
Geophysikalische Geländeübungen

SS 2016

Geoelektrik

MESSSTANDORT RIEDHEIM A59/1

18. MAI 2016

ANN-KATHRIN EDRICH UND ALICIA ROHNACHER

BETREUER: ALEXANDRA HECK UND EVA SCHROTH

Bei Rückfragen bitte an a.edrich@web.de und alicia@rohnacher.de wenden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Theorie	2
2.1. Größen und Einheiten	2
2.2. Physikalische Grundlagen	2
2.3. Messmethoden der Gleichstrom-Geoelektrik	4
2.3.1. Wenner-Kartierung	5
2.3.2. Schlumberger-Sondierung	6
2.3.3. Tomographie	7
2.4. Scheinbar spezifischer Widerstand	7
3. Messdurchführung	9
3.1. Profilfindung	9
3.2. Durchführung	9
3.2.1. Wenner-Kartierung	10
3.2.2. Tomographie	11
3.2.3. Schlumbergersondierung	11
4. Auswertung	12
4.1. Wenner-Kartierung auf Profil B'	12
4.2. Schlumberger-Sondierung	12
4.2.1. Modellierung	13
4.3. Tomographie auf Profil DT	17
5. Fehlerdiskussion	19
6. Interpretation	23
7. Zusammenfassung	27
Anhang	i

A. Anhang	i
A.1. Fehlerberechnungen	i
A.1.1. Wennerkartierung auf Profil B'	i
A.1.2. Schlumbergersondierung bei Profil P und Q	i
A.2. Modellierung der Schlumbergersondierung	iv
A.2.1. P-Profil	iv
A.2.2. Q-Profil	v

1. Einleitung

Die Messmethode der Geoelektrik wurde im Rahmen der Geophysikalischen Geländeübungen am 18. Mai 2016 am Messstandort Riedheim A59/1 angewendet. Mit geoelektrischen Messungen wird der spezifische Widerstand des Untergrunds untersucht. Dadurch ergaben sich folgende Fragestellungen:

- Wo kann der Basaltgang mit der Geoelektrik lokalisiert werden und wie passt diese Position mit der zusammen, die in der Magnetik bestimmt wurde?
- In welcher Tiefe befindet sich der Basaltgang und welche Geometrie ergibt sich aus den Messungen für die Anomalie?
- Wie groß ist der spezifische Widerstand der Anomalie und des umgebenden Gesteins?

Um diese Fragen zu beantworten, wird mit drei Methoden auf vier unterschiedlichen Profilen gemessen.

2. Theorie

Es gibt sowohl aktive, als auch passive geoelektrische Messverfahren. Während das Eigenpotentialverfahren eine passive Messung ist, die sich natürlich entstandene Spannungen im Untergrund zunutze macht, gehört die Gleichstromgeoelektrik zu den aktiven Verfahren. Da die Messung mit dieser Methode durchgeführt wurde, soll hier nur dieses Verfahren erläutert werden.

2.1. Größen und Einheiten

Tabelle 2.1.: Physikalische Größen und deren Einheiten

Größe	Formelzeichen	Einheit
Zeit	t	s
Stromstärke	I	1 A
Stromdichte	j	$1 \frac{A}{m^2}$
Ladung	Q	$1 C = 1 As$
Spannung	U	$1 V = 1 \frac{m^2 kg}{As^3}$
Widerstand	R	$1 \Omega = 1 \frac{m^2 kg}{A^2 s^3}$
elektrische Leitfähigkeit	σ	$1 \frac{1}{\Omega m} = 1 \frac{A^2 s^3}{m^3 kg}$
spezifischer Widerstand	ρ	$1 \Omega m = 1 \frac{m^3 kg}{A^2 s^3}$
Elektrisches Feld	E	$1 \frac{V}{m} = 1 \frac{mkg}{As^3}$
magnetische Feldstärke	H	$1 T = 1 \frac{kg}{As^2}$

2.2. Physikalische Grundlagen

Der folgende Abschnitt lehnt an die Ausführungen von Demtröder (2013) an. Elektrische Ströme beschreiben bewegte Ladungen im Raum. Um diese Größe zu quantifizieren, wird die elektrische Stromstärke eingeführt. Sie beschreibt die Ladung, die innerhalb einer bestimmten Zeit durch einen Leiter fließt.

Der Strom pro Fläche wird als Stromdichte bezeichnet. Mit Gleichung (2.1) wird deutlich, dass sich bei der Integration dieser Größe über die Querschnittfläche eines Leiters wieder die Stromstärke ergibt.

$$I = \int \vec{j} d\vec{A} \quad (2.1)$$

Mit dieser Größe wird das Ohm'sche Gesetz in Gleichung (2.2) angegeben.

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (2.2)$$

σ gibt die elektrische Leitfähigkeit an, die eine materialabhängige Größe ist. Mit \vec{E} ist das anliegende elektrische Feld beschrieben. Das elektrische Feld ist gerade die negative räumliche Ableitung des elektrischen Potentials U ($\nabla U = -\vec{E}$).

Punktquelle im Halbraum

Die Idee der weiteren Ausführung wurde von Universität München (o.D.) übernommen. Der spezifische Widerstand in einem homogenen Raum wird über die Stromstärke und den Potentialunterschied an zwei Punkten bestimmt. Dazu muss die Laplace-Gleichung des Potentials gelöst werden.

Nach der 4. stationären Maxwellgleichung ($\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{j}$) erhält man, dass $\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0$. Setzt man diesen Zusammenhang in Gleichung 2.2 ein, so ergibt sich analog die Laplace Gleichung

$$0 = \vec{\nabla} \cdot \vec{j} = \sigma \vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \sigma \Delta U. \quad (2.3)$$

Δ bezeichnet dabei den Laplace-Operator.

Eine Punktquelle im homogenen Raum stellt ein radialsymmetrisches Problem dar und es gilt $U = U(r)$. Deshalb muss nur der radiale Anteil des Laplace-Operators für die Lösung der Gleichung betrachtet werden.

$$\Delta U(r) = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r} \right) = 0 \quad (2.4)$$

$$r^2 \frac{\partial U}{\partial r} = c_1 = \text{const.} \quad (2.5)$$

$$U(r) = -\frac{c_1}{r} + c_2 = -\frac{c_1}{r} \quad (2.6)$$

Da das Potential für $r \rightarrow \infty$ gegen Null sinkt, gilt für die 2. Integrationskonstante in Gleichung (2.6) $c_2 = 0$.

Um den resultierenden Strom zu berechnen, wird die Lösung der Laplacegleichung

unter Berücksichtigung von $|\vec{E}| = \frac{\partial U}{\partial r}$ in Gleichung (2.1) eingesetzt. Es wird über eine Kugeloberfläche integriert, die immer senkrecht auf der radial verlaufenden Stromdichte \vec{j} steht und die Ersetzung der vektoriellen Größen durch ihren Betrag ermöglicht. Das Flächenelement in Kugelkoordinaten wird mit $dA = r^2 \sin(\theta) d\phi d\theta$ ausgedrückt. Da im Bezug auf geoelektrische Messungen nur ein Halbraum betrachtet werden soll, ist $\theta \in [-\frac{\pi}{2}, \frac{\pi}{2}]$.

$$I = \int j dA = -\sigma \int \frac{\partial U}{\partial r} r^2 \sin(\theta) d\phi d\theta \quad (2.7)$$

$$= - \int_0^{2\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \frac{c_1}{r^2} r^2 \sin(\theta) d\phi d\theta \quad (2.8)$$

$$= -2\pi \sigma c_1 \quad (2.9)$$

Mit dem Ergebnis von Gleichung (2.9) kann die Unbekannte c_1 bestimmt werden. Mit der Einführung des spezifischen Widerstands ($\rho = \frac{1}{\sigma}$) lautet die Lösung für $U(r)$ für den homogenen Halbraum:

$$U(r) = \frac{I \rho}{2\pi r} \quad (2.10)$$

Gleichung (2.10) zeigt, dass sich Punkte gleichen Potentials auf einer Halbkugeloberfläche befinden. Der Potentialunterschied zwischen 2 Punkten r_1 und r_2 wird als Spannung bezeichnet.

$$U(r_1) - U(r_2) = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{I \rho}{K} \quad (2.11)$$

Der Geometriefaktor K , der in Gleichung (2.11) eingeführt wird, beschreibt die Anordnung der Punktquellen. In der Geoelektrik werden die verwendeten Elektroden durch Punktquellen approximiert. Der spezifische Widerstand des Halbraums berechnet sich damit durch

$$\rho = \frac{U}{I} K. \quad (2.12)$$

Wie auch die elektrische Leitfähigkeit ist diese Größe materialabhängig. Sie ist von der Anzahl der Ladungsträger (Elektronen oder Ionen) im Material abhängig (vgl. Forbriger (2016))

2.3. Messmethoden der Gleichstrom-Geoelektrik

Obwohl das verwendete Verfahren als Gleichstrom-Geoelektrik bezeichnet wird, werden Wechselströme zur Messung verwendet. Die Frequenz ist jedoch sehr gering,

sodass elektromagnetische Effekte keine Rolle spielen. Der Vorteil dieses Vorgehens beruht darauf, dass sich die Kontaktspannungen an den Elektronen über eine Periode herausmitteln. (vgl. Forbriger (2016))

Um dem Problem von Übergangswiderständen entgegenzuwirken, wird eine Vierpolanordnung genutzt. Das heißtt, es werden neben den beiden Elektroden (A und B) noch zwei Sonden (M und N) verwendet. An den Elektroden wird die Stromstärke angelegt und die Spannung wird an den Sonden gemessen.

Mit Gleichung (2.11) kann die Spannung zwischen den Sonden M und N mit

$$U = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) \right) \quad (2.13)$$

berechnet werden. r gibt in Gleichung (2.13) jeweils den Abstand zwischen den Elektroden und den Sonden an, das heißtt r_{XY} bezeichnet allgemein den Abstand zwischen Elektrode X und Sonde Y.

Der Geometriefaktor wird damit durch

$$K = \frac{2\pi}{\left(\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) \right)} \quad (2.14)$$

ausgedrückt. (vgl. Lowrie (2006))

Je nach Ziel der Messung werden die Elektroden und Sonden unterschiedlich angeordnet.

In der Gleichstrom-Geoelektrik werden hauptsächlich zwei Verfahren verwendet,- die Wenner-Kartierung und die Schlumberger-Sondierung. Werden auf einem Profil beide Verfahren durchgeführt, dann können die Ergebnisse zu einer Tomographie zusammengeführt werden. Die folgenden Beschreibungen der Verfahren orientieren sich an den Ausführungen von Lowrie (2006).

2.3.1. Wenner-Kartierung

Bei der Wenner-Kartierung sind die Elektroden und Sonden in einer Reihe angeordnet. Die Abstände a zwischen ihnen sind immer gleich groß, wie auch in Abbildung 2.1 zu sehen ist. Dadurch vereinfacht sich der Geometriefaktor aus Gleichung (2.14) zu

$$K = \frac{2\pi}{\left(\left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} \right) - \left(\frac{1}{2a} - \frac{1}{a} \right) \right)} = 2\pi a. \quad (2.15)$$

Diese Anordnung wird hauptsächlich genutzt, um oberflächennahe Objekte zu untersuchen. Die typische Eindringtiefe der Wennerkartierung ist so groß, wie der Abstand

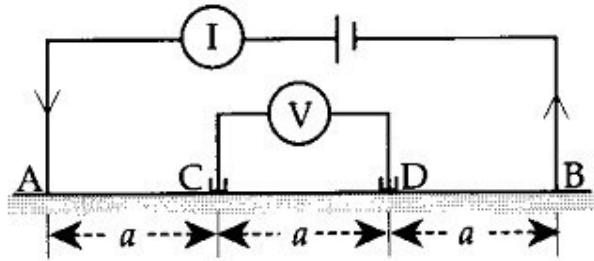


Abbildung 2.1.: Wenner-Anordnung, Abbildung aus Lowrie (2006). Im Text sind C und D durch M und N ersetzt

a zwischen den Metallspießen.

2.3.2. Schlumberger-Sondierung

Ziel der Schlumbergersondierung ist die Untersuchung des spezifischen Widerstands in Abhängigkeit mit der Tiefe. Dazu muss die Länge der Auslage verändert werden. Der Profilmittelpunkt bleibt aber unverändert.

