

# Audiomagnetotellurik im Hohen Vogelsberg

Alexander Löwer, Goethe-Universität Frankfurt am Main  
loewer@geophysik.uni-frankfurt.de

15. April 2010

## Einleitung

Der Vogelsberg ist mit einer Fläche von 2100km<sup>2</sup> das größte geschlossene Vulkangebiet Mitteleuropas und Teil einer im Tertiär aktiven vulkanischen Zone, die sich von der Eifel bis nach Schlesien erstreckt. Vor 18 Millionen Jahren setzte die Förderung der Schmelzen aus über 100km Tiefe ein und war ca. vier Millionen Jahre lang aktiv. Heute stellen die vulkanischen Gesteine des Vogelsberges einen der bedeutendsten Grundwasserspeicher Hessens dar.

Im Jahr 2007 wurde die Forschungsbohrung Siechenhausen-Eschwald in der Nähe des Hoherodskopfes abgeteuft. In dieser Bohrung wurden ab einer Teufe von fast 200m Gesteine erbohrt, die auf einen endogenen Lavadom hinweisen.

Um die laterale Ausdehnung dieses Körpers genauer zu untersuchen, wurde 2008 durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) und die Universität Frankfurt am Main geophysikalische Messungen mit den Methoden Geoelektrik und Magnetotellurik durchgeführt.

Ergänzend dazu wurden im November 2008 audiomagnetotellurische (AMT) Messungen an 15 Standorten durchgeführt. Neben der Erkundung der lateralen Ausdehnung des Störkörpers sollen die Messungen der Geoelektrik verifiziert werden.

## Stationsübersicht

Das Messgebiet (Abb. 1) mit einer Größe von 3x4km<sup>2</sup> liegt rund um den Rehberg, ca. 10 km östlich der Stadt Schotten. Im Zentrum des Gebietes wurde die Forschungsbohrung Siechenhausen-Eschwald abgeteuft, das ausgewählte Gebiet liegt also direkt über dem vermuteten endogenen Lavadom. Da die Messungen auch als Tiefenergänzung zur großskaligen Geoelektrik von AGRICOLA ET AL (2009) dienen, wurden viele der Stationsstandorte gewählt, an denen bereits die Datenlogger der Geoelektrikmesskampagne standen.

Wegen der gewünschten Zieltiefe von 1500m wurde ein Stationsabstand von ca. 500 Metern angestrebt, um ein aussagekräftiges Messraster zu erhalten. Die Aufzeichnung der elektromagnetischen Felder erfolgte mit der Metronix ADU07 mit einer Aufzeichnungsdauer von bis zu 12 Stunden. Die aufgenommenen Daten wurden im Bereich von 10Hz bis 2500Hz ausgewertet.

Für die Messung der horizontalen elektrischen Felder werden mit einer gesättigten Kaliumchlorid-Wasser-Lösung befüllte Sonden verwendet, in denen sich potentialfreie Silber-Silberchloridelektroden befinden. Die Felder werden aus Spannungsdifferenzen eines Elektrodenpaares berechnet, eine Mindestauslagenlänge von 10 Metern zwischen den Elektroden wurde eingehalten.

Die zeitlichen Variationen der magnetischen Felder wurden an jeder Station in alle 3 Raumrichtungen den Induktionsspulen (Metronix MFS-05) aufgezeichnet.

Um eine Tiefenauflösung von 100m - 1500m zu erreichen, genügt es, eine hochfrequente (HF)- Messung mit einer Abtastrate von 16384Hz und eine Niederfrequente (L1)- Messung mit einer Abtastrate von 2048Hz aufzunehmen. Da sich anthropogene Störquellen in unmittelbarer Nähe befanden, wurden lange Zeitreihen angestrebt. Als Minimum wurden 5 Minuten im HF- und 60 Minuten im L1-Bereich gewählt.

## Datenbearbeitung

Die gemessenen Signale im Bereich des Vogelsberges sind stark von anthropogenen Störsender geprägt. Im Folgenden wird die Datenbearbeitung zur Reduktion des Einflusses der Störquellen beschrieben.

