

# Geophysikalisches Laborpraktikum

## Geoelektrik

Dr. Corinna Kroner, April 2000

Überarbeitung: Prof. Dr. Gerhard Jentzsch, Peter Schindler, August 2008

15. Oktober 2012

### Inhaltsverzeichnis

<b>1 Theoretische Grundlagen</b>	<b>1</b>
1.1 Einführung . . . . .	1
1.2 Das elektrische Feld . . . . .	2
1.3 Das elektrische Potential . . . . .	2
<b>2 Experimentelle Grundlagen</b>	<b>4</b>
2.1 Elektroden-Sonden-Anordnungen . . . . .	4
2.2 Explorationsmethoden . . . . .	7
<b>3 Wahl des Profils und der Auslageparameter</b>	<b>7</b>
<b>4 Auswertung</b>	<b>8</b>
<b>5 Einflussfaktoren</b>	<b>8</b>
Anisotropie . . . . .	8
Topographie . . . . .	8
5.1 Das Äquivalenzprinzip . . . . .	9
<b>6 Pseudosektionen</b>	<b>9</b>
<b>7 Literatur</b>	<b>10</b>
Hinweise zur Versuchsdurchführung	11

## 1 Theoretische Grundlagen

### 1.1 Einführung

Mittels elektromagnetischer Verfahren werden elektrische und / oder magnetische Felder vermessen und die Daten in geologische Strukturaussagen bzw. Aussagen über die räumliche Verteilung relevanter physikalischer Eigenschaften umgesetzt. Die elektromagnetischen Felder können natürlichen oder künstlichen Ursprungs sein. Die künstlich hervorgerufenen werden entweder durch Elektroden galvanisch oder durch in Spulen fließende Wechselströme induktiv in den Boden eingespeist. Sie stellen die Ursache der beobachteten Felder dar und werden eingespeiste (oft auch primäre) Ströme bzw. Felder genannt. Für natürliche Felder lassen sich entsprechende Ursachen angeben (z. B. Variation des Erdmagnetfeldes).

## 1.2 Das elektrische Feld

In der Geoelektrik unterscheidet man die Gleichstromgeoelektrik und die Wechselstromgeoelektrik. Hier soll lediglich die Gleichstromgeoelektrik betrachtet werden.

Unter Gleichstromgeoelektrik werden die geoelektrischen Methoden zusammengefaßt, die mit stationären Feldern und Strömen arbeiten. Dabei werden nicht nur Gleichströme im eigentlichen Sinne, sondern auch alternierende Gleichströme verwendet.

Die eingepprägten Ströme breiten sich entsprechend den physikalischen Grundgesetzen der Maxwell'schen Theorie des elektromagnetischen Feldes und beeinflusst durch die räumliche Verteilung der physikalischen Eigenschaften (elektrischer Widerstand, Dielektrizitätskonstante, magnetische Permeabilität) aus.

Die theoretischen Grundgleichungen der Gleichstrommethode sind dadurch gekennzeichnet, dass in den Maxwell'schen Gleichungen und den daraus abgeleiteten Gleichungen sämtliche partiellen Ableitungen nach der Zeit verschwinden, d. h. alle Feldgrößen sind zeitunabhängig.

Das elektrische Feld  $\vec{E}$  ist der negative Gradient eines skalaren Potentials  $V$ :

$$\vec{E} = -\nabla V(x) . \quad (1)$$

Die Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial}{\partial t} \lambda(x, t) + \operatorname{div} \vec{j}(x, t) = 0 \quad (2)$$

mit  $\lambda$  elektrische Raumladungsdichte  
 $\vec{j}$  Stromdichte

ergibt für den stationären Fall (d.h.  $\lambda$  zeitunabhängig)

$$\operatorname{div} \vec{j} = \nabla \cdot \vec{j} = 0 . \quad (3)$$

Ferner verbindet das Ohm'sche Gesetz die Stromdichte  $\vec{j}$  mit dem elektrischen Feld  $\vec{E}$

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (4)$$

mit  $\sigma$  elektrische Leitfähigkeit in  $\Omega^{-1}\text{m}^{-1} = \text{S/m}$  (S: Siemens).