Im Feld bleiben die Sonden M und N immer an derselben Position und die Elektro-

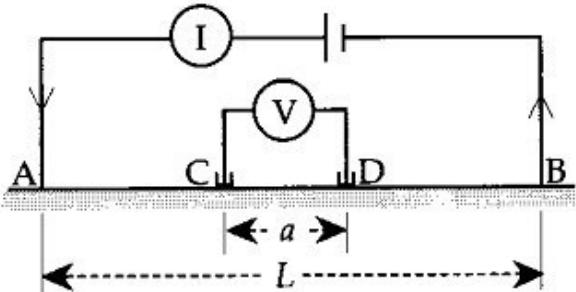


Abbildung 2.2.: Schlumberger-Anordnung, Abbildung aus Lowrie (2006). Im Text sind C und D durch M und N ersetzt

den A und B werden symmetrisch zu den Sonden umgesteckt. Die Anordnung ist in Abbildung 2.2 dargestellt und mit der dort eingeführten Auslagenlänge L wird der Geometriefaktor berechnet. Es ergibt sich

$$K = \frac{2\pi}{\left(\left(\frac{2}{L-a} - \frac{2}{L+a}\right) - \left(\left(\frac{2}{L+a} - \frac{2}{L-a}\right)\right)\right)} = \frac{\pi}{4} \frac{L^2 - a^2}{a} \approx \frac{\pi L^2}{4a}. \quad (2.16)$$

Die Näherung in Gleichung (2.16) kann nach Berckhemer (1990) für $L \gg a$ durchgeführt werden. Ist $L > 5a$, so sind die Fehler der Näherung kleiner als 2%.

Wird der scheinbare spezifische Widerstand gegenüber $\frac{L}{2}$ aufgetragen, so kann die x-Achse auch als Tiefenachse interpretiert werden. Dabei stimmt die Skalierung mit der halben Auslage überein.

2.3.3. Tomographie

Für die Tomographie werden Schlumberger- und Wenneranordnungen kombiniert. In Abbildung 2.3 ist das Prinzip der Messung dargestellt. Es werden Wenner-

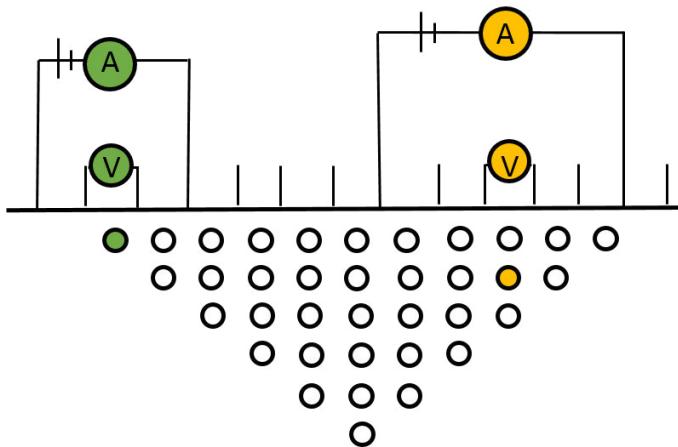


Abbildung 2.3.: Schema einer Tomographie-Messung

Kartierungen entlang des Profils durchgeführt, aber zusätzlich wird bei jedem Messpunkt die Auslage vergrößert, um eine Sondierung durchzuführen. Der Bereich des Untergrunds, über den dadurch Informationen gesammelt werden, hat somit eine Dreiecksform.

2.4. Scheinbar spezifischer Widerstand

Mit den geoelektrischen Messungen soll der spezifische Widerstand im Untergrund bestimmt werden. Für die angegebenen Formeln wurde vorausgesetzt, dass ein homogener Halbraum betrachtet wird. Diese Annahme ist jedoch bei realen Messungen nicht plausibel, da der Strom mehrere Materialien mit unterschiedlichen spezifischen Widerständen durchläuft.

Vor allem bei der Schlumberger-Sondierung durchdringt der Strom bei größeren Lagen immer mehr Schichten. Gemessen wird also nur der scheinbar spezifische Widerstand ρ_a . (Berckhemer (1990))

Um Informationen über den wahren spezifischen Widerstand zu erhalten, müssen

Modelle erstellt werden, die die Messdaten erklären können. Wie in den meisten geophysikalischen Messungen, ergibt sich bei der Inversion ein Mehrdeutigkeitsproblem. Das heißt, dass mehrere Modelle gefunden werden, die die Messdaten beschreiben. Es müssen weitere Informationen miteinbezogen werden, um die Modelle zu verbessern.

Die Informationen über die Berechnungen mit dem Auswerteprogramm wurden dem Skript der Geophysikalischen Geländeübungen Forbriger (2016) entnommen. In dem Programm wird der scheinbare spezifische Widerstand nicht durch Gleichung (2.12) berechnet. Es wird die Proportionalität zwischen Potentialdifferenz und Abstand a der beiden Sonden genutzt, die auftritt, wenn der Untergrund im Bereich direkt unter den Sonden homogen ist. So muss nur $U_{neu} = \frac{U}{a}$ berechnet werden, was wiederum in Gleichung (2.17) eingesetzt wird. Der Geometriefaktor aus Gleichung (2.16) muss durch diese Näherung mit a multipliziert werden.

$$\rho = \frac{\pi L^2}{4} \frac{U_{neu}}{I} \quad (2.17)$$

Der spezifische Widerstand, der im Programm angegeben ist, wird mit Gleichung (2.17) berechnet.

3. Messdurchführung

3.1. Profilfindung

Für den Standort Riedheim bieten sich unter anderem zwei Messobjekte an, die mit geoelektrischen Verfahren untersucht werden können. Die Geoelektrik wird oft genutzt, um die Lage von Aquifären zu bestimmen, da sich der spezifische Widerstand von Wasser gut von dem des umgebenden Gestein abhebt. Dazu könnte auf einem Feld mit großer Auslage gemessen werden, um die spezifischen Widerstände der Schichten zu bestimmen und den Grundwasserspiegel ausfindig zu machen.

Die Alternative besteht in der Messung des Riedheimer Basaltgangs, der schon mit magnetischen Messmethoden detektiert wurde. Durch die Durchführung einer solchen Messung besteht die Möglichkeit, die Ergebnisse mehrerer Messmethoden miteinander zu vergleichen. Außerdem kann überprüft werden, ob Basalt mit geoelektrischen Messungen ausfindig gemacht werden kann.

Um den Bezug zu anderen Messmethoden herzustellen, werden die schon vorhandenen Profile genutzt. In Abbildung 3.1 sind die Profile eingezeichnet, auf denen gemessen wurde. Die Pflöcke von Profil Q wurden leider nicht vermessen, deswegen wird nur die vermutete Position eingezeichnet.

3.2. Durchführung

Bei allen Messungen werden Metallspieße verwendet, die sowohl als Sonde als auch als Elektrode genutzt werden können. Diese Spieße werden unter der Annahme in den Boden gesteckt, dass die Eindringtiefe meist geringer als 20 cm ist. Die Abstände der Elektroden und Sonden werden mit Maßbändern bestimmt, was zu Ungenauigkeiten bei den Messungen im hohen Gras führt. Die Spieße werden über Metallklemmen und Kabel mit dem Messgerät verbunden. Vor allen Messungen muss eine Überprüfung der Kontaktwiderstände an den Elektroden und Sonden stattfinden. Dadurch kann festgestellt werden, ob alle Metallspieße tatsächlich mit dem Messgerät verbunden sind.

Um den Einfluss der Temperatur auf das Messgerät möglichst gering zu halten,

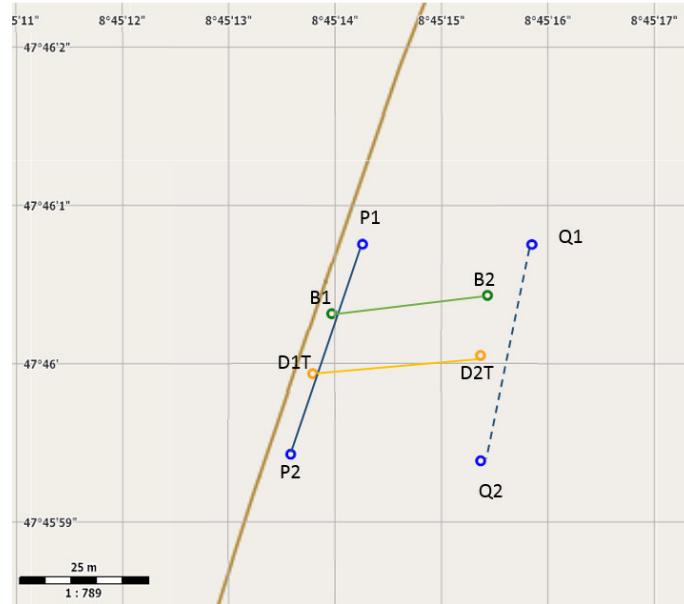


Abbildung 3.1.: Profilskizze mit den Profilen B, DT, P und dem vermuteten Verlauf von Q

müssen die Geräte mit Schirmen vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt werden.

3.2.1. Wenner-Kartierung

Die Wennerkartierung wird auf dem Profil B1'-B2' mit dem Messgerät "Syscal R2" durchgeführt. Der erste Messpunkt befindet sich auf Profilkordinate 3 m des Profils B1-B2. Das Profil verläuft in Ost-West-Richtung und steht somit fast senkrecht auf dem erwarteten Verlauf des Basaltgangs. Aufgrund der Vermutung, dass sich der Basaltgang nicht tiefer als 2-3 m unter der Erdoberfläche befindet, wird der Abstand zwischen den Elektroden a auf 3 m festgelegt. Die Metallspieße sind senkrecht zum Profil angeordnet. Damit sich der Messpunkt direkt unter dem Profil befindet, werden die Elektroden jeweils 4.5 m von dem B1-B2-Profil entfernt in den Boden gesteckt. Der Abstand von dem Profil zu den Sonden beträgt daher 1.5 m.

Für die Profillänge waren ursprünglich 22 m geplant, die aufgrund interessanter Messergebnisse während der Messung um 5 m verlängert wurde. Der Abstand zwischen den Messpunkten entlang des Profils beträgt in der Mitte des Profils (ab 7 m bis 17 m) 50 cm und am Rand 1 m.

Bei der Messung stellt das Messgerät sowohl Spannung als auch Stromstärke selbst ein, die abgelesen werden konnten.

3.2.2. Tomographie

Auf dem Profil D1T-D2T wird mithilfe der Tomographie die Ausdehnung des Basaltgangs untersucht. Der Mittelpunkt des Profils befindet sich über der vermuteten Position des Basaltgangs. Das DT-Profil ist 1 m gegenüber dem D-Profil der Magnetik nach Osten verschoben. Das heißt, der Nullpunkt der Magnetikmessung befindet sich auf Profilkoordinate 1 m des DT-Profils.

Es werden 48 Elektroden verwendet, deren Abstand jeweils 1 m beträgt. Die Metallspieße werden über Klemmen an einem Multicore-Kabel befestigt, das zu dem Messgerät führt. Die Messung selbst erfolgt automatisch durch das Messgerät "Syscal-Junior-Switch-48", indem es aus den gesteckten Elektroden sowohl Messkonfigurationen für eine Wennerkartierung als auch Schlumbergersondierung verwendet.

Die Elektroden sind längs zum Profils angeordnet.

3.2.3. Schlumbergersondierung

Es werden zwei Schlumbergersondierungen senkrecht zu den bisher gemessenen Profilen durchgeführt. Da in der Wennerkartierung ein Anstieg des spezifischen Widerstands östlich des Basaltgangs zu beobachten ist, sollte damit der Untergrund östlich und westlich des Basaltgangs verglichen werden.

Für die Messung wird das Messgerät "Lippmann 4-Punkt-light" verwendet.

Profil P1-P2 befindet sich westlich des Basaltgangs, nahe der Straße und verläuft in etwa parallel zu dem Basaltgang. Die Profillänge beträgt 45 m. Es wird bezüglich des Mittelpunktes bei 22.5 m gemessen und die Abstände werden logarithmisch nach außen erhöht. Die genauen Anordnugskonstellationen der Elektroden und Sonden sind in der Messtabelle im Anhang aufgelistet. Die Messung startet mit dem kleinsten Elektrodenabstand, der dann vergrößert wird. Nach Erreichen der maximalen Auslage werden die Messungen vom größten Elektrodenabstand bis zum kleinsten wiederholt.

Das Profil Q1-Q2 befindet sich östlich des Basaltgangs und ist parallel zu Profil P1-P2 realisiert. Auch hier ist der Mittelpunkt des 42 m langen Profils als Nullpunkt der Messung definiert. Die Elektroden- und Sondenabstände sind im Anhang zu finden.

Bei beiden Profilen sind die Elektroden längs zum Profil angeordnet. Die ersten beiden Messwerte wurden jeweils mit 0.1 mA gemessen und die Stromstärke im weiteren Verlauf erst auf 1 mA und dann auf 10 mA erhöht. Bei der Messung werden Wechselströme mit einer Frequenz von 1 Hz verwendet.

4. Auswertung

4.1. Wenner-Kartierung auf Profil B'

Abbildung 4.1 zeigt die Ergebnisse der Wenner-Kartierung. Dazu wurde mit Gleichung (2.12) der scheinbar spezifische Widerstand berechnet und als Graph dargestellt.

