

Geophysikalische Geländeübungen

SS 2018

Geoelektrik

Messgebiet A59/1 (Riedheim)

Svenja Müller
mueller-svenja@gmx.net

und

Lea Stockmeier
lea.stockmeier@web.de

Betreuer: Vorname1 Nachname1 und Vorname2 Nachname2

17. Juni 2018

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Theoretische Grundlagen	2
2.0.1	Wenner-Anordnung und Geometriefaktor	2
2.0.2	Schlumberger-Anordnung	3
3	Versuchsbeschreibung	4
3.1	Wenner-Katierung	5
3.2	Tomographie	5
3.3	Schlumberger-Sondierung	6
4	Auswertung	7
4.1	Wenner-Kartierung	7
4.2	Tomographie	8
4.3	Sondierung	9
5	Fehlerbetrachtung	13
	Anhang	14
	Literaturverzeichnis	15

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Darstellung der Schlumberger-Anordnung	3
2.2	Schematische Darstellung der Schlumberger-Anordnung	3

3.1	Profile der Geoelektrik, Gravimetrie und Magnetik des Messgebiets am Basaltgang	4
3.2	Profil E11-E12 und E21-E22 auf den beiden Messgebieten	5
4.1	Diagramm unserer Ergebnisse der Wenner-Kartierung. Der gemessene spezifische Widerstand ist gegen den Abstand zu unserem gewählten Null-Punkt aufgetragen.	8
4.2	Tomographie Modell. Als Anfangspunkt der Messung wurde das obere Ende der Profillinie gewählt.	9
4.3	Inversionsmodell mit drei Schichten	10
4.4	Daten zum Inversionsmodell mit drei Schichten. <i>roh</i> bezeichnet den spezifischen Widerstand in Ωm , <i>h</i> die Schichtdicke in m, <i>d</i> die Schicht- tiefe in m	10
4.5	Inversionsmodell mit fünf Schichten	11
4.6	Daten zum Inversionsmodell mit fünf Schichten. <i>roh</i> bezeichnet den spezifischen Widerstand in Ωm , <i>h</i> die Schichtdicke in m, <i>d</i> die Schicht- tiefe in m	11

Tabellenverzeichnis

4.1	Abstände von allen gefundenen Stufen in den Plots aus Abb. ?? . . .	12
-----	---	----

1. Einleitung

Fragestellungen: Kartierung und Tomographie: Kann der Gang mit dieser Methode lokalisiert werden? Wie sind die Ergebnisse im Vergleich zu den anderen dort angewendeten Methoden? Sondierung: Vergleich mit der Seismik. Können gleiche Schichtgrenzen gefunden werden? Dies geht jedoch nur mit der Annahme, dass ein Wechsel der seismischen Geschwindigkeiten einhergeht mit einem Wechsel der Leitfähigkeit.

2. Theoretische Grundlagen

Mit geoelektrischen Messungen werden Materialeigenschaften wie die Ionenkonzentration, Grad der Wassersättigung und der Permeabilität untersucht. Das bedeutet dass mit Hilfe dieses Verfahrens z.B der Grundwasserspiegel bestimmt werden kann. Während der Geländeübung wird mit dem geoelektrischen Gleichstromverfahren eine Kartierung der Leitfähigkeit des Untergrunds erstellt.

Während der Geländeübung werden die Messungen mit dem Gleichstromverfahren durchgeführt. Dabei wird an zwei Elektroden Gleichstrom angelegt, über zwei Sonden an der Oberfläche wird die Spannung gemessen. Mit diesem Verfahren wird also die Materialeigenschaft elektrischen Strom zu leiten untersucht.

Hierbei unterscheidet man zwischen elektrischer Leitfähigkeit, wenn Elektronen bewegt werden, und ionischer Leitfähigkeit, dem Transport von Ionen. Aufgrund der elektrischen Leitfähigkeit können z.B Metallrohre im Boden lokalisiert werden. Ionische Leitfähigkeit tritt in Gesteinen und Lockersedimenten auf, die einen entsprechenden Wassergehalt haben.