Häufig wird auch mit dem spezifischen Widerstand  $\rho$  gearbeitet, der gegeben ist durch

$$\rho = \frac{1}{\sigma} . \quad (5)$$

Werte für spezifische Widerstände von Gesteinen sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Die Gleichungen (4) und (1) in (3) eingesetzt ergeben

$$\nabla \cdot (\sigma \cdot \nabla V) = 0 . \quad (6)$$

Hieraus folgt für  $\sigma = \text{const.}$  die Laplace'sche Differentialgleichung

$$\Delta V = 0 . \quad (7)$$

## 1.3 Das elektrische Potential

Geht man zunächst von einer Elektrode in einem homogenen, isotropen Medium und einer zweiten in größerer Entfernung an der Erdoberfläche aus, so kann man den Einfluss der zweiten Elektrode vernachlässigen. Aufgrund der Symmetrie des Systems ist das Potential eine Funktion von  $r$  ( $r$ : Abstand von der zweiten Elektrode). Unter diesen Bedingungen vereinfacht sich die Laplace'sche Differentialgleichung zu

$$\Delta V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0 . \quad (8)$$

Tabelle 1: Werte spezifischer Widerstände für verschiedene Gesteine und Fluide nach Beblo (1997) und Knödel et al. (2005).

Gestein/Fluid	spez. Widerstand [ $\Omega\text{m}$ ]
Steinsalz	$10^5 - 10^7$
Sand trocken	$10^5$
wassergesättigt	$1000 - 10^4$
Quarzit	$3000 - 10^5$
Eis	$1000 - 10^5$
Granit	$300 - 3 \cdot 10^4$
Böden sandig	$150 - 7000$
lehmig	$50 - 9000$
tonig	$20 - 4000$
Kalkstein	$100 - 7000$
Moore	$30 - 700$
glaziale Moränen	$10 - 300$
Tonschiefer	$10 - 1000$
Mergel	$5 - 200$
Lehme	$3 - 300$
Ton trocken	$30 - 1000$
nass	$1 - 30$
Schluff	$10 - 1000$
Wasser (destilliert)	$> 10^3$
natürliche Wässer	$10 - 300$
Meerwasser (35‰NaCl)	$0.25$
Hausmüll	$1 - 100$

Die Lösung dieser Differentialgleichung für die eingangs genannte Konfiguration ergibt unter Zuhilfenahme des Ohm'schen Gesetzes

$$V = \left( \frac{I}{4\pi\sigma} \frac{1}{r} \right), \quad (9)$$

wobei  $I$  die Stromstärke ist. Es gilt

$$j = \frac{I}{A} \quad (10)$$

mit  $A$  Querschnitt des stromdurchflossenen Leiters.

Für den Fall, dass sich die Elektrode 1 ebenfalls an der Erdoberfläche befindet, liegt wieder ein symmetrischer Fall vor, d. h. Gleichung (9) ist wieder anzuwenden, und es ergibt sich

$$V = \left( \frac{I}{2\pi\sigma} \frac{1}{r} \right). \quad (11)$$

Ist der Abstand der Elektroden 1 und 2 endlich, hängt das Potential in jedem oberflächennahen Punkt von beiden Elektroden ab. Ist der eingespeiste Strom an den beiden Elektroden vom Betrag her gleich, aber von der Richtung her entgegengesetzt, so ergibt sich das Gesamtpotential an einem bestimmten Punkt aus dem Superpositionsprinzip zu

$$V_{ges} = \frac{I}{2\pi\sigma} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (12)$$

Hieraus ist der Potentialunterschied  $U$ , d. h. die Spannung zwischen den verschiedenen Punkten bestimmbar. Hat man zwei Elektroden  $E_1, E_2$  und zwei Sonden  $S_1, S_2$ , so folgt für den Potentialunterschied:

$$U = \frac{I}{2\pi\sigma} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (13)$$

mit  $r_1$  Abstand  $\overline{E_1 S_1}$   
 $r_2$  Abstand  $\overline{E_2 S_1}$   
 $r_3$  Abstand  $\overline{E_1 S_2}$   
 $r_4$  Abstand  $\overline{E_2 S_2}$ .