An der Position (bei 10.5 m), bei der auch in der Magnetik hohe Totalintensitäten gemessen werden, befindet sich das globale Maximum ($\rho_a = 32.2 \Omega\text{m}$) des scheinbar spezifischen Widerstands. Wider Erwarten ist der Graph nicht symmetrisch zu dieser Profilkordinate, sondern es sind zwei Maxima weiter östlich davon zu erkennen. Bei 13.5 m wird ein Maximum mit ähnlichem ρ_a angetroffen und bei 22 m wird ein Maximum mit $30 \Omega\text{m}$ gemessen.

Gegen Ende des Profils (ab 23 m) ist der Verlauf des scheinbar spezifischen Widerstands unregelmäßiger und an der letzten Profilkordinate ergibt sich $\rho_a = 24.9 \Omega\text{m}$. Damit entsteht eine Differenz zwischen dem ersten und letzten Messpunkt von $\Delta\rho_a = 9.6 \Omega\text{m}$. Die Messtabelle ist im Anhang zu finden und die Fehler werden im Kapitel der Fehlerdiskussion betrachtet. In der Abbildung wird jedoch deutlich, dass die gemessene Anomalie größer ist als die berechneten Fehler.

4.2. Schlumberger-Sondierung

Mit Gleichung (2.2) wird der scheinbar spezifische Widerstand ρ_a aus der gemessenen Spannung, der Stromstärke und dem Geometriefaktor berechnet. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.2 dargestellt. Dabei sind die Abstände auf der x-Achse logarithmisch angeordnet. Die Fehlerbalken ergeben sich durch Messfehler und sind in der Fehlerdiskussion und im Anhang erläutert. Die ersten Messungen sind bei beiden Profilen noch recht ähnlich, doch je größer die Auslage, desto größer ist der scheinbar spezifische Widerstand des Q-Profil im Vergleich zum P-Profil. Die größere Auslage bedeutet gleichzeitig, dass sich das Ergebnis auf einen tieferen Bereich unter dem Messpunkt bezieht. Die x-Achse kann mit derselben Skalierung gleichzeitig als z-Achse in die Tiefe interpretiert werden (vgl. Lowrie (2006)).

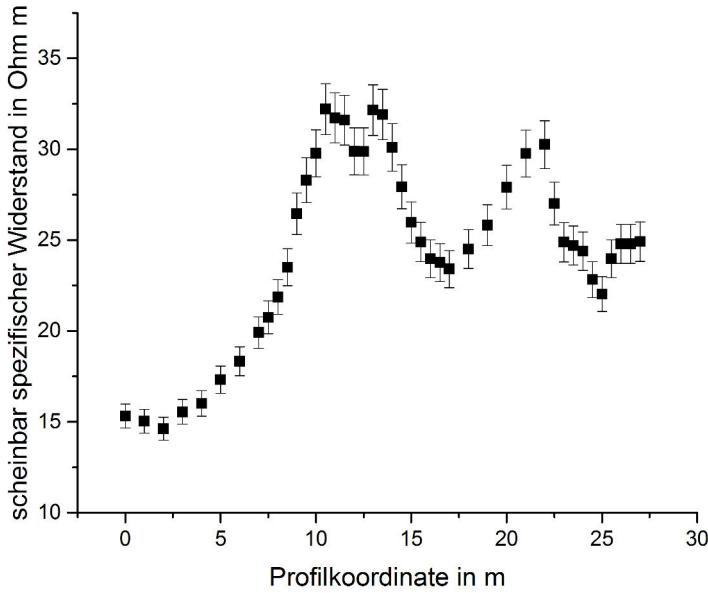


Abbildung 4.1.: scheinbar spezifischer Widerstand ρ_a entlang des Profils B1-B2

Ab $\frac{L}{2} = 2.5$ m fällt der scheinbare spezifische Widerstand des P-Profil im Vergleich zu dem Q-Profil leicht ab. Die größte Differenz zwischen beiden Profilen wird bei einer insgesamten Auslage von 20 m gemessen und beträgt $\Delta\rho_a = 3.2 \Omega\text{m}$.

4.2.1. Modellierung

Für die Schlumbergersondierung werden mit dem Inversionsprogramm "IPI2win" Schichtmodelle für den Untergrund erstellt. Dazu legt das Programm einen Fit durch die Messpunkte, mit dem die resultierenden Werte des Modells verglichen werden. Mit dem Programm wird die Stufenfunktion $\rho(z)$ in blau dargestellt. Die Stufenfunktion beschreibt den spezifischen Widerstand des Untergrunds. Der scheinbar spezifische Widerstand, der sich aus diesem Modell ergibt, ist in rot dargestellt. In schwarz wird der Fit durch die Messwerte gezeichnet.

Sind weder die Schichtmächtigkeiten noch die spezifischen Widerstände im Untergrund bekannt, ergeben sich unendlich viele Modelle, die die Messwerte erklären. Um dies zu demonstrieren, werden für jedes Profil mehrere Modelle erstellt. Da bei einer Grabung im Feld abgeschätzt werden konnte, dass die Mächtigkeit des Mutterbodens in etwa 50 cm beträgt, wird in der Auswertung ein Modell mit dieser Tiefe für die erste Schicht aufgeführt. Es wird ein weiteres Modell betrachtet, das weniger plausibel erscheint. Weitere Modelle sind als Beispiel der Mehrdeutigkeit im Anhang

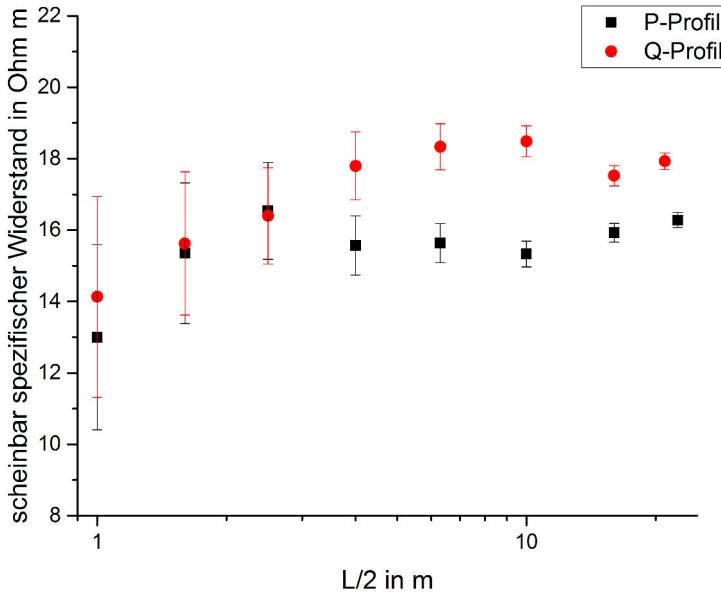


Abbildung 4.2.: scheinbar spezifischer Widerstand ρ_a der Schlumberger-Sondierung der Profile P1-P2 und Q1-Q2

aufgeführt.

Q-Profil

Modell 1 besteht aus 2 Schichten über dem Halbraum. Bei der Betrachtung der Stufenfunktion in Abbildung 4.3 wird deutlich, dass sich die spezifische Dichte der einzelnen Schichten nur um höchstens $10 \Omega\text{m}$ unterscheidet. Der spezifische Widerstand scheint mit der Tiefe erst zuzunehmen und dann leicht abzunehmen. Der Fehler zwischen Fit und Modellkurve beträgt für dieses Modell 1.6%.

Tabelle 4.1.: Modelle des Q-Profil mit Angabe über Tiefe der Unterkante d , Mächtigkeit m und dem spezifischen Widerstand der Schicht S

Schicht	Modell 1			Modell 2		
	d/m	m/m	$\rho/\Omega\text{m}$	h/m	d/m	$\rho/\Omega\text{m}$
1	0.5 ± 0.008	0.5 ± 0.008	11.5 ± 0.18	0.8 ± 0.01	0.8 ± 0.01	12.3 ± 0.22
2	1.05	0.54 ± 0.008	21 ± 0.34	0.86 ± 0.02	0.062 ± 0.01	141 ± 2.47
3			18.1 ± 0.29			17.9

Für Modell 2 ergibt sich ein ähnlich kleiner Fehler (1.75%) zwischen Fit und Mo-

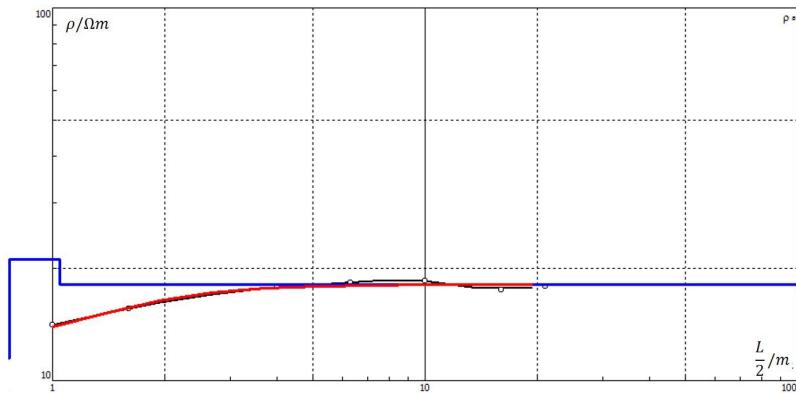


Abbildung 4.3.: Modell 1 für den spezifischen Widerstand im Untergrund von Profil Q

dellkurve. Auch hier werden zwei Schichten über dem Halbraum betrachtet. In Abbildung 4.4 ist zu erkennen, dass die zweite Schicht sehr dünn (6.2 cm) ist und dafür einen sehr hohen spezifischen Widerstand hat.

P-Profil

In Abbildung 4.5 ist das erste Modell für das P-Profil dargestellt. Es besteht aus 3-Schichten über dem Halbraum. In der Abbildung sind nur kleine Fehler auf die Messkurve zu erkennen und der resultierende Fehler (Root-Mean-Square) zwischen Modell und Fit beträgt 1.67 %. Die Tiefen der modellierten Schichten sind in Tabelle 4.2 aufgelistet.

Tabelle 4.2.: Modelle des P-Profils mit Angabe über Tiefe der Unterkante d , Mächtigkeit m und dem spezifischen Widerstand der Schicht S

S	Modell 1			Modell 2		
	d/m	m/m	$\rho/\Omega\text{m}$	h/m	d / m	$\rho/\Omega\text{m}$
1	0.5 ± 0.008	0.5 ± 0.008	10.5 ± 0.18	0.811 ± 0.03	0.811 ± 0.03	11.1 ± 0.37
2	1.52 ± 0.03	1.02 ± 0.02	22 ± 0.37	1.37 ± 0.05	0.564 ± 0.02	61.4 ± 2.04
3	5.94 ± 0.1	4.41 ± 0.07	13.3 ± 0.22	1.88 ± 0.06	0.502 ± 0.02	2.92 ± 0.1
4			17.9 ± 0.3	2.63 ± 0.09	0.757 ± 0.03	5.22 ± 0.17
5				13.7 ± 0.46	11.1 ± 0.37	20 ± 0.67
6						5.33 ± 0.18

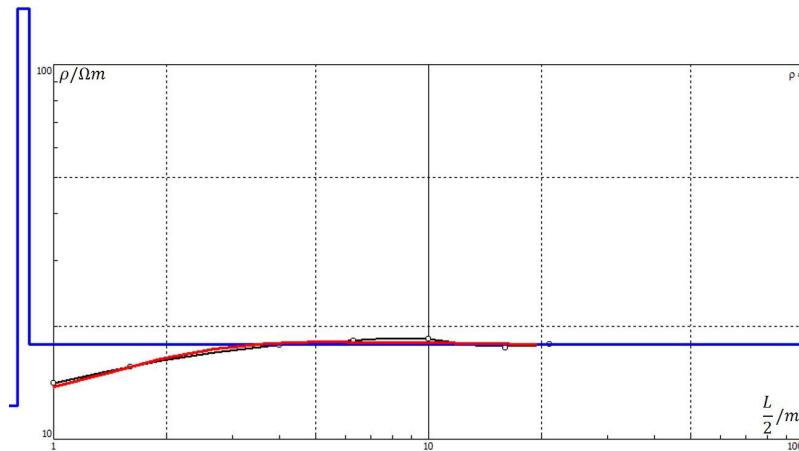


Abbildung 4.4.: Modell 2 für den spezifischen Widerstand im Untergrund von Profil Q

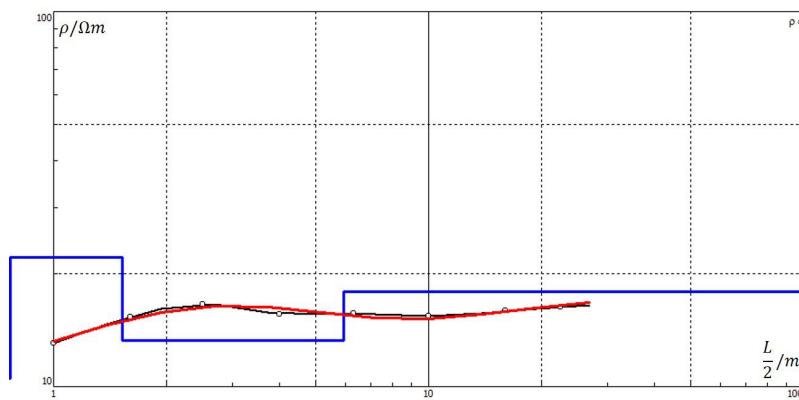


Abbildung 4.5.: Modell 1 für den spezifischen Widerstand im Untergrund von Profil P

In Modell 2 beschreiben 5 Schichten die gemessenen Daten. In Abbildung 4.6 ist zu erkennen, dass die Stufenfunktion stark schwankt und auch die resultierende Modellkurve nicht so gut zu den Messwerten passt, wie in Modell 1. Der ermittelte Fehler beträgt 3.33%.

