aktivität verbunden sind oder nicht, werden jeweils Modellpaare (mit bzw. ohne Verbindung) miteinander verglichen.

Die **Abbildung 1** zeigt zwei Beispiele für solche Modellpaare. Das geschichtete Hintergrundmodell außerhalb der vulkanischen Zonen besteht aus einer 500 m dicken Schicht mit 1000 Ωm direkt an der Oberfläche, einer 11,5 km mächtigen Schicht mit einem Widerstand von 100 Ωm sowie einem 10 Ωm Basement unterhalb von 12 km. Die kegelförmigen Leitfähigkeitsanomalien der geothermalen Systeme besitzen eine sehr leitfähige Kappe von 10 Ωm , einen Kern mit 50 Ωm und erstrecken sich von 250 m Tiefe bis hinab zu 3 km bzw. 6 km Tiefe. Die mögliche leitfähige Verbindung zwischen diesen beiden Gebieten wurde jeweils mit 10 Ωm an ihrer Oberfläche und darunter mit 50 Ωm angenommen.

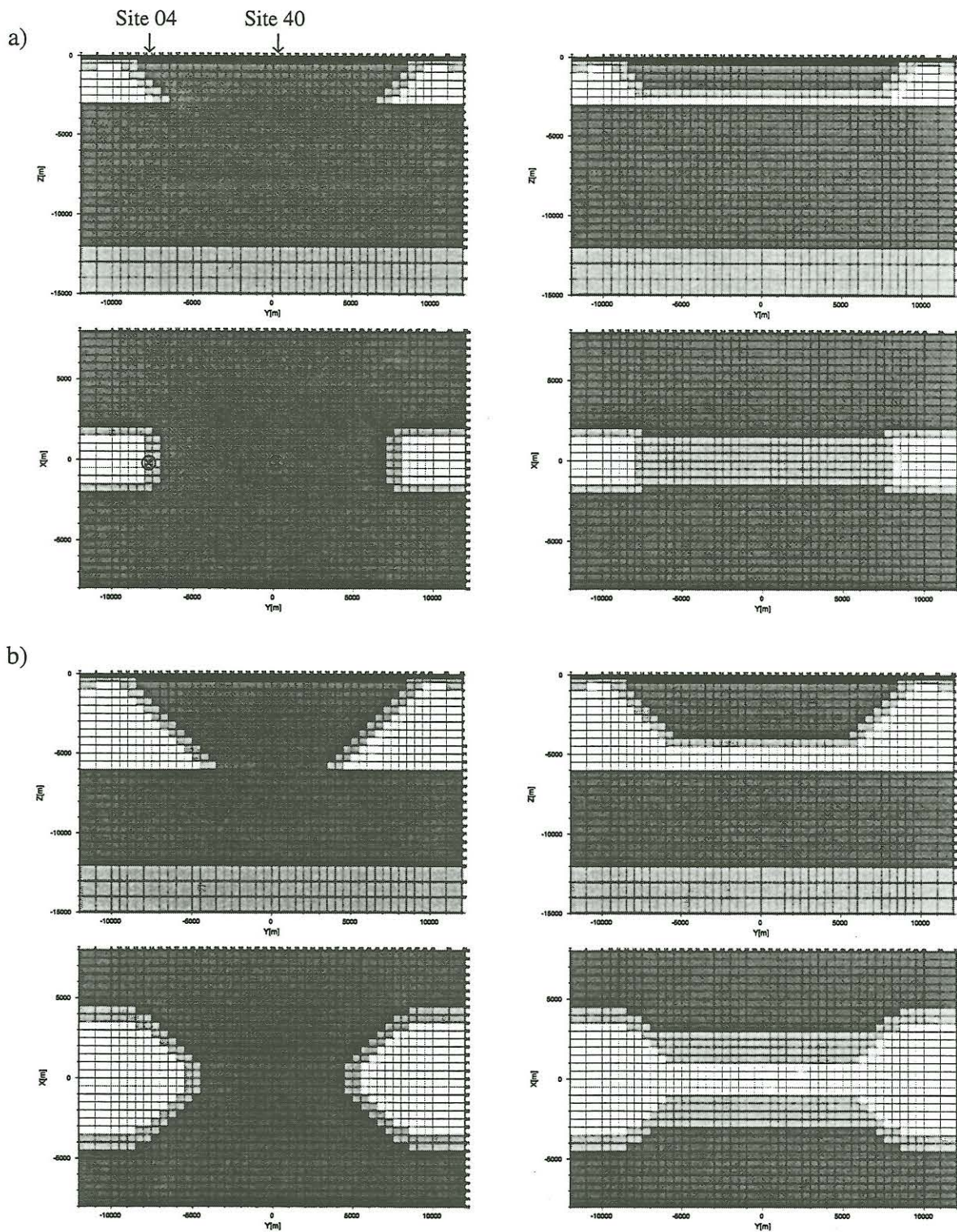


Abbildung 1: 3D-Modelle.

Schwarz: 1000 Ωm Hellgrau: 10 Ωm
 Dunkelgrau: 100 Ωm Weiß: 50 Ωm

a) Modell mit einer maximalen Tiefe der geothermalen Systeme von 3 km, Oberfläche der Verbindung 2 km Tiefe

b) Modell mit einer maximalen Tiefe der geothermalen Systeme von 6 km, Oberfläche der Verbindung 4 km Tiefe

Links jeweils Modell mit nichtverbundenen Systemen, Rechts: Modell mit Verbindung.

Oben: Vertikaler Schnitt entlang der Achse der vulkanischen Zone.

Unten: Horizontale Schicht in 2,25 km Tiefe (a) bzw. 4,75 km Tiefe (b).

⊗ bzw. ↓ (a, links) kennzeichnen die Lage der beiden betrachteten Stationen.

Ergebnisse der Modellrechnungen