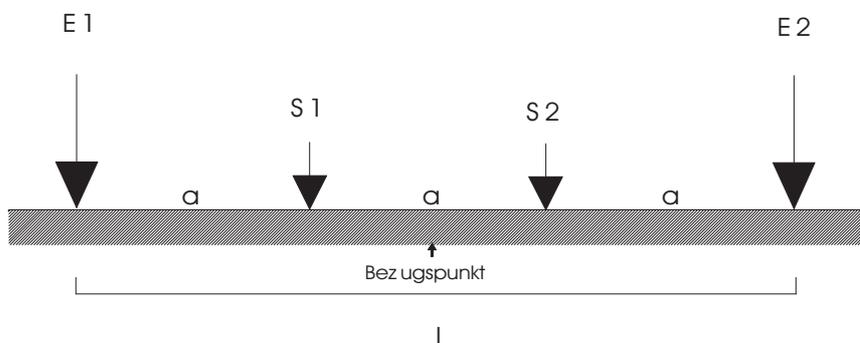
Diese Gleichung bildet die Grundlage für die verschiedenen Vierpunkt-Auslagen der Geoelektrik.

## 2 Experimentelle Grundlagen

### 2.1 Elektroden-Sonden-Anordnungen

Von der Vielzahl der Anordnungen haben nur wenige Bedeutung erlangt. In den folgenden Abbildungen werden sechs Auslagen vorgestellt. Dabei bezeichnen die  $S_i$  die Sonden und die  $E_i$  die Elektroden. Indem man  $U$  und  $I$  misst und die Auslageparameter der Anordnung kennt, erhält man den spezifischen Widerstand  $\rho$ . Da der Untergrund im allgemeinen inhomogen ist und die Elektrodenanordnung variiert, misst man keinen konstanten Widerstand, sondern einen scheinbaren Widerstand  $\rho_s$ , aus dem der wahre Widerstand berechnet wird.

- Wenner-Anordnung (nach Frank Wenner, 1873-1954)



Bei der Wenner-Anordnung gilt allgemein:

$$\begin{aligned} L &= 3a \\ a &= r_1 = \frac{r_2}{2} = \frac{r_3}{2} = r_4 \end{aligned} \quad (14)$$

Aus Gleichung (13) folgt für den spezifischen Widerstand  $\rho$

$$\rho = \frac{2\pi U}{I} \frac{1}{\left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right)}. \quad (15)$$

Mit Hilfe von Gleichung (14) erhält man für den scheinbaren Widerstand  $\rho_s$

$$\rho_s = \frac{2\pi a U}{I}. \quad (16)$$

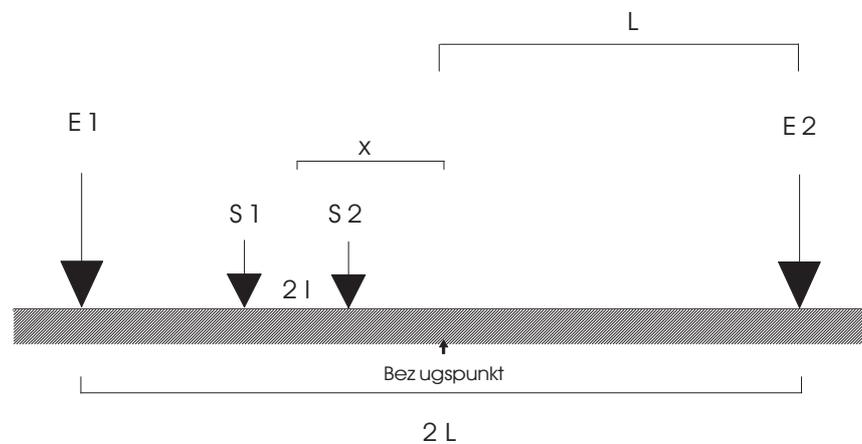
- Schlumberger-Anordnung (nach Conrad Schlumberger, 1878 - 1936)