Als Materialeigenschaft wird der spezifischen Widerstands

$$[\rho] = 1 \Omega\text{m}$$

bestimmt, er ist der Kehrwert der Leitfähigkeit σ .

2.0.1 Wenner-Anordnung und Geometriefaktor

In Abbildung 4.1 ist der schematische Aufbau der Wenner-Anordnung zu sehen. Bei **A** und **B** sind die Elektroden und bei **M**, **N** die Sonden zur Spannungsmessung.

Die Potentialdifferenz bei einem Angelegten Strom I ist

$$V = \rho I \frac{1}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{MB}} + \frac{1}{r_{NB}} - \frac{1}{r_{AN}} \right), \quad (2.1)$$

wobei mit r_{AM} usw. jeweils die Abstände zwischen den Sonden und Elektroden bezeichnet werden. Um den spezifischen Widerstand leichter berechnen zu können

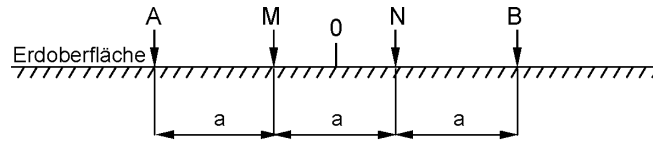


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der Schlumberger-Anordnung

wird der Geometriefaktor F eingeführt,

$$F = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{MB}} + \frac{1}{r_{NB}} - \frac{1}{r_{AN}}}.$$

Damit lässt sich ρ berechnen mit

$$\rho = \frac{V}{I} F. \quad (2.2)$$

Scheinbarer spezifischer Widerstand

Ist der Untergrund nicht homogen, dann wird der Wert der Formel 2.0.1 als scheinbarer spezifischer Widerstand bezeichnet. Der Geometriefaktor hängt nur von der geometrischen Anordnung ab und nicht von der Leitfähigkeit des Untergrunds, weshalb der scheinbare spezifische Widerstand q_a nur im Falle eines homogenen Untergrunds gleich dem spezifischen Widerstands ist.

Im Falle der Wenner-Anordnung wird der scheinbare spezifische Widerstand mit der Formel

$$\rho_a = 2\pi \frac{V}{I} a$$

berechnet. Bei einer Messung wird versucht durch Interpretation der gemessenen scheinbaren Widerstände den spezifischen Widerstand zu finden.

2.0.2 Schlumberger-Anordnung

Die Schlumberger-Anordnung wird in der Geländeübung zur Sondierung verwendet. Es wird die Änderung des spezifischen Widerstands in den verschiedenen Schichten den Untergrunds bestimmt.

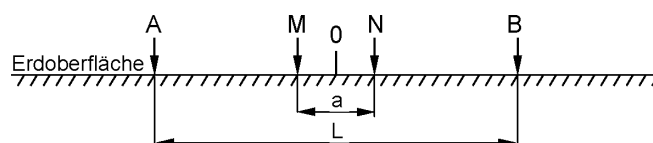


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Schlumberger-Anordnung

3. Versuchsbeschreibung

In der Geoelektrik wurden drei verschiedene Messmethoden verwendet. Das ist die Wenner-Katierung, Schlumberger-Sondierung und die Tomographie. Sowohl die Wenner-Katierung als auch die Tomografie wurde über dem Basaltgang durchgeführt um diese Messmethode mit den übrigen vergleichen zu können. In Abbildung 3.1 sind die Profile der Wenner-Katierung und Tomografie abgebildet. Die Wenner-Kartierung wurde entlang E11-E12 durchgeführt, das Profil der Tomographie ist beschriftet. Zu sehen ist, dass das Profil der Geoelektrik über dem Profil der Magnetik und Gravimetrie liegt. Dadurch kann man direkt die Messergebnisse vergleichen und eventuell sehen welche Methode sich zum Untersuchen des Basalts eignet und welche nicht.