Alle MT-Modelle wurden unter Verwendung des 3D-Finite-Differenzen-Algorithmus von Mackie und Madden (1993), in der Version von Booker und Handong (1999) berechnet. Das in **Abb. 1** gezeigte Grid entspricht dabei dem für die TEM-Modellrechnungen verwendeten. Für die MT-Modelle wurde es entsprechend angepaßt, d.h. insbesondere die Verfeinerung des Gitterabstandes an Leitfähigkeitskontrasten. Die Feldwerte wurden im Frequenzbereich von 1000 Hz bis 0,1 Hz berechnet. Für die Vergleiche zwischen den verschiedenen Modellen wurden daraus scheinbare spezifische Widerstände und Phasen sowie magnetische Übertragungsfunktionen berechnet.

Scheinbare spezifische Widerstände und Phasen

Die **Abbildungen 2** und **3** zeigen die scheinbaren spezifischen Widerstände (Rho_a) und Phasen für die beiden ausgewählten Modellpaare (vgl. **Abb. 1**).

An einer Station nahe einem der beiden geothermalen Systeme (Station 04, Position siehe **Abb. 1a**, links) zeigt sich durch dessen starken Einfluß kaum ein Unterschied zwischen dem Modell mit und ohne geothermale Verbindung (**Abb. 2**). Diese werden noch schwächer für Modelle mit ausgedehnteren Systemen.

An der Station 40 in der Mitte zwischen den beiden geothermalen Gebieten hingegen zeigen sich besonders für die Modelle a) deutliche Unterschiede in den Phasen im Periodenbereich zwischen 0,1 s und 1 s (vgl. **Abb. 3**, links). Für die Modelle b) fallen diese Abweichungen wegen der größeren lateralen und vertikalen Ausdehnung der Systeme geringer aus. Sie werden außerdem etwas zu längeren Perioden hin verschoben, wie **Abb. 3** zeigt.