Bei der Schlumberger-Anordnung sind die Elektroden sehr weit voneinander entfernt im Vergleich zum Abstand der Potentialsonden. Hier gilt allgemein:

$$\begin{aligned} r_1 &= (L - x) - l \\ r_2 &= (L + x) + l \\ r_3 &= (L - x) + l \\ r_4 &= (L + x) - l. \end{aligned}$$

Es wird zwischen symmetrischer und antisymmetrischer Anordnung unterschieden.

- antisymmetrisch



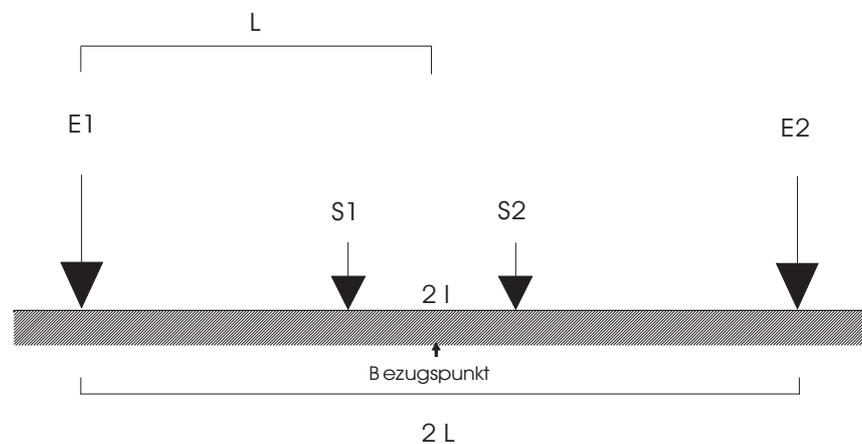
Es gilt:

$$\rho_s = \frac{2\pi U}{I} \frac{1}{\left(\frac{1}{(L-x)-l} - \frac{1}{(L+x)+l}\right) - \left(\frac{1}{(L-x)+l} - \frac{1}{(L+x)-l}\right)}. \quad (17)$$

Unter der Annahme, dass  $(L - x) \gg l$  ist, folgt

$$\rho_s = \frac{\pi}{2l} \frac{(L^2 - x^2)^2}{L^2 + x^2} \frac{U}{I}. \quad (18)$$

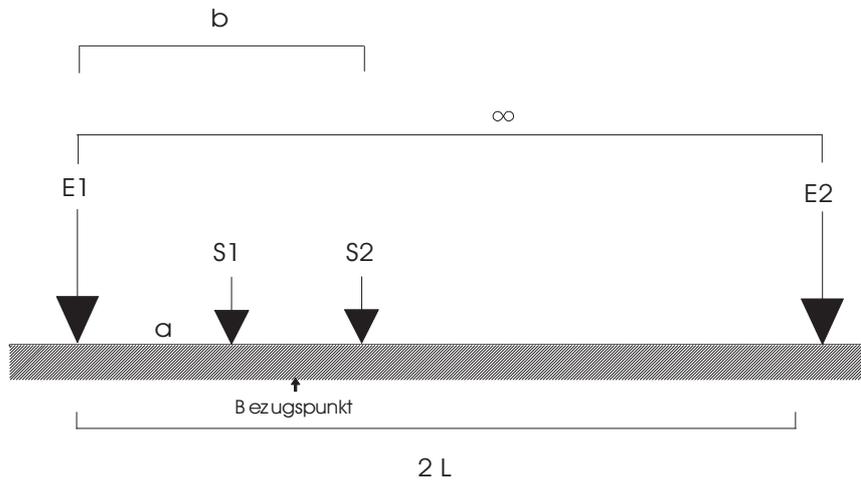
- symmetrisch



Bei symmetrischer Anordnung ist  $x = 0$ . Damit folgt für  $\rho_s$ :

