



Karlsruher Institut für Technologie

Universität des Landes Baden-Württemberg und nationales Forschungszentrum in
der Helmholtz-Gesellschaft

**Geoelektrische Tomografien und Seismik
für die Detektion von Karstgrundwasserleitern
im Schwarzwassertal**

**Goelectrical tomographies and seismics
for the detection of karst aquifers
in the Schwarzwassertal**

Bachelorarbeit
am Geophysikalischen Institut
(Fakultät für Physik)

vorgelegt von
Svenja Schaneng

Bearbeitungszeitraum: 07.07.2015 - 09.10.2015

Referenten: Prof. Dr. Thomas Bohlen,
Prof. Dr. Nico Goldscheider.

Kurzfassung

Hohlräume und Dolinen sind Karsterscheinungen, wie sie auch im Schwarzwassertal, einem Seitental des Kleinwalsertals im österreichischen Bundesland Vorarlberg, anzutreffen sind. Gelöstes Material wird durch Wasser abtransportiert, sodass Massendefizite in Form von Höhlen und Senkungen das Resultat sind. Durch diese Höhlen bewegt sich das Wasser unterirdisch vergleichsweise schnell.

Markierungsversuche der Angewandten Geowissenschaften Karlsruhe im Jahr 1996 und 1997 belegten unterirdische Verbindungen zwischen dem Ladstattschacht und der Aubachquelle, sowie der Estavelle und der Aubachquelle, drei Quellen bzw. Schwinden des zu untersuchenden Gebietes. Im Rahmen einer Zusammenarbeit mit dem Franklin & Marshall College (Pennsylvania, USA) wird in der vorliegenden Arbeit unter Anwendung der Geoelektrik der Untergrund in diesem Gebiet untersucht und Karsterscheinungen detektiert. Unterstützend wird das Verfahren der Refraktionsseismik hinzugezogen.

Geoelektrik basiert auf der Materialeigenschaft spezifischer Widerstand und reagiert deshalb gut auf Verkarstung. Zur Anwendung kommen linienhafte 2D-Widerstandssondierungskartierungen entlang von 4 Profilen zwischen den besagten Quellen bzw. Schwinden. Ein luftgefüllter Hohlraum wirkt als Isolator und führt daher zu einer hochohmigen Anomalie. In den rechnerisch invertierten Daten und dem daraus resultierendem Tiefenmodell des östlichsten Profils DV1 nahe der Aubachquelle ist dies gut zu erkennen. Ein leitfähig verfüllter Hohlraum bedeutet dagegen eine niederohmige Anomalie. Dies ist bei der Tomografie des Profils ES1 nahe der Estavelle gut zu erkennen. Hier können auf Grund des erstellten Tiefenmodells drei wassergesättigte Hohlräume vermutet werden. Daneben spiegelt sich in den Daten auch die weitere Untergrundsituation (Deckschicht, Verwitterungszone und Fels) wider. Die 2D-Tomografien der Profile ES0 und ES2 zeigen keine Karsterscheinungen. Die erhobenen Daten am Profil ES0 ermöglichen Aussagen über die Mächtigkeit der Deckschicht oberhalb des anstehenden Kalksteins und Vermutungen über die Lage des Grundwasserspiegels. Die Tomografie am Profil ES2 zeigt lateral heterogenes Gestein und Störungszonen, in denen eventuell Wasser versickert.

Die Refraktionsseismik dient in dieser Arbeit v.a. der Bestimmung der Felslinie auf Basis der Ausbreitung elastischer Wellen. Unterhalb der Felslinie befindliche Hohlräume sind nicht direkt zu detektieren. Allerdings verändern bis nahe an die Felsoberfläche verlaufende Spalten und Höhlen die Ausbreitung der Wellen. Flankierend wird die Auswertung der mit diesem Verfahren erhobenen Daten bei den Profilen ES0 und ES1 hinzugezogen. Bei Profil ES0 ergibt die Auswertung der Laufzeiten der elastischen Wellen eine gute Deckung der Deckschichtenmächtigkeit mit der aus den Tiefenmodellen des spez. Widerstands vermuteten Mächtigkeit. Bei Profil ES1 beträgt der Unterschied zwischen den vermuteten Mächtigkeiten ca. 1 m. Der größte der durch die Tomografie ersichtlichen wassergesättigten Hohlräume spiegelt sich im Seismogramm wider. An den entsprechenden Profilkordinaten ist ein deutlich verändertes Wellenfeld zu erkennen.

An zwei von vier Profilen kann die Verteilung physikalischer Eigenschaften des Untergrunds in Karstgebieten deutlich beobachtet werden. Anhand der Widerstandssondierungskartierung an Profil DV1 kann eine Karsthöhle zwischen Ladstattschacht und Aubachquelle in einer Tiefe von etwa 1,4 m detektiert werden. Die 2D-Tomografie an Profil ES1 zeigt ab einer Tiefe von 4,9 m drei mit Wasser gefüllte Hohlräume im Untergrund. Aussagen über den genauen Verlauf des Karstgrundwasserleiters zwischen der Estavelle und der Aubachquelle können nicht getroffen werden. Die geophysikalische Erkundung zeigt eine Übersicht über die Verhältnisse im Untergrund. Das Auflösungsvermögen der Geophysik reicht jedoch nicht aus um Details zu liefern.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	4
1.1	Motivation	4
1.2	Gliederung	4
2	Grundlagen	5
2.1	Geologischer und hydrogeologischer Rahmen	5
2.2	Geoelektrik	7
2.2.1	Physikalische Grundlagen und Messprinzip	7
2.2.2	Widerstandssondierungskartierung (2D Tomografie)	7
2.2.3	Einfluss von Porosität und Sättigung auf den spezifischen Widerstand, Gesetz von Archie	9
2.3	Refraktionsseismik	9
2.3.1	Wellenausbreitung	10
2.3.2	Ebene Schichtung	10
3	Messdurchführung	11
3.1	Profilbeschreibungen	11
3.2	Datenaufnahme	12
4	Auswertung und Interpretation	17
4.1	Allgemeines zur Auswertung	17
4.1.1	Inversion und RMS-Error Statistik	17
4.1.2	Berücksichtigung von Topographie bei Inversion	18
4.1.3	Abschätzung des zu erwartenden spezifischen Widerstands	18
4.1.4	Erwartete Kompressionswellengeschwindigkeit	19
4.2	Profil DV1	19
4.3	Profil ES0	22
4.4	Profil ES1	25
4.5	Profil ES2	28
5	Quantitative Fehlerbetrachtung	30
5.1	Geoelektrik	30
5.2	Refraktionsseismik	31
6	Ausblick	31
7	Danksagung	32
8	Erklärung	32
9	Literaturverzeichnis	33
10	Anhang	34

Abbildungsverzeichnis

1	Geologisch-hydrologische Karte des Kleinwalsertals	5
2	Messprinzip der Geoelektrik	8
3	Messprinzip der Widerstandssondierungskartierung	8
4	Blick auf das Profil DV1	13
5	Blick auf das Profil ES0	14
6	Blick auf das Profil ES1	15
7	Blick auf das Profil ES2	16
8	RMS-Error Statistik am Beispiel des Profils ES1	17
9	Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil DV1	21
10	Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES0	24
11	Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES1	26
12	Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES2	29

Tabellenverzeichnis

1	Profil DV1: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.	13
2	Profil ES0: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.	14
3	Profil ES1: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.	15
4	Profil ES2: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.	16

1 Einleitung

1.1 Motivation

In vielen Regionen kommt es zu ausgeprägten Karsterscheinungen wie Hohlräume, Erdfälle und Dolinen. Fortschreitende Kalklösung kann mit der Zeit zu einer charakteristischen hügeligen und durch Dolinen und Höhlen gekennzeichneten Morphologie führen (Grotzinger, 2008). In Karstgebieten fehlt ein oberirdisches Entwässerungssystem fast völlig, oft fließen kleinere Bäche oder Flüsse nur kurze Strecken an der Erdoberfläche und verschwinden dann im Untergrund, wo das Wasser vergleichsweise schnell durch ein Höhlen- und Spaltensystem fließt. Trockentäler sind daher ein Merkmal von Karstgebieten. Ausgeprägte Karstgebiete bilden sich hauptsächlich im humiden und gemäßigt humiden Klima.

Das exemplarisch ausgewählte Karstgebiet liegt im Kleinwalsertal im österreichischen Bundesland Vorarlberg, wo die Abteilung Hydrogeologie des Instituts für Angewandte Geowissenschaften des Karlsruher Institut für Technologie bereits seit Jahren Forschung betreibt. Durch Markierungsversuche der Angewandten Geowissenschaften Karlsruhe im Jahr 1996 und 1997 konnten unterirdische Verbindungen zwischen 3 Quellen bzw. Schwinden nachgewiesen werden (Goldscheider, 1998). Im Rahmen einer Zusammenarbeit mit dem Franklin & Marshall College (Pennsylvania, USA) wurde mittels vier verschiedener geophysikalischer Methoden der Untergrund im Zwischenbereich dieser Schwinden bzw. Quellen untersucht. Die angewandten Verfahren waren dabei Gravimetrie, die Eigenpotentialmethode, geoelektrische Widerstandssondierungskartierungen und Refraktionsseismik.

Die Motivation dieser Arbeit ist es, unter Anwendung von Widerstandssondierungskartierungen (2D Tomografien) eine Übersicht über die Verhältnisse im Untergrund zu erhalten und Karsterscheinungen und gegebenenfalls den Verlauf des Karstgrundwasserleiters zu detektieren. Das Verfahren Refraktionsseismik soll als weitere geophysikalische Untersuchungsmethode die geoelektrischen Messungen flankieren.

1.2 Gliederung

Ein integraler Bestandteil dieser Arbeit ist, neben der Beschreibung der lokalen Geologie und der angewandten Methoden, die Beschreibung und Interpretation der daraus resultierenden Ergebnisse.

In Kapitel 2 wird die Geologie des Untersuchungsgebiets und die physikalischen Grundlagen der im Rahmen dieser Arbeit angewandten geophysikalischen Methoden beschrieben.

Die Lage der Profilauslagen ist in Kapitel 3 beschrieben. Ebenso werden die angetroffene Landschaft unmittelbar der Profile beschrieben, sowie die verwendeten Messgeometrien zusammengefasst.

Kapitel 4 beinhaltet die Auswertung und die Ergebnisse der Anwendung, der in Kapitel 2 beschriebenen Verfahren. Nach einer Beschreibung der physikalischen Eigenschaften des Untergrunds werden, unter Berücksichtigung der in Kapitel 2 beschriebenen lokalen Geologie, die Ergebnisse interpretiert.

In Anlehnung an das vorige Kapitel werden in Kapitel 5 die Genauigkeit der Ergebnisse und einfließende Fehler quantitativ diskutiert.

2 Grundlagen

2.1 Geologischer und hydrogeologischer Rahmen

Das Untersuchungsgebiet liegt im Kleinwalsertal im österreichischen Bundesland Vorarlberg. In dieser Region treten alle drei plattentektonischen Komponenten der Gebirgsbildung auf. Das südöstlich gelegene Ostalpin, dass von der adriatischen Platte stammt, wurde auf die Überreste des dazwischenliegenden Ozeans (heutiges Penninikum) bis zur Überschiebung aufgeschoben. Die Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum ist heute im Kleinwalsertal durch den Flusslauf der Breitach gekennzeichnet. Das Penninikum ist wiederum auf die eurasische Platte (heutiges Helvetikum) überschoben worden, was durch den Verlauf des Schwarzwassertals sichtbar ist.

Nordwestlich des Schwarzwassertals bilden Gebirgsketten des Helvetikums die Umrahmung des Kleinwalsertals (vgl. Abbildung 1). Das Karstgebiet Hochifien und Gottesackerplateau wird aus helvetischem, extrem verkarstetem Schratenkalk aufgebaut (Goldscheider, 1998). Tektonisch ist das Gebiet durch weitgespannte Faltenzüge charakterisiert, die in südöstlicher Richtung im Schwarzwassertal unter ein Flyschgebiet abtauchen (Goldscheider, 1998).

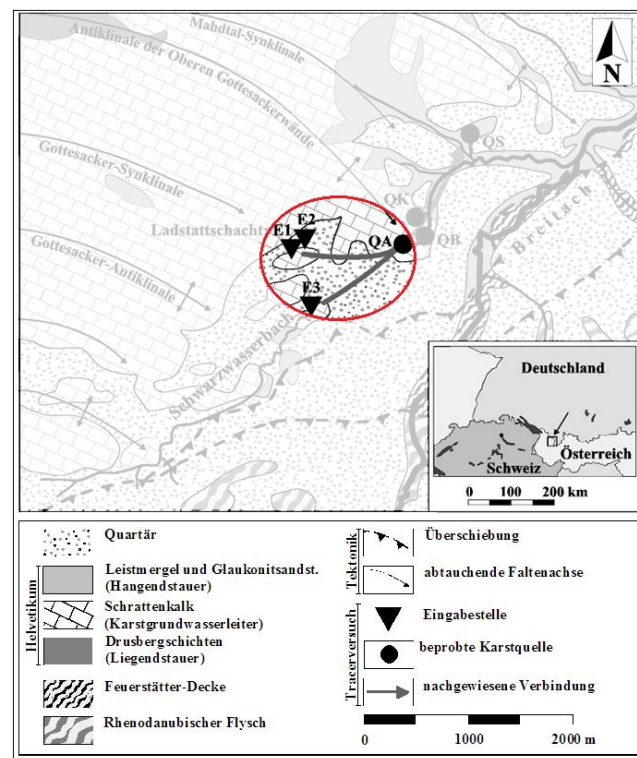


Abbildung 1: Geologisch-hydrologische Karte des Untersuchungsgebiets. Eingezeichnet sind tektonische Gegebenheiten des Gebiets, wie Faltenzüge, und Ergebnisse eines Tracertests im Jahr 1997. E1 ist dabei die Eingabestelle am Ladstattschacht, E2 ein Naturschacht nahe des Ladstattschachts, E3 die Eingabestelle an der Estavelle. QA bezeichnet die Probenahmestelle an der Aubachquelle. QB, QK und QS sind weitere Quellen talabwärts, welche für diese Arbeit von keiner Bedeutung sind. Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit ist in rot eingezeichnet. (Goldscheider, 1998, leicht verändert).

Aus Abbildung 1 ist weiterhin ersichtlich, dass die Antiklinale (geologischer Sattel einer Faltung) der Oberen Gottesackerwände den nördlichen Teil des Gottesackerplateaus bildet. Der südliche Teil des Gottesackerplateaus wird durch die Gottesacker-Antiklinale gebildet. Die Gottesacker-Synklinale (inverse geometrische Struktur zur Antiklinalen) bildet den zentralen Teil des Gottesackerplateaus (Wagner 1950, Schmidt-Thomé 1947).

In Abbildung 1 ist der Untersuchungsbereich der vorliegenden Arbeit eingezeichnet (rot). Es ist ersichtlich, dass quartäre Sedimentablagerungen das anstehende Gestein aus dem Helvetikum bedecken. Des Weiteren bildet der tonarme, etwa 100 m mächtige Schrattenkalk einen zusammenhängenden Karstgrundwasserleiter. Aus dem Gottesackerplateau abfließende Wässer werden gesammelt und an Karstquellen im Schwarzwassertal weitergeleitet (Goldscheider 1997).

Der Karstgrundwasserleiter wird zudem von Wässern aus dem Schwarzwasserbach gespeist. Der Schwarzwasserbach, welcher nicht durch oberirdische Zuflüsse aus dem Gottesackergebiet gespeist wird, sondern Zuflüsse aus dem oberen Schwarzwassertal und aus dem Flyschgebiet erhält, verliert bachabwärts Wasser an den Karstgrundwasserleiter (Goldscheider, 1998).

Nachdem der Schwarzwasserbach eine Schlucht aus Schrattenkalk durchlaufen hat, befindet sich auf der in Fließrichtung rechten Seite der Eingang der Schwarzwasserhöhle (Goldscheider, 1998). Bei hohem Wasserstand, wie z. Bsp. nach starken Regenfällen, fungiert die Höhle wegen veränderter Druckbedingungen im Karstsystem als Karstquelle. Bei niedrigem Wasserstand hingegen wirkt sie als Bachschwinde, sodass das Bachbett unterhalb der Höhle vollständig trocken fällt. Eine solche Karsterscheinung wird Estavelle genannt (Goldscheider, 1997).

Etwa 1000 m nordöstlich wird der Schwarzwasserbach durch den Aubach erneut gespeist. Dieser entspringt in der Aubachquelle, welche nur in langen Trockenzeiten versiegt (Goldscheider, 1998). Etwa 500 m nördlich der Estavelle und etwa 1000 m westlich der Aubachquelle befindet sich der Ladstattschacht. Dieser 47 m tiefe Höhlenschacht wurde bis 1975 als Deponie für Klärschlämme verwendet. In diesem Zusammenhang wurde im August 1997 der in Abbildung 1 gezeigte kombinierte Markierungsversuch durch die Angewandte Geologie Karlsruhe (AGK) durchgeführt. An insgesamt 3 Eingabestellen wurden drei verschiedene Fluoreszenztracer eingegeben. Durch die Probenahme an vier Probenahmestellen konnte gezeigt werden, dass die Karstquellen im unteren Schwarzwassertal (darunter auch die Aubachquelle) von Sickerwässern aus dem Ladstattschacht erreicht werden (Goldscheider, 1998).

