



## 1

### Einleitung

Im Oktober 2006 wurde in der Umgebung der Kinzigstausee (siehe unten) ein gleichstromgeoelektrischer Feldversuch durchgeführt (AGRICOLA et al 2006, 2007). Hierbei wurden Dipol-Dipol Anordnungen mit einer Dipollänge von ca. 50m verwendet. Die maximale Entfernung der Dipole zueinander betrug ca. 1,5 km, die Einspeisung erfolgte mittels einer programmierbaren Hochstromquelle (SÜDEKUM et al. 2004). Eingespeist wurden maximal 40A bei 1000V. Die Spannungssignale wurden mit dem Datenlogger GEOLORE (ROßBERG et al. 2004) kontinuierlich in drei Messrichtungen aufgezeichnet (siehe unten). Insgesamt wurden 22 Einspeisungen an 8 verschiedenen Lokationen vorgenommen und von 11 Stationen in drei Richtungen aufgezeichnet. Daraus ergibt sich ein Datensatz von 726 (22x11x3) Einzelmessungen.

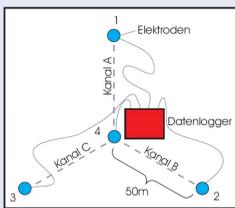
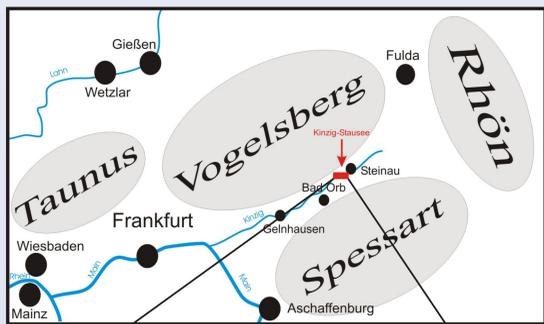


Abb. 1a: Schema der Messkonfiguration

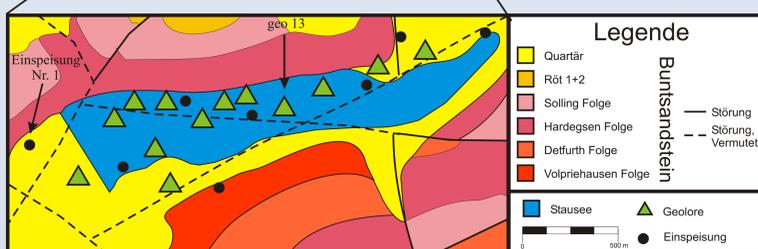


Abb 1b: Geographischer und geologischer Überblick des Messgebietes.

## 2

### Festlegung der Anfangs- und Endpunkte

Für die weitere Datenbearbeitung (wie z.B. den Vergleich der Amplituden und die Bestimmung des Vorzeichens), ist es notwendig die Anfangs- und Endpunkte der jeweiligen Einspeisungszeiträume in den aufgezeichneten Spannungskurven möglichst genau zu kennen. Dies wurde dadurch erschwert, dass die Driftkorrektur der internen Uhr des Datenloggers nicht funktionierte und deshalb die Einspeisungszeiträume in den Aufzeichnungen nicht berechenbar waren. Weiterhin fanden unmittelbar vor den Einspeisungszeiträumen Probeeinspeisungen statt. Die visuelle Auswertung im Zeitbereich ist zeitaufwendig und aufgrund von anthropogenen Störungen oft nicht möglich.

Aus diesem Grund wurden die Daten im Frequenzbereich analysiert. Hierzu wurden die Daten in 5 Minuten Fenster aufgeteilt und fouriertransformiert. Die Amplituden ( $E_n$ ), bei der Einspeisungsfrequenz ( $\sim 0,12$ Hz) aller Fenster, wurden nun betrachtet (Dynamisches Spektrum). Da die Einspeisungen mindestens 20 Minuten andauerten, ist  $E_n$  an diesen Stellen für mindestens vier Fensterlängen quasikonstant. Durch Verkleinerung der Zeitfenster konnte der Anfangs- bzw. Endpunkt auf wenige Samples genau bestimmt werden.

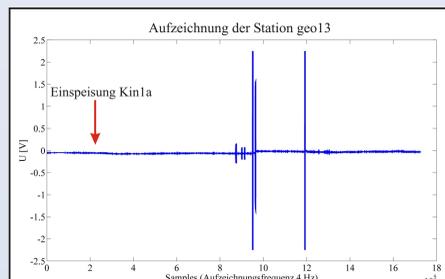


Abb 2a: Aufzeichnung der Station geo 13. Die großen Peaks entstehen durch Einspeisungen in der Nähe des Datenloggers. Die Einspeisung Nr. 1 ist nicht sichtbar.