$$\rho_s = \frac{\pi L^2 U}{2l I}. \quad (19)$$

- 3-Punkt Auslage



Eine Stromelektrode ist in großer Entfernung angebracht. Es gilt

$$\begin{aligned} r_1 &= a \\ r_2 &= r_4 = \infty \\ r_3 &= b \end{aligned}$$

und damit

$$\rho_s = \frac{2\pi ab U}{b-a I}. \quad (20)$$

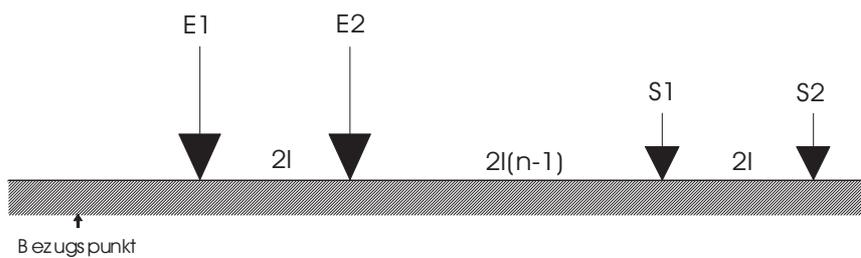
- Doppel-Dipol-Auslage

Für diese Anordnung gilt

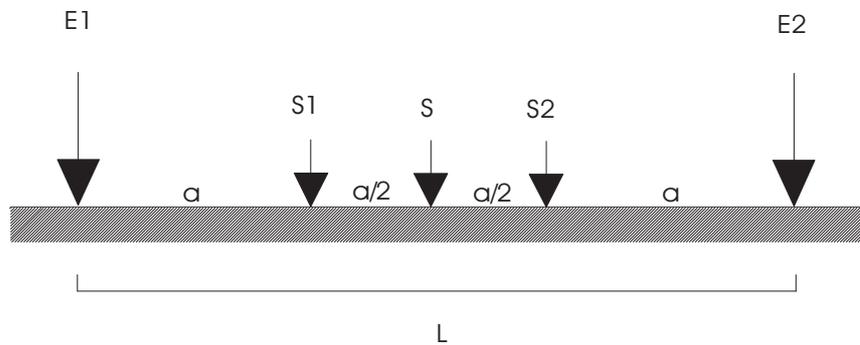
$$\begin{aligned} r_1 &= r_4 = 2nl \\ r_2 &= 2l(n-1) \\ r_3 &= 2l(n+1). \end{aligned}$$

Im Fall  $n \gg 1$  ergibt sich

$$\rho_s = -2\pi l n^3 \frac{U}{I}. \quad (21)$$



- Lee-Partition Auslage



Bei dieser Auslage werden zwei Messungen vorgenommen: erst zwischen  $S_1$  und  $S$ , dann zwischen  $S$  und  $S_2$ . Die scheinbaren Widerstände folgen aus

$$\rho_{S1} = \frac{4\pi a U_1}{I} \quad (22)$$

$$\rho_{S2} = \frac{4\pi a U_2}{I}. \quad (23)$$

## 2.2 Explorationsmethoden

- **Sondierung** Bei der Sondierung wird die Änderung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe bestimmt. Der Bezugspunkt der Elektrodenanordnung bleibt konstant, die Elektrodenabstände  $L$  und  $l$  werden variiert. Sondierungen werden hauptsächlich mit der Schlumberger-Anordnung durchgeführt.
- **Kartierung** Die Kartierung dient dem Nachweis lateraler Widerstandsvariationen im Untergrund. Der Bezugspunkt der Elektrodenanordnung wird hierbei variiert und die Elektrodenabstände  $L$  und  $l$  werden konstant gehalten. Kartierungen werden zumeist in der Wenner-Anordnung vorgenommen.

## 3 Wahl des Profils und der Auslageparameter

Der Verlauf des Messprofils ist u. a. abhängig von den Geländebeziehungen, geologischen Kenntnissen und der Aufgabenstellung. Die Wahl der Auslage hängt von der gewünschten Eindringtiefe ab. Als Faustregel für die Wenner- und Schlumberger-Anordnung gilt, dass ein Viertel bis zum halben Elektrodenabstand etwa der Eindringtiefe entspricht.