Durch einen vorangegangenen Markierungsversuch im September 1996 der AGK wurde gezeigt, dass die Estavelle und die Karstquellen im unteren Schwarzwassertal (darunter auch die Aubachquelle) an der Entwässerung des Karstsystems beteiligt sind (Goldscheider, 1997). Durch Markierungsversuche der AGK im Jahr 1996 und 1997 konnten folglich unterirdische Verbindungen zwischen dem Ladstattschacht und der Aubachquelle, sowie der Estavelle und der Aubachquelle nachgewiesen werden.

2.2 Geoelektrik

2.2.1 Physikalische Grundlagen und Messprinzip

Bei dem geophysikalischen Messverfahren Geoelektrik wird die strukturelle Untergrundsituation aufgrund der Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes bzw. der Leitfähigkeit abgeschätzt und quantitativ ermittelt.

Der spezifische Widerstand ρ ist eine elektrische Materialeigenschaft. Im direkten Zusammenhang mit dieser Eigenschaft steht die spezifische Leitfähigkeit σ des Materials. Sie bildet den Kehrwert:

$$[\rho] = \left[\frac{1}{\sigma} \right] = \Omega\text{m} . \quad (1)$$

Dem Untergrund werden über zwei Stromelektroden A und B ein Strom I ($[I] = \text{A}$) punktförmig zugeführt. Es wird der stationäre Fall betrachtet, in dem das elektrische Feld \vec{E} allein aus dem Potential U abgeleitet werden kann (Berckhemer, 1997):

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}U . \quad (2)$$

Entsprechend der räumlichen Verteilung des spez. Widerstands stellt sich ein zeitunabhängiges elektrisches Feld bzw. das damit verbundene Potential U ein (vgl. Abbildung 2). Zwischen zwei Sonden M und N kann die Potentialdifferenz an der Erdoberfläche gemessen werden (Altmann u.a., 2014):

$$\Delta U = U_M - U_N = \frac{I \cdot \rho}{2 \cdot \pi} \left[\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) \right] . \quad (3)$$

Der die Sonden- und Elektroden-Abstände r enthaltende Ausdruck (in eckigen Klammern) wird als Konfigurationsfaktor K zusammengefasst. Er berücksichtigt die verwendete Messgeometrie der Sonden und Elektroden an der Erdoberfläche. Der spez. Widerstand ergibt sich zu (Berckhemer, 1997):

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta U}{I} . \quad (4)$$

Da bei geschichtetem oder inhomogenem Untergrund die Messgröße nicht nur durch den Kennwert einer einzelnen Schicht bestimmt wird, sondern in Abhängigkeit der Eindringtiefe durch integrale Werte beeinflusst wird, ergibt sich bei praktischen Untersuchungen der sogenannte scheinbare spezifische Widerstand

$$\rho_s = K \cdot \frac{\Delta U}{I} . \quad (5)$$

Der Messwert beinhaltet Anteile aus einem großen Messvolumen und entspricht einem gewichteten Mittelwert der wahren Widerstandsverteilung. Um die räumliche Verteilung des wahren Widerstandes zu ermitteln, muss die Messung mit vielen verschiedenen Konfigurationen der Strom- und Spannungselektroden durchgeführt werden.

2.2.2 Widerstandssondierungskartierung (2D Tomografie)

Dieses Messverfahren ermöglicht es, ein zweidimensionales Modell des Untergrunds zu erhalten, das sowohl laterale als auch vertikale Ausdehnung besitzt. Im heterogenen Untergrund lassen sich so Strukturen differenzierten spezifischen Widerstands schneller erkennen.

Die Messwertaufnahme bei der Sondierungskartierung erfolgt, indem eine Vielzahl von Sonden-Elektroden gesteckt und mit einem speziellen Kabel verbunden werden (Multielektrodenauslage). Eine Schaltapparatur erlaubt die Ansteuerung aller sinnvollen Sonden-Elektroden-Kombinationen und damit einer großen Anzahl von Tiefenstufen (GGU, 2013). Wegen des geringen Abstandes der Sonden und Elektroden wird der Untergrund lateral, d.h. fortlaufend entlang der Messlinie, dicht abgetastet. Die Messungen überlappen insbesondere für große Eindringtiefen (vgl. Abbildung 3). Dadurch wird eine gute laterale Auflösung erzielt. Die Messdaten werden rechnerisch invertiert, wobei das Inversionsmodell durch Iterationen verbessert wird.

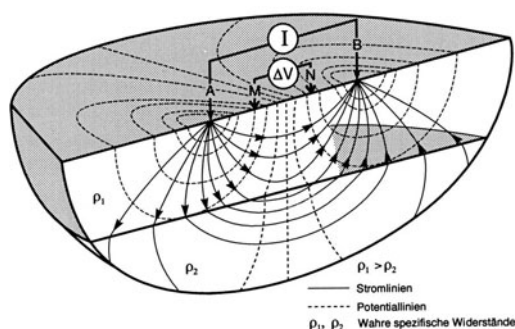


Abbildung 2: Prinzip der Widerstandsmessung mit einer Vierpunktanordnung. Die Stromeinspeisung erfolgt an den Elektroden A und B, die Spannungsmessung zwischen den Elektroden M und N. Die durchgezogenen Linien sind die Stromlinien für ein Modell, welches aus einer Schicht über dem Halbraum besteht. Die gestrichelten Linien deuten Potentiallinien an (nach Knödel et al., 1997. Entnommen von der Homepage des Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie).

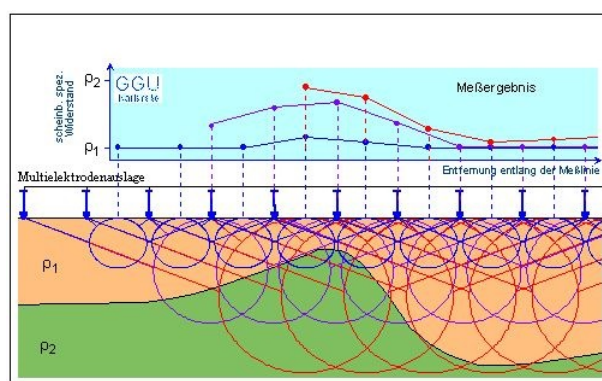


Abbildung 3: Messprinzip der Widerstandssondierungskartierung (2D Tomografie). Wegen des geringen Abstandes der Sonden und Elektroden wird der Untergrund fortlaufend entlang der Messlinie dicht abgetastet. Die Messungen überlappen insbesondere für große Eindringtiefen, hier durch Kreise symbolisiert (GGU, 2013).

2.2.3 Einfluss von Porosität und Sättigung auf den spezifischen Widerstand, Gesetz von Archie

Der spezifische Widerstand ist eine elektrische Materialeigenschaft. Alle Bestandteile eines Materials tragen zu diesem Kennwert bei. In erdfeuchten, mineralischen Materialien dominiert die Ionen- gegenüber der Elektronenleitfähigkeit (GGU, 2013). Das heißt, dass geringe Widerstände v.a. durch den Wassergehalt bzw. die darin gelösten Salze (Ionen) verursacht sind. Die Zustände trocken oder feucht prägen den Gesamtwiderstand eines Materials und führen zu einer großen Widerstandsbreite für ein und dasselbe Material. Aufgrund des üblicherweise hohen Widerstands der Gesteinsmatrix wird allgemein angenommen, dass hier kein signifikanter Elektronentransport stattfindet. Die Matrixleitfähigkeit der Gesteine ist daher in der Regel vernachlässigbar.

Ermittelte Widerstandswerte lassen keine direkten Interpretationen zu, sondern geben nur Hinweise. Unter Einbezug weiterer Informationsquellen können konkrete Schlüsse gezogen werden. Zur Interpretation kann das Gesetz von Archie herangezogen werden (Archie, 1942). Als Funktion der Porosität und der Wassersättigung kann anhand Gleichung (6) der spezifische Widerstand eines tonfreien Sediments oder eines Gesteins berechnet werden.

$$\rho = a \cdot \rho_W \cdot \phi^{-m} \cdot S^{-n} \quad (6)$$

- mit ρ : spezifischer Widerstand des gesamten Sedimentes bzw. Gesteins,
 ρ_W : spezifischer Widerstand der Porenflüssigkeit bzw. des durchströmenden Fluids,
 ϕ : Porosität des Gesteins,
 S : Sättigung des Gesteins,
 a : empirische Größe: Tortuositätsfaktor (Porenraumgeometrie),
 m : empirische Größe: Zementationsexponent,
 n : empirische Größe: Sättigungsexponent.

Die empirischen Konstanten sollten an das vorliegende Sediment bzw. Gestein angepasst werden. Die Konstanten a und m variieren zwischen den Grenzen $0,5 < a < 1$ und $1,3 < m < 2,4$ (Schön, 1983). Der Sättigungsexponent n wird meist mit $n = 2$ angenommen. Für den nach Kapitel 2.1 anstehenden tonarmen Kalkstein gilt $a = 0,55$ und $m = 1,9$. Bei vollständiger Wassersättigung ist $S = 1$. Ist das Gestein nur teilgesättigt, wird durch den isolierenden Einfluss der Luft als Porenfüllung eine Verringerung der Leitfähigkeit bewirkt.

2.3 Refraktionsseismik

Im Hinblick auf diese Arbeit dient das geophysikalische Messverfahren Seismik der Untersuchung oberflächennaher Strukturen und der Bestimmung von Schichtgrenzen im Untergrund, sowie deren dynamischen Eigenschaften aufgrund der Ausbreitung elastischer Wellen.

Die Seismik beruht auf der Ausbreitung und Erfassung künstlich erzeugter elastischer Wellen im Untergrund. Die aus den Wellen resultierende Bodenbewegung wird durch Impulsquellen (z. Bsp. Hammerschlag) erzeugt und mit Schwingungsaufnehmern (Geophone) registriert. Die Signale breiten sich im Untergrund mit materialspezifischen Wellengeschwindigkeiten aus. Dabei treten Oberflächen- und Raumwellen auf. Betrachtet bzw. ausgewertet werden die Laufzeiten der Raumwellen.

Beim Teilverfahren Refraktionsseismik werden die Einsatzzeiten der direkten und refraktierten Welle betrachtet, um daraus die Tiefenlage des sog. Refraktors (Schichtgrenze) zu bestimmen (GGU, 2013). Die reflektierten Wellen werden von den Geophonen zeitlich verzögert aufgenommen und nicht berücksichtigt. Bei den betrachteten p-Wellen (Primärwellen) erfolgt die Teilchenbewegung in Ausbreitungsrichtung, weshalb diese auch Kompressionswellen oder Longitudinalwellen genannt werden (Berckhemer, 1997).

2.3.1 Wellenausbreitung

Der von einer Impulsquelle abgestrahlte Kompressionsimpuls durchläuft den Untergrund mit einer materialspezifischen Wellengeschwindigkeit v_p . Wellen bzw. Strahlen werden an Grenzflächen, an denen sich die Wellengeschwindigkeit ändert, nach dem Snellius'schen Brechungsgesetz gebrochen (Tipler u.a., 2012):

$$\frac{\sin(\alpha_1)}{v_1} = \frac{\sin(\alpha_2)}{v_2} \quad (7)$$

mit v_i : Wellengeschwindigkeit der Schicht i ,
 α_1 : Einfallswinkel (Winkel zwischen einfallendem Strahl und der Normalen),
 α_2 : Brechungswinkel (Winkel zwischen gebrochenem Strahl und der Normalen).

Weist die untere Schicht eine höhere seismische Geschwindigkeit als die obere auf, so ist der Brechungswinkel größer als der Einfallswinkel und kann bei Erhöhung des Einfallswinkels 90° erreichen. Das bedeutet, dass der Strahl nicht mehr in das untere Medium hineingebrochen wird, sondern entlang der Schichtgrenze verläuft. Der Einfallswinkel, bei dem dies passiert, wird als kritischer Winkel Θ bezeichnet. Aus Gleichung (7) ergibt sich

$$\sin(\Theta) = \frac{v_1}{v_2} . \quad (8)$$

Die refraktierte Welle läuft mit der Geschwindigkeit v_2 der unteren Schicht an der Schichtgrenze entlang und strahlt neue Wellen im kritischen Winkel Θ zur Erdoberfläche hin ab.

2.3.2 Ebene Schichtung

Der einfachste auszuwertende Fall ist, wenn es nur eine Schicht gibt, die eben auf dem Halbraum liegt. Dann lassen sich die Geschwindigkeiten der Schicht und des Halbraumes direkt aus den Steigungen der Geraden im Laufzeitendiagramm ablesen. Die Steigung der direkten Welle entspricht $\frac{1}{v_1}$ und die Steigung der refraktierten Welle $\frac{1}{v_2}$. Zwar breitet sich die refraktierte Welle mit der Geschwindigkeit v_1 durch die obere Schicht aus, jedoch ist diese Strecke bei einer ebenen Schichtung konstant, wodurch sich dieser Effekt nicht in der Steigung der Geraden widerspiegelt. Die durch diesen Effekt entstehende Interceptzeit t_i kann durch Verlängerung der Geraden der refraktierten Welle an deren y-Achsenabschnitt abgelesen werden. Anhand Gleichung (9) kann die Schichtdicke der ersten Schicht berechnet werden (Altmann u.a., 2014).

$$d_1 = \frac{t_i}{2} \sqrt{\frac{v_1^2 \cdot v_2^2}{v_2^2 - v_1^2}} \quad (9)$$

Bei der Auswertung der Daten muss darauf geachtet werden, dass es an Schichtgrenzen nicht immer zu Refraktionen kommen muss. Eine Schicht i wird überschossen, wenn $v_i < v_{i-1}$ gilt.

3 Messdurchführung

Während eines neuntägigen Aufenthalts im Kleinwalsertal wurden insgesamt 5 Profile mit je 4 verschiedenen geophysikalischen Messmethoden vermessen. Die Lage der Profile kann Anhang A1 entnommen werden. Entlang jedes dieser Profile wurden die Verfahren Geoelektrik, Seismik, Gravimetrie und die Eigenpotentialmethode (*self potential* oder *spontaneous potential*) angewandt. Lediglich auf Profil PC1 nahe des Ladstattschachts wurden aus zeitlichen Gründen keine geoelektrischen Messungen durchgeführt. An den Profilen DV1 nahe der Aubachquelle und ES0 nahe der Estavelle zeigte eine erste Auswertung der geoelektrischen Daten vor Ort bereits Auffälligkeiten, weshalb jeweils eine zweite Messung mit größerer Eindringtiefe vorgenommen wurde.

Der Fokus dieser Arbeit liegt auf dem Verfahren der Geoelektrik. Unterstützend wird die Auswertung der seismischen Verfahren teilweise hinzugezogen. Das Profil PC1 ist daher kein Bestandteil der vorliegenden Arbeit. Verwendete Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik sind den Tabellen 1 - 4 zu entnehmen. Für die Widerstandssondierungskartierung wurde die Wenner-Anordnung verwendet (alle Sonden und Elektroden sind in einem konstanten Abstand zueinander).

3.1 Profilbeschreibungen

Das Profil DV1 befindet sich im Schwarzwassertal, einem Seitental des Kleinwalsertales. Das zu einem 20 m tiefen Trockental (Dry valley) quer verlaufende Profil dient dabei der Detektion des Karstgrundwasserleiters zwischen dem Ladstattschacht und der Aubachquelle (vgl. Anhang A1 und Abbildung 4). Im nordnordwestlichen Teil des Profils ist bis zur Profilkordinate $x = 27$ m Wald und ein steiniger Untergrund vorzufinden (Anfang des Profils im Nordnordwesten). Weiter talabwärts bis einschließlich der orographisch rechten Talseite wird das Landschaftsbild durch Grasbewuchs und vereinzelte Tannen geprägt.

Innerhalb des zu untersuchenden Gebietes taucht die Gottesacker-Synklinale in einem umlaufenden Streichen ab. Hydrogeologische Erfahrungen lassen die Vermutung zu, dass der zu detektierende Karstgrundwasserleiter zwischen Estavelle und Aubachquelle dem Abtauchen der Synklinale unter den Schrattekalk folgt. Daher wurden die im Folgenden beschriebenen drei Profile entlang des umlaufenden Streichens bestmöglich positioniert.

Das Profil ES0 befindet sich auf einem Fußballplatz, welcher sich zwischen Estavelle und Aubachquelle befindet. Der der Estavelle nahe gelegene Fußballplatz (vgl. Anhang A1 und Abbildung 5) liegt parallel zum Flussbett des Schwarzwasserbachs, welches zum Zeitpunkt der Messungen trocken liegt. Als Folge eines niedrigen Grundwasserstandes versinkt der Schwarzwasserbach bei der Estavelle vollständig. Das bis zu 117,5 m lange Profil verläuft weitgehend eben von Osten nach Westen. Bei $x = 7$ m befindet sich im Eck des Fußballplatzes ein Drainageschacht. Augenscheinlich bestehen die vom Schacht ablaufenden Rohre aus PVC.