Die Schlumberger-Sondierung wurde auf dem gleichen Profil wie die Seismik-Messung mit Sissy durchgeführt, um die beiden Messungen vergleichen zu können. Dieses Profil ist das obere Profil E21-E22 in Abbildung 3.2.

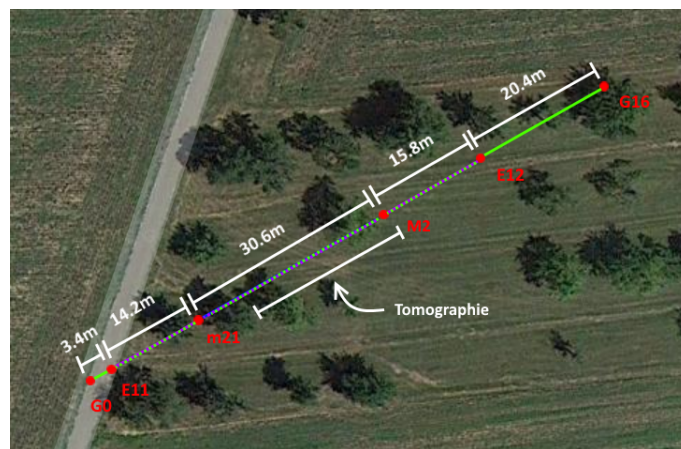


Abbildung 3.1: Profile der Geoelektrik, Gravimetrie und Magnetik des Messgebiets am Basaltgang. Die Graphik wurde von Rebecca Kirchgässner und Luisa Rank übernommen.



Abbildung 3.2: Profil E11-E12 und E21-E22 auf den beiden Messgebieten. Die Graphik wurde von Rebecca Kirchgässner und Luisa Rank übernommen.

3.1 Wenner-Kartierung

Begonnen wurde mit der Wenner-Kartierung um die Lage des Basaltgangs genauer zu bestimmen. Damit wir die Tomografie möglichst genau über dem Gang durchführen können.

Des weiteren soll eingeschätzt werden wie gut mit der diese Methode zum Vermessen des Basaltgangs geeignet ist.

Die Kartierung wurde in einer Tiefe von 5 m vorgenommen. Dies ist begründet mit der Annahme, dass der Basaltgang vermutlich in ca. 1-2 m Tiefe beginnt und nach unten als unendlich angenommen werden kann. Je mehr Basalt im Bereich der Messung ist, desto größer ist die Auswirkung auf die Ergebnisse.

Die Anordnung ist orthogonal zum Basaltgang und wird auch orthogonal dazu verschoben. Orientiert wurde sich dabei an der Messung von Magnetik, es wurde entlang M2-M21 gemessen. Dabei wurde darauf geachtet, dass auch eine Messung komplett außerhalb des Einflussbereichs des Basalt liegt.

3.2 Tomographie

Die Tomographie ist eine Kombination der ersten beiden Messmethoden. Die wurde auf dem gleichen Profil wie die Wenner-Kartierung durchgeführt. Es wurden 48 Elektroden verwendet die, in einem Abstand von 50 cm, auf der gleichen Messlinie wie bei der Wenner-Kartierung aufgestellt waren. Die Mitte der Messlinie wurde auf einen Punkt gesetzt, an dem auch die Mitte des Basaltgangs vermutet wurde. Insgesamt wurde also auf 24 m gemessen.

Als 0-Punkt für die Messung wurde das obere Ende des Messbands festgelegt. Nachdem die Elektroden aufgestellt und angeschlossen wurden, wurde die Messung automatisch mit einem Messgerät automatisch ausgeführt. Auf das Ergebnis musste ca. eine Stunde gewartet werden.