Bei Sondierungen werden Messungen gewöhnlich mit einem kleinen Sondenabstand (z. B. 1 m) begonnen. Der Abstand wird bei wachsenden Elektrodenauslagen vergrößert (z. B. auf 10 m), um eine ausreichende Eindringtiefe zu gewährleisten. Wird der Sondenabstand verändert, so muss für zwei weitere Messungen der Elektrodenabstand beibehalten werden. Der Elektrodenabstand variiert logarithmisch äquidistant, d. h. es wird beispielsweise bei den Abständen 1,5, 2, 3, 4,5, 6,75, 10, 15 m bzw. dem 10- und 100-fachen davon gemessen.

## 4 Auswertung

Der erste Schritt zur Auswertung von Sondierungen besteht darin, die Messwerte graphisch darzustellen. Auf der y-Achse werden logarithmisch die  $\rho_s$ -Werte und auf der x-Achse logarithmisch der Elektrodenabstand  $a$  bei der Wenner-Anordnung, bei der Schlumberger-Anordnung der Abstand  $\overline{E1E2}$  und bei der Dipol-Dipol-Auslage der Abstand zwischen den beiden Dipolzentren aufgetragen. Aus dieser graphischen Darstellung kann die minimale Anzahl an Schichten, die zu einem entsprechenden Kurvenverlauf führen, abgeschätzt werden. Die Aufgabe ist dann, ein homogen geschichtetes Modell des Untergrundes zu entwickeln (Anzahl, Mächtigkeiten und spezifische Widerstände der Schichten), die sich aus dem Modell ergebende Widerstandskurve zu berechnen und diese mit der gemessenen Kurve zu vergleichen.

Den Fall eines horizontal geschichteten Untergrundes findet man in der Realität selten. Sind die Schichten stark geneigt, muß auf komplexere Verfahren zur quantitativen Interpretation zurückgegriffen werden.

Bei schwach geneigten Schichten werden die Sondierungsergebnisse kaum beeinträchtigt, wenn eine horizontale Schichtung angenommen wird, und die Sondierungen primär senkrecht zur Neigungsrichtung und nicht parallel dazu ausgeführt wurden.

Die Auswertung von Kartierungen erfolgt durch graphische Darstellung von Linien gleichen Widerstands (Isolinienplots), aus denen sich dann Leitfähigkeitsanomalien ablesen lassen.

## 5 Einflussfaktoren

### Anisotropie

Anisotropie der Leitfähigkeit tritt insbesondere in Sedimenten, metamorphen Gesteinen, aber auch in vulkanischen Tuffen auf. Anisotropie bedeutet z. B., dass sich die elektrische Leitfähigkeit parallel zu den Schichtgrenzen von der Leitfähigkeit senkrecht dazu unterscheidet. Im allgemeinsten Fall ist die Leitfähigkeit in drei senkrecht zueinander stehenden Richtungen unterschiedlich. Im anisotropen Medium stimmen die Strom- und Feldlinien nur in Richtung der Hauptachsen der Anisotropie überein. Für alle übrigen Winkel stehen Strom- und Feldlinien in einem Winkel zueinander. Dieser Winkel wird maximal, wenn der Vektor der Stromdichte einen Winkel von  $45^\circ$  mit einer Anisotropie-Hauptachse bildet.

Nimmt man an, dass die Hauptachsen der Anisotropie senkrecht und parallel zu den Schichtflächen gerichtet sind, kann ein Anisotropiekoeffizient  $\Theta$  definiert werden:

$$\Theta = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}} \quad (24)$$

mit  $\rho_t$  Widerstand senkrecht zur Schichtfläche  
 $\rho_l$  Widerstand parallel zur Schichtfläche.

Eine anisotrope Schicht der Mächtigkeit  $m$  mit einem Ersatzwiderstand  $\bar{\rho}$  mit

$$\bar{\rho} = \rho_s = \sqrt{\rho_l \rho_t} \quad (25)$$

wirkt wie eine isotrope Schicht der Mächtigkeit  $\Theta m$ .