Das Profil ES1 liegt nördlich von Profil ES0 in der vermuteten Verlängerung des umlaufenden Streichens der nach Süden einfallenden Falte. Das Profil liegt erhöht zwischen Pferdekoppeln (vgl. Abbildung 6). Der topografische Höhenunterschied zwischen Profil ES0 und ES1 beträgt etwa 15 m. Mit einer Länge von 188 m und einer NE-SW-Orientierung des Profils wurde die zur Verfügung stehende, freie Fläche vollständig ausgenutzt.

Das Profil ES2 befindet sich nordöstlich der Profile ES0 und ES1 und ist nahe der Aubachquelle lokalisiert (vgl. Anhang A1). Das Profil startet im Nordwesten etwa 20 m erhöht und endet bei einer maximalen Länge von 134 m im Südosten. Dabei schneidet das Profil eine 3 m breite, asphaltierte Straße ($x = 80$ m bis $x = 83$ m), wie es in Abbildung 7 zu erkennen ist.

3.2 Datenaufnahme

Im Folgenden wird die Datenaufnahme mittels der geophysikalischen Messverfahren Geoelektrik und Seismik beschrieben.

Widerstandssondierungskartierung (2D Tomografie): Bei der Verwendung des Gerätes *Syscal Switch Junior* werden für den Messaufbau 48 Metallspieße, 48 Krokodilklemmen, 4 Anschlusskabel, 2 Konnektorboxen, 1 Batterie und das Gerät *Syscal Switch Junior* selbst benötigt. Zunächst werden die 48 Metallspieße mit einem konstanten Abstand zueinander in die Erde gesteckt. Dabei ist darauf zu achten, dass die Metallspieße zu etwa einem Drittel ihrer Gesamtlänge in die Erde gesteckt werden, um die Annahme einer Punktquelle zu gewähren. Anschließend werden die an den Anschlusskabeln angebrachten Elektroden mittels Krokodilklemmen an die Metallspieße fixiert. Eine Berührung der Spieße durch Grashalme sollte vermieden werden, um eine Einspeisung des Stroms über Grashalme zu verhindern. Die Kabel werden mittels der beiden kleinen Konnektorboxen miteinander verbunden. Das Gerät befindet sich in der Mitte der Anordnung und verfügt über einen Ausgang für die ersten 24 Elektroden, sowie einen Ausgang für die letzten 24 Elektroden. Des Weiteren wird an das Gerät die Batterie angeschlossen. Bevor die eigentliche Messung starten kann, müssen die Übergangswiderstände zwischen den einzelnen Elektroden getestet werden. Dies macht das Gerät bei entsprechender Menüwahl automatisch und zeigt die gemessenen Übergangswiderstände an. Fällt auf, dass Übergangswiderstände teilweise erhöht sind, so können die betroffenen Elektroden mit Wasser angegossen werden, um den Kontakt zum Untergrund zu verbessern. Anschließend wird die Messung gestartet. Während der Messung sollte die Apparatur nicht berührt werden.

Refraktionsseismik: Es werden 48 Geophone, 2 Anschlusskabel, 2 Geoden, 2 Batterien, 1 Hammer mit Trigger, 1 Triggerkabel, 1 Verbindungskabel, sowie ein Feldlaptop benötigt. Bei diesem Projekt wurden Vertikalgeophone verwendet. Diese werden zunächst in einem konstanten Abstand möglichst vertikal in die Erde gesteckt. Anschließend werden die Geophone mit den beiden Anschlusskabel verbunden, welche wiederum jeweils an eine Geode angeschlossen sind. Eine der beiden gekoppelten Geoden ist mit dem Hammer über das Triggerkabel verbunden. Die Geoden empfangen das Triggersignal und wandeln die analogen Signale der Geophone in digitale Signale um, welche anschließend am Feldlaptop betrachtet werden können. Bevor die eigentliche Messung starten kann, wird die Funktion aller Geophone überprüft. Läuft eine Person entlang des Profils, sollte die Visualisierung am Feldlaptop nacheinander gleich starke Ausschläge an den Geophonen zeigen. Der Hammer dient als Quelle der elastischen Wellen, wobei entlang des Profils an mehreren Stellen Quellpunkte gesetzt werden. Dafür werden alle 6 Geophone 5 Hammerschläge auf eine Metallplatte getätigt. Nach jedem Schlag wird das Seismogramm kurz am Feldlaptop überprüft. Die einzelnen Seismogramme werden direkt gestapelt, wodurch das signal-noise-Verhältnis verbessert wird.

Tabelle 1: Profil DV1: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.

Koordinaten	Geophysikalische Messmethode	Messgeometrie	Bemerkungen
$x = 27$ m: N 47.35820 E 10.16730	Geoelektrik (2D Tomografie)	3,0 m Abstand 1. Elektrode: $x = 0$ m 48. Elektrode: $x = 141$ m	Bis $x = 27$ m Wald und steiniger Untergrund. Bis zur 14. Elektrode höhere Übergangswiderstände (~ 7 k Ω), am Ende des Profils Übergangswiderstände von ~ 1 k Ω
$x = 141$ m: N 47.35742 E 10.16820		2,0 m Abstand 1. Elektrode: $x = 23$ m 48. Elektrode: $x = 117$ m	Profil startet bei Waldgrenze im Norden d. Profils. Erste 3 Übergangswiderstände erhöht.
	Seismik (Refraktionsseismik)	2,0 m Abstand 1. Geophon: $x = 23$ m 48. Geophon: $x = 117$ m	Hammerschlag alle 6 Geophone. Nicht Teil dieser Arbeit.



Abbildung 4: Links: Blick auf den Anfang des Profils DV1. Blickrichtung SSE, aufgenommen bei etwa $x = 30$ m.
Rechts: Rückblick auf das Profil DV1. Blickrichtung NNW, aufgenommen bei etwa $x = 130$ m.
Quelle: eigene Aufnahmen

Tabelle 2: Profil ES0: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.

Koordinaten	Geophysikalische Messmethode	Mess-geometrie	Bemerkungen
$x = 0$ m: N 47.35407 E 10.16387	Geoelektrik (2D Tomografie)	2,0 m Abstand 1. Elektrode: $x = 8$ m 48. Elektrode: $x = 102$ m	Niedrige Übergangswiderstände, starker Regen startet während Messung.
$x = 102$ m: N 47.35402 E 10.16250		2,5 m Abstand 1. Elektrode: $x = 0$ m 48. Elektrode: $x = 117,5$ m	An 1. - 3. Elektrode erhöhte Übergangswiderstände von ~ 3 k Ω .
	Seismik (Refraktions-seismik)	2,0 m Abstand 1. Geophon: $x = 8$ m 48. Geophon: $x = 102$ m	Hammerschlag alle 6 Geophone.

**Abbildung 5:** Links: Blick auf den Anfang des Profils ES0. Blickrichtung W, aufgenommen bei $x = 0$ m.Rechts: Ende des Profils ES0. Blickrichtung W, aufgenommen bei etwa $x = 100$ m.

Quelle: eigene Aufnahmen

Tabelle 3: Profil ES1: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.

Koordinaten	Geophysikalische Messmethode	Mess-geometrie	Bemerkungen
$x = 0$ m: N 47.35518 E 10.16375	Geoelektrik (2D Tomografie)	4,0 m Abstand 1. Elektrode: $x = 0$ m 48. Elektrode: $x = 188$ m	Elektrischer Koppelzaun bei $x = 0$ m und $x = 188$ m.
$x = 120$ m: N 47.35454 E 10.16255	Seismik (Refraktions- seismik)	2,0 m Abstand 1. Geophon: $x = 46$ m 48. Geophon: $x = 140$ m	Hammerschlag alle 6 Geophone. Nicht Teil dieser Arbeit.
$x = 188$ m: N 47.35420 E 10.16179		1,0 m Abstand 1. Geophon $x = 70$ m 48. Geophon: $x = 117$ m	3 Hammerschläge: $x_1 = 69,5$ m $x_2 = 93,5$ m $x_3 = 117,5$ m

**Abbildung 6:** Links: Blick auf den Anfang des Profils ES1. Blickrichtung SW, aufgenommen bei $x = 0$ m.Rechts: Rückblick auf das Profil ES1. Blickrichtung NO, aufgenommen bei etwa $x = 150$ m.

Quelle: eigene Aufnahmen

Tabelle 4: Profil ES2: Messgeometrien der Verfahren Geoelektrik und Seismik.

Koordinaten	Geophysikalische Messmethode	Mess-geometrie	Bemerkungen
$x = 6$ m: N 47.35723 E 10.16702	Geoelektrik (2D Tomografie)	3,0 m Abstand 1. Elektrode: $x = -7$ m 48. Elektrode: $x = 134$ m	Straße bei $x = 80$ m bis $x = 83$ m.
$x = 52$ m: N 47.35701 E 10.16751	Seismik (Refraktions- seismik)	2,0 m Abstand 1. Geophon: $x = 6$ m 48. Geophon: $x = 100$ m	Hammerschlag alle 6 Geophone. 33. Geophon auf Straße, 34. Geophon im Schotter. Nicht Teil dieser Arbeit.
$x = 100$ m: N 47.35681 E 10.16809			

**Abbildung 7:** Links: Blick auf den Anfang des Profils ES2. Blickrichtung SE, aufgenommen bei $x = 10$ m.Rechts: Blick auf die zweite Hälfte des Profils ES2. Blickrichtung SE, aufgenommen bei etwa $x = 50$ m.

Quelle: eigene Aufnahmen

4 Auswertung und Interpretation

In diesem Kapitel erfolgt, nach einer kurzen Beschreibung der allgemeinen Vorgehensweise zur Erstellung der Tiefenmodelle und einer Abschätzung der zu erwartenden Wertebereiche, eine Beschreibung der physikalischen Eigenschaften des Untergrunds und eine Interpretation dieser.

4.1 Allgemeines zur Auswertung

4.1.1 Inversion und RMS-Error Statistik

Wie bereits in Kapitel 2.2.2 erwähnt, werden die Messdaten rechnerisch invertiert, wobei das Inversionsmodell durch Iterationen verbessert wird. Dabei werden synthetische Daten eines Tiefenmodells an die Messdaten bestmöglich angepasst. Für die Auswertung, der für diese Arbeit aufgenommenen Daten, wird das Programm *Res2Dinv* verwendet. *Res2Dinv* ist ein ‘2D Resistivity Inversion-Programm’ für ‘geolectrical imaging’ von Loke (1996). Es wurden jeweils least-square-Inversionen durchgeführt.

Durch die Verbesserung des Modells wird der Unterschied zwischen berechnetem und gemessenem spezifischen Widerstand verringert. Eine Angabe dieser Abweichung erfolgt durch den quadratischen Mittelwert (im Englischen Root-Mean-Square (RMS) Error). Bei der Auswertung und Interpretation der Daten muss beachtet werden, dass das Modell mit dem geringsten RMS Error teilweise große und unrealistische Variationen der Widerstandsverteilung im Untergrund zeigen kann und somit aus geologischer Sicht nicht das sinnvollste und realistischste sein muss.

Im Allgemeinen sollte das Modell gewählt werden, bei dessen Iteration der RMS Error keine signifikante Änderung mehr zeigt. Abbildung 8 zeigt den typischen Verlauf einer RMS Error-Statistik am Beispiel der Inversion der Messdaten von Profil ES1. Die Abweichung von gemessener und berechneter Pseudosektion beträgt im Beispiel nach dem 1. Iterationsschritt 19,4%, nimmt exponentiell ab und konvergiert schließlich gegen eine Anpassung von 4,7%.

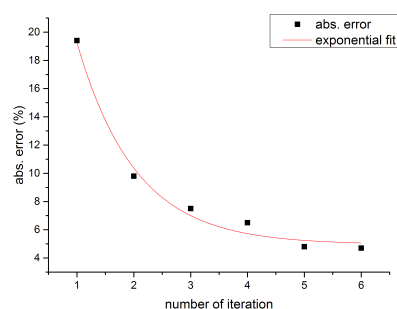


Abbildung 8: Typischer Verlauf einer RMS Error-Statistik am Beispiel der Inversion der Messdaten von Profil ES1. Die Abweichung von gemessener und berechneter Pseudosektion nach jeder Iteration nimmt exponentiell ab. Zur Interpretation wird das Inversionsmodell nach dem 6. Iterationsschritt mit einer Abweichung von 4,7% herangezogen. Die Grafik wurde mit dem Programm *OriginPro 9.1G* erstellt.

4.1.2 Berücksichtigung von Topographie bei Inversion

Vor allem bei Profil DV1 sind topographische Einflüsse präsent. Mit Hilfe des Gerätes *ZIP LEVEL PRO-2000 High Precision Altimeter* wurde die Topographie aller Profile vermessen, sodass deren Einfluss auf die Verteilung des spez. Widerstands im Untergrund bei der Inversion berücksichtigt werden kann.

Die Eingabe der Topographie erfolgt über eine Textdatei, in der auch Messkonfiguration, spez. Widerstand u.a. gespeichert sind. Am Ende der Textdatei wird die relative Erhöhung mit der zugehörigen X-Koordinate angegeben. Die Textdatei wird in das Programm *Res2Dinv* eingeladen, welches ein Inversionsmodell unter Berücksichtigung der Topographie erstellt.

Bei großen topographischen Unterschieden ist zu beachten, dass die Abstände der Messpunkte auf der X-Achse umso kleiner werden, je steiler der Hang ist. In diesem Fall dürfen für die X-Koordinaten nicht die Profilkordinaten eingesetzt werden. Die tatsächliche X-Koordinate wird über das Steigungsdreieck und den Satz des Pythagoras berechnet. Die vermessene Topographie wurde bei allen Inversionen dieser Arbeit beachtet.

Des Weiteren wurde die topographische Höhe aus topographischen Karten abgelesen. Als Abschätzung der Höhe ü. NN wurde die Karte *Mayr-Wanderkarte 8, Kleinwalsertal, Maßstab 1:25000, Äquidistanz der Höhenlinien 20 m* und die online verfügbare topographische Karte von Outdooractive (URL-Link siehe Literaturverzeichnis) verwendet (ebenfalls eine Äquidistanz der Höhenlinien von 20 m).

4.1.3 Abschätzung des zu erwartenden spezifischen Widerstands

Oberboden:

Für Oberboden ist in der Regel ein spezifischer Widerstand von 50 - 200 Ωm anzunehmen (GGU, 2013). In der Praxis können die gemessenen spez. Widerstände jedoch deutlich von diesem Wertebereich abweichen.

Anstehendes Gestein:

Der spezifische Widerstand von unverwittertem Gestein liegt bei über 5000 Ωm . Ist das Gestein verwittert, so sinkt sein spezifischer Widerstand auf 100 - 1000 Ωm (GGU, 2013). Für Kalkstein liegt der Literaturwert bei $50 - 10^7 \Omega\text{m}$ (Reynolds, 2011).

Im Folgenden soll der spezifische Widerstand des im Schwarzwassertal anstehenden Schrattekalks anhand der empirischen Gleichung von Archie (Gleichung (6)) abgeschätzt werden. Beobachtungen der Abteilung Wasserwirtschaft des Amtes der Vorarlberger Landesregierung, Hydrographischer Dienst Vorarlberg ergeben für den Zeitraum der geoelektrischen Messungen (07.07. - 08.07.2015) einen durchschnittlichen spezifischen Leitfähigkeitswert des Wassers von

$$\sigma = 227 \frac{\mu\text{S}}{\text{cm}} .$$

Setzt man diesen Wert nun in Gleichung (1) ein, so ergibt sich ein spezifischer Widerstandswert des Wassers von

$$\rho_W = 44 \Omega\text{m} .$$

Für die Umrechnung gilt dabei: $1 \text{ S} = \frac{1}{1\Omega}$.

Anhand Gleichung (6) kann nun ein Rahmenbereich des zu erwartenden spezifischen Widerstands berechnet werden. Die Porosität von Kalkstein liegt außerhalb der Epikarstzone und des Karströhrensystems im Bereich von 1 - 5%, die Porosität des Schrattekalks bei 2 - 3%.