3.3 Schlumberger-Sondierung

Sie Schlumberger-Sondierung wurde nicht auf dem Messgebiet über dem Basaltgang vorgenommen, sondern auf einer Wiese wesentlich weiter oben. Auf der Wiese bereits bei Seismik gemessen. Um unsere Ergebnisse von der Seismik-Messung und dieser Messung vergleichen zu können, wurde die Messung entlang der gleichen Linie durchgeführt.

Da wir kein sehr großes geraden Gelände hatten und auch mit der Seismik ist keinen großen Tiefen gemessen wurde, betrug der Messbereich 200 m. Als Mitte haben wir den Punkt des Mittelschusses der Hammer-Schlag-Methode (Seismik) verwendet. In der Mitte des Profils haben wir angefangen die Elektroden zu stecken. In beide Richtungen haben wir den Abstand exponentiell vergrößert. Die genauen Abstände kann man dem Messprotokoll dieser Messung im Anhang entnehmen.

4. Auswertung

4.1 Wenner-Kartierung

Die Wenner-Kartierung wurde auf einem 46 m langen Profil, E11-E12, senkrecht zum Basaltgang durchgeführt. In Tabelle 4.1 sind die gemessenen Werte des spezifischen Widerstands mit dem Entsprechenden festgelegten Abstand zu sehen. Die Abstände der Messpunkte sind in der Mitte den Profils kleiner gewählt als Außen, da wir dort den Basaltgang vermuten. Aus den Messergebnissen der Magnetik-Messung könnte schon sehr genau abgeschätzt werden wo der Basaltgang liegt.

In Abbildung 4.1 sind die Messergebnisse graphisch dargestellt. Wir gehen davon aus, dass der Basalt eine andere Leitfähigkeit hat als das Umgebungsmaterial und sich also die Magnetischen-Eigenschaften und elektrische Leitfähigkeit gleichzeitig ändern. Das ist die Voraussetzung, dass wir mit Hilfe unserer Ergebnisse aus der Magnetik unser Profil für die Geoelektrik festlegen können und in beiden Versuchen ähnliche Ergebnisse erhalten.

Deutlich zu sehen ist ein Maximum des spezifischen Widerstands in der Mitte des Diagramms 4.1. Dies weist darauf hin, dass der Basaltgang wie vermutet in der Mitte unseres Profils liegt.

Rechts und Links von dem großen Maximum sind weitere kleinere Nebenmaxima zu erkennen. Da wir den Untergrund nicht genau kennen, können wir nicht mit Sicherheit sagen, um was es sich dabei handelt. Wir vermuten, dass der Basaltgang etwas verwittert ist, sich z.B. durch Wasser Risse im Gestein gebildet haben. Hat sich nun zwischen dem Abgespalteten Basalt leitfähiges Material eingelagert, wir an diesen Stellen ein geringerer spezifischer Widerstand gemessen.

Da die Nebenmaxima nicht die gleiche höhe haben wie das Maxima in der Mitte ist es auch wahrscheinlich dass der Basaltgang nicht nur durch Risse unterteilt ist. Wir gehen davon aus, dass das Basalt an den Rändern sehr stark verwittert ist und eventuell nur noch in kleinen Stücken vorliegt.???

Grob stimmen unsere Erkenntnisse mit denen der Magnetik überein.

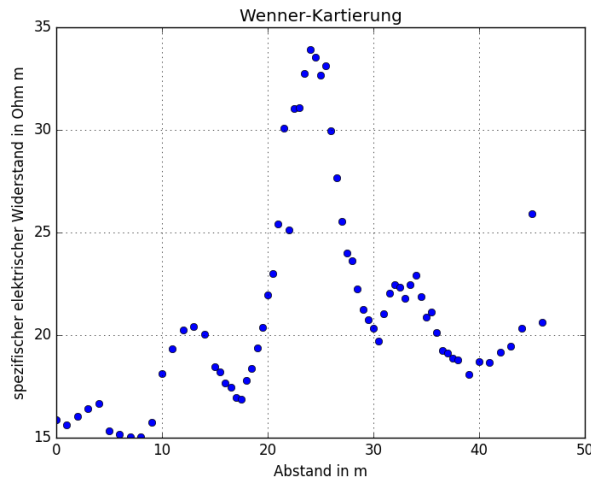


Abbildung 4.1: Diagramm unserer Ergebnisse der Wenner-Kartierung. Der gemessene spezifische Widerstand ist gegen den Abstand zu unserem gewählten Null-Punkt aufgetragen.