Zum Vergleich mit Modellen des Profils Q soll ein drittes Modell erstellt werden, bei dem nur 2 Schichten verwendet werden. Die Mächtigkeit der ersten Schicht beträgt hier 40 cm und der spezifische Widerstand ist $10 \Omega\text{m}$. Durch das Modell (Abbildung A.1 im Anhang) beträgt der Fehler zwischen dem Fit und der Modellkurve 3.05%. Die Informationen der einzelnen Schichten sind in Tabelle 4.3 zu finden. Vergleicht man die Parameter mit denen von Modell 1 des Q-Profiles, so fällt die Ähnlichkeit der beiden Profile auf.

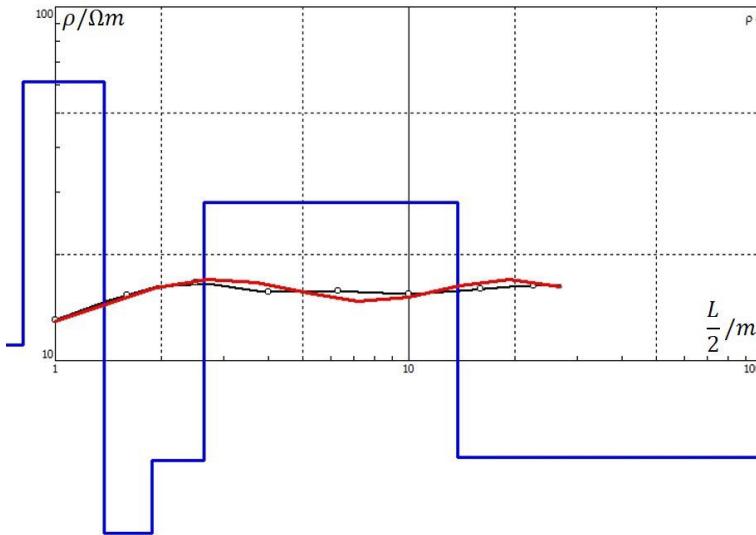


Abbildung 4.6.: Modell 2 für den spezifischen Widerstand im Untergrund von Profil P

Tabelle 4.3.: 3. Modell des P-Profils mit Angabe über Tiefe der Unterkante d , Mächtigkeit m und dem spezifischen Widerstand der Schicht

Schicht	d/m	m/m	$\rho/\Omega\text{m}$
1	0.4 ± 0.01	0.4 ± 0.01	10 ± 0.31
2	1.19 ± 0.04	0.794 ± 0.02	19.8 ± 0.6
3			15.4 ± 0.47

4.3. Tomographie auf Profil DT

In Abbildung 4.7 sind die Ergebnisse der Tomographie mit einem Modell für die Messwerte dargestellt. Die obere Grafik beschreibt den scheinbar spezifischen Widerstand, der im Versuch gemessen wurde. Wie in der Theorie erläutert wurde, hat der Bereich, über den Informationen gewonnen werden konnten, eine Dreiecksform. Die untere Grafik entspricht dem Modell für den spezifischen Widerstand, das durch das Programm erstellt wurde. Die mittlere Grafik beschreibt die Ergebnisse, die man erhalten würde, wenn das ermittelte Modell der Realität entsprechen würde. Die beiden oberen Grafiken sind sehr ähnlich, was sich auch in dem geringen Inversionsfehler (0.89 %) widerspiegelt. In der Mitte der Sektion ist ein Bereich mit erhöhtem spezifischen Widerstand zu finden. Diese Anomalie beginnt etwa bei Profilkordinate 18 m und nimmt von ca. $20 \Omega\text{m}$ auf $68 \Omega\text{m}$ bis zur Mitte bei Profilkordinate 24 m

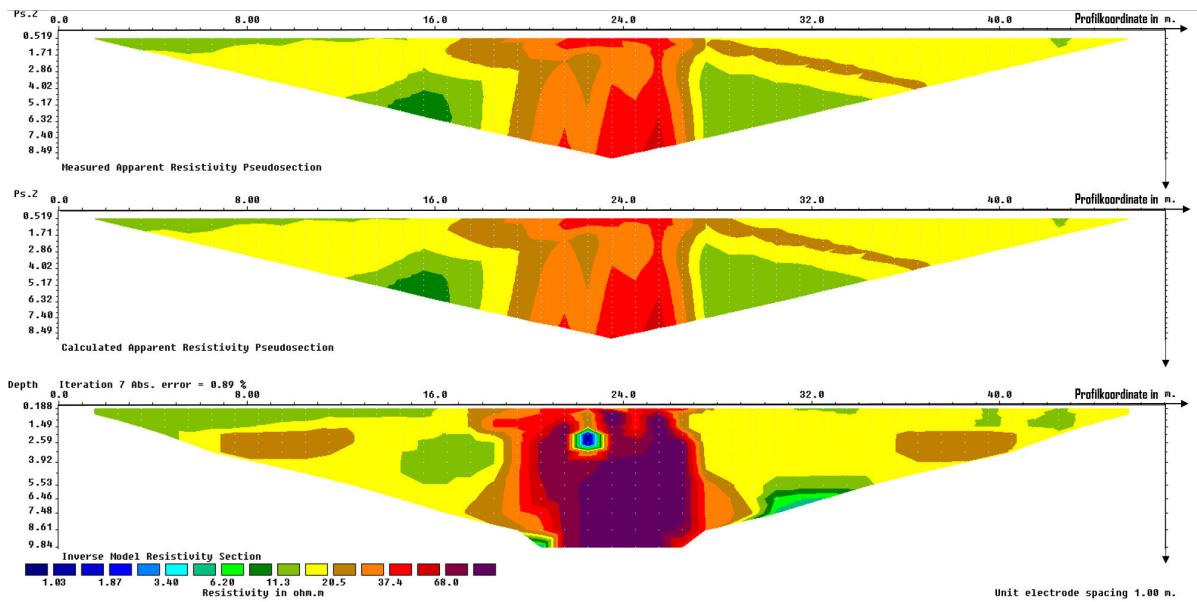


Abbildung 4.7.: Ergebnis der Tomographie (oben), Modell des Untergrunds (unten) und der daraus folgenden fiktiven Messwerten (mitte)

zu. Der östliche Rand der Anomalie befindet sich etwa bei 26-27 m.

In diesem Bereich reichen die erhöhten Werte des spezifischen Widerstands bis 9.84 m. Größere Tiefen konnten mit der Auslage nicht erkundet werden. Die erhöhten spezifischen Widerstände sind auch schon ab einer Tiefe von 50-100 cm anzutreffen.

5. Fehlerdiskussion

Im folgenden Kapitel sollen Fehler diskutiert werden, die durch falsche Annahmen oder Ungenauigkeiten während der Messung entstehen. Weiterhin werden Einflussfaktoren betrachtet, die sich zusätzlich am Messstandort ergeben haben.

Auf dem Feld, auf dem die Messungen durchgeführt wurden, befinden sich Bäume. Da Bäume lokal den Wasserhaushalt im Boden beeinflussen, können sie den spezifischen Widerstand verändern. Die Bäume sind jedoch bei der Wenner-Kartierung nördlich des Profils regelmäßig angeordnet und in den Messungen tritt keine periodische Anomalie auf. Damit kann diese Fehlerquelle vernachlässigt werden.

Die Straße neben dem P-Profil könnte die Messwerte verfälschen. Es wird aber vermutet, dass sich das Straßenmaterial nur an der Oberfläche befindet. So hat diese Fehlerquelle vor allem bei größeren Auslagen einen sehr geringen Einfluss.

Durch die Nutzung von Wechselstrom müssen keine störenden elektrische oder magnetische Felder betrachtet werden. Diese mitteln sich zusammen mit den Kontaktspannungen an den Spießen über eine Spannungsperiode zu Null. Trotzdem wird bei der Berechnung des scheinbar spezifischen Widerstands davon ausgegangen, dass stationäre elektrische Felder in den Boden eingespeist werden. Da die Frequenz des verwendeten Wechselstroms aber nur 1 Hz beträgt, ist diese Näherung plausibel.

Während der Messung wird versucht, die Messgeräte vor direkter Sonneneinstrahlung zu schützen. Auch der Einfluss der Außentemperatur muss nicht berücksichtigt werden, da sich für die Messgeräte, in einem Temperaturbereich von -20 - 70 °, der interne Fehler nicht ändert. Dieser beträgt nach Herstellerangaben (IRIS-Instruments (o.D.[b])) bei dem Gerät "Syscal-R2" jeweils 0.3-1% auf den jeweiligen Messwert der Spannung und der Stromstärke. Für die Messung soll der maximale Fehler abgeschätzt werden und deshalb wird von 1% ausgegangen. Für das Messgerät "Syscal Junior Switch-48" wird von dem Hersteller für Spannung und Stromstärke jeweils ein Fehler von 0.5% des Messwertes angegeben (vgl. IRIS-Instruments (o.D.[a])). Die Genauigkeit der "Lippmann-4-Punkt-light4"-Apparatur beträgt 0.2%. Es wird davon ausgegangen, dass der im Manual von Lippmann-Geophysikalische-Messgeräte (o.D.) angegebene Fehler sowohl für Stromstärke als auch für Spannung gilt.

Bei der Berechnung der Fehler der Schlumbergersondierungen wird jeweils die ge-

mittelte Spannung und Stromstärke aus Hin- und Rückweg verwendet. Für die resultierenden Fehler des scheinbar spezifischen Widerstands muss noch der Geometriefaktor berücksichtigt werden.

Beim Auslegen der Profile werden die Abstände der Elektroden mit Maßbändern gemessen. Gerade bei der Wenner-Kartierung ist dies nur schwer möglich, da das hohe Gras die Distanzmessung behinderte. Für diese Messreihe muss davon ausgegangen werden, dass der Abstand zwischen den Elektroden und Sonden um 10 cm von dem geplanten Wert abweicht.

Mit diesem Fehler kann mit der Größtfehlerabschätzung der Einfluss auf die Messung untersucht werden.

$$\delta K = \left| \frac{\partial K}{\partial a} \right| \delta a = 2\pi \delta a = 0.63 \text{ m} \quad (5.1)$$

Dabei entspricht $a = 3 \text{ m}$ und $\delta a = 0.1 \text{ m}$.

Die Unsicherheit des Geometriefaktors muss auch bei der Berechnung des spezifischen Widerstands berücksichtigt werden.

$$\delta \rho = \left| \frac{U}{I} \right| \delta K + \left| \frac{K}{I} \right| \delta U + \left| \frac{K U}{I^2} \right| \delta I \quad (5.2)$$

Im Anhang ist $\delta \rho$ für alle Messpunkte aufgeführt. Der maximale Fehler des spezifischen Widerstand ist bei Profilkoordinate 10.5 m zu finden und beträgt $1.4 \Omega \text{m}$.

Bei der Schlumbergersondierung und der Tomographie ist der Fehler auf die Sondenpositionen geringer, da die Spieße längs des Profils angebracht sind. Deshalb wird nur ein maximaler Fehler auf den Abstand a von 3 cm für die Sonden berücksichtigt. Der Abstand L der Elektroden konnte auch nur auf 5 cm genau bestimmt werden, da das Maßband für die Bestimmung der Elektrodenposition länger ausgelegt wird. Dadurch haben der unebene Boden und das hohe Gras einen größeren Einfluss. Der Fehler des Geometriefaktors wird mit Gleichung (5.4) berechnet.

$$\delta K = \left| \frac{\partial K}{\partial a} \right| \delta a + \left| \frac{\partial K}{\partial L} \right| \delta L \quad (5.3)$$

$$= \frac{\pi}{4} \left(\left| 2 \frac{L}{a} \right| \delta a + \left| -\frac{L^2}{a^2} - 1 \right| \delta L \right) \quad (5.4)$$

δK ändert sich für jeden Messpunkt und ist auch für beide Profile bei der größten Auslage unterschiedlich. Im Anhang sind alle Werte angegeben. Auch die resultierenden Fehler des scheinbar spezifischen Widerstands, die mit Gleichung (5.2) berechnet werden, sind dort zu finden. Der maximale Fehler ergibt sich bei der kleinsten Aus-

lage ($L = 2 \text{ m}$) mit $2.59 \Omega\text{m}$ (Profil P) und $2.82 \Omega\text{m}$ (Profil Q). Damit beträgt der relative Fehler zum Messwert fast 20%. Bei größeren Auslagen sinkt $\delta\rho$ jedoch und der relative Fehler ist bei größter Auslage in etwa 1%. Bei den Koordinaten mit größter Differenz ($\Delta\rho_{max} = 3.2 \Omega\text{m}$) ergibt sich ein Fehler von $0.024 \Omega\text{m}$ bei Profil Q und $0.027 \Omega\text{m}$ bei Profil P. Der Unterschied ist zwar nicht groß, aber durchaus signifikant.