### Harmonische Störsignale

Harmonische Störsignale können im Energiedichtespektrum gut erkannt werden, da sie sich dort als scharfer Peak darstellen (Abb. 2 (b)). Deutlich erkennbar sind die 16 $\frac{2}{3}$ Hz Störfrequenzen der Bahn sowie die 50Hz Netzstromfrequenz und deren Multiple. Na-

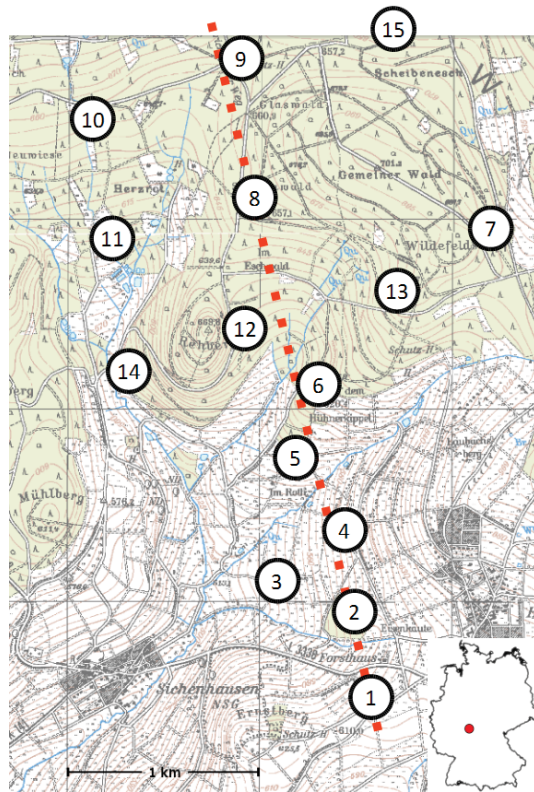


Abbildung 1: Übersicht der Stationsstandorte mit Profil der Auswertung (rote Linie)  
Kartengrundlage: TK25 Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformationen

türliche Signale werden von diesen Störfrequenzen überlagert und sind visuell schwer erkennbar (Abb. 2 (a)).

Um eine visuelle Datenauswahl zu ermöglichen, werden im Frequenzbereich die stark gestörten Frequenzbänder eliminiert, indem die Energie des entsprechenden Bandes gleich Null gesetzt wird. Durch eine Rücktransformation in den Zeitbereich wird eine Zeitreihe erzeugt, die nahezu frei vom Einfluss harmonischer Störer ist.

Dieses Verfahren kann ohne negative Beeinflussung der Qualität der Übertragungsfunktionen durchgeführt werden, da diese über einen bivariaten Ansatz 
$$\begin{matrix} E_x \\ E_y \end{matrix} = \begin{matrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{matrix} \begin{matrix} B_x \\ B_y \end{matrix}$$
 im Frequenzbereich außerhalb der gestörten Frequenzbänder berechnet werden.