4.2 Tomographie

In Abbildung 4.2 sind die Ergebnisse der Tomographie-Messung zu sehen. Die obere Abbildung zeigt die von uns gemessenen Werte für den scheinbaren spezifischen Widerstand. Die Inversion der Werte, also ein Modell wie der Untergrund wirklich aussehen könnte ist im unteren Diagramm zu sehen. In der Mitte ist dargestellt, welche Widerstandswerte man gemessen hätte, wenn der Untergrund dem berechneten Modell entsprechen würde.

Die beiden oberen Diagramme sind sehr ähnlich, fast identisch. Das bedeutet dass, das berechnete Modell unsere gemessenen Werte sehr gut beschreibt.

Bei dem Abstand 13 m ist eine sehr starke Anomalie von ca. $300 \Omega\text{m}$. Die Anomalie ist jedoch sehr klein und oberflächennah. Links davon ist eine zweite sehr deutliche Anomalie zu sehen, die, in dem gemessenen Bereich, mit zunehmender Tiefe größer wird. Der spezifische Widerstand ist hier aber nur maximal etwa $100 \Omega\text{m}$. Etwa 2 m entfernt von der stärksten Anomalie, bei 14 m beginnt eine dritte, oberflächennahe Anomalie.

Beim Vergleich mit den Ergebnissen der Wennerkartierung finden wir große Ähnlichkeiten. Die Tomographie deutet ebenso wie die Wennerkartierung darauf hin, dass der Basaltgang an der gemessenen Stelle grob in drei Teile unterteilt werden kann. Diese können wir jetzt aber besser lokalisieren.

Dort, wo im Tomographie-Modell der größte spezifische Widerstand zu sehen ist, ist auch das globale Maximum der bei der Wenner-Kartierung. Die beiden Nebenmaxima in Abbildung 4.1 sind etwa an der gleichen Stelle wie die zwei kleineren Anomalien der Tomographie.

Allerdings sollte hier noch beachtet werden, dass die Wennerkartierung in einer Tiefe von 5 m vorgenommen wurde. Die Tomographie an ihrem tiefsten Punkt aber nur 5 m in die Tiefe geht. In der Tomographie sehen wir aber dass, die Differenz der stärksten Anomalie und den Nebenmaxima fast $200 \Omega\text{m}$ beträgt, was bei einer Skala von $0 \Omega\text{m} - 300 \Omega\text{m}$ sehr viel ist. Daher gehen wir davon aus, dass diese Anomalie die Messung der Wennerkartierung stark beeinflusst und dem Maximum in Abbildung 4.1 entspricht.

Diese Annahme wurde überprüft, indem man die Ortsangaben der beiden Diagramme verglichen haben. Leider passt die Wennerkartierung hier nicht mehr gut zur Tomographie. Vermutlich haben die Anomalien in den oberen Schichten wirklich kaum Einfluss auf die Wennerkartierung. Da wir diese in 5 m Tiefe durchgeführt haben, und das Tomographie-Model eben hier aufhört können wir die beiden Methoden eigentlich nicht vergleichen.

Wir gehen davon aus, dass alle Erhöhungen des spezifische Widerstands verursacht werden.