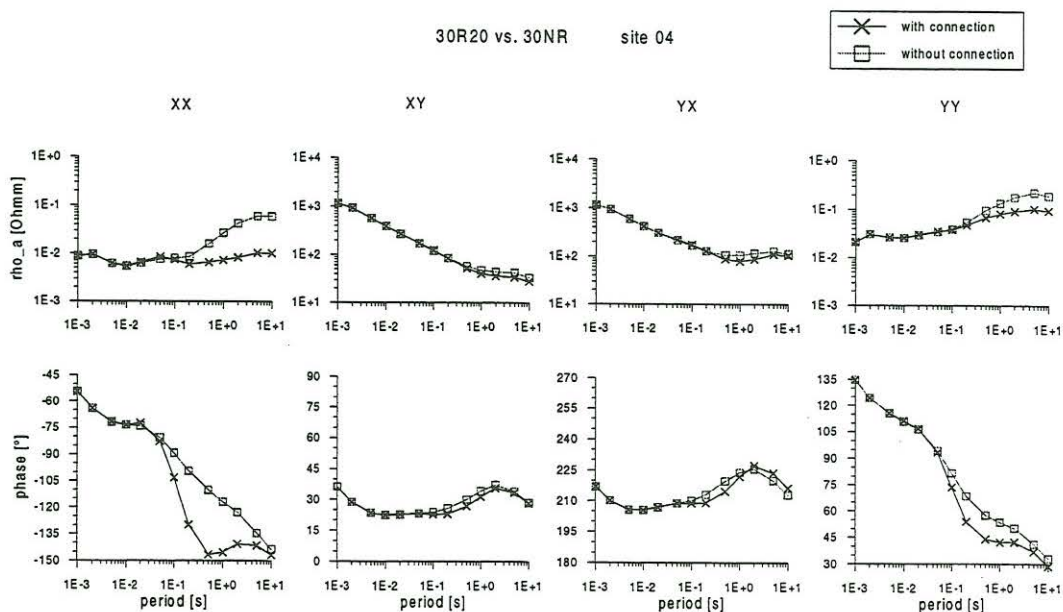


Abbildung 2: Vergleich von Rho_a und Phase für Station 04 (vgl. **Abb. 1**) nahe einem der geothermalen Systeme für Modell a. Dargestellt sind alle vier Komponenten.