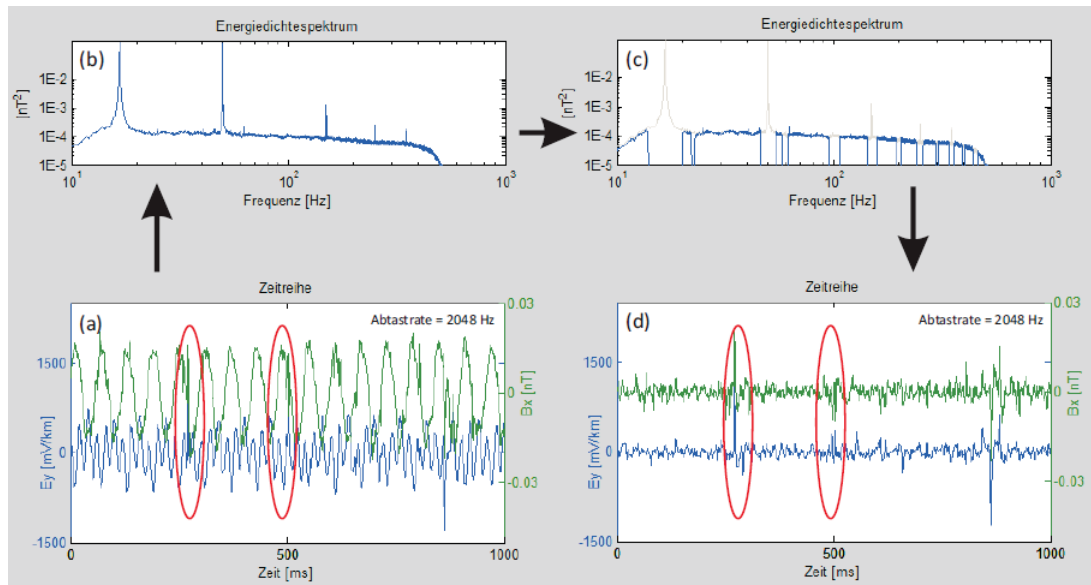


Abbildung 2: Bearbeitung harmonischer Störsignale am Beispiel der magnetischen Nordkomponente (Bx) und der elektrischen Ostkomponente (Ey) der Station 09. Das Energiedichtespektrum ist nur für den Bx-Kanal gezeigt.

## Gepulste Störsignale

Gepulste Störsender können im Energiedichtespektrum im Allgemeinen nicht erkannt werden, da es sich um Deltapulse handelt, die beim Überführen in den Frequenzbereich über das komplette Spektrum verschmieren. Durch die Elimination der harmonischen Störsignale können die gepulsten Störsignale in der Rücktransformierten Zeitreihe sichtbar gemacht und erkannt werden. Nach dem Auswählen der Positionen störsenderunbehafteter Zeitbereiche können aus den entsprechenden Bereichen der Originalzeitreihe Übertragungsfunktionen berechnet werden, die weder von harmonischen noch von gepulsten Störsignalen beeinflusst werden.

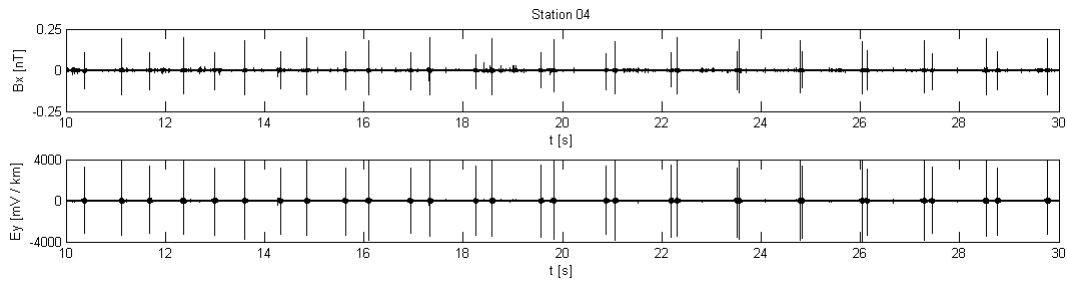


Abbildung 3: Gepulste Störsender mit Periode von ca. 1 Sekunde am Beispiel der Bx- und Ey-Komponente von Station 04.

## Ergebnisse

### Impedanztensor

Am Beispiel der Rhoa- und Phasenkurve des Impedanztensors der Station 1 (Abb. 4) ist eine deutliche Verbesserung der Datenqualität nach der Elimination der Störsignale zu erkennen. Die manuelle Datenauswahl brachte bei dieser Station gerade bei den hohen Frequenzen (150Hz - 3000Hz) eine deutliche Verbesserung. Vergleicht man die Ergebnisse der Station 1 mit den Rhoa- und Phasenkurven anderer Stationen (Abb. 5), so erkennt man, dass die Übertragungsfunktionen rund um den Störkörper nicht übereinstimmen, z.B. ist bei Station 11 die Phasenaufspaltung bei hohen Frequenzen stärker ausgeprägt und die xy-Komponente der Phase liegt unter der yx-Komponente, bei Station 05 ist es umgekehrt. Das Aufspalten der beiden Komponenten in der Phase deutet auf eine laterale Änderung der Leitfähigkeit hin.