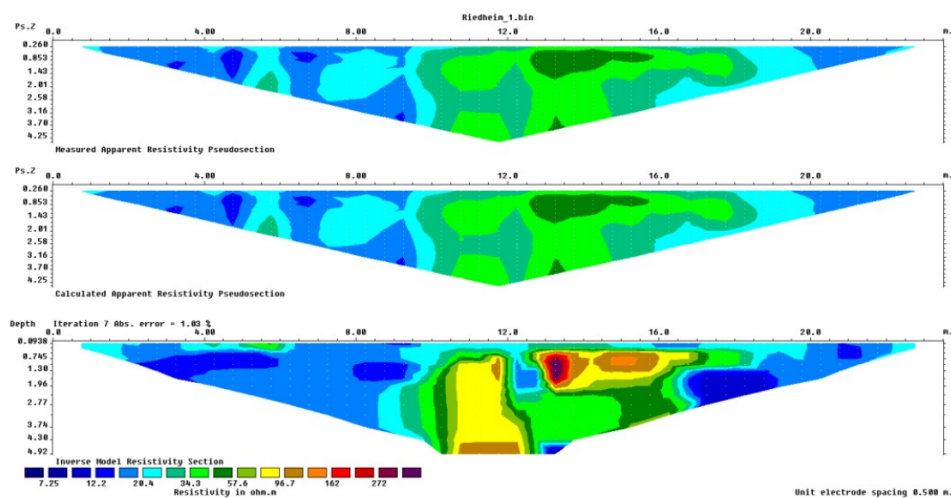


Abbildung 4.2: Tomographie Modell. Als Anfangspunkt der Messung wurde das obere Ende der Profilinie gewählt.

Die Tomographie ist von 28 m bis 51,5 m positioniert. Die bedeutet, dass der Mittelpunkt der Tomographie, 12 m, gerade dem Punkt

4.3 Sondierung

Die Sondierung wurde auf dem Profil E21-E22 durchgeführt. Die Messwerte sind im Anhang zu sehen. Aus ihnen werden mit Hilfe von dem Inversionsprogramm Ipi2win Modelle für die Schichten im Untergrund erstellt. In Abbildung 4.3 und 4.5 sind die Ergebnisse zu sehen. Die schwarze Kurve ist die Fitkurve durch unsere Messpunkte, in blau ist das Modell des spezifische Widerstands des Untergrunds dargestellt. Die

rote Kurve ist der scheinbare spezifische Widerstand, der sich aus diesem Modell ergibt.

Als erstes haben wir ein möglichst genaues Model erstellt, mit der Annahme das wir drei Schichten gegeben haben. Es müssen mindestens drei Schichten sein, da die schwarze Kurve in Abbildung 4.3 am linken Ende nach unten geht. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.3 zu sehen. Der Fehler dieses Models lag bei unter 2%. In Abbildung 4.4 ist die dazugehörige Tabelle mit dem berechneten spezifischen Widerstand ρ , der Dicke h und Tiefe d der jeweiligen Schichten. Alle drei Werte nehmen mit der Tiefe zu, was sehr plausibel ist. Die erste Schichtgrenze ist in etwa 5 cm Tiefe und die zweite schon bei 43 cm, die dritte erst bei etwa 8 m. Diese Ergebnisse lassen sich leider nicht mit denen der Seismik vergleichen.

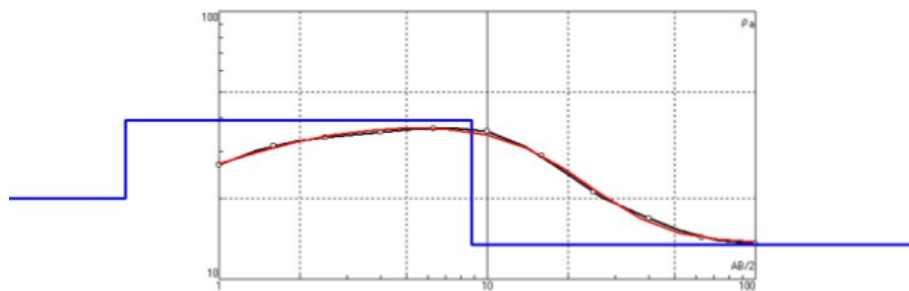


Abbildung 4.3: Inversionsmodell mit drei Schichten

N	ρ	h	d	Alt
1	110.5	0.05393	0.05393	0.05392
2	19.69	0.3789	0.4329	0.4328
3	39.03	8.361	8.794	-8.794
4	13.44			