### Topographie

In welchem Umfang sich die Topographie auf die Messungen auswirkt, hängt u. a. von der Art der Topographie, der verwendeten Elektrodenkonfiguration, der Lage des Messprofils relativ zur Topographie und von der Dimension der Topographie relativ zur Elektrodenauslage ab.

Ist die Elektrodenauslage auf einem Rücken parallel zum Streichen einer als zweidimensional (2D) anzusehenden Erhebung gerichtet, so ist bei kleinem Elektrodenabstand der Einfluss der Topographie nicht zu spüren. Mit zunehmendem Abstand wird wegen der Einengung des Stromsystems durch die seitlichen Hänge ein zu großer scheinbarer spezifischer Widerstand bestimmt. Dies bedeutet, die Topographie täuscht das Vorhandensein einer relativ gering leitfähigen Schicht im Untergrund vor.

Für eine Elektrodenauslage im Talboden parallel zum Streichen eines 2D-Tales gilt, dass dem Stromsystem mit zunehmendem Elektrodenabstand relativ mehr Volumen als unter einer ebenen Erdoberfläche zur Verfügung steht. Die Stromdichte wird verringert und damit die Existenz einer relativ besser leitfähigen Schicht vorgetäuscht.

Bei Auslagen senkrecht zum Streichen von 2D-Strukturen hängt der Einfluss der Topographie auf die Sondierungskurve von der Ausrichtung der Elektrodenanordnung relativ zur Topographie ab. Befinden sich die Sonden auf dem Boden eines Tales, ergibt sich ein zu hoher spezifischer Widerstand. Befinden sie sich dagegen auf einem Bergrücken, so wird ein zu niedriger spezifischer Widerstand bestimmt.

## 5.1 Das Äquivalenzprinzip

Mit einem idealen Inversionsverfahren und einer fehlerfreien Sondierungskurve könnte ein Modell bestimmt werden, das als einziges den eben geschichteten Untergrund bzgl. Anzahl der Schichten, Mächtigkeit und spezifischem Widerstand eindeutig beschreibt. Reale Sondierungskurven sind immer fehlerbehaftet, so dass eine eindeutige Inversion nicht möglich ist. Dies hat zur Folge, dass es ähnliche, 'äquivalente' Modelle gibt, die die Sondierungskurve im Rahmen ihrer Fehler erklären.

## 6 Pseudosektionen

Komplizierte Leitfähigkeitsverteilungen können nur mit einer großen Zahl unterschiedlicher Vierpunktmessungen erfasst werden. Um dies zu ermöglichen, werden in praxi Multi-Elektroden Systeme eingesetzt. Jede einzelne Messung wird dabei vollständig durch die Lage des Speisedipols ( $E_1$  und  $E_2$ ) und des Spannungsdipols ( $S_1$  und  $S_2$ ) sowie durch den eingespeisten Strom  $I$  und die gemessene Spannung  $U$  beschrieben. Eine Abfolge verschiedener Kombinationen von Speise- und Empfangsdipol (z. B. Wenner- oder Doppel-Dipol-Pseudosektion) wird abgearbeitet.

Mehrniveaufkartierungen oder kartierende Sondierungen bilden die einfachste Form der Multi-Elektrodenmessung. Durch Kombination der beiden Grundverfahren gewinnt man durch die Verschiebung einer konstanten Elektrodenkonfiguration auf einem Profil einerseits laterale Information, durch die sukzessive Vergrößerung des Elektrodenabstandes andererseits Aussagen über verschiedene Tiefen.