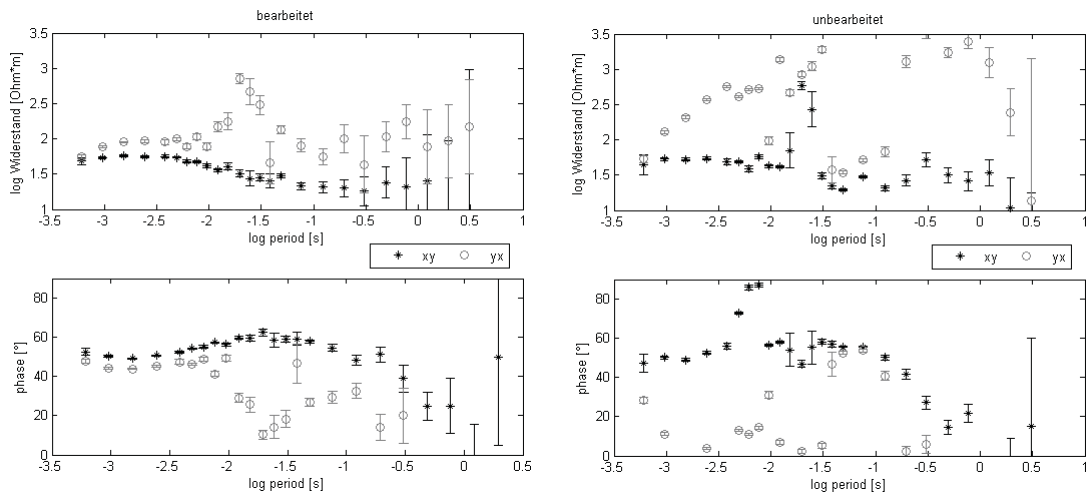


Abbildung 4: Ergebnisse der Datenauswertung am Beispiel der Station 1: Vergleich zwischen Elimination von harmonischen und gepulsten Störsendern (a) und standard robustes Auswerteverfahren (b).

Das Abfallen der Phasen beider Komponenten ab einer Periode von 0.1 Sekunden wird auf die geringe Anregungsenergie in diesem Bereich zurückgeführt. Da keine langperiodischen Daten aufgenommen wurden, wurden die Impedanztensoren in der 1D-Modellierung nur bis ca. 5Hz betrachtet.

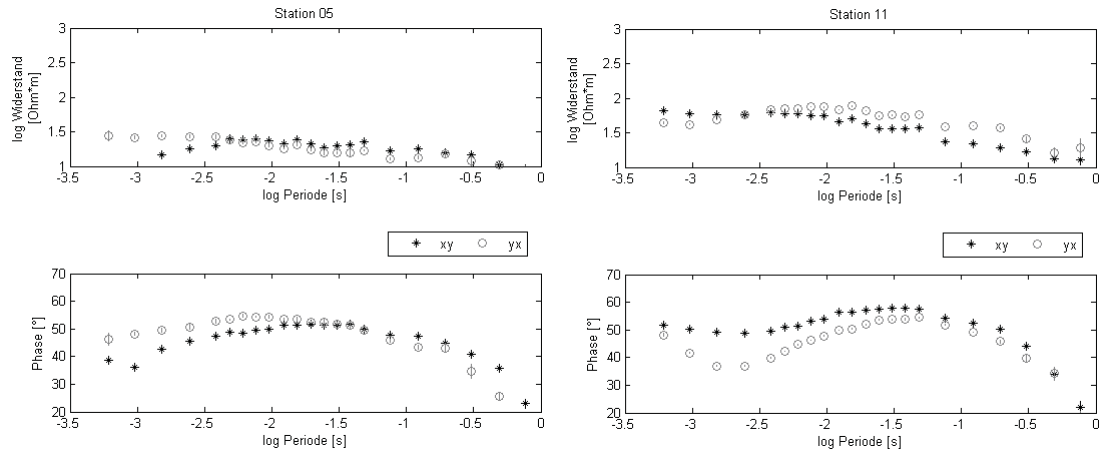


Abbildung 5: Rhoa- und Phasenkurve der Stationen 5 (links) und 11 (rechts).

## 1D-Modelle

Die Daten aller Stationen wurden zunächst mit dem WAIT-Algorithmus 1D-interpretiert. Als Datengrundlage wurde, unter Annahme einer 1D-Näherung, die BERDICHEVSKI-Invariante  $Z_B = 0.5 \cdot (Z_{xy} - Z_{yx})$  verwendet. Die verschiedenen, voneinander unabhängig