Abbildung 4.4: Datem zum Inversionsmodell mit drei Schichten. *roh* bezeichnet den spezifischen Widerstand in Ωm , h die Schichtdicke in m, d die Schichttiefe in m

Als zweites haben wir die Inversion ohne vorgegebene Maximalzahl der Schichten gemacht. Dabei wurde ein Modell mit 5 Schichten berechnet, welches in Abbildung 4.5 zu sehen ist. Die Tabelle mit den Entsprechenden Werten ist in Abbildung 4.6 gegeben.

Die erste Schichtgrenze liegt bei 60 cm. Beim bohren mit Franz stießen wir in dieser Tiefe ebenfalls auf eine Schichtgrenze, zu der reinen Erde an der Oberfläche kamen viele Kieselsteine. Wenn wir davon ausgehen, dass sich damit auch die Leitfähigkeit des Untergrunds ändert, ist diese Schichtgrenze die selbe und wir haben sie durch

Bohrung nachgewiesen.

In 2,62 m Tiefe haben wir eine Weitere Schichtgrenze. Interessanterweise haben wir in der Seismik in einer Tiefe von etwa 3,4 m ebenfalls eine Schichtgrenze gefunden. Die mit der Geoelektrik bestimmte Schichtgrenze liegt also noch im Fehlerbereich dieser Schichtgrenze. Gehen wir davon aus, dass sich hier die Seismischen und Geoelektrischen Eigenschaften des Untergrunds gleichzeitig ändern, haben wir mit dieser Messung das Ergebnis der Seismikmessung bestätigt. Weitere Schichtgrenzen befinden sich in 1,3 m, 5,5 m und 24 m Tiefe. Bei der 4. Schichtgrenze nimmt der spezifische Widerstand stark zu und bei der 5. Schichtgrenze sinkt sie auf einen niedrigeren Wert als den der ersten Schichten. Dies dann damit erklärt werden dass hier der Grundwasserspiegel anfängt, wodurch die elektrische Leitfähigkeit erhöht wird. Aus diesen Gründen nehmen wir an, dass dieses Modell besser den tatsächlichen Gegebenheiten in Untergrund entspricht als das Modell mit nur drei Schichten.

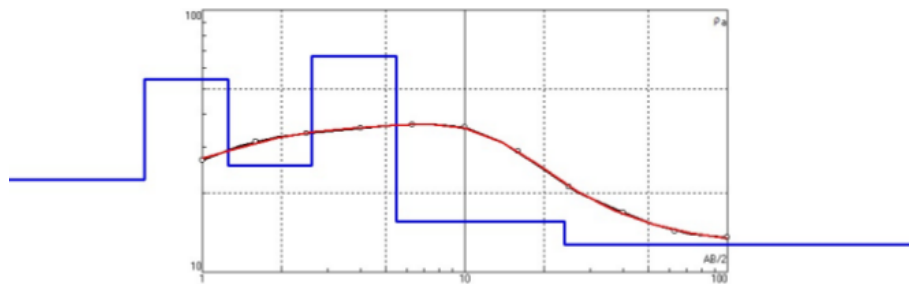


Abbildung 4.5: Inversionsmodell mit fünf Schichten

N	ρ	h	d	Alt
1	22.51	0.6	0.6	-0.6
2	54.53	0.654	1.254	-1.254
3	25.47	1.367	2.621	-2.6207
4	66.78	2.856	5.477	-5.4772
5	15.63	18.49	23.97	-23.97
6	12.76			