Die aus diesen Messungen gewonnenen scheinbaren Widerstände können graphisch als Isolinienkarte dargestellt werden. Aufgetragen wird dabei auf der X-Achse der Messwert, der dem Mittelpunkt der Elektrodenauslage zugeordnet ist, und als Y-Achse wird die Auslagenweite verwendet. Auf diese Weise erhält man einen schnellen Überblick über die Widerstandsverhältnisse im Untergrund. Aber Vorsicht: Je nach Leitfähigkeitskontrasten kann es in Pseudosektionen zu starken Verzerrungen kommen, die zu Fehlinterpretationen führen können. Eine Pseudosektion entspricht **nicht** einer geologischen Sektion, sondern stellt eine mehr oder weniger stark verzerrte Projektion der Realität dar. Unterschiedliche Anordnungen über demselben Untergrund produzieren häufig unterschiedliche Ergebnisse!

## 7 Literatur

- Beblo, M. (Hrsg.), 1997: *Umweltgeophysik*. – Ernst & Sohn–Verlag, Berlin  
(Signatur: UMW:FK:2000:Beb::1997)
- Bender, F., 1985: *Angewandte Geowissenschaften*. – Band 2, Enke–Verlag, Stuttgart  
(Signatur: GEO:CA:1000:Ben:2:1981)
- Berckhemer, H., 1997: *Grundlagen der Geophysik*. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt  
(Signatur: GEO:TA:1000:Ber::1997 oder  
GEO:TA:1000:Ber::1990 [ältere Ausgabe von 1990])
- Knödel, K., Krummel, H. und Lange, G., 2005: *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten*. Bd. 3 – Geophysik. – Springer, Berlin  
(Signatur: UMW:NO:2000:Han:3(2):1995)
- Telford, W.M., Geldart, L.P. und Sheriff, R.E., 1990: *Applied Geophysics*. – Cambridge University Press  
(Signatur: GEO:TA:1000:Tel::1990)

Die Bücher sind in der Teilbibliothek Naturwissenschaften unter der angegebenen Signatur vorhanden.

# Geoelektrik

Geophysikalisches Laborpraktikum  
Institut für Geowissenschaften

## Fragen zu Theorie und Methoden

1. Welche Messgröße wird mit geoelektrischen Verfahren bestimmt?
2. Erklären Sie das Ohm'sche Gesetz.
3. Welches sind die zwei am häufigsten verwendeten Messanordnungen (Elektroden, Sonden) und wofür werden diese angewendet?
4. Wie ist der Zusammenhang zwischen dem zu untersuchenden Tiefenbereich und dem Elektrodenabstand?
5. Wird die geoelektrische Widerstandsmessung mit Gleichstrom oder mit Wechselstrom durchgeführt? Warum?
6. Was versteht man unter dem „scheinbaren spezifischen Widerstand“?
7. Nennen Sie die Größenordnung des spezifischen Widerstandes für einige Materialien, insbesondere Gesteine.
8. Für welchen Zweck werden in der Praxis Widerstandssondierungen angewandt?

## Versuch

An einem Modell (Potentialtrog mit Nachbildung einer bestimmten Schichtenfolge) ist mittels geoelektrischer Tiefensondierung der „Untergrund“ zu sondieren. Hierfür wird die Apparatur „Syscal-R1“ mit der „Schlumberger-Anordnung“ eingesetzt. Gemessen wird mit einem Sondenabstand  $MN/2 = l = 2$  cm und Elektrodenabständen  $AB/2 = L = 5, 6, 7, 8, 10, 12, 15, 18, 22, 26, 30, 36$  cm.

Die Auswertung erfolgt mit Hilfe des Computerprogramms „IX1D“. Hierbei werden die Modellparameter gesucht, die die Eigenschaften des eben geschichteten Untergrundes am besten beschreiben (Inversion).

Ziel des Versuches ist die Ermittlung der Tiefenverteilung des spezifischen Widerstands. Um wie viele Schichten handelt es sich? In welchen Tiefen liegen die Schichtgrenzen? Welche spezifischen Widerstände haben die Schichten? Wie groß ist die Aussagesicherheit dieser Modellparameter („äquivalente Modelle“)?

Stellen Sie die Ergebnisse dar und diskutieren Sie die ermittelten Widerstände. Um welche Materialien könnte es sich handeln? Vergleichen Sie die Modellparameter mit den tatsächlichen Gegebenheiten.