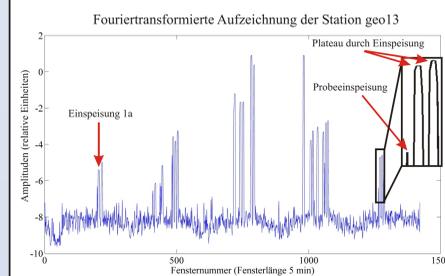


Abb 2b: Dynamisches Spektrum der Aufzeichnung von geo 13. Deutlich sind die Einspeisungen und die Probeeinspeisungen erkennbar. Probeeinspeisungen erfolgten nur über kurze Zeiträume, dadurch sind diese als Peaks erkennbar.

## 3

### Rauschen und Berechnung der Widerstände

Um eine bessere optische Kontrolle der Datenbearbeitung zu gewährleisten, wurden die Daten mit einem Notchfilter im Zeitbereich gefiltert. Hierbei wurden vor allem Störungen der unmittelbar im Norden an den Stausee angrenzenden Bahnlinie verringert.

Der Widerstand wird aus den Amplituden der Grundschwingungen der Spannung ( $U_1$ ) und des Stromes ( $I_1$ ) wie folgt berechnet:

$$(1) R = \frac{U_1}{I_1}$$

$U_1$  und  $I_1$  setzen sich jedoch aus einem Signalanteil und einem Rauschanteil zusammen:

$$(2) U_1 = U_{1s} + U_{1r} \text{ analog } I_1 = I_{1s} + I_{1r}$$

Zur Abschätzung des Hintergrundrauschens wurden die Einspeisungszeiträume fouriertransformiert und der Median der Amplituden im Frequenzbereich von 0.22-0.25 Hz bestimmt ( $r_{U, \text{kor}}$  bzw.  $r_{I, \text{kor}}$ ). Unter der Annahme, dass das Rauschen zwischen der 1. und 3. Harmonischen konstant ist, wurde dieser Wert zur Korrektur der Amplituden der 1. und 3. Harmonischen verwendet.

Um den Gesamteinfluss des Rauschens und um die Wirkung der Rauschkorrektur zu ermitteln wurde ein Rauschindex ( $r$ ) erstellt. Dieser wird durch den Vergleich der 1. und 3. Harmonischen des Stromes und der Spannung errechnet:

$$(3) r = \frac{\frac{U_1}{U_3} \cdot \frac{r_{U, \text{kor}}}{r_{U, \text{kor}}}}{\frac{I_1}{I_3} \cdot \frac{r_{I, \text{kor}}}{r_{I, \text{kor}}}}$$

Je näher dieser Index bei 1 liegt, desto besser ist das Signal-Rauschverhältnis.

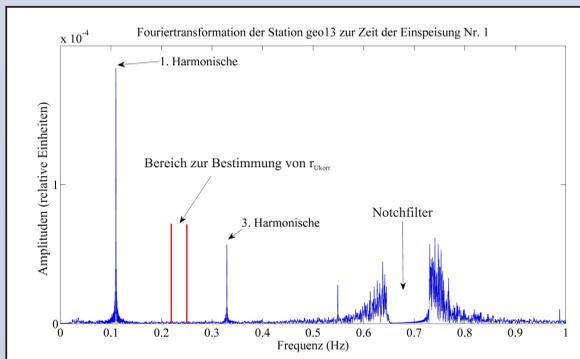


Abb 3: Beispiel für eine fouriertransformierte Spannungsaufzeichnung

## 4

### Bestimmung der Vorzeichen

In Abhängigkeit von der Elektrodenanordnung und der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund ist das Strom- und das Spannungssignal gleich- oder gegenläufig. Da der Rauschanteil häufig größer als das Spannungssignal ist, kann die Phase im Zeitbereich oft nicht sicher bestimmt werden (siehe Abbildung unten). Aus diesem Grund wurden im Frequenzbereich die Phasen ( $\phi_1$ ) der 1. Harmonischen des Strom- und des Spannungssignals berechnet und daraus die Differenz gebildet. Verlaufen die Phasen gleichläufig ergibt sich eine Gerade um 0, im gegenläufigen Fall bilden sie eine Kurve, die zwischen  $+180^\circ$  und  $-180^\circ$  schwankt.

Abb 4a: Zeitreihe der Spannung für die Einspeisung Nr. 1 an der Station geo13. Die Einspeisung ist am Anfang stark verrauscht, es ist nicht gut erkennbar ob die Schwingung positiv oder negativ startet.

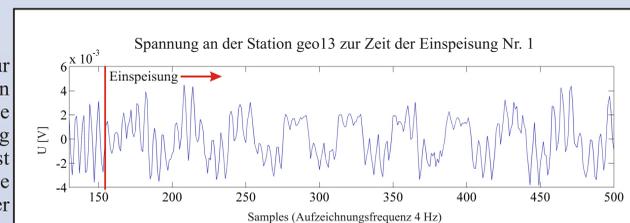


Abb 4b: Aufzeichnung des Stromes der Einspeisung Nr. 1, die Schwingung startet mit einem negativen Vorzeichen.