Für die folgende Abschätzung wird demnach eine Porosität von 2,5 % angenommen. Für eine Sättigung S von 40 % ergibt sich nach Gleichung (6) ein spezifischer Widerstand von

$$\rho = 0,55 \cdot 44 \Omega\text{m} \cdot 0,025^{-1,9} \cdot 0,4^{-2} = 168 \text{ k}\Omega\text{m} .$$

Für wassergesättigten Kalkstein ($S = 100\%$) ergibt sich

$$\rho = 0,55 \cdot 44 \Omega\text{m} \cdot 0,025^{-1,9} \cdot 1,0^{-2} = 27 \text{ k}\Omega\text{m} .$$

In den Bereichen des Epikarsts (oberflächennahe Zone höherer Verkarstung, welche durch Versickerung von Niederschlägen und aus Oberflächengewässern gebildet wurde) wird eine Porosität von rund 10 % angenommen. Mit einer Sättigung von 40 % ergibt sich ein spezifischer Widerstand von

$$\rho = 0,55 \cdot 44 \Omega\text{m} \cdot 0,1^{-1,9} \cdot 0,4^{-2} = 12 \text{ k}\Omega\text{m} .$$

In Bereich von Karsthöhlen liegt eine Porosität von 100 % vor. Bei einer Sättigung von 40 % sinkt der spezifische Widerstand auf

$$\rho = 0,55 \cdot 44 \Omega\text{m} \cdot 1,0^{-1,9} \cdot 0,4^{-2} = 151 \Omega\text{m} .$$

Liegt eine vollständig mit Wasser gefüllte Karsthöhle vor ($S = 100\%$), so sinkt der zu erwartende spez. Widerstand nach Gleichung (6) auf

$$\rho = 0,55 \cdot 44 \Omega\text{m} \cdot 1,0^{-1,9} \cdot 1,0^{-2} = 24 \Omega\text{m} .$$

Es fällt auf, dass dieser Wert geringer ist, als der durchschnittliche spez. Widerstand des Wassers. Dieser Grenzfall macht deutlich, dass es sich bei der Gleichung von Archie um eine empirische Formel handelt, welche lediglich einer Abschätzung dienen kann.

4.1.4 Erwartete Kompressionswellengeschwindigkeit

Nach Knödel (2005) sind für Deckschichten Kompressionswellengeschwindigkeiten von 300 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ bis 800 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ zu erwarten. Die v_p -Geschwindigkeiten von Kalkstein liegen im Wertebereich zwischen 2000 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ und 6250 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$.

4.2 Profil DV1

In Abbildung 9 ist das durch rechnerische Inversion abgeleitete Tiefenmodell des spezifischen Widerstands dargestellt. Als Grundlage für die Inversion wurde der Datensatz verwendet, welcher mit einem Elektrodenabstand von 3 m aufgenommen wurde. In der Mitte der Profilauslage wurde eine maximale Eindringtiefe von etwa 20 m erreicht. In Anhang A2-1 ist das Tiefenmodell des spez. Widerstands mit einem Elektrodenabstand von 2 m einzusehen. Bei dieser Messgeometrie wurde eine Eindringtiefe von max. 14 m erreicht. In Anhang A4 ist eine detailliertere Beschriftung der verwendeten logarithmischen Farbskalen abgebildet.

Die beiden Tiefenmodelle haben jeweils einen RMS Error von 1,9 %, wobei dieser bei dem in Abbildung 9 gezeigten Tiefenmodell nach der 7. Iteration erreicht wurde. Beim in Anhang A2-1 gezeigten Modell wurde dieser bereits nach dem 5. Iterationsschritt erreicht.

Beide Tiefenmodelle zeigen eine annähernde Symmetrie. Oberflächennah sind geringe spez.

Widerstände zu erkennen, welche ab einer Tiefe von durchschn. 3 m zunehmen. In der Mitte der Profilauslage ist oberflächennah eine Anomalie hohen spez. Widerstands zu erkennen. Mit der Tiefe nehmen die spez. Widerstände in diesem Bereich ab.

Zur näheren Beschreibung, Auswertung und Interpretation wird das in Abbildung 9 gezeigte Tiefenmodell hinzugezogen, da insbesondere für größere Eindringtiefen eine gute laterale Auflösung erzielt wird. Das Tiefenmodell zeigt im ersten Teil der Profilauslage ($x = 0$ m bis $x = 63$ m) oberflächennahe spez. Widerstände von etwa $560 \Omega\text{m} - 1220 \Omega\text{m}$ (grüner Farbbereich). Im zweiten Teil ($x = 70$ m bis $x = 141$ m) liegen niedrigere spez. Widerstände von etwa $120 \Omega\text{m} - 260 \Omega\text{m}$ vor (blauer Farbbereich). In der Mitte der Profilauslage ist in einer Tiefe von 1,4 m eine Anomalie hohen spezifischen Widerstands zu erkennen ($5770 \Omega\text{m}$). Bis zur Profilkordinate $x = 45$ m nimmt der spez. Widerstand ab einer Tiefe von 1,5 m bis 4 m zu. Ab einer Tiefe von etwa 5 m herrscht bis an den unteren Rand des Tiefenmodells ein spez. Widerstand von $3440 \Omega\text{m} - 4450 \Omega\text{m}$ (roter Farbbereich). Am linken Modellrand können Inversionseffekte, die durch die Randlage bedingt sind, Mitverursacher des Maximums von $\rho > 5770 \Omega\text{m}$ sein. Im Bereich der Profilkordinaten $x = 45$ m bis $x = 99$ m liegt ab einer Tiefe von 3,5 m seitlich des Maximums und ab 6,3 m unter dem Maximum ein niedrigerer spez. Widerstand von etwa $1580 \Omega\text{m} - 2050 \Omega\text{m}$ vor (gelb-brauner Farbbereich). Zum Ende der Profilauslage nimmt der spez. Widerstand im selben Tiefenbereich Werte von etwa $1220 \Omega\text{m} - 330 \Omega\text{m}$ an (grün bis blauer Farbbereich). Maxima des spez. Widerstands am unteren Modellrand sind u.U. ebenfalls durch Inversionseffekte bedingt.

Aus geologischer Sicht können die oberflächlich angetroffenen, geringeren Widerstandswerte im nordnordwestlichen Teil des Profils auf Epikarst hindeuten. Für Oberboden sind die hier modellierten spez. Widerstandswerte zu hoch. Allerdings stimmen die Widerstandswerte mit den mit Gleichung (6) in Kapitel 4.1.3 abgeschätzten Widerstandswerten ebenfalls nicht überein. Dies kann eventuell durch die Anpassung der Sättigung und Porosität erklärt werden. Jedoch kann ohne eine genauere Kenntnis über die Porosität bzw. Sättigung des hier vermuteten Epikarst anhand Gleichung (6) keine Aussage über dessen Sättigung bzw. Porosität gemacht werden. Unterhalb des Epikarst (in einer Tiefe ab 1,5 m bis 4 m) können die hohen spez. Widerstände auf nur leicht verwittertes bzw. intaktes Gestein hindeuten. Aus der geologischen Karte (Abbildung 1) geht hervor, dass es sich hierbei um Schrätkalk handelt. Im zweiten Teil der Profilauslage deuten die modellierten, oberflächennahen spez. Widerstände auf Oberboden hin, welcher sich mit einer Mächtigkeit von etwa 3,5 m bis max. 7 m an der orographisch rechten Talseite über der Epikarstzone ablagerte. Das Maximum in der Mitte der Profilauslage und somit am tiefsten Punkt des Trockentals kann durch einen (teils) luftgefüllten Hohlraum im Untergrund erklärt werden. Anhand des Tiefenmodells des spez. Widerstands in Abbildung 9 kann eine Tiefenlage von etwa 1,4 m und ein Durchmesser von etwa 2 m abgeschätzt werden. Das Tiefenmodell in Anhang A2-1 zeigt einen größeren Durchmesser der Anomalie (knapp 12 m). Tatsächliche Aussagen über die Größe des Hohlraums im Untergrund können mit den hier ausgewerteten Daten nicht sicher getroffen werden, da das Maximum des spez. Widerstands nicht zwingend die Größe des Hohlraumes widerspiegeln muss. Berechnet man anhand der Gleichung von Archie (Gleichung (6)) die Sättigung des Hohlraums, so ergibt sich bei einer Porosität von 100 % und einer elektrischen Leitfähigkeit des Wassers von $\sigma = 227 \frac{\mu\text{S}}{\text{cm}}$ eine Wassersättigung von etwa 6,5 % für einen Widerstandswert von etwa $5760 \Omega\text{m}$. Die unterhalb der Karsthöhle sinkenden spez. Widerstandswerte können eventuell durch eine z. T. wassergesättigte Störungszone erklärt werden.

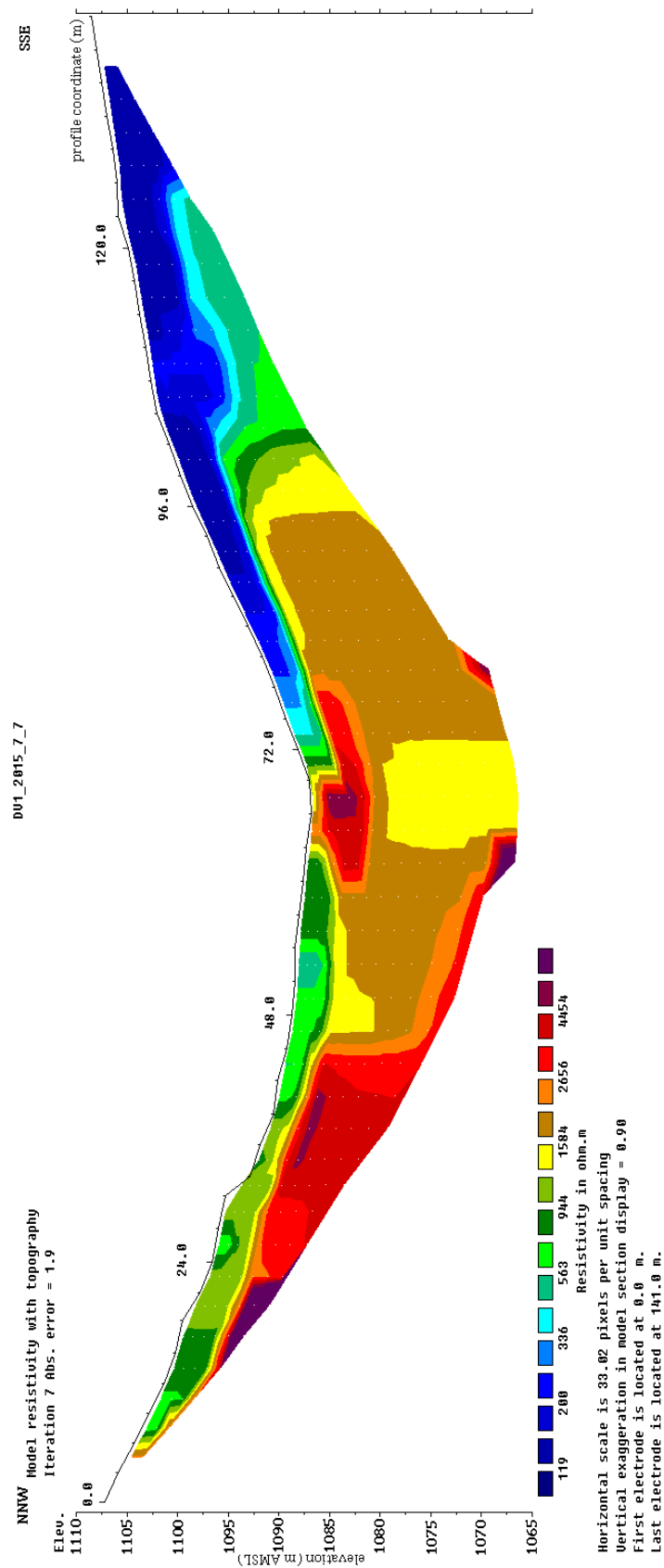


Abbildung 9: Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil DV1 mit einem Elektrodenabstand von 3 m. Die Eindringtiefe ist in m ü. NN angegeben. Das Inversionsmodell wurde mit dem Programm Res2Dinv erstellt.

4.3 Profil ES0

Widerstandssondierungskartierung:

In Abbildung 10 ist das durch rechnerische Inversion abgeleitete Tiefenmodell des spezifischen Widerstands dargestellt. Als Grundlage für die Inversion diente der Datensatz, der mit einem Elektrodenabstand von 2,5 m aufgenommen wurde. In der Mitte der Profilauslage wurde eine maximale Eindringtiefe von etwa 24 m erreicht. Nach der 5. Iteration liegt ein RMS Error von 0,92 % vor. In Anhang A2-2 ist das Tiefenmodell des spez. Widerstands mit einem Elektrodenabstand von 2 m einzusehen. Bei dieser Messgeometrie wurde eine Eindringtiefe von max. 20 m erreicht und es liegt ein RMS Error von 0,86 % beim 4. Iterationsschritt vor. In Anhang A4 ist eine detailliertere Beschriftung der verwendeten logarithmischen Farbskala abgebildet.

Betrachtet man die beiden Tiefenmodelle, so ist ersichtlich, dass beide dieser Modelle in drei Tiefenabschnitte zu unterteilen sind. Oberflächennah sind die niedrigsten spez. Widerstände zu erkennen. In der Tiefe sind anschließend höhere spez. Widerstände vorzufinden, gefolgt von erneut niedrigeren spez. Widerständen.

Da insbesondere für größere Eindringtiefen die Messungen überlappen und eine gute laterale Auflösung erzielt wird, wird zur näheren Auswertung und Interpretation das in Abbildung 10 gezeigte Tiefenmodell verwendet.

Oberflächennah sind spez. Widerstände von etwa $100 \Omega\text{m} - 200 \Omega\text{m}$ zu erkennen (blau bis grüner Farbbereich). Am Anfang des Profils (Osten) sind dabei die höheren spez. Widerstände dieses Wertebereichs anzutreffen. Gegen Westen nehmen die spez. Widerstände, abgesehen von vereinzelt Stellen, wie bei $x = 64 \text{ m}$, niedrigere Werte an. Ab der Profilkordinate $x = 30 \text{ m}$ nehmen die spez. Widerstände ab einer Tiefe von durchschnittlich 2,1 m zu, bis sie in einer Tiefe von etwa 6 m ihr Maximum erreichen. Am Anfang des Profils ist die Tiefe der Zunahme der spez. Widerstände nicht deutlich abgegrenzt. In der Mitte der Profilauslage wird ein Maximum von etwa $200 \Omega\text{m}$ angenommen. Im westlichen Teil nimmt der spez. Widerstand ab einer Profilkordinate von $x = 70 \text{ m}$ in einer Tiefe von 3,5 m bis 10,5 m merklich zu und erreicht bei $x \approx 81 \text{ m}$ bis $x \approx 94 \text{ m}$ ein Maximum von $330 \Omega\text{m}$ (roter Farbbereich). Das Maximum am rechten Modellrand kann durch Inversionseffekte, die durch die Randlage bedingt sind, erklärt werden. Ab einer Tiefe von 8,4 m nehmen die spez. Widerstände in der gesamten Breite des Modells kontinuierlich ab und erreichen in einer Tiefe von durchschnittlich 13 m einen lateral homogenen Widerstandswert von etwa $140 \Omega\text{m}$ (blauer Farbbereich). Das Maximum am Rand des Modells in dieser Tiefe kann erneut durch Inversionseffekte bedingt sein.

Aus geologischer Sicht können die oberflächennahen niedrigen spez. Widerstände durch eine wassergesättigte Zone erklärt werden. Vom Niederschlag gesättigte Sedimente und die Wiese des Fußballplatzes bilden diese erste Schicht. Ab einer Tiefe von 2,1 m bis 2,8 m kann ungesättigtes, eventuell verwittertes Gestein den Anstieg der spez. Widerstände erklären. In einer Tiefe von 13 m (1091 m ü. NN) beginnt die wassergesättigte Zone. Nimmt man an, dass in dieser Tiefe verwitterter Kalkstein ansteht, so kann nach Gleichung (6) eine Porosität von 39 % den spez. Widerstand von etwa $140 \Omega\text{m}$ im gesättigten Bereich erklären.

Die Tiefenlage des Grundwasserspiegels von 1091 m ü. NN liegt zwischen der topographischen Höhe der Estavelle (Höhleneingang 1120 m ü. NN, Höhlengrund etwa 1100 m ü. NN) und der topographischen Höhe der Aubachquelle (1080 m ü. NN) und kann damit aus hydrologischer Sicht realistisch sein.

Refraktionsseismik:

Anhang A3-1 zeigt die Auswertung des spurennormierten Seismogramms des Hinschusses des Profils ES0 mit einem Geophonabstand von 2 m. Die Impulsquelle war dabei bei $x = 7$ m, das erste Geophon bei $x = 8$ m und das letzte Geophon bei $x = 102$ m lokalisiert.

In Anhang A3-2 ist eine weitere mögliche Auswertung des selben Seismogramms mit leicht verändert gepickten Ersteinsätzen der refraktierten Welle aufgezeigt. Anhang A3-3 zeigt die Auswertung des Rückschusses. Die Impulsquelle war dabei bei $x = 103$ m lokalisiert.

Die beiden Seismogramme zeigen keine auffälligen lateralen Veränderungen des Wellenfelds und somit der Geschwindigkeiten. Es ist lediglich festzuhalten, dass mit zunehmender Länge des Profils das Signal-Stör-Verhältnis abnimmt.