In der Tomographie ist die Positionsbestimmung der Metallspieße recht genau, da das Gras in diesem Profil schon auf den Boden gedrückt war. Der Abstand a der Elektroden ist damit auf 5 cm genau bestimmt. Da nicht genau nachvollzogen werden kann, welche Elektrodenkonstellationen für die Messungen verwendet werden, ist eine Abschätzung des Fehlers auf den Geometriefaktor nicht möglich. Dadurch kann keine quantitative Aussage über den Fehler des spezifischen Widerstands getroffen werden. Zwar ist in Abbildung 4.7 der Inversionsfehler angegeben. Aber dieser vernachlässigt jedoch die Messfehler und ist damit kleiner, als der tatsächliche Fehler. In der Theorie wird von Punktquellen im Untergrund ausgegangen. Verwendet werden aber Elektroden, mit einer vertikalen Ausdehnung von etwa 20 cm im Boden. Für große Abstände der Elektroden ist diese Näherung im Vergleich zur Größe des Halbraums gerechtfertigt. Doch gerade bei der ersten und letzten Messung der Schlumbergeranordnung beträgt der Abstand der Elektroden nur 2 m. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass sich dadurch ein Fehler ergibt, dessen Größe aber nicht quantitativ abgeschätzt werden kann. Für alle anderen Messungen tritt durch die Näherung als Punktquelle kein nennenswerter Fehler auf.

Für die Modellierung der Schlumberger-Sondierungen wird die in Gleichung (2.16) angegebene Näherung für $L \gg a$ angewendet. Da bei beiden Profilen L mindestens 5-mal größer ist als a , so ist der resultierende Fehler kleiner als 2%. Die für die Modellierung angegebenen Fehler beziehen sich nur auf den Fehler zwischen dem Fit der Messwerte und dem modellierten Verlauf des scheinbar spezifischen Widerstands. Die Messfehler sind dabei nicht beachtet. Dadurch sind die Fehler der modellierten Größen höher als in den Tabellen 4.3-4.3 angegeben wird. Es konnte leider nicht nachvollzogen werden, wie das Modellierungsprogramm die Berechnungen vornimmt und deswegen war eine Berechnung durch die Fehlerfortpflanzung nicht möglich. Allgemein gilt, dass die resultierenden Fehler für den spezifischen Widerstand größer sein müssen, als die Fehler des scheinbar spezifischen Widerstands. In der Interpretation wird ein Bereich für den spezifischen Widerstand angegeben, der sich aus den unterschiedlichen Modellen ergibt und einen Fehler, der für die jeweilige Tiefe der Schicht aus den Messfehlern resultiert.

Für die Auswertung der Schlumberger-Sondierung wird die Annahme gemacht, dass

die Schichten im Untergrund lateral homogen sind. Dies ist jedoch in der Realität nicht erfüllt, wie schon das Ergebnis der Wenner-Kartierung zeigt. Des Weiteren ist eine Neigung der Schichten nicht auszuschließen.

6. Interpretation

Mit der Wennerkartierung konnte gezeigt werden, dass bei Profilkoordinate 10 m (13 m nach dem Messpflock B1) eine geoelektrische Anomalie vorhanden ist. Da sie einen höheren spezifischen Widerstand aufweist, als das umgebende Gestein, kann diese Anomalie dem Basaltgang zugeordnet werden. Die Literaturangaben (Reynolds (2011)) liegen für Basalt in einem großen Spektrum zwischen 10 und $1.3 \cdot 10^7 \Omega\text{m}$. Der scheinbare spezifische Widerstand von dem Gestein außerhalb der Anomalie liegt am unteren Ende dieses Bereichs. Dadurch ist es wahrscheinlich, dass sich für den Basalt höhere spezifische Widerstände ergeben. Da der Basaltgang mit der Wennerkartierung mit einem Elektroden- und Sondenabstand von $a = 3 \text{ m}$ gemessen werden konnte, muss sich die Anomalie näher als 3 m an der Oberfläche befinden. Das Maximum in Abbildung 4.1 ist eigentlich unterteilt. Die Abweichung ist nur leicht größer als die angenommenen Fehler, sodass nicht ausgeschlossen werden kann, dass sie durch Messfehler zustande gekommen ist. In den Untersuchungen von Wall, Kontny und Vahle (2004) wird der Basaltgang in mehrere Zonen aufgeteilt, in denen sich die Zusammensetzung leicht ändert. Es ist also durchaus denkbar, dass die geringe Abnahme des scheinbar spezifischen Widerstand durch Inhomogenitäten innerhalb des Basaltgangs auftreten.

Diese Annahme wird durch die Ergebnisse der Tomographie gestützt, die auf dem D-Profil stattfand. Die Mitte des Basaltgangs konnte bei etwa 23-24 m nach Beginn des Profils gemessen werden. In der Mitte des Ganges sind die spezifischen Widerstände höher, als in den äußeren Bereichen. Das Alter für die Basaltanomalie kann auf 12.5 Millionen Jahren geschätzt werden. In dieser Zeit entstand der Hohenstoffel, (Schreiner (2008)) mit dessen Entstehung der Basaltgang zusammenhängt. Im Laufe der Zeit ist es wahrscheinlich, dass der Basalt langsam verwittert ist und dieser Prozess an den Rändern der Anomalie verstärkt auftritt. Damit verringert sich dort der spezifische Widerstand ($\rho = 20-40 \Omega\text{m}$). Maximal ist der Gang 10-11 m breit, aber der innere Kern der Anomalie mit dem höheren spezifischen Widerstand ($\rho > 68 \Omega\text{m}$) weist nur eine Breite von ungefähr 6 m auf. Die modellierte Tiefe reicht bis 9.84 m. Die Anomalie ist bis in diese Tiefe zu erkennen, aber es kann keine Aussage über den weiteren Verlauf getroffen werden. Die Anomalie hat also mindestens eine

vertikale Ausdehnung von etwa 9 m. In einem Aufschluss 100 m nördlich sind die oberen 5 m des Basaltgangs an der Oberfläche zu sehen. Wall, Kontny und Vahle (2004) geben dort für den Basaltgang eine Breite von etwa 16 m an. Es ist denkbar, dass sich der Basaltgang im Verlauf bis zu dem Messstandort leicht verjüngt. Eventuell beziehen sich die genannten 16 m auch auf weitere Verwitterungsschichten des Basaltganges.

Weiterhin kann durch das Modell der Tomographie angegeben werden, dass sich die Anomalie in nächster Nähe zur Oberfläche befindet und schon nach etwa 0.5-1 m Tiefe angetroffen werden kann. Das stimmt auch mit der Beobachtung überein, die bei einer Grabung auf dem D-Profil über dem Basaltgang gemacht wurde. Erste Basaltfragmente konnten schon in etwa 40-50 cm Tiefe gefunden werden.

Die kleinräumige Anomalie, die in dem Basaltgang bei Profilkordinate 22.5 m entdeckt wird, hat einen niedrigen spezifischen Widerstand ($\rho < 2 \Omega\text{m}$). Mit der Magnetik konnten jedoch keine zusätzliche Anomalien gemessen werden. Damit kann die Inhomogenität nicht durch metallische Gegenstände erklärt werden, da sie mit der Magnetik messbar wären.

Der spezifische Widerstand von Regenwasser ist nach Reynolds (2011) mit $20-100 \Omega\text{m}$ auch zu groß um die Anomalie zu erklären.

Eine mögliche Ursache für die Anomalie ist eine kleine Spalte im Basalt, die durch Verwitterung entstanden ist. In dieser Spalte könnte sich besonders tonhaltiges Material mit hoher Leitfähigkeit angesammelt haben. Für Ton kann in der Literatur (Lowrie (2006)) ein spezifischer Widerstand von $1-100 \Omega\text{m}$ gefunden werden.

Bei den Betrachtungen des Modells der Tomographie ist aber zu beachten, dass das modellierte Ergebnis nicht genau den Untergrund abbilden muss. Zwar ist der Fehler, den das Programm ausgibt, mit 0.89% sehr gering, aber trotzdem bleibt das Problem der Mehrdeutigkeit.

Nicht nur der Basaltgang an sich, sondern auch das umgebende Gestein weist Inhomogenitäten auf, wie im Folgenden erläutert wird.

In der Wenner-Kartierung können neben dem Maximum der Basaltanomalie, weitere Maxima des scheinbar spezifischen Widerstands bei größeren Profilkordinaten gemessen werden. In den Magnetikmessungen wurde bei diesen Profilkordinaten jedoch keine Anomalie detektiert. Die dort gefundene Anomalie darf dadurch keinen Einfluss auf das Magnetfeld haben und muss jedoch einen höheren spezifischen Widerstand besitzen, als das umgebende Gestein. Damit kann Basalt als Ursache dieser Anomalie ausgeschlossen werden.

Mit der Schlumbergersondierung wurden keine Unterschiede zwischen dem östlichen und westlichen Untergrund von dem Basaltgang in der Größenordnung der Wenner-

Kartierung gemessen. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die zusätzliche Anomalie eher kleinräumig ist.

Metallobjekte, die durch Menschen an diesen Ort gelangt können, werden ausgeschlossen. Sie würden den scheinbaren spezifischen Widerstand verringern (Reynolds (2011)) und wären auch mit der Magnetik messbar. Es wird vermutet, dass es sich bei der Anomalie um ein nicht-magnetisches Gesteinsfragment handelt, das einen höheren spezifischen Widerstand aufweist als seine Umgebung. Durch die Mehrdeutigkeit von Ausdehnung des Objektes und seinem spezifischen Widerstand, kann keine qualitative Aussage über die beiden Größen getroffen werden.

Schreiner (2008, S. 31) macht deutlich, dass der Geschiebemergel, der im Messgebiet angetroffen wird (vgl. geologische Karte im Anhang), im Zusammenhang mit den Gletschern der Würmeiszeit zu sehen ist. Das unbekannte Gestein könnte also durch die Gletscherbewegung an diesen Ort transportiert worden sein.

Durch die Nähe zum Hohenstoffel, kann das Auftreten der Anomalie durch eine alternative Theorie erläutert werden. Der relativ hohe SiO₂-Gehalt (bis 50%, Schreiner (2008)) des Phonolits, der am Hohentwiel gefunden wurde, spricht für explosiven Vulkanismus. Bei solchen Ausbrüchen werden Gesteinsfragmente von der Kuppe abgesprengt. Ein solcher Brocken könnte die Ursache für die Anomalie sein. Dabei wird davon ausgegangen, dass das ursprüngliche Gestein von der Kuppe des Hohentwiel nicht magnetisch ist. Da die Magmen des Hohenstoffels SiO₂-arm sind (Schreiner (2008)) ist ein explosiver Vulkanismus dort eher unwahrscheinlich. Durch den Abstand von ungefähr 7 km zwischen Hohentwiel und Riedheim müsste es sich um einen Brocken mit geringer Größe handeln. Damit wäre ein höherer spezifischer Widerstand zu erwarten, damit die Messwerte zustande kommen.

Ohne weitere Untersuchungen oder Probebohrungen, kann das Material und seine Entstehung jedoch nicht weiter spezifiziert werden.

Die Unterschiede zwischen dem P- und dem Q-Profil sind zwar sehr gering, aber größer als die Fehler der Messung (vgl. Abbildung 4.2). Damit ist es wahrscheinlich, dass sich das Material im Untergrund östlich und westlich des Basaltgangs leicht unterscheidet. Dies erklärt auch die Differenz des scheinbar spezifischen Widerstands zwischen dem ersten und dem letzten Messpunkt der Wenner-Kartierung. Wie in Modell 1 des P-Profil dargestellt ist, wird westlich des Basaltgangs eine 3. Schicht mit verringertem spezifischen Widerstand erwartet. Diese liegt in einer Tiefe zwischen 1 m und ungefähr 4.5 m. Diese Tiefe wird auch mit der Wenner-Kartierung erreicht.