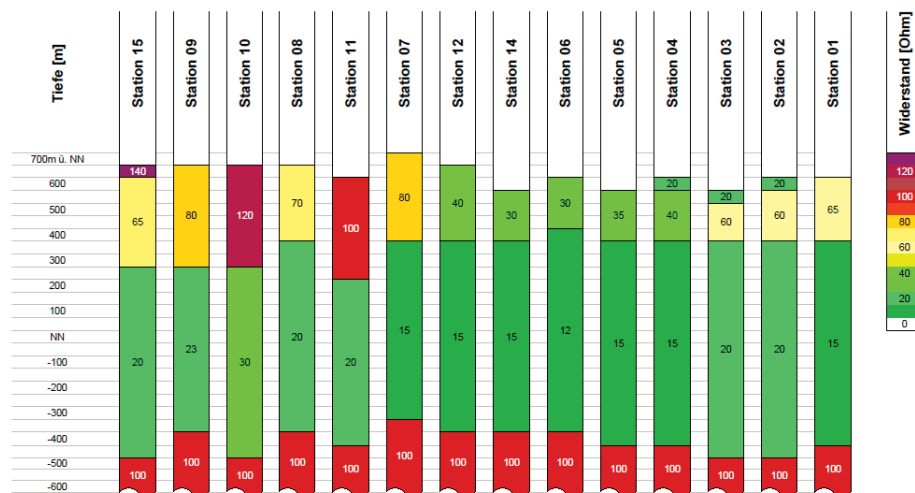
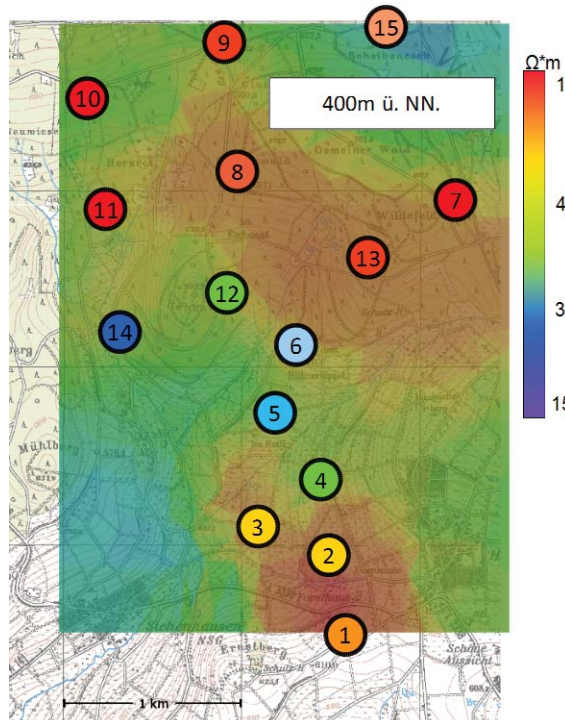


Abbildung 6: Grafische Darstellung der 1D-Modellierung projiziert auf ein Nord-Süd Profil.

berechneten 1D-Modelle (Abb. 6) zeigen, unter Berücksichtigung der Topographie, eine gut leitende, ca. 1km mächtige Schicht ab einer Tiefe von 350m ü. NN. Die Modelle unterscheiden sich hauptsächlich in der oberen Schicht. Es fällt ein gut leitender Bereich in der Mitte des Messgebietes von Station 12 bis Station 04 auf.



Um einen Vergleich zur großskaligen Geoelektrik (AGRICOLA ET AL (2009)) zu schaffen, wurde ein Tiefenschnitt der 1D-Modelle bei 400 m ü. NN. über den entsprechenden Tiefenschnitt der 3D-Geoelektrikinversion gelegt (Abb. 7). Die Werte der AMT-Modelle werden durch die Hintergrundfarbe der entsprechenden Stationsnummern dargestellt, die Legende des spezifischen Widerstands gilt sowohl für die AMT als auch für die Geoelektrik Ergebnisse.

Beide Messmethoden zeigen, bis auf leichte Abweichungen im Norden, die selben elektrischen Leitfähigkeitsstrukturen. In der Mitte des Messgebietes ergeben die Modellierungen beider Methoden einen besser leitenden Bereich. Die Abweichungen zwischen den Ergebnissen der audiomagnetotellurischen Daten und denen der Tiefengeoelektrik lassen sich wie folgt erklären:

Abbildung 7: Vergleich AMT 1D-Interpretation mit Inversionsergebnissen der Geoelektrik, mit Stationsnummern.