Die Datenauswertung, welche mit dem Programm *Refract V4.12* vorgenommen wurde, führt zu einem Ein-Schicht-Modell über dem Halbraum. Die seismischen Wellengeschwindigkeiten in der Deckschicht und dem Halbraum unterscheiden sich stark. Die Kompressionswellengeschwindigkeiten in der hangenden Schicht beträgt $625 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ nach den Auswertungen des Hinschusses und $537 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ nach der Auswertung des Rückschusses. Diese entsprechen nach Kapitel 4.1.4 den Geschwindigkeiten von Deckschichten. Nach den lokalen Gegebenheiten zu urteilen, handelt es sich hierbei um Sedimente und die Wiese des Fußballplatzes. Die Geschwindigkeiten des Halbraumes, d.h. des Refraktors liegen bei über $2000 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die Auswertungen des Hinschusses ergaben Wellengeschwindigkeiten von $2970 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ bzw. $2509 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die Auswertung des Rückschusses ergab eine Geschwindigkeit von $2220 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die durchschn. Kompressionswellengeschwindigkeit des Refraktors bzw. des Felsens liegt bei $2566 \frac{\text{m}}{\text{s}} \pm 403 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Nach Kapitel 2.1 ist davon auszugehen, dass es sich beim anstehenden Gestein um Kalkstein handelt. Somit liegt die errechnete durchschnittliche Kompressionswellengeschwindigkeit von $2566 \frac{\text{m}}{\text{s}} \pm 403 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ im unteren Bereich des in Kapitel 4.1.4 angegebenen Wertebereichs der v_p -Geschwindigkeit für Kalkstein und deutet somit auf einen deutlichen Verwitterungsgrad hin.

Gemäß Gleichung (9) berechnet das Programm *Refract V4.12* Schichtmächtigkeiten von $d_{1,1} = 2,73$ m, $d_{1,2} = 2,62$ m und $d_{1,3} = 2,64$ m für die verschieden gepickten Ersteinsätze. Für die Mächtigkeit der hangenden Schicht ergibt sich damit ein durchschnittlicher Wert von $d_1 = 2,66 \text{ m} \pm 0,07 \text{ m}$.

Vergleich der Ergebnisse der beiden geophysikalischen Methoden:

Mittels beider Methoden konnte die Deckschichtmächtigkeit festgestellt und Aussagen über den Verwitterungsgrad des anstehenden Kalksteins getroffen werden.

Die hangende Schicht ist nach dem Tiefenmodell des spez. Widerstands zwischen 2,1 m und 2,8 m mächtig. Die Auswertung der Seismogramme ergaben eine Mächtigkeit von $d = 2,66 \text{ m} \pm 0,07 \text{ m}$. Die beiden Werte passen somit gut überein.

Sowohl die Werte des spez. Widerstands in einer Tiefe von 2,8 bis 13 m, als auch die Kompressionsgeschwindigkeit des Refraktors deuten auf verwitterten Kalkstein hin.

Anhand der Auswertung der Seismogramme kann über tiefer gelegene Gegebenheiten keine Aussage getroffen werden. Das Tiefenmodell des spez. Widerstands zeigt in einer Tiefe von 13 m vermutlich die Grundwasseroberfläche.

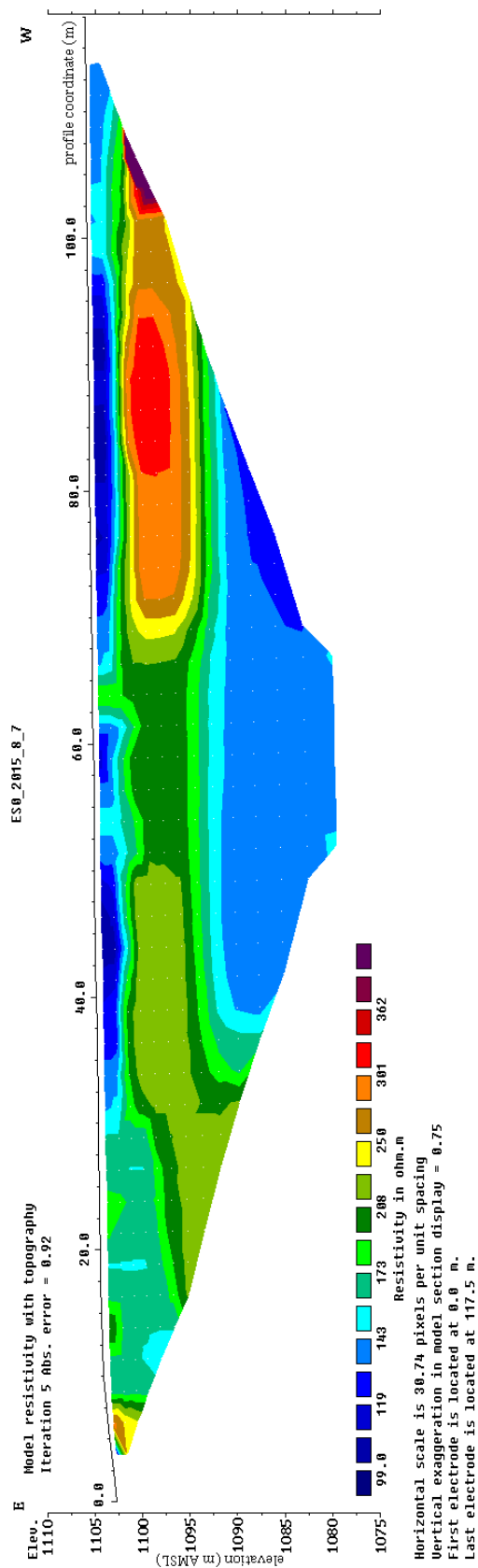


Abbildung 10: Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES0 mit einem Elektrodenabstand von 2,5 m. Die Eindringtiefe ist in m ü. NN angegeben. Das Inversionsmodell wurde mit dem Programm Res2Dinv erstellt.

4.4 Profil ES1

Widerstandssondierungskartierung:

Bei der Auswertung der Widerstandssondierungskartierung fällt zunächst auf, dass die Rohdaten physikalisch nicht sinnvolle, negative spez. Widerstände enthalten. Es ist naheliegend, dass dies durch den nahe an der ersten Elektrode installierten elektrischen Koppelzaun zu erklären ist. Im Zuge der Auswertung werden die mit der ersten Elektrode aufgenommenen Werte aus dem Datensatz gelöscht. Das mit dem überarbeiteten Datensatz erstellte Tiefenmodell beginnt daher bei $x = 4$ m. Die Eindringtiefe des in Abbildung 12 gezeigten Tiefenmodells beträgt etwa 37 m. Nach dem 6. Iterationsschritt wurde ein RMS Error von 4,7% erreicht.

Das Tiefenmodell zeigt oberflächennah spez. Widerstände von etwa 330 Ωm bis 810 Ωm (brauner, orangener und roter Farbbereich), woran sich in der Tiefe von durchschnittlich 2,5 m ansteigende Widerstände anschließen. In einer Tiefe von etwa 4,2 m bis max. 11,2 m wird ein Maximum von etwa 4040 Ωm erreicht (violett). Es ist jedoch festzuhalten, dass sich die Verteilung des spez. Widerstands ab einer Tiefe von 1,4 m lateral stark verändert. Es sind an drei Bereichen kontinuierliche Abnahmen des spez. Widerstands bis hin zu einem Minimum von 13 Ωm bis 2 Ωm zu erkennen (blaue Farbbereiche). Das erste dieser drei Minima befindet sich bei $x = 65$ m bis $x = 67$ m in einer Tiefe von etwa 4,9 m bis 9,8 m. Das zweite Minimum befindet sich bei $x = 89$ m bis $x = 94$ m in einer Tiefe von etwa 10,5 m bis 17,5 m. Zwischen diesen beiden Minima nimmt der spez. Widerstand kontinuierlich zu und erreicht bei etwa $x = 70$ m einen Wert von etwa 330 Ωm (brauner Farbbereich). Das dritte Minimum befindet sich bei $x = 105$ m bis $x = 110$ m in einer Tiefe von etwa 11,2 m bis 13,3 m. Zwischen dem mittleren und südwestlichen Minimum nimmt der spez. Widerstand ebenfalls kontinuierlich zu und erreicht in mitten der beiden Minima einen Wert von 130 Ωm (grün). Bei den Profilkordinaten $x = 124$ m bis $x = 155$ m nimmt der spez. Widerstand ab einer Tiefe von etwa 9 m kontinuierlich ab und erreicht am Modellrand einen Wert von etwa 200 Ωm (gelber Farbbereich). Der Umfang dieser Abnahme spricht nicht für einen Inversionseffekt, welcher durch die Randlage erklärt werden kann. An der restlichen Profilauslage ist ein Zunehmen des spez. Widerstands mit der Tiefe zu vernehmen, wobei dieser unterhalb der beiden größeren Minima einen geringeren Wert (130 Ωm) annimmt. Nordöstlich der beiden größeren Minima ergibt sich nach dem Tiefenmodell ein spez. Widerstand von etwa 520 Ωm bis 810 Ωm (orange bis rot).

Die oberflächennahen spez. Widerstände in der Größenordnung von 300 Ωm bis 800 Ωm können eventuell durch eine dünne Schicht Oberboden und nah an der Geländeoberfläche anstehendes, verwittertes Gestein erklärt werden (ca. 2,5 m mächtig). Allerdings liegen diese spez. Widerstände auch im Bereich des Widerstands von erdfeuchtem Sand (100 - 1000 Ωm , GGU, 2013). Es ist anhand dieses Tiefenmodells nicht genau zu sagen aus welchem Material die Deckschicht besteht. In einer Tiefe von ca. 4,2 m ist festes, nur leicht verwittertes und wenig poröses Gestein zu vermuten. Die drei Minima können durch wassergesättigte Hohlräume bzw. Karstgrundwasserleiter hervorgerufen werden. Die kontinuierliche Abnahme des spez. Widerstands zu diesen vermuteten Hohlräumen hin spricht für eine laterale Veränderung des Gesteins. Die Leitfähigkeit des Gesteins nimmt mit steigender Porosität und Sättigung zu. Wird davon ausgegangen, dass der nordöstliche Hohlraum wassergesättigt ist, so liegt das umgebende Gestein ab dieser Tiefe (4,9 m bzw. 1115 m ü. NN) unter der Grundwasseroberfläche. Mit $S = 1$ und einem spez. Widerstand von 130 Ωm ergibt sich nach Gleichung (6) eine Porosität von etwa 41% (grüner Farbbereich). Für Widerstände im Bereich von etwa

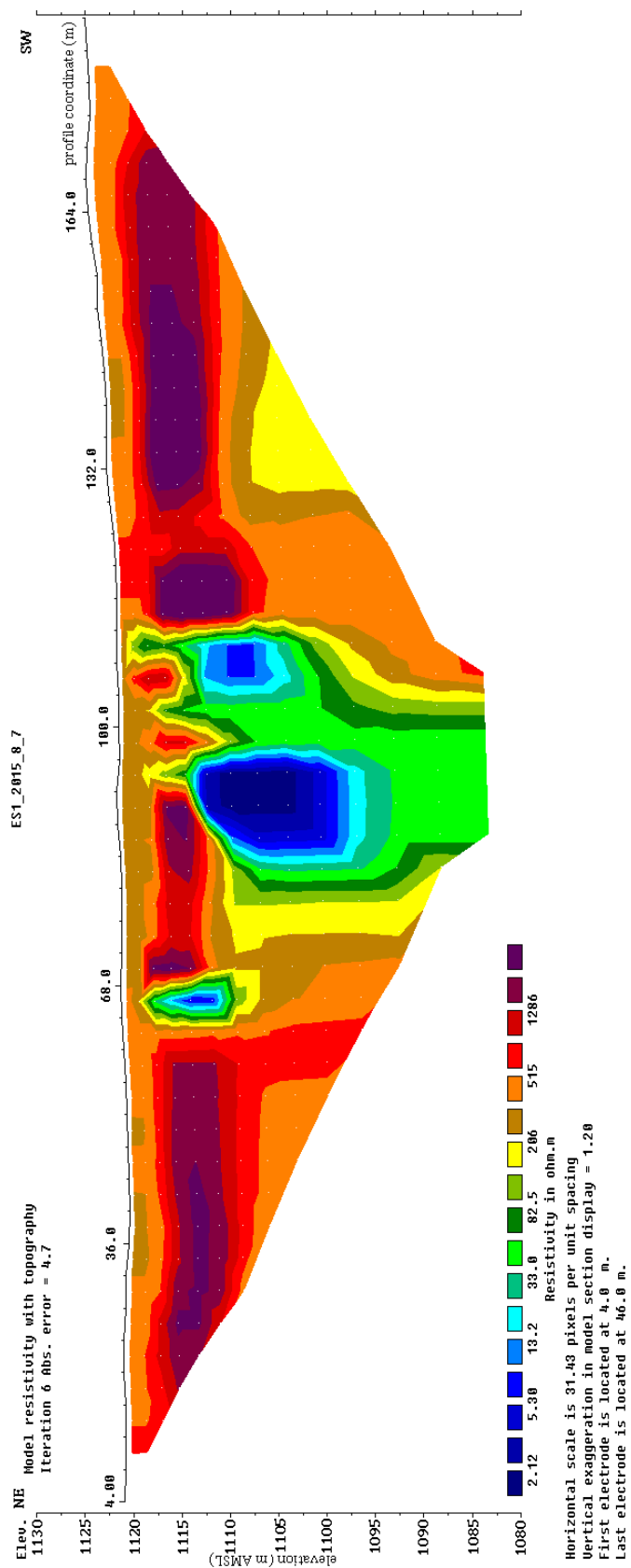


Abbildung 11: Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES1 mit einem Elektrodenabstand von 4 m. Die Eindringtiefe ist in m ü. NN angegeben. Das Inversionsmodell wurde mit dem Programm Res2Dinv erstellt.

810 Ωm bis 4040 Ωm (rot bis violett) ist eine Porosität von 15,8 % bis etwa 6,8 % zu erwarten. Der spez. Widerstand im Bereich der vermuteten Hohlräume kann anhand der Gleichung von Archie nicht erklärt werden. Wird eine Porosität und eine Sättigung von jeweils 100 % angenommen, so ergibt sich ein spez. Widerstand von 24 Ωm , also ein um den Faktor 12 größerer spez. Widerstand, als der vom Modell gezeigte. Diese Grenze der Gleichung von Archie wurden bereits in Kapitel 4.1.3 diskutiert. Des Weiteren können die Hohlräume tonige Ablagerungen enthalten, welche die Gleichung von Archie ungültig werden lassen würden. Die angenommene Tiefenlage des Grundwasserspiegels von 1115 m ü. NN liegt zwischen der topographischen Höhe der Estavelle (Höhleneingang 1120 m ü. NN, Höhlengrund etwa 1100 m ü. NN) und der topographischen Höhe der Aubachquelle (1080 m ü. NN) und kann damit aus hydrologischer Sicht durchaus sinnvoll sein. Allerdings wurde im Tiefenmodell des spez. Widerstands für Profil ES0 ein Grundwasserspiegel in der Höhe von 1091 m ü. NN angenommen. Die beiden aus den Modellen hervorgehenden Grundwasserspiegel widersprechen sich somit. Zur eindeutigen Lokalisierung des Grundwasserspiegels und Klärung der hydrostatischen Bedingungen können hydrogeologische Versuche behelfen.

Refraktionsseismik:

Anhang A3-4 zeigt das spurenormierte Seismogramm des 1. Schusses bei $x = 69,5$ m. Mit einem Geophonabstand von 1 m wurde eine Profilauslage von insgesamt 47 m erreicht, wobei das erste Geophon bei $x = 70$ m lokalisiert war.

Das beiden Seismogramme (Hin- und Rückschuss) zeigen laterale Veränderungen des Wellenfelds und somit der Geschwindigkeiten. Bei $x = 84$ m bis $x = 96$ m ist vor allem beim Seismogramm des Hinschusses ein deutlich gestörtes Wellenfeld zu erkennen (vgl. Anhang A3-4). Die einzelnen Spuren zeigen hier im Vergleich zu den umliegenden Spuren frühere Einsatzzeiten, was auf eine Aufwölbung oder einen Materialwechsel des Refraktors schließen lässt. Das Wellenfeld vor und nach dieser Störung ist nahezu gleich und zeigt keine weiteren Auffälligkeiten.

Anhang A3-5 zeigt die Auswertung des Hinschusses, Anhang A3-6 die Auswertung des Rückschusses. Die Impulsquelle war dabei bei $x = 117,5$ m lokalisiert.

Die Datenauswertung, welche ebenfalls mit dem Programm *Refract V4.12* vorgenommen wurde, führt auch hier zu einem ebenen Ein-Schicht-Modell über dem Halbraum. Die seismischen Wellengeschwindigkeiten in der Deckschicht und dem Halbraum unterscheiden sich stark. Die Kompressionswellengeschwindigkeiten in der hangenden Schicht beträgt 189 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ nach der Auswertung des Hinschusses und 323 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ nach der Auswertung des Rückschusses. Nach den lokalen Gegebenheiten zu urteilen, handelt es sich hierbei vermutlich um Deckschichten aus feuchtem, lehmigen und sandigen Oberboden mit Grasbewuchs. Nach Knödel (2005) liegen die Literaturwerte für Deckschichten bei 300 – 800 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$, für feuchten Lehm bei 200 – 1200 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ und für feuchten Sand bei 200 – 2000 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die durchschn. p-Wellengeschwindigkeit in der Deckschicht beträgt $256 \frac{\text{m}}{\text{s}} \pm 67 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ und deckt sich damit mit den Angaben für Lehm und Sand. Die Geschwindigkeit des Refraktors liegt durchschnittlich bei $1607 \frac{\text{m}}{\text{s}} \pm 69 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die Auswertungen des Hin- und Rückschusses ergaben Wellengeschwindigkeiten von 1676 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ und 1538 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$. Nach Kapitel 2.1 ist davon auszugehen, dass es sich beim anstehenden Gestein um Kalkstein handelt. Somit liegt die errechnete durchschnittliche Kompressionswellengeschwindigkeit erneut im unteren Bereich des in Kapitel 4.1.4 angegebenen Wertebereichs der v_p -Geschwindigkeit für Kalkstein und deutet somit auf einen deutlichen Verwitterungsgrad hin. Gemäß Gleichung (9) berechnet das Programm *Refract V4.12* Schichtmächtigkeiten von

$d_{1.1} = 1,37$ m und $d_{1.2} = 1,16$ m für Hin- und Rückschuss. Für die Mächtigkeit der hangenden Schicht ergibt sich damit ein durchschn. Wert von $d_1 = 1,27$ m \pm 0,11m.