Jedoch scheint der Unterschied nicht groß zu sein. Das wird auch durch den Vergleich von Modell 1 des Q-Profil und Modell 3 des P-Profil verdeutlicht. Schichttiefen und

spezifische Widerstände sind bei beiden ähnlich gewählt. Der Fehler auf Modell 3 beträgt zwar 3%, könnte aber im Zusammenhang mit den Messfehlern durchaus möglich sein. Da es sich bei Geschiebemergel um ein Sedimentgestein handelt, ist es denkbar, dass der Unterschied bei den Profilen P und Q durch kleine Änderungen in der Zusammensetzung verursacht wird. So würde ein erhöhter Tonanteil bei Profil P die Beobachtung erklären (Reynolds (2011)).

Die Annahme, dass die erste Schicht eine Mächtigkeit von etwa 50 cm besitzt, ist durchaus plausibel und konnte durch die Grabung am Messtag der Gravimetrie verifiziert werden. Damit stimmt der spezifische Widerstand der ersten Schicht bei allen Modellen in etwa überein und beträgt $10 - 12 \Omega\text{m} \pm 2.8 \Omega\text{m}$. Als Fehler ist hier der des berechneten scheinbaren Widerstands angegeben, der sich bei der kleinsten Auslage des Q-Profil durch Messungenauigkeiten ergibt. Das Ergebnis passt gut zu dem spezifischen Widerstand, der in Reynolds (2011) für Böden mit einem Tonanteil von bis zu 40% angegeben wird.

Die Entscheidung zwischen den einzelnen Modellen ist ohne zusätzliche Annahmen nicht möglich. Modell 2 bei Profil Q wird jedoch ausgeschlossen, da eine natürliche Quelle für die dünne zweite Schicht unwahrscheinlich ist. Auch Modell 2 des P-Profil wird nicht weiter interpretiert, da nach dem Ockhams Rasiermeser-Prinzip das Modell mit der geringsten Anzahl an Schichten zu bevorzugen ist.

Bei der Betrachtung der Modelle in der Auswertung und im Anhang fällt auf, dass sich die spezifische Leitfähigkeit des Halbraums in allen Modellen ähnelt. Ausnahme ist dabei Modell 2 des Q-Profil, das jedoch aus oben genannten Gründen ausgeschlossen wird. Für den Halbraum kann dadurch eine spezifische Dichte zwischen $\rho_{\text{Halbraum}} = 15-20 \Omega\text{m} \pm 0.23 \Omega\text{m}$ angegeben werden. Der Messfehler ergibt sich durch die größte Auslage des Q-Profil. Reynolds (2011) schlägt für Geschiebemergel, der nach der geologischen Karte in diesem Messgebiet vorhanden ist, einen scheinbaren spezifischen Widerstand von $15-35 \Omega\text{m}$ vor. Dieser ähnelt dem modellierte spezifischen Widerstand von dem Halbraum, sodass das Gestein in geringer Tiefe tatsächlich als Geschiebemergel identifiziert werden kann.

7. Zusammenfassung

Mit den durchgeführten Messungen konnte die Mitte des Basaltgangs auf dem B-Profil bei 13 m und auf dem D-Profil bei 25 m lokalisiert werden. Die Anomalie wird schon in weniger als 1 m angetroffen und seine vertikale Ausdehnung ist größer als 9 m. Der Basaltgang kann in verschiedene Zonen unterteilt werden. Die innerste Zone entspricht mit einer Breite von 6 m dem Kern der Anomalie und dem Gestein wird dort ein spezifischer Widerstand $\rho > 68 \Omega\text{m}$ zugeordnet. Mit Hinzunahme der äußeren Zone ($20 \Omega\text{m} < \rho < 50 \Omega\text{m}$) ist die Breite der Anomalie maximal 9-10 m. Der Untergrund, der den Basaltgang umgibt, hat an der Oberfläche eine etwa 50 cm dicke, tonhaltige Schicht mit spezifischem Widerstand von $10 - 12 \Omega\text{m} \pm 2.8 \Omega\text{m}$. In geringer Tiefe sind östlich und westlich des Basaltgangs kleine Unterschiede des scheinbar spezifischen Widerstands gemessen worden. Der letzten Schicht, also dem Halbraum, kann jedoch insgesamt ein spezifischer Widerstand von $\rho_{\text{Halbraum}} = 15-20 \Omega\text{m} \pm 0.23 \Omega\text{m}$ zugeordnet werden. Mit Hinzunahme der Literatur wird dieses Gestein als Geschiebemergel identifiziert.

Bei Profilkordinate 16 m des B-Profil wird eine kleinräumige Anomalie mit erhöhtem spezifischen Widerstand gemessen, die jedoch keine Inhomogenität im Magnetfeld verursacht. Auch bei Profilkordinate 23.5 m des D-Profil ist eine Anomalie entdeckt worden, die einen sehr geringen spezifischen Widerstand ($\rho < 2 \Omega\text{m}$) besitzt. Ohne zusätzliche Untersuchungen kann über diese Anomalien jedoch keine weitere Aussage getroffen werden.

Literatur

- Berckhemer, H. (1990). *Grundlagen der Geophysik*. ger. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft, VII, 201 S. ISBN: 3-534-03974-2 ; 978-3-534-03974-6.
- Demtröder, W. (2013). *Experimentalphysik 2 : Elektrizität und Optik*. 6., überarb. u. akt. Aufl. 2013. Springer-LehrbuchSpringerLink : Bücher. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Forbriger, T. e. a. (2016). »Skriptum zu den Geophysikalischen Geländeübung 2016«. IRIS-Instruments. »Syscal Junior- Switch-48 Manual«. Stand 15.06.2016. URL: http://www.iris-instruments.com/Pdf%20file/R2_Gb.pdf. – »Syscal-R2-Manual«. Stand 15.06.2016. URL: http://www.iris-instruments.com/Pdf%20file/R2_Gb.pdf.
- Lippmann-Geophysikalische-Messgeräte. »Lippmann 4point-light«. Stand 15.06.2016. URL: http://www.l-gm.de/de/de_resistivity.html.
- Lowrie, W. (2006). *Fundamentals of geophysics*. 1. publ., 7. print. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN: 0-521-46728-4; 0-521-46164-2.
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. 2. ed. Oxford: Wiley-Blackwell.
- Schreiner, A. (2008). *Hegau und westlicher Bodensee*. 3. bericht. Aufl. Sammlung geologischer Führer ; Bd. 62. Berlin: Borntraeger. ISBN: 978-3-443-15083-9.
- Universität München, U. »Gleichstromgeoelktrik«. Stand 15.06.2016. URL: https://www.geophysik.uni-muenchen.de/~jowa/obs/Geoelektrik_bach.pdf.
- Wall, H. de, A. Kontny und C. Vahle (2004). »Magnetic susceptibility zonation of the melilititic Riedheim dyke (Hegau volcanic field, Germany): evidence for multiple magma pulses?« In: *Journal of volcanology and geothermal research* 131.1, S. 143–163.

A. Anhang

A.1. Fehlerberechnungen

A.1.1. Wennerkartierung auf Profil B'

Für die Berechnungen wird angenommen, dass der Abstand a zwischen den Metallspießen nur auf 5 cm genau bestimmt ist. Damit ergeben sich die Fehler in Tabelle A.1.

A.1.2. Schlumbergersondierung bei Profil P und Q

Der Fehler der halben Auslage ist $d\delta \frac{L}{2} = 5$ cm und der auf den Abstand a zwischen den Sonden beträgt 73 cm. Mit zusätzlicher Betrachtung der Ungenauigkeiten des Messgeräts (Lippman 4-Punkt-Light) ergeben sich die Fehler, die in den Tabellen A.3 und A.2 angegeben sind.

Tabelle A.1.: Ergebnisse der Wenner-Kartierung auf dem Profil B'

x /m	U /mV	δU /mV	I /mA	δI /mA	ρ_a / Ωm	$\delta \rho_a/\Omega\text{m}$	K /m	δK
0	288,47	2,88	355,01	3,55	15,32	0,67	18,85	0,63
1	278,65	2,79	349,55	3,50	15,03	0,65	18,85	0,63
2	212,13	2,12	273,53	2,74	14,62	0,63	18,85	0,63
3	213,08	2,13	258,29	2,58	15,55	0,68	18,85	0,63
4	220,41	2,20	259,42	2,59	16,02	0,70	18,85	0,63
5	328,74	3,29	357,79	3,58	17,32	0,75	18,85	0,63
6	360,01	3,60	370,17	3,70	18,33	0,80	18,85	0,63
7	372,29	3,72	352,30	3,52	19,92	0,87	18,85	0,63
7,5	422,55	4,23	384,03	3,84	20,74	0,90	18,85	0,63
8	429,57	4,30	370,18	3,70	21,87	0,95	18,85	0,63
8,5	452,94	4,53	363,25	3,63	23,50	1,02	18,85	0,63
9	500,76	5,01	356,88	3,57	26,45	1,15	18,85	0,63
9,5	489,13	4,89	325,91	3,26	28,29	1,23	18,85	0,63
10	410,44	4,10	259,90	2,60	29,77	1,29	18,85	0,63
10,5	523,61	5,24	306,51	3,07	32,20	1,40	18,85	0,63
11	500,35	5,00	297,32	2,97	31,72	1,38	18,85	0,63
11,5	510,75	5,11	304,71	3,05	31,60	1,37	18,85	0,63
12	496,82	4,97	313,38	3,13	29,88	1,30	18,85	0,63
12,5	634,61	6,35	400,41	4,00	29,87	1,30	18,85	0,63
13	498,11	4,98	292,03	2,92	32,15	1,40	18,85	0,63
13,5	567,26	5,67	335,11	3,35	31,91	1,39	18,85	0,63
14	586,97	5,87	367,58	3,68	30,10	1,31	18,85	0,63
14,5	595,62	5,96	401,99	4,02	27,93	1,21	18,85	0,63
15	517,26	5,17	375,39	3,75	25,97	1,13	18,85	0,63
15,5	515,68	5,16	390,52	3,91	24,89	1,08	18,85	0,63
16	681,22	6,81	535,74	5,36	23,97	1,04	18,85	0,63
16,5	471,33	4,71	373,88	3,74	23,76	1,03	18,85	0,63
17	515,09	5,15	414,87	4,15	23,40	1,02	18,85	0,63
18	571,67	5,72	439,77	4,40	24,50	1,06	18,85	0,63
19	491,70	4,92	358,91	3,59	25,82	1,12	18,85	0,63
20	658,42	6,58	444,61	4,45	27,91	1,21	18,85	0,63
21	771,80	7,72	488,76	4,89	29,77	1,29	18,85	0,63
22	620,67	6,21	386,72	3,87	30,25	1,31	18,85	0,63
22,5	486,12	4,86	339,24	3,39	27,01	1,17	18,85	0,63
23	423,70	4,24	320,94	3,21	24,88	1,08	18,85	0,63
23,5	463,76	4,64	353,95	3,54	24,70	1,07	18,85	0,63
24	390,61	3,91	301,82	3,02	24,39	1,06	18,85	0,63
24,5	416,27	4,16	343,76	3,44	22,83	0,99	18,85	0,63
25	425,32	4,25	363,97	3,64	22,03	0,96	18,85	0,63
25,5	398,58	3,99	313,44	3,13	23,97	1,04	18,85	0,63
26	386,54	3,87	293,93	2,94	24,79	1,08	18,85	0,63
26,5	378,52	3,79	287,80	2,88	24,79	1,08	18,85	0,63
27	359,05	3,59	271,63	2,72	24,92	1,08	18,85	0,63

Tabelle A.2.: Messwerte mit Fehlern des Q-Profil

$\frac{L}{2}$ /m	$\frac{a}{2}$ /m	I / mA	δI /mA	U /mV	δU /mV	K /m	δK	ρ_a /Ωm	$\delta \rho_a$ /Ωm
1,00	0,16	0,1	0,0002	0,1477	0,0003	9,57	1,8678	14,129	2,815
1,60	0,25	1	0,002	0,9957	0,00199	15,69	1,9494	15,624	2,003
2,50	0,40	1	0,002	0,6857	0,00137	23,92	1,8678	16,398	1,346
4,00	0,63	1	0,002	0,4575	0,00092	38,90	1,9215	17,796	0,950
6,30	1,00	1	0,002	0,3017	0,0006	60,77	1,8948	18,336	0,645
10,00	1,60	1	0,002	0,1933	0,00039	95,66	1,8678	18,487	0,435
16,00	2,50	1	0,002	0,1117	0,00022	156,92	1,9494	17,520	0,288
21,00	3,50	10	0,02	0,93165	0,001863	192,42	1,7357	17,927	0,233

Tabelle A.3.: Messwerte mit Fehlern des P-Profil

$\frac{L}{2}$ /m	$\frac{a}{2}$ /m	I /mA	δI /mA	U /mV	δU /mV	K /m	δK	ρ_a /Ωm	$\delta \rho_a$ /Ωm
1,00	0,16	0,1	0,0002	0,1359	0,0003	9,57	1,8678	12,996	2,5894
1,60	0,25	1	0,002	0,9785	0,0020	15,69	1,9494	15,355	1,969
2,50	0,40	1	0,002	0,6915	0,0014	23,92	1,8678	16,537	1,358
4,00	0,63	1	0,002	0,40015	0,0008	38,90	1,9215	15,567	0,831
6,30	1,00	1	0,002	0,25725	0,0005	60,77	1,8948	15,634	0,55
10,00	1,60	1	0,002	0,16025	0,0003	95,66	1,8678	15,33	0,361
16,00	2,50	10	0,02	1,01475	0,0020	156,92	1,9494	15,924	0,262
22,50	3,50	10	0,02	0,73425	0,0015	221,71	1,9651	16,279	0,209

A.2. Modellierung der Schlumbergersondierung

A.2.1. P-Profil

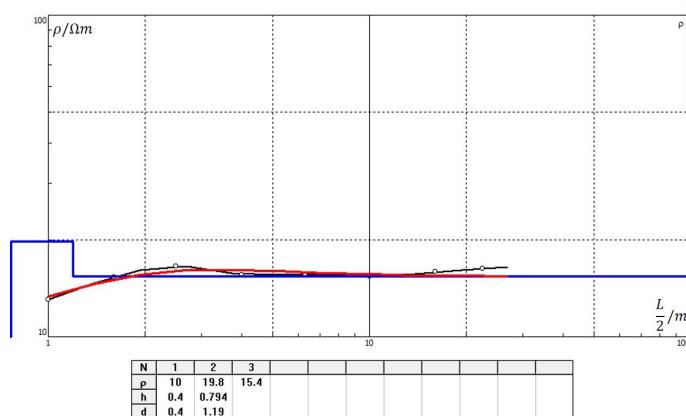


Abbildung A.1.: Modell 3 für den spezifischen Widerstand im Untergrund des Profils P. In der Tabelle sind Angaben über die Mächtigkeit h , Tiefe der Oberkante d und dem spezifischen Widerstand ρ der Schichten aufgeführt.