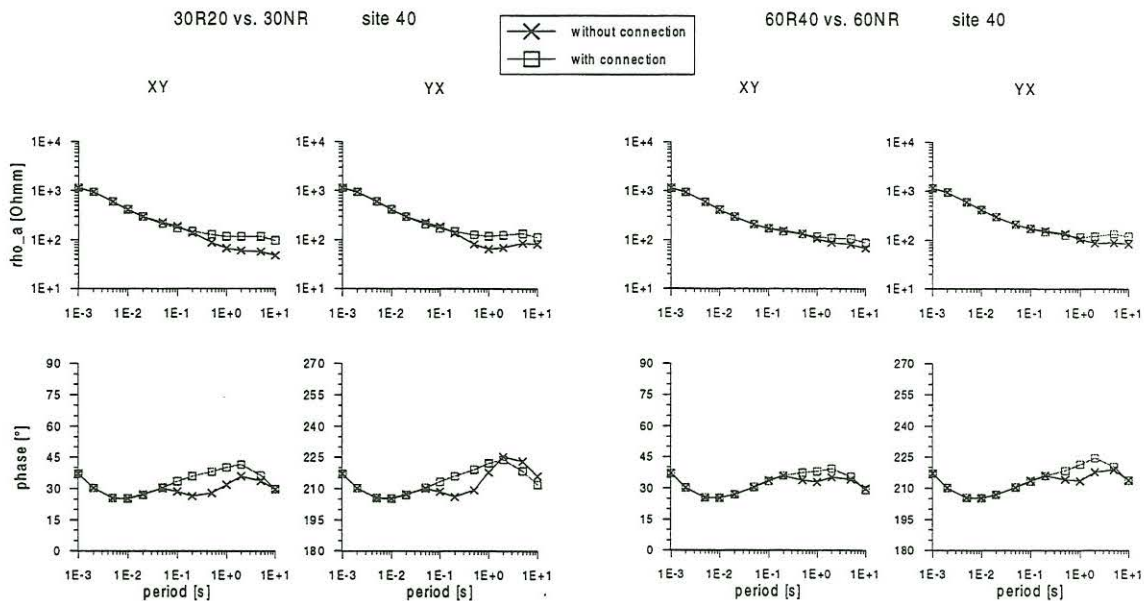


Abbildung 3: Vergleich von Rho_a und Phase für eine Station in der Mitte zwischen den beiden geothermalen Systemen für Modell a (links) und Modell b (rechts).

Weiterhin ist zu bemerken, daß an Station 04 der Beitrag der Hauptdiagonalelemente nicht mehr vernachlässigbar klein ist (siehe XX- und YY-Komponente in Abb. 2). Hier treten 3D-Effekte infolge der Kegelform der geothermalen Systeme auf. Anders ist die Situation an Station 40 in der Mitte zwischen beiden Systemen. Diese befindet sich weit von den 3D-Körpern entfernt und somit sind die Werte der XX- bzw. YY-Komponenten für Rho_a um wenigstens sieben Dekaden kleiner als die der XY- und YX-Komponenten. Auf ihre graphische Darstellung wurde daher verzichtet (Abb. 3).

Induktionspfeile

Abbildungen 4 - 6 zeigen die flächenhafte Darstellung der realen Induktionspfeile (Wiese-Konvention) für die unterschiedlichen Modelle und verschiedene Periodenwerte. Dargestellt sind jeweils die Pfeile für das Modell ohne und die für das entsprechende mit gutleitender Verbindung.

Für 0,2 s ist das Resultat infolge der geringen Eindringtiefe unabhängig von der Größe der Systeme oder einer Verbindung zwischen ihnen (vgl. Abb. 4). Anders dagegen für 2 s. Hier zeigen sich wiederum für die Modelle mit den kleinen geothermalen Systemen die größten Unterschiede in Bezug auf eine gutleitende Verbindung zwischen diesen.

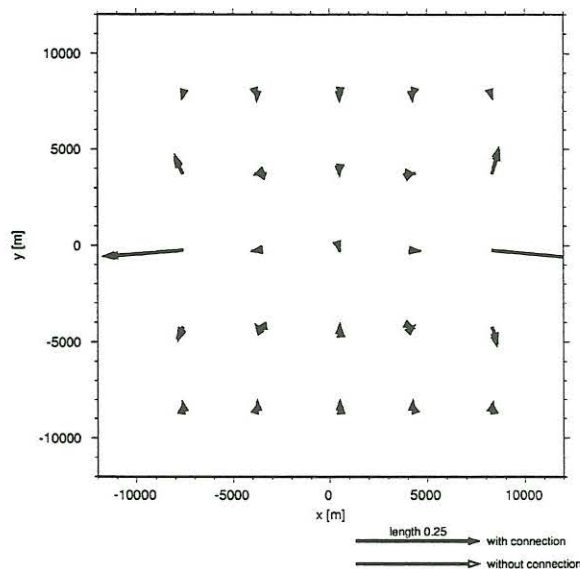


Abbildung 4: Induktionspfeile (real) für die Modelle a (vgl. Abb. 1a) bei $T=0,2$ s.

Wie in **Abb. 5** zu sehen, ändern sich sowohl die Größe als auch die Richtung der realen Induktionspfeile deutlich. Wird die räumliche Ausdehnung der beiden geothermalen Gebiete erhöht, so werden diese Effekte sichtbar abgeschwächt (vgl. **Abb. 6**).