Vergleich der Ergebnisse der beiden geophysikalischen Methoden:

Sowohl das Tiefenmodell des spez. Widerstands, als auch die spurennormierten Seismogramme zeigen im Bereich von etwa $x = 84$ m bis $x = 96$ m Auffälligkeiten. Die aus dem Tiefenmodell entstandene Interpretation eines bzw. mehrerer Karstgrundwasserleiter oder -röhren können auch das veränderte Wellenfeld erklären, denn beim Vorhandensein von Wasser nehmen die Kompressionswellengeschwindigkeiten zu. Da das übrige Wellenfeld keine Auffälligkeiten zeigt ist der südwestlichste der drei Hohlräume nicht wahrzunehmen. Der nordöstlichste der drei Hohlräume befindet sich außerhalb der seismischen Profilauslage.

Anhand des Tiefenmodells des spez. Widerstands scheint die Deckschicht eine Mächtigkeit von etwa 2,5 m zu haben. Die Auswertung der Seismogramme hingegen ergab eine Deckschichtenmächtigkeit von etwa 1,26 m. Diese Unterschiede sind eventuell durch das Picken der Ersteinsätze zu erklären. Der Fehler der Ersteinsätze bzw. der Wellengeschwindigkeiten setzt sich in der Berechnung der Deckschichtenmächtigkeit fort. Weder die Interpretation der spez. Widerstände der Deckschicht, noch die Interpretation der Kompressionswellengeschwindigkeiten lassen eine eindeutige Aussage über das Material der Deckschicht zu. Augenscheinlich bestand die Wiese, auf der die Messungen stattfanden, aus feuchtem, lehmigen und sandigen Oberboden mit Grasbewuchs. Die Kompressionsgeschwindigkeiten des Refraktors bestätigen die Theorie eines z. T. verwitterten, verkarsteten Kalksteins unterhalb der Deckschicht im Bereich des Karstsystems.

4.5 Profil ES2

In Abbildung 12 ist das durch rechnerische Inversion abgeleitete Tiefenmodell des spezifischen Widerstands dargestellt. Nach der 6. Iteration wird ein RMS Error von 2,4% erreicht. Oberflächennah sind geringere Widerstände in einer Größenordnung von 60 Ω m – 170 Ω m zu beobachten (blauer Farbbereich). Ab einer Tiefe von durchschnittlich 4 m nehmen die spezifischen Widerstände mit steigender Tiefe kontinuierlich bis zu einem Maximalwert von etwa 9040 Ω m zu. In den Bereichen $x \approx 47$ m bis $x \approx 64$ m und $x \approx 89$ m bis $x \approx 107$ m ist diese kontinuierliche Widerstandszunahme jedoch gestört. In diesen Bereichen sind spezifische Widerstände von etwa 120 Ω m bis 450 Ω m anzutreffen (blau bis grüner Farbbereich). In der Mitte des Profils bei $x \approx 64$ m bis $x \approx 89$ m wird die kontinuierliche Widerstandszunahme ebenfalls gestört. Ab einer Tiefe von etwa 7,5 m nimmt der spezifische Widerstand ab, bis ab einer Tiefe von etwa 17 m ein Wert von rund 880 Ω m angenommen wird (grüner Farbbereich).

Aus geologischer Sicht können die oberflächlich angetroffenen, geringen Widerstandswerte auf Oberboden hinweisen, welcher lateral heterogenes Gestein bedeckt. Auf Grund der geologischen Kenntnisse über das Untersuchungsgebiet (vgl. Abbildung 1) kann davon ausgegangen werden, dass es sich beim anstehenden Gestein um Schrätkalk handelt. In den Bereichen $x \approx 47$ m bis $x \approx 64$ m und $x \approx 89$ m bis $x \approx 107$ m kann u.U. von Störungszonen ausgegangen werden, in denen Oberflächenwasser versickert und daher verringerte spezifische Widerstandswerte hervorruft. Typische Karsterscheinungen, wie eine Karsthöhle oder ein Karstgrundwasserleiter, wurden, diesem Modell zu urteilen, nicht angetroffen. Eine Aussage über die Grundwasseroberfläche konnte nicht getroffen werden.

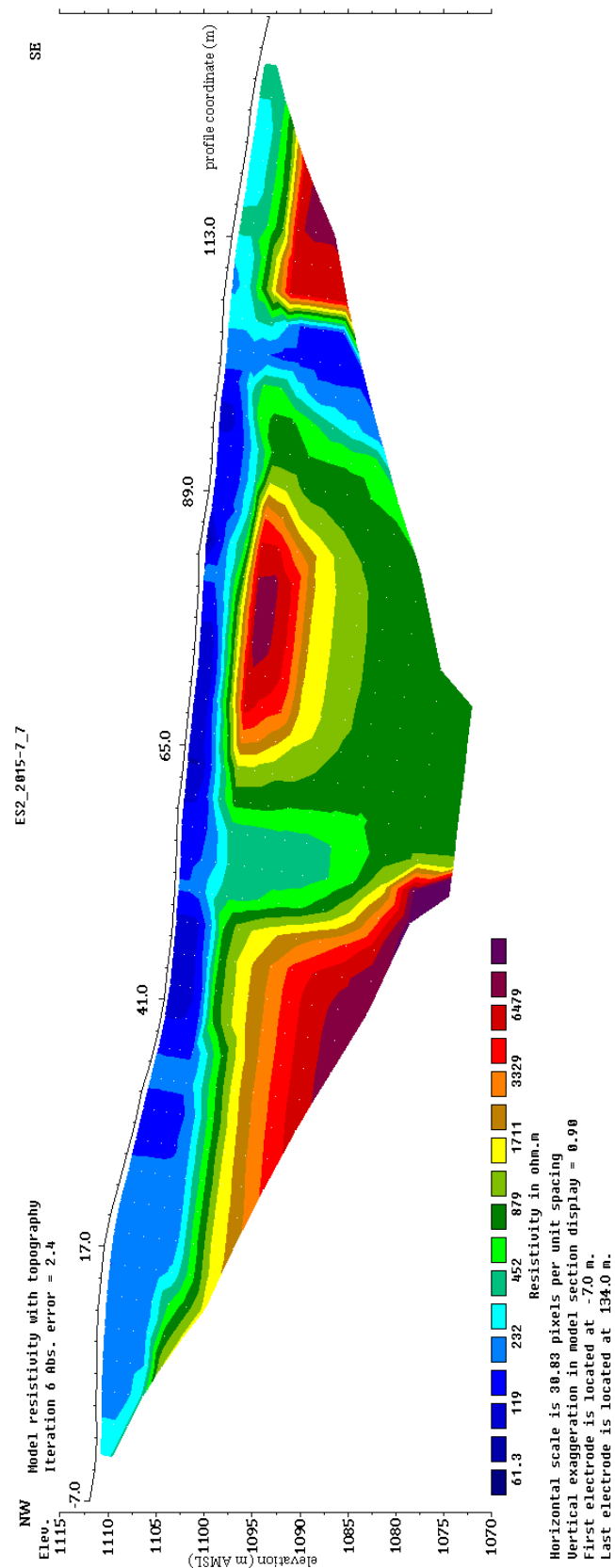


Abbildung 12: Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES2 mit einem Elektrodenabstand von 3 m. Die Eindringtiefe ist in m ü. NN angegeben. Das Inversionsmodell wurde mit dem Programm Res2Dinv erstellt.

5 Quantitative Fehlerbetrachtung

Während der Messdurchführung kommt es zu Fehlern und es kann nur mit einer gewissen Genauigkeit gemessen werden, was Auswirkungen auf die abgeleiteten Größen des spez. Widerstands ρ , die daraus resultierenden Tiefenmodelle, der Kompressionswellengeschwindigkeit v_p und der Schichtmächtigkeit d_1 hat. Im Folgenden werden diese Fehler betrachtet und für das Verfahren der Geoelektrik und das der Refraktionsseismik, soweit möglich, quantitativ abgeschätzt.

Die Angabe der Rechts- und Hochwerte in den Tabellen 1 - 4 erfolgt mit einer Genauigkeit von ± 1 in der letzten Ziffer. Die Genauigkeit der Rechts- und Hochwerte wird daher mit 5 m abgeschätzt.

5.1 Geoelektrik

Da die für diese Arbeit durchgeführten Messungen im Gras stattfanden, war es schwierig das Maßband in direktem Kontakt mit der Erdoberfläche auszulegen. Die gemessenen Abstände der Elektroden können dadurch vom tatsächlichen Wert abweichen. Dieser Fehler wird auf $\pm 0,7$ m geschätzt. Des Weiteren wurden Elektroden teilweise durch zu harten Untergrund umgesetzt und nicht stets genau bei der vorgesehenen Profilkordinate in die Erde gesteckt. Es entsteht ein Fehler von $\pm 0,1$ m. Damit entsteht eine Ungenauigkeit der Profilkordinate von insgesamt $\pm 0,17$ m.

Es ist möglich, dass die Krokodilklemmen oder Metallspieße von Gras berührt werden, wodurch weitere, schlecht angekoppelte Elektroden generiert werden. Das Konzept der Wenner-Anordnung wäre damit nicht mehr gegeben. Jedoch ist die Leitfähigkeit des meist trockenen Grases im Vergleich zum Metallspieß sehr gering, sodass der resultierende Fehler keine signifikante Auswirkung auf den spez. Widerstand hat.

Bei der Geoelektrik wird modellhaft angenommen, dass der Strom durch Punktquellen an der Erdoberfläche eingespeist wird. Stecken die Metallspieße zu tief in der Erde, so ist diese Annahme nicht erfüllt. Im Rahmen dieser Messkampagne und der erzielten Profilauslage ist jedoch davon auszugehen dass nur vereinzelte Metallspieße zu tief im Boden steckten und dass damit die Annahme der Punktquelle meist erfüllt wurde.

Für die Genauigkeit der Tiefenmodelle ist, neben dem jeweils angegebenen RMS Error, zu beachten, dass die üblichen Auswerterechnungen für den ebenen, homogenen und isotropen Schichtenfall gelten. Bei Schichtneigungen $< 10\%$ ist dies ausreichend erfüllt. Jedoch gibt es auch für ebene Schichtung mehrere Tiefenmodelle, die den Messdaten mit einer gewissen Genauigkeit entsprechen. Die Inversion ist also nicht eindeutig. Des Weiteren können bei geringen Widerstandskontrasten Schichten übersehen werden.

Die Tiefenangaben der Tiefenmodelle sind Mittelwerte des durch die Messung lateral erfassten Bereiches. Die Tiefenangaben sind in der Regel bei ebener, ungestörter Geologie mit $\pm 10\%$ Fehler der Tiefe behaftet. Bei starker Schichtneigung und Inhomogenität muss mit einem Fehler von bis $\pm 15\%$ gerechnet werden.

Beim Ablesen der Tiefe aus dem Modell selbst kommt es zu Fehlern von $\pm 0,2$ m.

Des Weiteren wird das Ablesen der topografischen Höhe aus dem genannten topografischen Kartenmaterial mit ± 7 m abgeschätzt.

Weitere Fehler können durch Umwelteinflüsse entstehen. In der Geoelektrik sind dies z. Bsp. Überlandleitungen oder Bahngleise. In Profil ES1 spielte der Einfluss des elektrischen Zaunes eine bedeutende Rolle.

5.2 Refraktionsseismik

Für die Genauigkeit der Profilkordinate gilt aus den selben Gründen ein Fehler von $\pm 0,17$ m. Die Position der Impulsquelle betreffend ist zu beachten, dass die festgelegten Profilkordinaten beim Hammerschlag nicht genau getroffen werden. Zum Einen ist dies durch das Verrutschen der Metallplatte, zum Anderen durch den Durchmesser der Platte selbst zu erklären. Dieser Fehler wird auf $\pm 0,15$ m abgeschätzt.

Bezüglich der Auswertung der Daten wird der Fehler der Kompressionswellengeschwindigkeiten mit $\pm 200 - 400 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ abgeschätzt. Dieser Fehler entsteht vor allem durch das Picken der Ersteinsatzzeiten und das Legen der Ausgleichsgeraden. Die Anhänge A3-1 und A3-2 zeigen unterschiedlich gepickte Ersteinsatzzeiten der refraktierten Welle des Hinschusses von Profil ES0 und eine daraus resultierende Differenz der Kompressionswellengeschwindigkeiten von etwa $460 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die zweite mögliche Auswertung (Anhang A3-2) zeigt, dass bis zu einem Offset von etwa 60 m die Ersteinsätze gut getroffen sind. Anschließend nimmt das Signal-Stör-Verhältnis zu, sodass in der in Anhang A3-2 gezeigten Darstellung die Ersteinsätze nicht genau zu erkennen sind. Dies kann in dem Programm *Refract V4.12* mit der Einstellung *amp* verbessert werden. Durch eine geeignete Darstellung der Seismogramme lassen sich somit die Fehler der Ersteinsatzzeiten minimieren.

6 Ausblick

Mit den in dieser Arbeit ausgewerteten Daten können an zwei von vier Profilen die Verteilung physikalischer Eigenschaften des Untergrunds in Karstgebieten deutlich beobachtet werden. An Profil DV1 kann eine luftgefüllte Karsthöhle zwischen Ladstattschacht und Aubachquelle in einer Tiefe von etwa 1,4 m detektiert werden. An Profil ES1 zeigen die Daten ab einer Tiefe von 4,9 m drei mit Wasser gefüllte Hohlräume im Untergrund. Die 2D-Tomografien der Profile ES0 und ES2 zeigen keine Karsterscheinungen. Die geoelektrischen und seismischen Daten an Profil ES0 ermöglichen Aussagen über die Mächtigkeit der Deckschicht oberhalb des anstehenden Kalksteins. Des Weiteren kann eine Aussage über die mögliche Lage des Grundwasserspiegels getroffen werden. Die Tomografie an Profil ES2 zeigt lateral heterogenes Gestein und Störungszonen, in denen eventuell Wasser versickert. Aussagen über den genauen Verlauf des Karstgrundwasserleiters zwischen der Estavelle und der Aubachquelle können aber nicht getroffen werden. Die bisherige geophysikalische Erkundung zeigt eine Übersicht über die Verhältnisse im Untergrund.

Weiterführend kann eine Laufzeiten-Tomografie der seismischen Daten von Profil ES1 weitere interessante physikalische Eigenschaften in tieferen Bereichen aufzeigen, als es mit der hier angewandten Auswertung der Ersteinsätze möglich ist. Das Wellenfeld zeigt deutliche laterale Veränderungen, weshalb die genauere Untersuchung der Ausbreitung der Wellen im Untergrund zusätzlich interessant sein kann. Des Weiteren kann ein Vergleich mit den Ergebnissen der Eigenpotentialmethode und der Gravimetrie neue bzw. genauere Erkenntnisse aufzeigen. Anhand der Gravimetrie sind eventuell genauere Angaben über die Geometrie und Größe der Hohlräume zu treffen.

Im Sommer 2016 sollen in Zusammenarbeit zwischen dem Institut für Angewandte Geowissenschaften am KIT und Professor Ph.D. Timothy Bechtel vom Franklin & Marshall College (Pennsylvania, USA) weitere geophysikalische Messungen durchgeführt werden, um den Verlauf des Karstgrundwasserleiters genauer zu lokalisieren.

7 Danksagung

Zum Gelingen dieser Arbeit haben mehrere Personen, mehr oder weniger offensichtlich, beigetragen. Allen Beteiligten, auch den nicht namentlich erwähnten, möchte ich meinen Dank aussprechen. Mein besonderer Dank gilt:

Professor Dr. Thomas Bohlen für die Ermöglichung und die zuverlässige wissenschaftliche Betreuung dieser Arbeit, das in mich gesetzte Vertrauen und den Freiraum zum selbstständigen Arbeiten.

Professor Dr. Nico Goldscheider für wissenschaftliche Diskussionen und die Übernahme der Mitberichterstattung der vorliegenden Arbeit.

Professor Ph.D. Timothy Bechtel (Franklin & Marshall College, Pennsylvania, USA) und seinen beiden Studentinnen Leah Houser und Yunan Xie für die gemeinsame neuntägige Messkampagne im wunderschönen Kleinwalsertal.