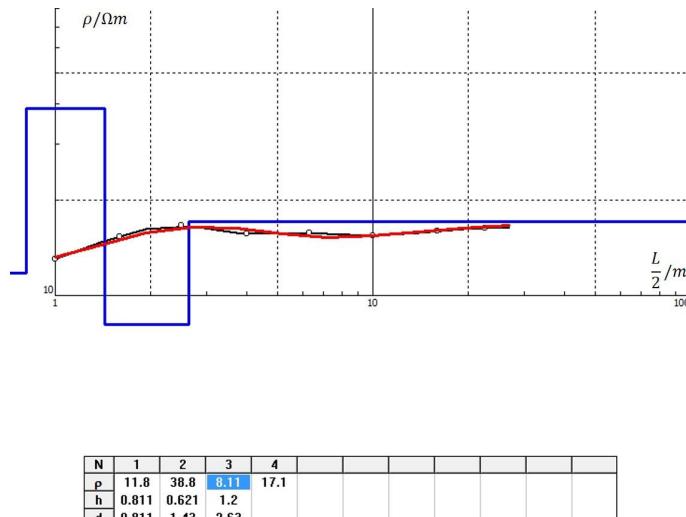


Abbildung A.2.: Modell 4 für den spezifischen Widerstand im Untergrund des Profils P. In der Tabelle sind Angaben über die Mächtigkeit h , Tiefe der Oberkante d und dem spezifischen Widerstand ρ der Schichten aufgeführt.

A.2.2. Q-Profil

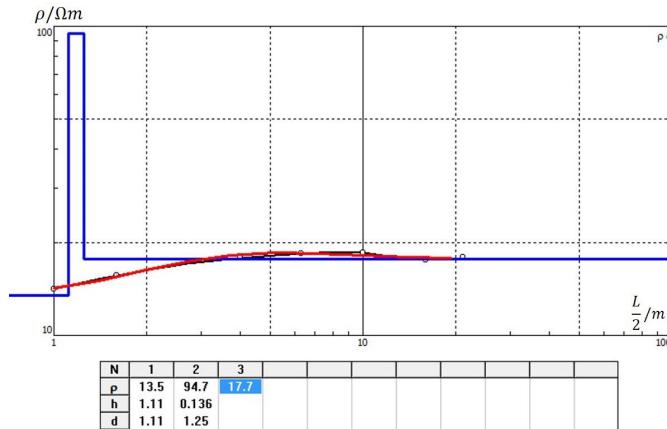


Abbildung A.3.: Modell 3 für den spezifischen Widerstand im Untergrund des Profils Q. In der Tabelle sind Angaben über die Mächtigkeit h , Tiefe der Oberkante d und dem spezifischen Widerstand ρ der Schichten aufgeführt.

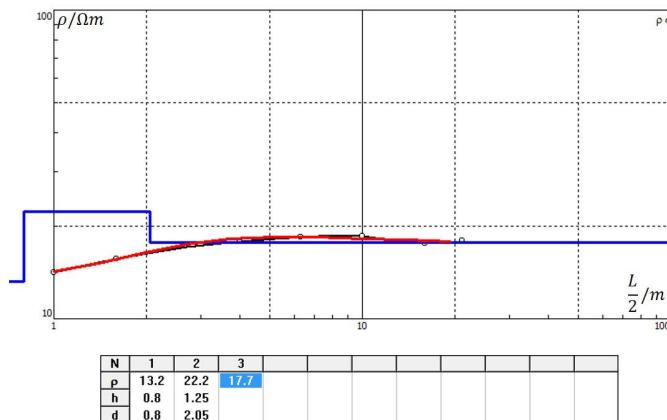
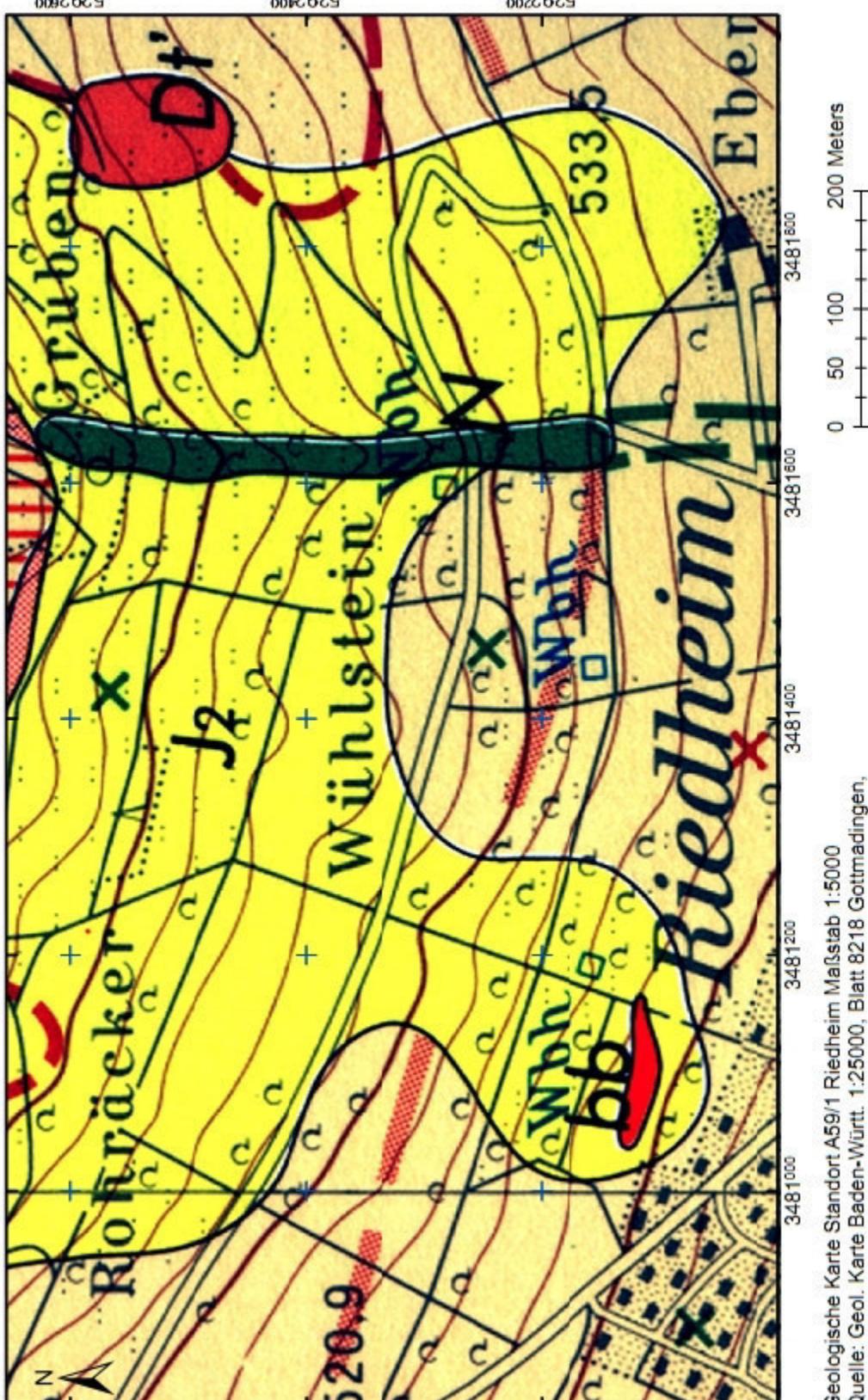


Abbildung A.4.: Modell 4 für den spezifischen Widerstand im Untergrund des Profils Q. In der Tabelle sind Angaben über die Mächtigkeit h , Tiefe der Oberkante d und dem spezifischen Widerstand ρ der Schichten aufgeführt.

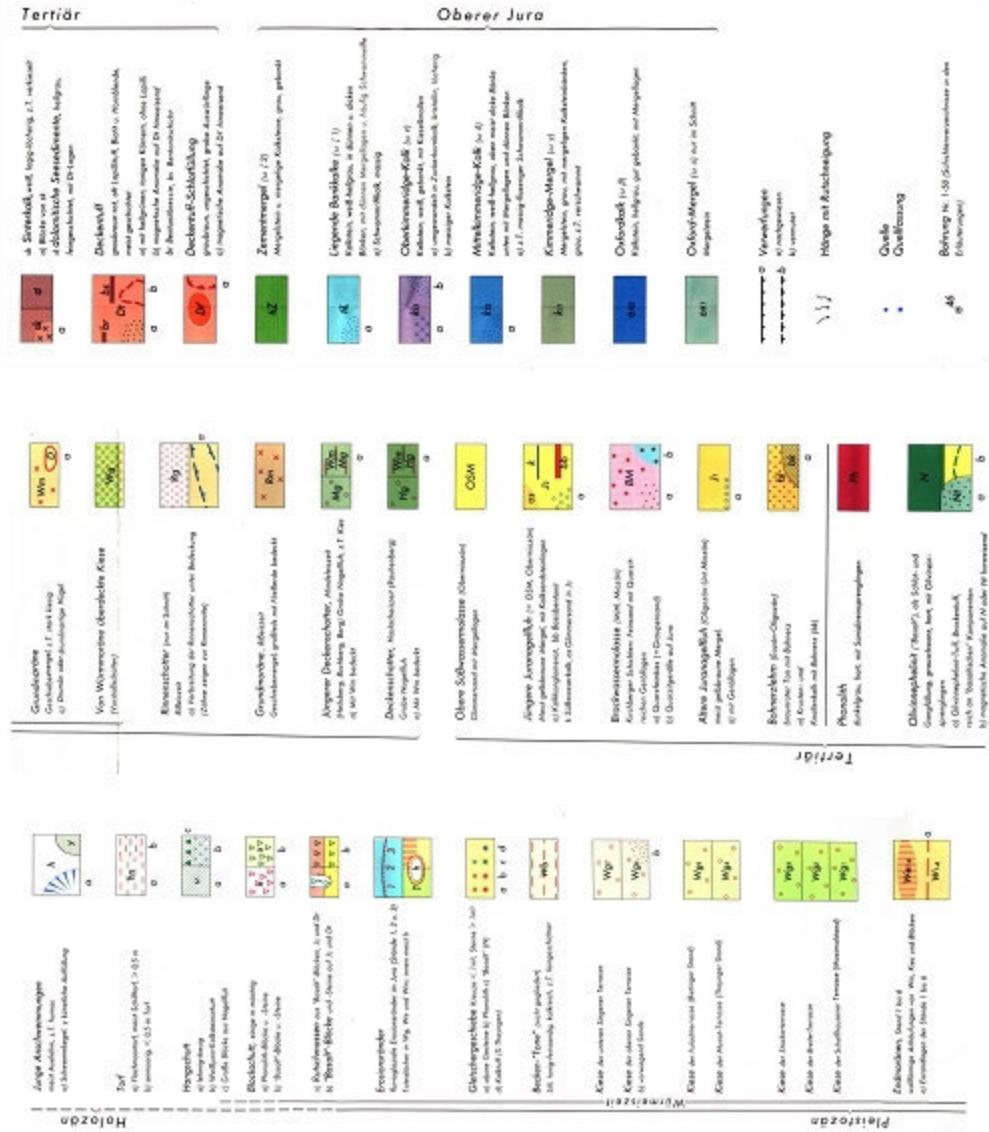
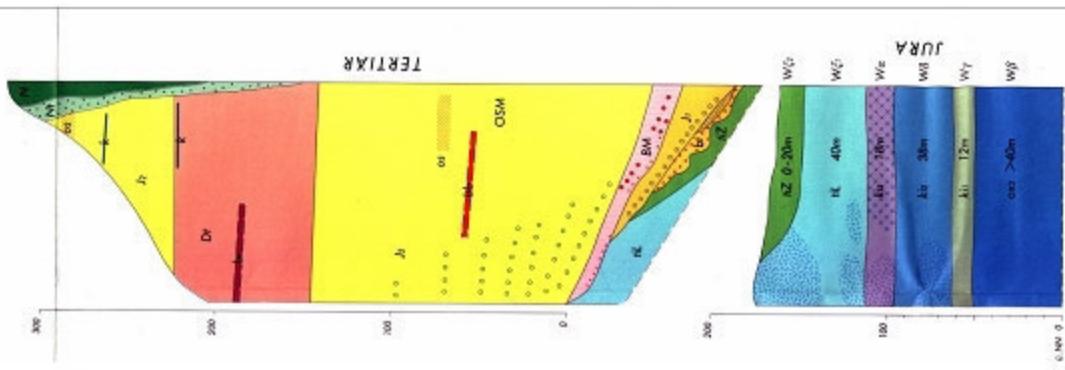


Farben- und Zeichenerklärung

Die nachstehenden Farben und Zeichen beziehen sich auf den in Aufschlüssen zutage tretenden, in der Regel von Bodenbildungen bedeckten geologischen Untergrund.