Abbildung 4.6: Datem zum Inversionsmodell mit fünf Schichten. ρ bezeichnet den spezifischen Widerstand in Ωm , h die Schichtdicke in m, d die Schichttiefe in m

Abstand in m	Widerstand in Ohm m	Abstand in m	Widerstand in Ohm m
0	15,873	33.5	22,438
1	15,605	34	22,927
2	16,036	34.5	21,875
3	16,431	35	20,880
4	16,658	35.5	21,110
5	15,330	36	20,109
6	15,155	36.5	19,245
7	15,029	37	19,105
8	15,044	37.5	18,882
9	15,765	38	18,774
10	18,122	39	18,104
11	19,323	40	18,712
12	20,270	41	18,659
13	20,403	42	19,165
14	20,054	43	19,466
15	18,457	44	20,332
15.5	18,217	45	25,904
16	17,687	46	20,623
16.5	17,456		
17	16,948		
17.5	16,859		
18	17,779		
18.5	18,370		
19	19,392		
19.5	20,363		
20	21,945		
20.5	23,000		
21	25,416		
21.5	30,071		
22	25,125		
22.5	31,057		
23	31,101		
23.5	32,759		
24	33,908		
24.5	33,561		
25	32,673		
25.5	33,126		
26	29,951		
26.5	27,679		
27	25,546		
27.5	24,013		
28	23,626		
28.5	22,262		
29	21,232		
29.5	20,754		
30	20,354		
30.5	19,708		
31	21,024		
31.5	22,026		
32	22,442		
32.5	22,334		
33	21,789		

5. Fehlerbetrachtung

Unsere Messwerte können durch viele Fehler bei der Durchführung der Messung und Auswertung beeinflusst werden. Dabei überwiegen die systematischen Fehler. So wird z.B von ebenen Schichten ausgegangen. Dies ist mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht gegeben. Die Messung wird auch durch viele Umwelteinflüsse beeinflusst. Dazu zählen künstliche Ströme an der Erdoberfläche oder Bäume die durch Wasserspeicher in ihren Wurzeln die elektrische Leitfähigkeit lokal erhöhen. Entlang des Profils an dem die Wennerkartierung und Tomographie durchgeführt wurde stehen sehr viele Bäume. Diese Messungen wurden also wahrscheinlich stark von diesen lokalen Wasserspeichern beeinflusst. In unseren Messwerten sind aber keine Anomalien zu erkennen, die darauf zurück zu führen wären.

Eine weitere Fehlerquelle ist das Stecken der Elektroden. Beim Stecken der Elektroden hat man sich an einem Massband orientiert. Dieses war aber über teilweise ungemähtes Gras gelegt, was sicher einen Fehler von durchschnittlich $\pm 0,2$ m ausmacht. Daher kann der Fehler auf die Skala des Messbands vernachlässigt werden. Mit diesem Fehler und Gaußscher Fehlerfortpflanzung kann nun ein Fehler auf den Geometriefaktor berechnet werden. Der Geometriefaktor wird berechnet mit

$$F = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{MB}} + \frac{1}{r_{NB}} - \frac{1}{r_{AN}}},$$

wobei $r_{AM} = r_{NB} = (5,0 \pm 0,2)$ m und $r_{AN} = r_{MB} = (10,0 \pm 0,2)$ m ist.

Für die Sondierung waren die Abstände der Elektroden sehr groß gewählt, so dass hier der Fehler durch das Massband vernachlässigt werden kann. Insgesamt finden wir es sehr schwer auf die Sondierung einen sinnvollen Fehler anzugeben, da wir nicht einmal mit Sicherheit sagen können wie viele Schichten im Untergrund sind. Wir nehmen an, dass die Fehler durch die Annahme, dass im Untergrund gerade, unendlich ausgedehnte Schichten sind, so viel größer sind als alle Fehler, die sonst entstanden, dass es nicht viel Sinn macht, hier wirklich einen genauen Fehler auf unsere Werte anzugeben.

Anhang

Literaturverzeichnis