Tilman Metz und Carla Freund für die Unterstützung bei der Messdurchführung.

Karl Kessler und seiner Familie sowie Thomas Gayda (stellvertretend für viele weitere Personen der lokalen Bevölkerung) für die herzliche Aufnahme und die Unterstützung vor Ort.

Meinen Eltern Heike und Andreas Schaneng, meinem Bruder Marc Schaneng, meinem Freund Heiko Stelzmann und meinen Kommilitonen, vor allem Yasmin Sanz, Susanna Dullenkopf, Franziska Sutter, Benjamin Naumann und Tim Illig für die Unterstützung und Begleitung während meines Studiums.

8 Erklärung

Ich versichere, dass ich die Arbeit selbstständig verfasst habe und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, die wörtlich oder inhaltlich übernommenen Stellen als solche kenntlich gemacht und die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der gültigen Fassung beachtet habe.

Karlsruhe, den 09.10.2015

9 Literaturverzeichnis

Abteilung Wasserwirtschaft des Amtes der Vorarlberger Landesregierung, Hydrographischer Dienst Vorarlberg: Ganglinien für die Parameter Schüttung, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur für den Zeitraum 1. bis 15. Juli 2015. Aktualitätsstand September 2015. Kontakt: M. Clemens (Clemens.Mathis@vorarlberg.at)

Altmann, J., Forbriger, T., Gottschämmer, E., Heider, S., Kästner, U., Mayer, M., Reiß, A., Seitz, K., Wawerzinek, B., Westerhaus, M., Widmer, R. u. Zürn, W. (2014): Skriptum zu den Geophysikalischen Geländeübungen 2014. Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

Archie, G. E., (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. Am. Inst. Min., Met. & Petr. Eng., 146, 54-62.

Berckhemer, H. (1997): Grundlagen der Geophysik. Unveränderter Nachdruck der 2. Auflage 1997, Veröffentlichung des Fachbereichs Geowissenschaften der Johann Wolfgang Goethe Universität, Institut für Meteorologie und Geophysik, Frankfurt, 2005.

GGU Gesellschaft für Geophysikalische Untersuchungen mbH (2013): Geophysik, zerstörungsfreie Prüfung. Dienstleistungen, Verfahren, Beispiele. Auflage 4b, Karlsruhe, 09.2013.

Goldscheider, N. (1997): Hydrogeologische Untersuchungen im alpinen Karstgebiet Gottesacker und Schwarzwassertal (Allgäu/Vorarlberg). - Diplomarbeit Uni Karlsruhe (unveröffentlicht).

Goldscheider, N. (1998): Der Ladstattschacht, tracerhydrologische Untersuchung einer organischen Altlast im alpinen Karst. - In: Czurda, K., Hötzl, H. u. Eisenwirth, M. (Schriftleitung): Natürliche und anthropogene Umweltgefährdungen, Forschungsergebnisse aus dem Lehrstuhl für Angewandte Geologie. - Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, 50: 155-172; Karlsruhe.

Grotzinger, J., Jordan, T. H., Press, F., Siever, R. (2008): Allgemeine Geologie. Nachdruck 2011 der 5. Auflage 2008, Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2008, Kap. 17, 478-480.

Knödel, K., Krummel, H. u. Lange, G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien. Band 3, Geophysik. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2005, 2. Auflage, Kap. 7, 462-463.

Loke, M. H. and Barker, R.D. (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by the quasi-Newton method. Geophysical Prospecting 44, 131-152.

Mayr-Wanderkarte 8, Kleinwalsertal, Maßstab 1:25000, KOMPASS-Karten GmbH, Auflage 2013.

Outdooractive, online verfügbare, topographische Karte. <http://www.outdooractive.com/de/hoehle/vorarlberg/estavelle/2969987/#dm=1>, zuletzt aufgerufen am 24.09.2015

Reynolds, J. M. (2011): An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley-

Blackwell, a John Wiley & Sons, Ltd., Publication, 2. Auflage, Kap. 7.2, 291.

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG),
<http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/geologie/8855.htm>, entnommen am 15.09.2015
um 15:11 Uhr

Schön, J. (1983): Petrophysik. Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen, Enke, Stuttgart.

Schmidt-Thomé, P. (1974): Geologisch-morphologische Erläuterung.- in Hofmann, W. u. Louis, H. Landformen im Kartenbild, Kartenprobe 3: Alpiner Karst auf dem Gottesackerplateau und Bergsturz am Hohen Ifen, Allgäuer Alpen, Arbeitskreis "Topographisch-Geomorphologische Kartenproben 1:25000. 11-16, Westermann, Braunschweig.

Tipler, P. A. und Mosca, G. (2012): Physik für Wissenschaftler und Ingenieure. 6. Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2009, korrigierter Nachdruck 2012, Kap. 31.3, 1199-1200.

Wagner, G. (1950): Rund um Hochifen und Gottesackergebiet. Verlag der Hohenlohschen Buchhandlung Ferdinand Rau, Öhringen.

10 Anhang

A1: Profillageplan

A2: Ergebnisse der geoelektrischen Messprofile:

Tiefenmodelle der Widerstandssondierungskartierung

A2-1: Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil DV1 mit einem Elektrodenabstand von 2 m

A2-2: Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES0 mit einem Elektrodenabstand von 2 m

A3: Ergebnisse der refraktionsseismischen Messprofile:

A3-1: Auswertung des Seismogramms des Hinschusses des Profils ES0 mit einem Geophonabstand von 2 m

A3-2: Auswertung des Seismogramms des Hinschusses des Profils ES0 mit einem Geophonabstand von 2 m (2. Möglichkeit)

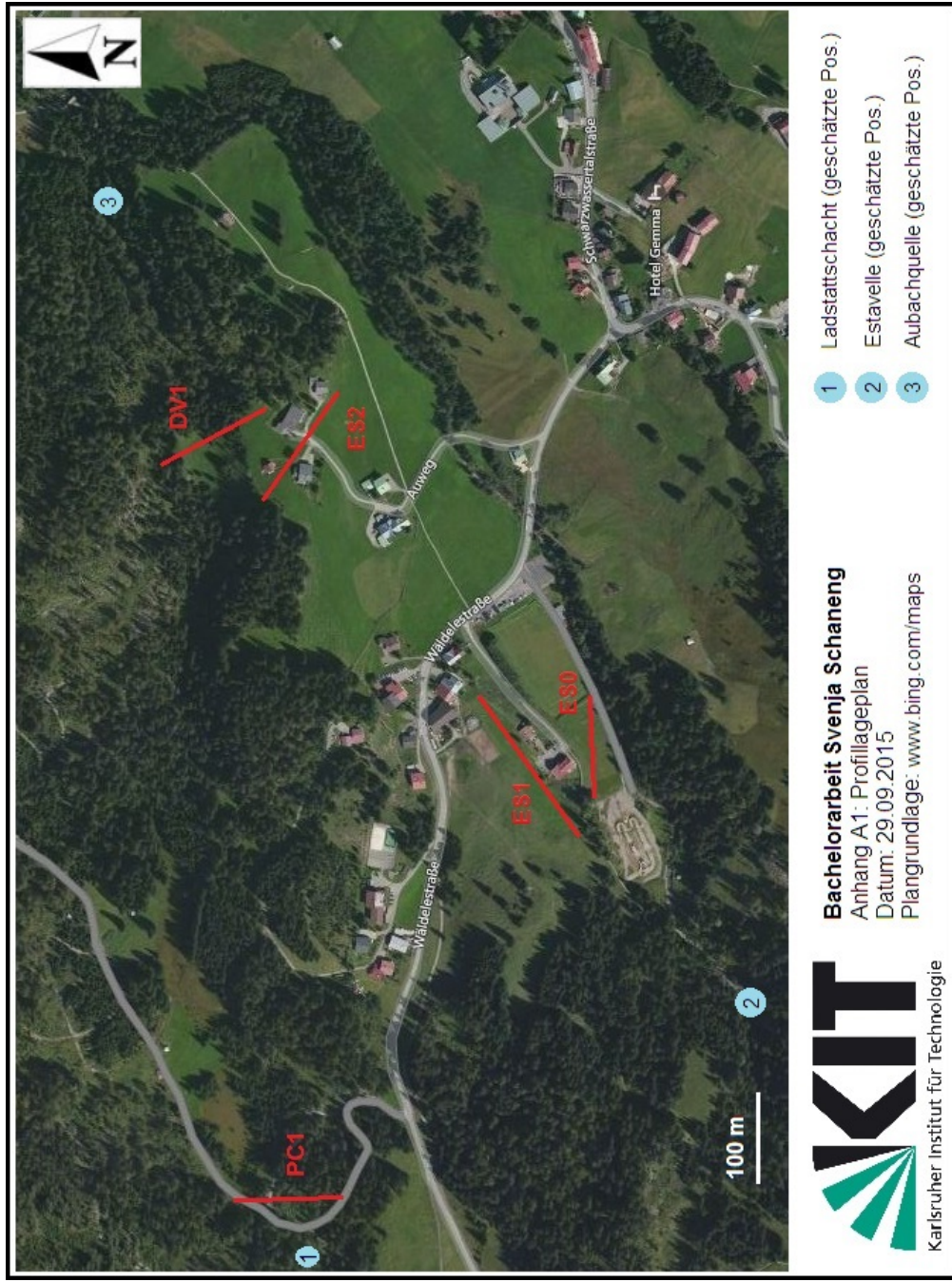
A3-3: Auswertung des Seismogramms des Rückschusses des Profils ES0 mit einem Geophonabstand von 2 m

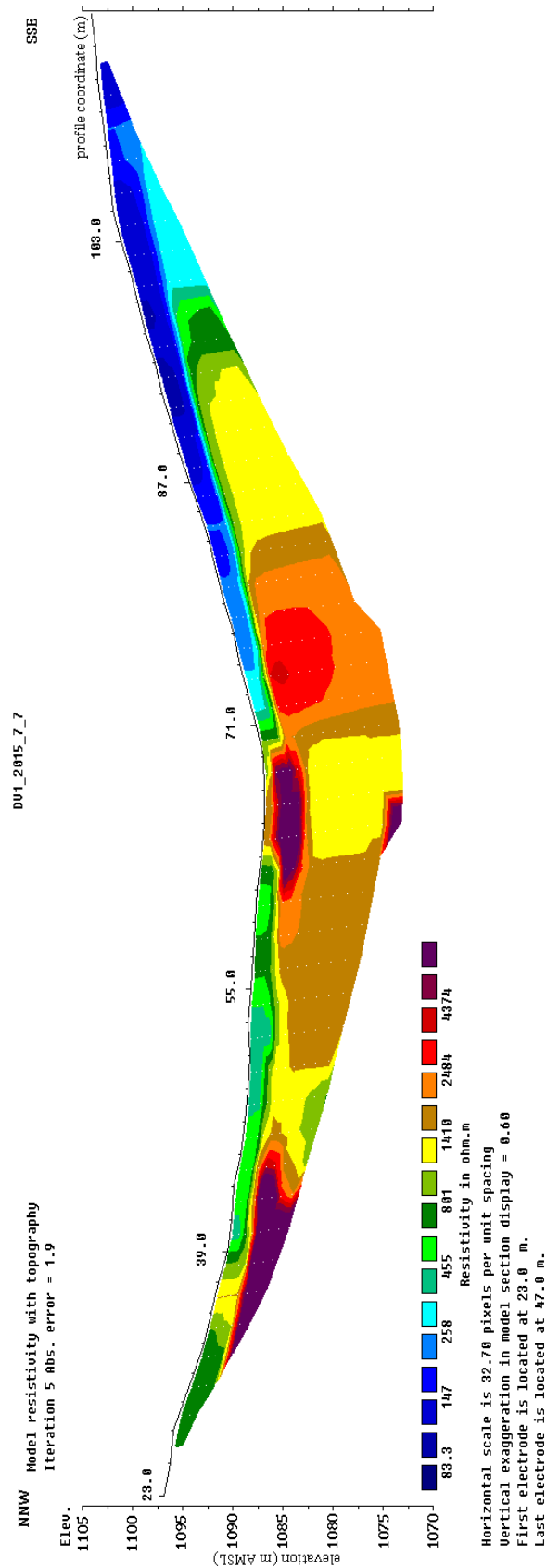
A3-4: Spurennormiertes Seismogramm des Hinschusses des Profils ES1 mit einem Geophonabstand von 1 m

A3-5: Auswertung des Seismogramms des Hinschusses des Profils ES1 mit einem Geophonabstand von 1 m

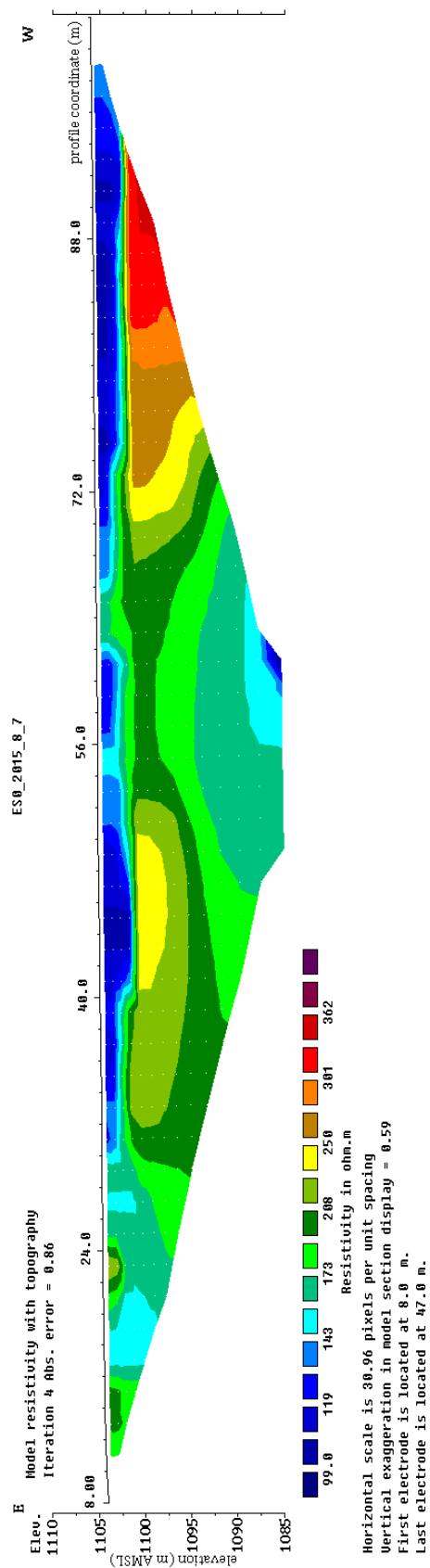
A3-6: Auswertung des Seismogramms des Rückschusses des Profils ES1 mit einem Geophonabstand von 1 m