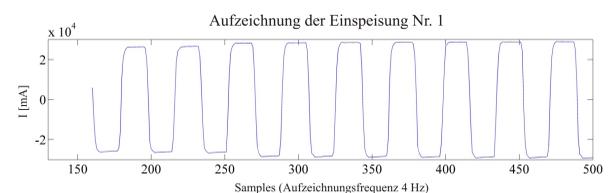
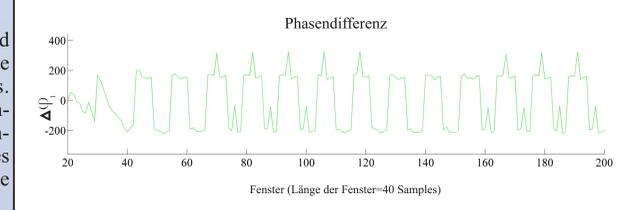


Abb 4c: Da  $\Delta\phi_1$  zwischen  $-180^\circ$  und  $+180^\circ$  schwankt, sind die Phasen gegenläufig (s. oben). Durch die Inkonsistenz der Fensterlänge und Periode des Signals entstehen die Peaks auf der Kurve.

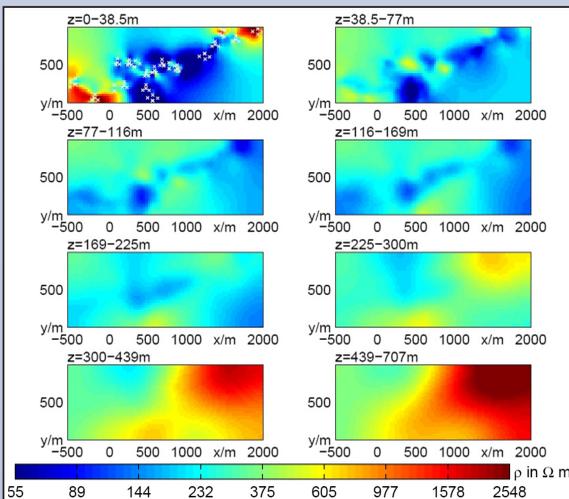


## 5

### Erste Ergebnisse der Inversion

In die Inversion flossen nur die Widerstände mit einem guten Rauschindex ( $0,9 < r < 1,1$ ) und mit k-Faktoren  $|k| < 1e7$  ein. Die Obergrenze der k-Faktoren wurde aus einer Rauschanalyse berechnet (SCHÜNEMANN et al 2007). Von anfangs 726 Messwerten sind am Ende der Datenbearbeitung noch 482 übriggeblieben. Diese Widerstände wurden nun zur Modellierung verwendet. Die Modellierung erfolgte mittels des Programmpaketes DCMatLab (GÜNTHER 2004).

Abb. 5: Erste Inversionsergebnisse. Im obersten Bereich (bis 35m) scheint sich der Kinzigstausee mit einem gut leitenden Bereich abzuzeichnen. Ab einer Tiefe von 38,5 m bis etwa 225 m lässt sich eine NE-SW streichende gut leitende Zone erkennen. Ab einer Tiefe von 300m ist der Untergrund im NW gut leitend, der SE schlechter leitend. Dies kann ein Hinweis auf die in der geologischen Karte (s. oben) eingetragene Störung sein.



## 6

### Literatur

AGRICOLA, T.; SCHÜNEMANN, J.; JUNGE, A. (2006): Großflächige Gleichstrommessungen an Land und im Wasser: Technische Aspekte. Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft Nr. 4/2006: 6-17.

AGRICOLA, T.; SCHÜNEMANN, J.; JUNGE, A. (2007): Großräumige gleichstromgeoelektrische Messungen in einem Flachsee. Poster-Präsentation auf der Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 2007. Abstract, Poster

EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000 Blatt Nr.5622 Steinau a. d. Str. - Hess. Landesamt f. Bodenforschung.

GÜNTHER, T. (2004): Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements, PhD Thesis, University of Mining and Technology, Freiberg

ROßBERG, R.; GOLDEN, S.; BEBLO, M. (2004): Datensammeln, fast ohne Energie: Geolore - Ein batteriegestützter Datenlogger für wissenschaftliche Messwerterfassung. - Elektronik 18: 78-86.

SCHÜNEMANN, J.; GÜNTHER, T.; JUNGE, A. (2007): 3-dimensional subsurface investigation by means of large-scale tensor-type dc resistivity measurements. - 4th International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics, Freiberg.

SÜDEKUM, W., BROST, G., SAUER, J., WORZYK, P. & GRINAT, M. (2004): Eine programmierbare Hochstromquelle - mit 50 A von DC bis AC - GGA-Institut, www.gga-hannover.de