Kartengrundlage: TK25 Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformationen

Ein großer Unterschied der beiden Darstellungen ist, dass die AMT Modellierung einen gemittelten spezifischen Widerstand für einen Körper von 300 Metern Mächtigkeit zeigt, die Inversion der Geoelektrik hingegen die Widerstandsverteilung in einer festen Tiefe von ca. 250 Meter.

Die starke Abweichung am nördlichen Rand des Messgebietes (Station 15) wird darauf zurück geführt, dass die Geoelektrikdaten diesen Bereich schlecht auflösen und durch das Inversionsprogramm interpoliert wurden. Da die AMT-Daten eine Tiefensondierung ermöglichen ist dieser Bereich von der AMT besser aufgelöst.

### 3D-Modell

Auf Basis der durch die AMT-1D- und Geoelektrik-3D Modellierung gewonnenen Erkenntnisse wurde ein AMT-3D-Modell vorgegeben und die Modellantwort mit der Software X3D berechnet. Die verwendeten Modellparameter sind in Abb. 8(unten) darge-

stellt. Der Hintergrundwiderstand der Deckschicht (0-25m) liegt bei  $45\Omega\text{m}$ . Die weißen Felder haben den jeweiligen Hintergrundwiderstand von  $45\Omega\text{m}$  in der ersten (25-375m) und  $35\Omega\text{m}$  in der zweiten Schicht (375-725m). Darunter folgt ein homogener Halbraum mit  $1000\Omega\text{m}$ .

Die Phasentensorellipsen (nach CALDWELL ET AL 2004) wurden von allen Stationen auf ein in Nord-Süd-Richtung verlaufendes Tiefenprofil projiziert (Abb. 8). Um die Messdaten mit der 3D-Modellierung erklären zu können, mussten neben den beiden aus der 1D-Modellierung bekannten Störkörpern noch ein schlechter Leiter ( $1000\Omega\text{m}$ ) in ca. 400m Tiefe eingefügt werden, der sich von Nord nach Süd durch das komplette Messgebiet erstreckt, in Ost-West-Richtung aber nur 120 Meter breit ist.

Dieser Störkörper stellt eine Verbindung zwischen den beiden oberflächennahen hochohmigen Bereichen dar. Diese wird auch aufgrund der geologischen Gegebenheiten vermutet. Es ist zu sehen, dass die Phasen der gemessenen Daten in der Profilmitte in etwa den Phasen dieses Modells entspricht. Außerdem werden in diesem Bereich die Abplattungen der Ellipsen besser angedeutet. Auch ein Anstieg der niedrigen Phasen der Zielfrequenzen mit längerer Periode ist gut zu erkennen. Ein Anstieg der Phasen im Süden des Profils bei einer Periode von ca. 2 Sekunden, der im Modell vom kleineren südlichen Störkörper hervorgerufen wird, ist ebenfalls in den Daten zu sehen. Die südlichsten Stationen 01, 02 und 04 wurden aufgrund ihrer stark gestörten elektrischen Ost-West-Komponente nicht in den Vergleich mit dem 3D-Modell mit einbezogen.

## Fazit

Durch das Eliminieren der harmonischen Störsignale wird die visuelle Datenauswahl erheblich vereinfacht. Bei gepulsten Störsignalen führt die manuelle Auswahl der für die Analyse herangezogenen Datenbereiche zu einer starken Qualitätsverbesserung bei den berechneten Übertragungsfunktionen.

Es gibt eine gute Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der 1D- und 3D-Modellierung der audiomagnetotellurischen Messdaten und 3D-Inversionsrechnung der großskaligen Geoelektrik bis zu einigen hundert Metern Tiefe. Ein Leitfähigkeitsunterschied, der durch einen endogenen Lavadom interpretiert werden kann, ist mit der AMT erkennbar. Die laterale Ausdehnung kann nicht gezeigt werden, da die Randbereiche der Leitfähigkeitsanomalien nicht vollständig erfasst wurden.

Die AMT kann zur Verifikation und Tiefenergänzung großskaliger Geoelektrikmessungen herangezogen werden.