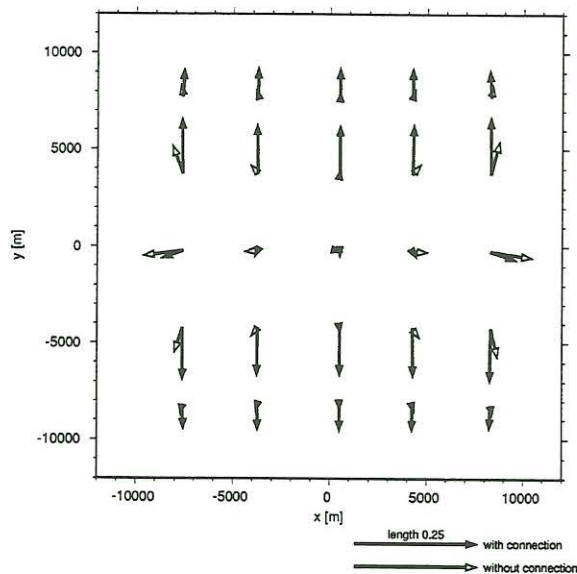


Abbildung 5: Induktionspfeile (real) für die Modelle a (vgl. Abb. 1a) bei $T=2,0$ s.

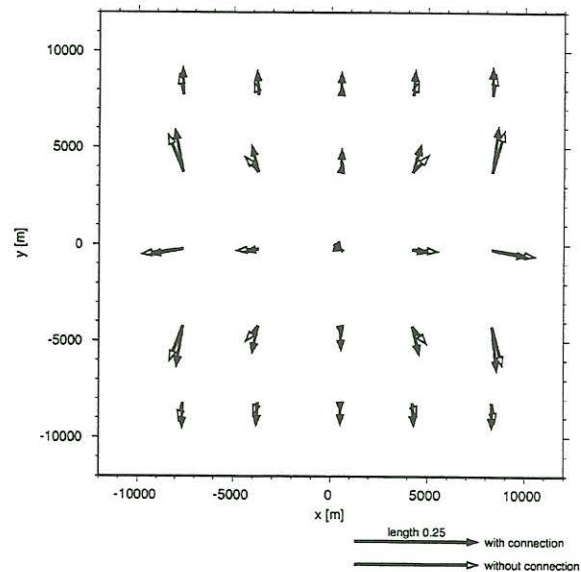


Abbildung 6: Induktionspfeile (real) für die Modelle b (vgl. Abb. 1b) bei $T=2,0$ s.

Zusammenfassung

Die Modellstudie hat gezeigt, daß es mit Hilfe der MT möglich ist, derartige gutleitende Verbindungen zwischen zwei geothermalen Systemen zu lokalisieren. Beim Vergleich zwischen den Modellen mit und ohne eine solche Verbindung wurden für alle berechneten Modelle Unterschiede zwischen den Übertragungsfunktionen, sowohl in Rho_a und Phase als auch in den Induktionspfeilen, gefunden.

Die Größe der Abweichungen ist dabei stark abhängig von der Größe der beiden geothermalen Basissysteme. Sie nehmen mit deren wachsender lateraler und vertikaler Ausdehnung bzw. größerer Tiefe der leitfähigen Verbindung ab. Für Rho_a und Phase erhält man außerdem die größten Effekte, wenn man sich an einer Station in der Mitte zwischen den beiden Systemen befindet. Die Sensitivität nimmt nahe den Systemen und natürlich mit wachsender Entfernung vom geothermalen Gebiet stark ab.

Für die Induktionspfeile hingegen zeigen sich die Auswirkungen einer Verbindung am deutlichsten zwischen den Systemen, jedoch außerhalb der direkten Verbindungslinie.

Literatur

- Booker, J. et al. 3D-Modellierungscode auf Internetseite
<ftp://ftp.geophys.washington.edu/pub/out/booker/mackie3D>
 Mackie, R.L., Madden, T.R., and Wannamaker, P.E., 1993. Three-dimensional Magnetotelluric Modeling using Difference Equations - Theory and Comparisons to Integral Equation Solutions. *Geophysics* 58.