Tertiär

Schichtenfolge
1:2500
(ohne Quadrat und
ohne jüngere Deckenküsse)



Messprotokoll Wenner-Kartierung

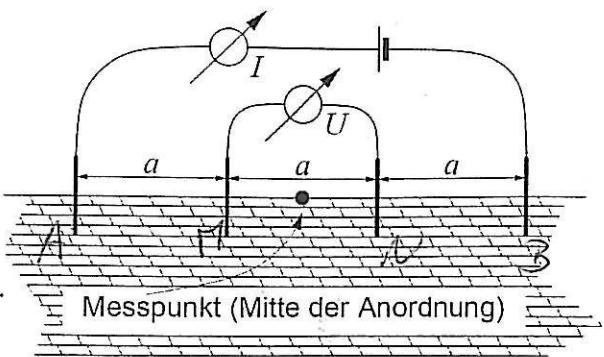
Datum: 18.05.2016

Gruppe: Die Beste Gruppe

Standort: ASG/1 Riedheim

Profil: B

Bemerkungen:



Elektrodenabstand: $a = 3\text{ m}$

Geometriefaktor: $F = 2\pi a = 78,85$

$(2\pi = 6.283, 1/(2\pi) = 0.1592)$

von Skizze aus gesehe

~~75,32~~, 75,32

Punkt in m	U in mV	I in mA	ρ_a in $\Omega \cdot \text{m}$ $= 2\pi a U/I$
0	288,466	355,01	972,92
1	278,648	349,55	75,03
2	272,726	273,53	74,62
3	273,081	258,29	75,55
4	220,414	259,42	76,02
5	328,743	357,79	77,32
6	360,014	370,77	78,33
7	372,288	352,30	79,92
7,5	422,592	384,03	20,74
8	429,569	370,78	21,87
8,5	452,937	363,25	23,5
9	500,760	356,88	26,45
9,5	489,126	325,97	28,29
10	470,443	259,9	29,77
10,5	523,605	306,57	32,20
11	500,345	297,32	37,72
11,5	570,75	304,77	37,16
12	496,875	373,38	29,88
12,5	634,607	400,47	29,88
13	498,772	292,03	32,75 *
73	498,772	292,03	32,75 *
Punkt in m	U in mV	I in mA	ρ_a in $\Omega \cdot \text{m}$ $= 2\pi a U/I$
73,5	567,262	335,77	37,57
74	586,966	367,58	30,7
74,5	595,623	407,99	27,93
75	577,257	375,79	25,97
75,5	575,675	390,52	24,89
76,5	687,276	535,74	23,97
76,5	477,326	373,88	23,87
77	575,085	474,87	23,4
78	577,670	439,72	24,5
79	497,698	358,97	25,82
20	658,478	244,67	27,91
21	777,796	488,76	29,72
22	620,669	386,72	30,25
22,5	486,722	391,24	27,07
23	423,68	320,94	26,89
23,5	463,757	353,95	29,37
24	390,67	307,82	24,39
24,5	416,273	343,76	22,83
25,	425,327	363,97	22,03
25,5	398,579	373,44	23,97

Messprotokoll Wenner-Kartierung

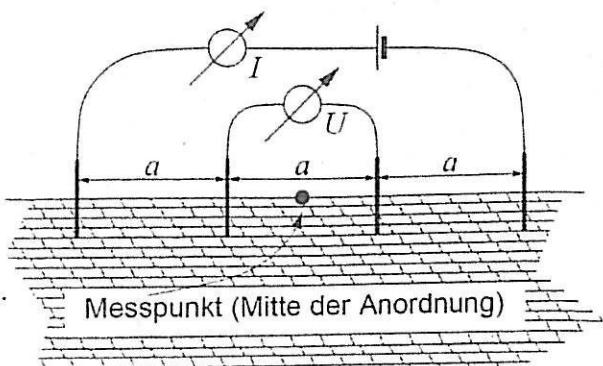
Datum: 18.5.76

Gruppe: Die Begründer

Standort: 459,7 Riedheim

Profil: B + (Verlängerung)

Bemerkungen:



Elektrodenabstand: $a = 3 \text{ m}$

Geometriefaktor: $F = 2\pi a = 18,85$

$$(2\pi = 6.283, 1/(2\pi) = 0.1592)$$

Messprotokoll Schlumberger-Sondierung

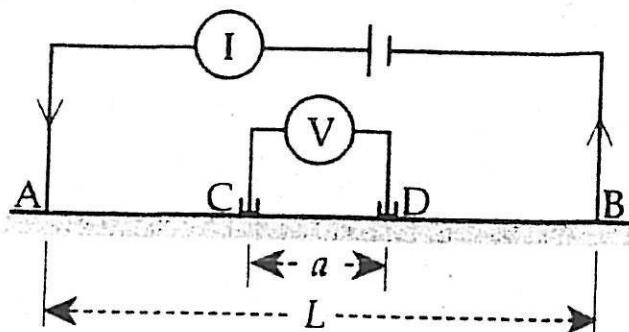
Datum: 18. 5. 76

Gruppe: Dr. Röhl Gruppe

Standort: 159/1 Riedheim

Profil: Q

Bemerkungen: Himmel



$L/2$ in m	$a/2$ in m	I in mA	U in mV	Geometrie- faktor F in m	$\rho_a = F \cdot U/I$ in Ωm
1,0	0,16	0,1 mA	0,7478	9,6	
1,6	0,25	1 mA	0,9955	15,7	
2,5	0,40	1 mA	0,6855	24	
4,0	0,63	1 mA	0,4579	39	
6,3	1,0	1 mA	0,3078	61	
10	1,6	1 mA	0,2935	96	
16	2,5	1 mA	0,2224	157	
25	3,5	10 mA	0,9318	239	
40	6,3			389	
63	10			608	
100	16			957	
160	25			1570	

Messprotokoll Schlumberger-Sondierung

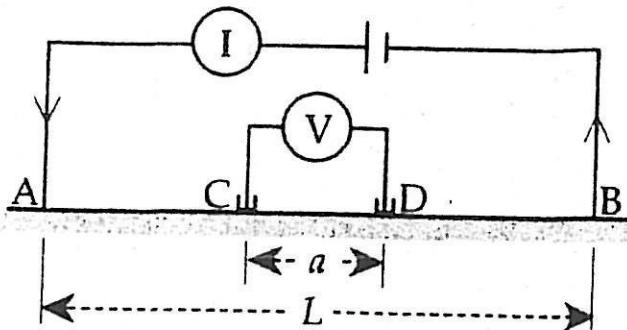
Datum: 18. 5. 76

Gruppe: Die Rote Gruppe

Standort: 159/1 Riedheim

Profil: Q

Bemerkungen: Rückweg



$L/2$ in m	$a/2$ in m	I mA	U mV	Geometrie- faktor F in m	$\rho_a = F \cdot U / I$ in Ωm
1,0	0,16	0,7 mA	0,7476	9,6	
1,6	0,25	1 mA	0,9958	15,7	
2,5	0,40	1 mA	0,6858	24	
4,0	0,63	1 mA	0,4573	39	
6,3	1,0	1 mA	0,3016	61	
10	1,6	1 mA	0,7930	96	
16	2,5	1 mA	0,7777	157	
25	3,5	10 mA	0,9375	239	
40	6,3			389	
63	10			608	
100	16			957	
160	25			1570	

Messprotokoll Schlumberger-Sondierung

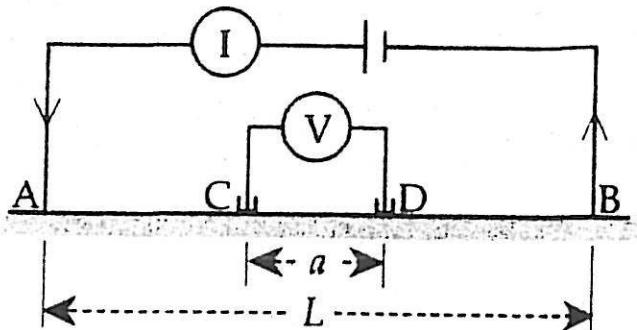
Datum: 18.5.76

Gruppe: Die Rote Gruppe

Standort: A591 Riedheim

Profil: P

Bemerkungen: Hinweg



$L/2$ in m	$a/2$ in m	I	U in mV	Geometrie- faktor F in m	$\rho_a = F \cdot U / I$ in Ωm
1,0	0,16	100mA	0,7360	9,6	
1,6	0,25	1mA	0,9775	15,7	
2,5	0,40	1mA	0,6974	24	
4,0	0,63	1mA	0,3995	39	
6,3	1,0	1mA	0,2570	61	
10	1,6	1mA	0,1597	96	
16	2,5	1mA	0,0750	157	
22,5	3,5 4,0	1mA	0,7340	239 221,707	
40	6,3			389	
63	10			608	
100	16			957	
160	25			1570	

Messprotokoll Schlumberger-Sondierung

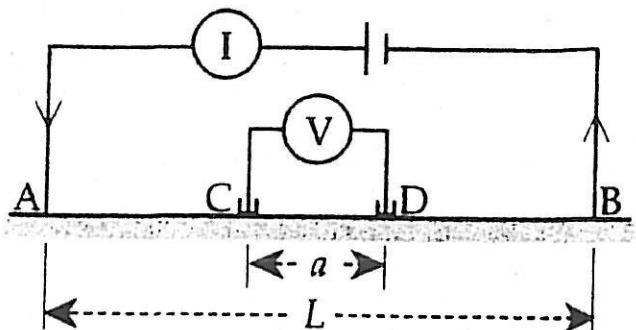
Datum: 18.5.76

Gruppe: Dip Rose Gruppe

Standort: 1597 Riedheim

Profil: P

Bemerkungen: Rechner



$\pm 0,0003^5$

MITTELWERT

L/2 in m	a/2 in m	I in mA	U in mV	Geometrie- faktor F in m	$\rho = F U / I$ in Ωm IHN - RÜCK / mV
1,0	0,16	0,7 mA	0,7352	9,6	0,13585
1,6	0,25	1 mA	0,9795	15,7	0,9785
2,5	0,40	1 mA	0,6916	24	0,6915
4,0	0,63	1 mA	0,4008	39	0,40015
6,3	1,0	1 mA	0,2525	61	0,25725
10	1,6	1 mA	0,1608	96	0,16025
16	2,5	20 mA	7,0745	157	1,01475
22,5	4,0	20 mA	0,7345	221,707	0,73625
40	6,3			389	
63	10			608	
100	16			957	
160	25			1570	

Geophysikalische Geländeübungen

Jahr: 2016

Messgebiet/Standort: A59/1 Riedheim

Erklärung zu den schriftlichen Berichten, bestehend aus einer Gesamtübersicht und jeweils einem Protokoll zu den Versuchen Magnetik, Gravimetrie, Geoelektrik und Seismik.

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig angefertigt, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde.

Alicia Rohnacher, 1805798, 19.06.16 A.Rohnacher

Name, Matrikelnummer, Datum, Unterschrift

Ann-kathrin Edrich, 1785471, 19.06.16, A.Edrich

Name, Matrikelnummer, Datum, Unterschrift