A4: Farbskalen der Tiefenmodelle des spez. Widerstands

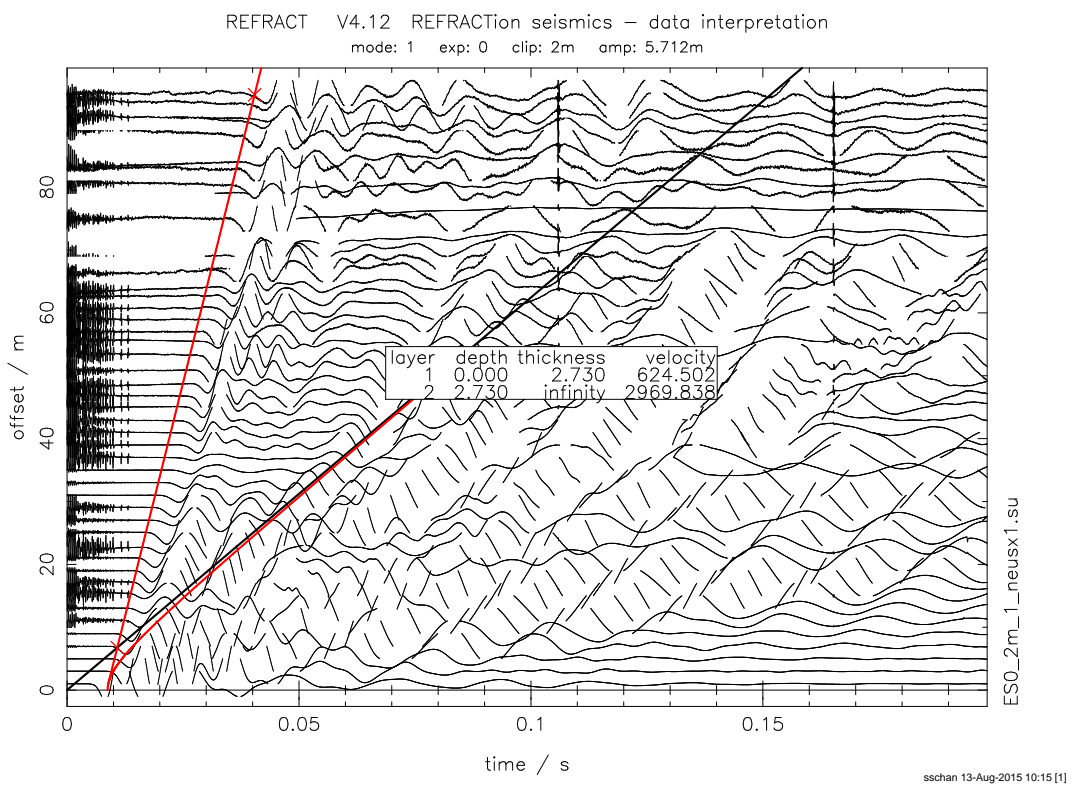




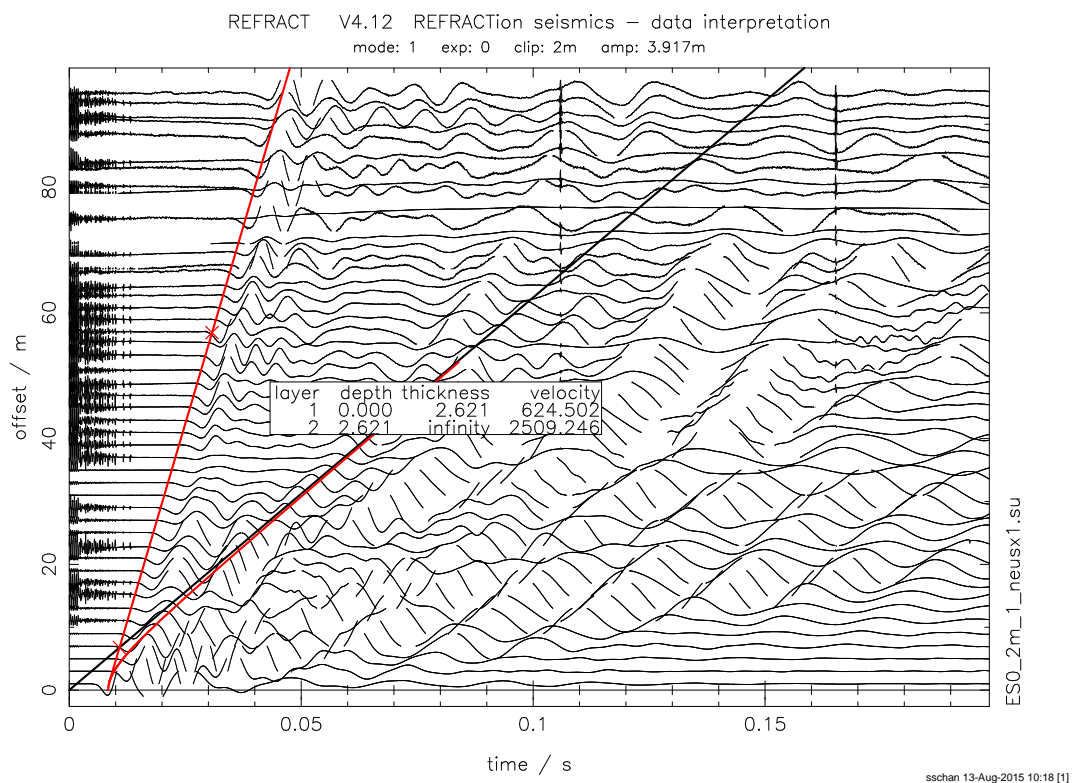
Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil DV1 mit einem Elektrodenabstand von 2 m. Die Eindringtiefe ist in m ü. NN angegeben. Das Inversionsmodell wurde mit dem Programm Res2Dinv erstellt.



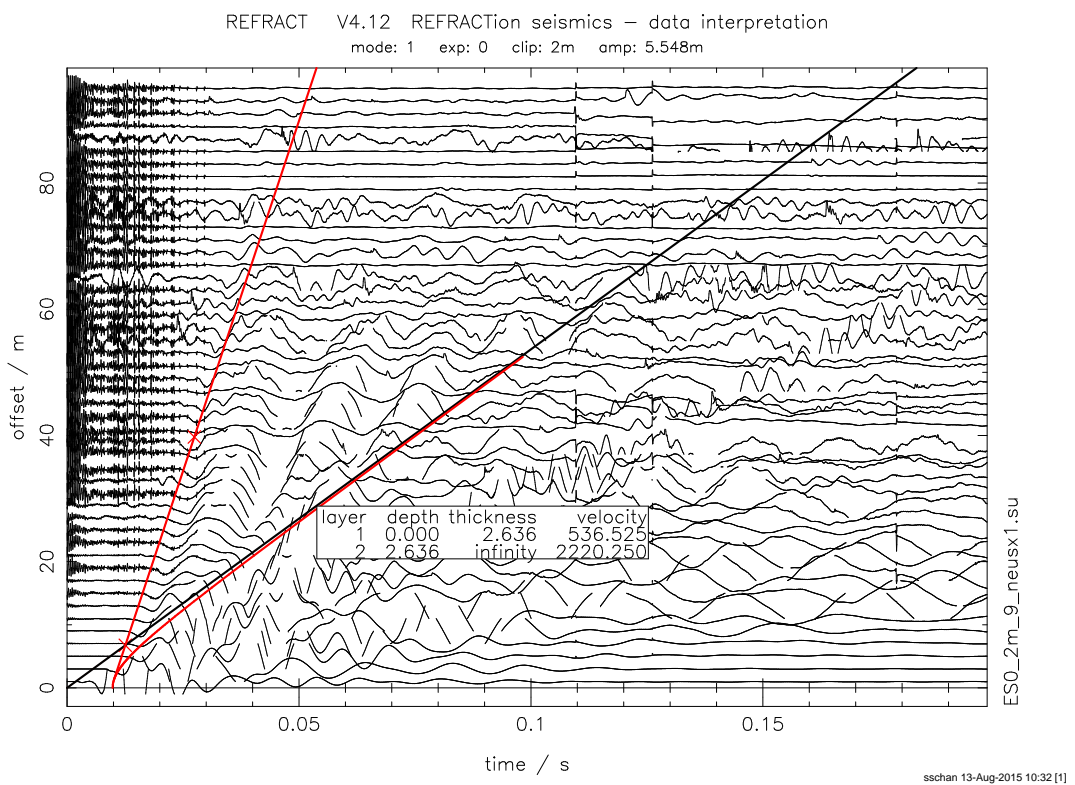
Tiefenmodell des spezifischen Widerstands für das Profil ES0 mit einem Elektrodenabstand von 2 m. Die Eindringtiefe ist in m ü. NN angegeben. Das Inversionsmodell wurde mit dem Programm Res2Dinv erstellt.



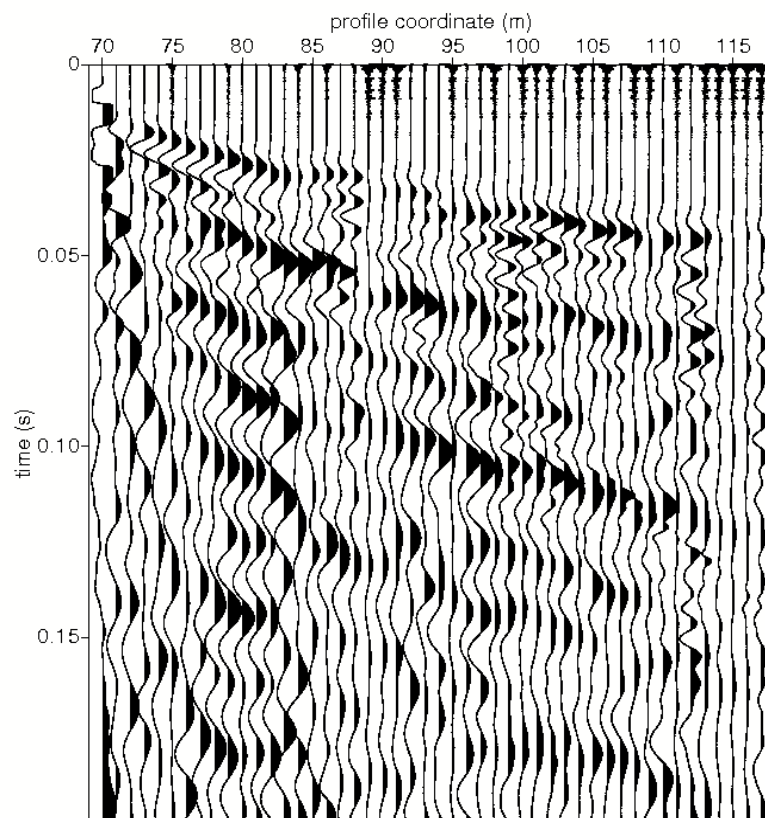
Auswertung des Seismogramms des Hinschusses des Profils ES0 mit einem Geophonabstand von 2 m. Die Auswertung wurde mit dem Programm *Refract V4.12* vorgenommen.



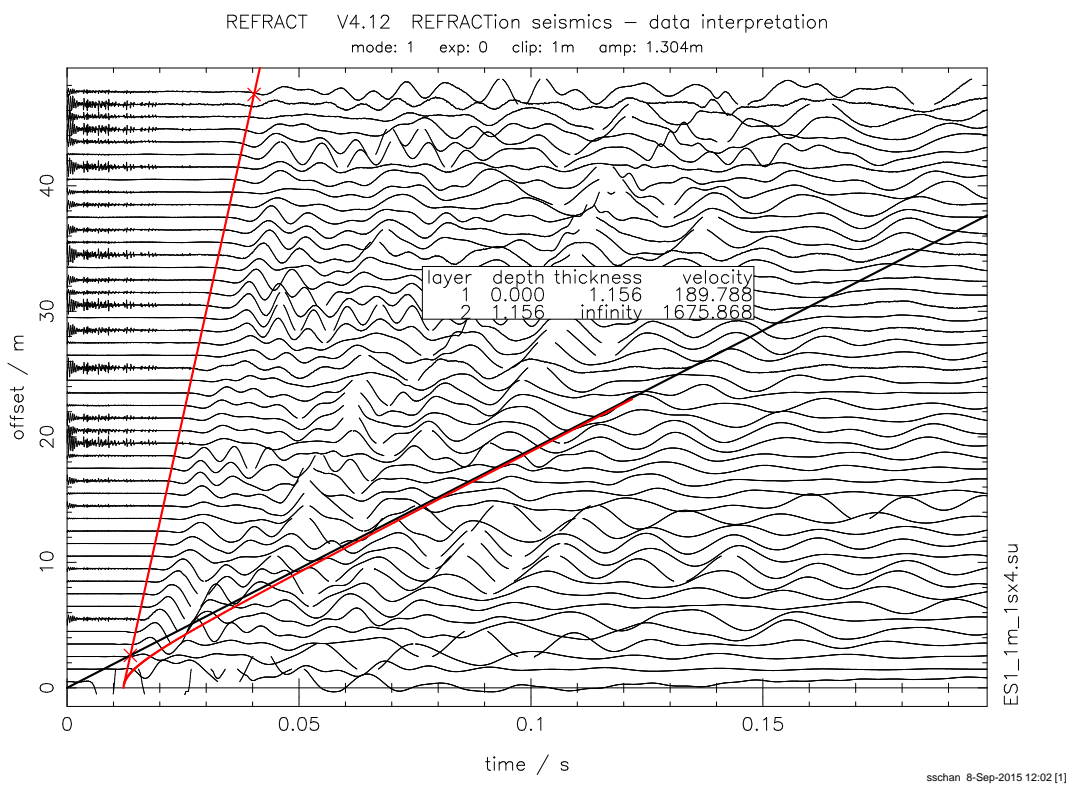
Auswertung des Seismogramms des Hinschusses des Profils ES0 mit einem Geophonabstand von 2 m (2. Möglichkeit). Die Auswertung wurde mit dem Programm *Refract V4.12* vorgenommen.



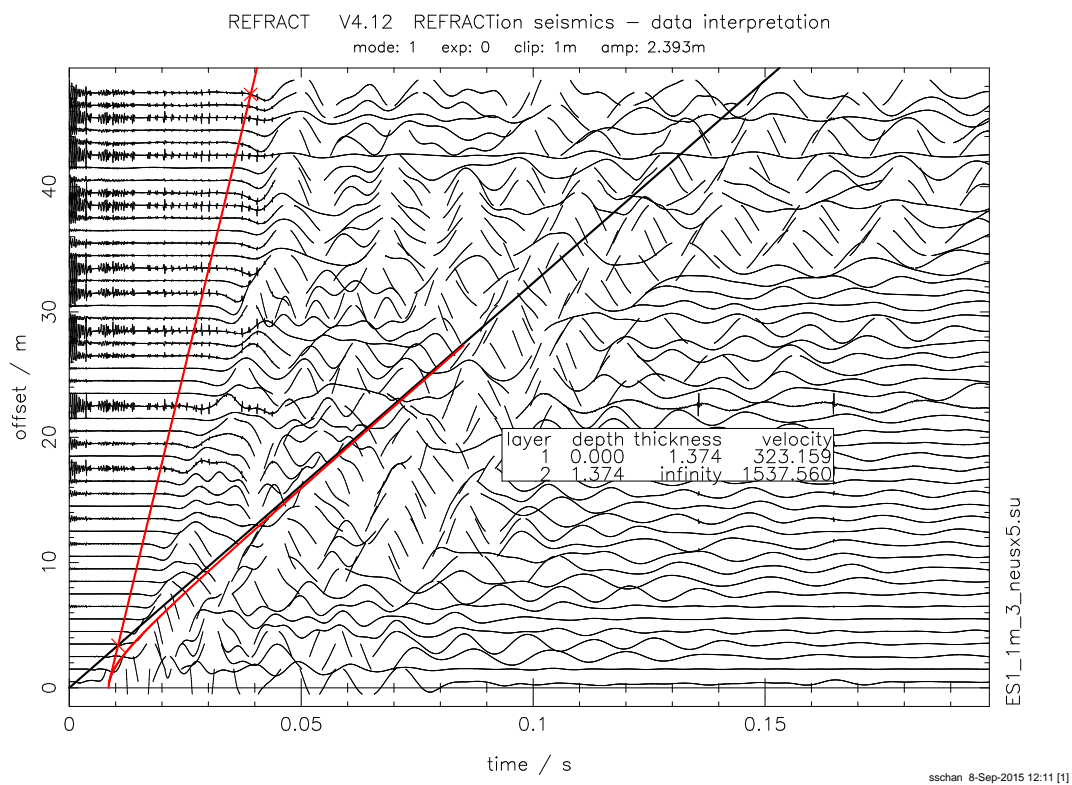
Auswertung des Seismogramms des Rückschusses des Profils ES0 mit einem Geophonabstand von 2 m. Die Auswertung wurde mit dem Programm *Refract V4.12* vorgenommen.



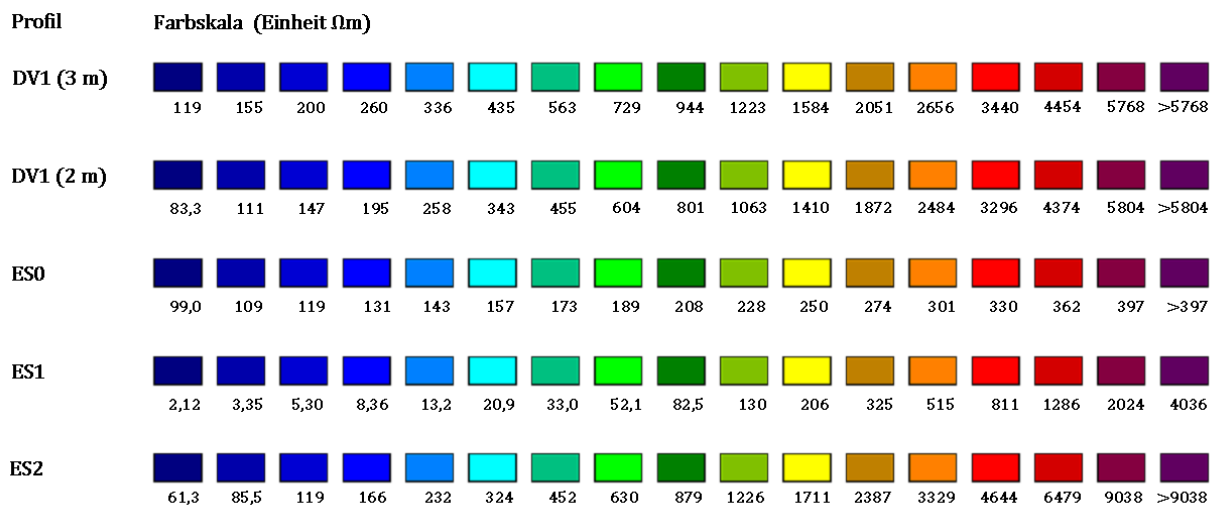
Spurennormiertes Seismogramm des Hinschusses des Profils ES1 mit einem Geophonabstand von 1 m.



Auswertung des Seismogramms des Hinschusses des Profils ES1 mit einem Geophonabstand von 1 m. Die Auswertung wurde mit dem Programm *Refract V4.12* vorgenommen.



Auswertung des Seismogramms des Rückschusses des Profils ES1 mit einem Geophonabstand von 1 m. Die Auswertung wurde mit dem Programm *Refract V4.12* vorgenommen.



Farbskalen der Tiefenmodelle des spez. Widerstands für die jeweiligen Profile.