## Quellen

- Agricola, T., Günther, T., Junge, A., Kracht, M., Nesbor, D. (2009): *Dem Trachtydom im Hohen Vogelsberg mit großskaliger Tiefengeoelektrik auf der Spur*, DGG Jahrestagung 2009 Kiel, Abstract, Vortrag
- Caldwell, C., Bibby, T. G., Brown, H. M. (2004): *The magnetotelluric phase tensor*, Geophys. J. Int., 2004 (158):457-469

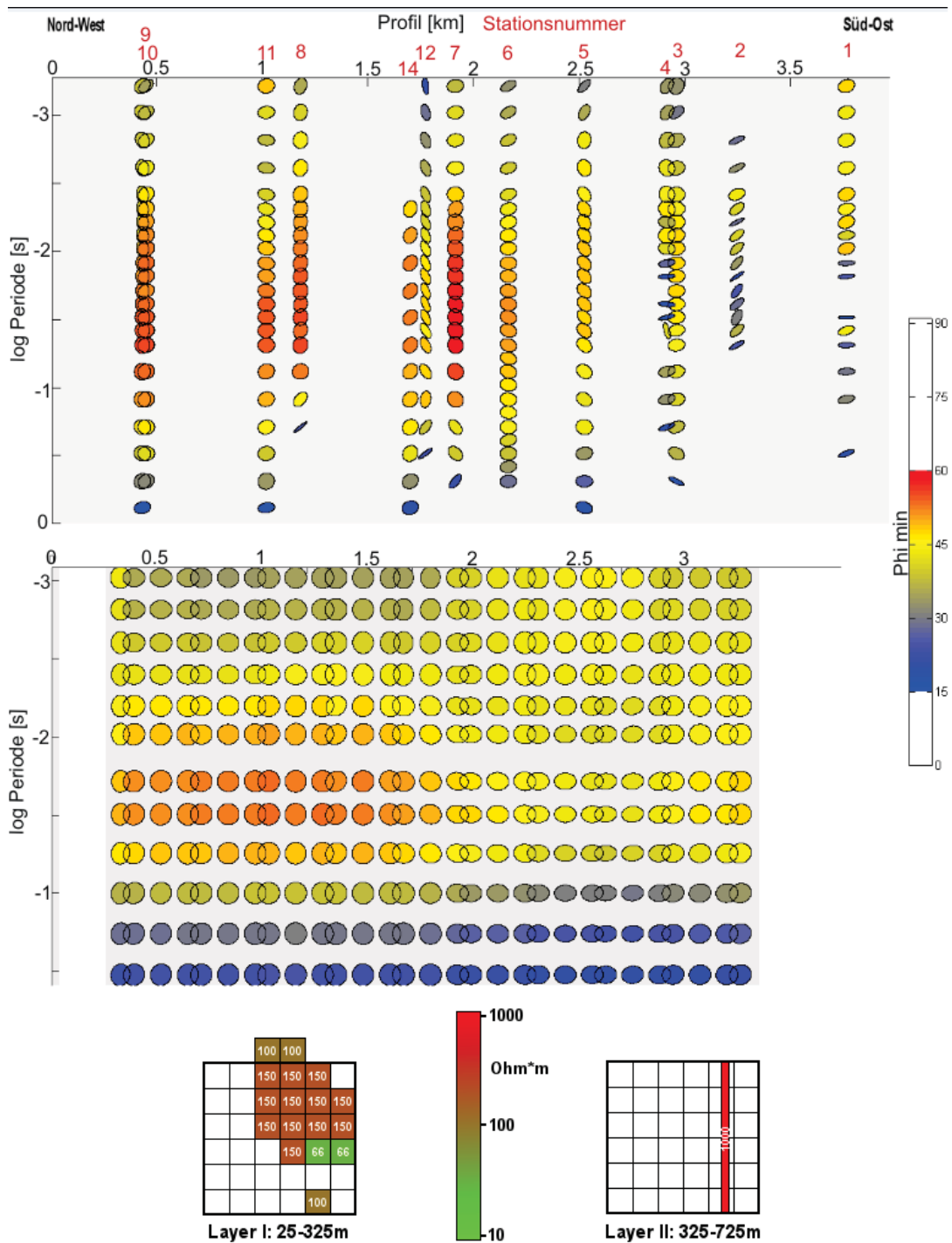


Abbildung 8: Vergleich der minimalen Phasen der Phasentensorellipsen des 3D-Modells (mitte) mit denen der gemessenen Daten (oben) und Darstellung der Modellparameter (unten).