

Carina Bagola, BSc

Hydraulische Charakterisierung von Böden mit Hilfe von Goelektrik und Infiltrrometer

MASTERARBEIT

Zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

Masterstudium Erdwissenschaften

Eingereicht an der

Technischen Universität Graz

Betreuer

Assoz. Prof. Priv.-Doz. Mag. Dr.rer.nat. Winkler Gerfried

Erdwissenschaften

EIDESSTÄTTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Das in TUGRAZonline hochgeladene Textdokument ist mit der vorliegenden Masterarbeit identisch.

I declare that I have authored this thesis independently, that I have not used other than the declared sources/resources, and that I have explicitly indicated all material which has been quoted either literally or by content from the sources used. The text document uploaded to TUGRAZonline is identical to the present master's thesis.

Datum / Date

Unterschrift / Signature

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich vor allem bei Prof. Dr. Gerfried Winkler, der mir nicht nur mit großer Geduld, kompetenter und verständlicher Unterstützung beiseite stand bedanken, sondern auch einige herausfordernde Problemstellungen zusammen mit mir feinfühlig und beharrlich löste. Dank Ihrer fachlichen Expertise und den wertvollen Anregungen konnte ich das Beste aus meiner Arbeit erzielen.

Besonderen Dank gebührt ebenfalls Dr. mont. Marcellus G. Schreilechner und dem Geo5 Team des Ingenieurbüros für Erdwissenschaften in Leoben, deren geoelektrisches Equipment ich für meine Arbeit benutzen durfte und die mich bei den Messungen und Auswertungen äußerst hilfreich und zuvorkommend unterstützt haben.

Meinen Studienkollegen, die im Laufe der Zeit zu Freunden wurden und mich mit fachbezogenem Wissen und moralischer Empfindsamkeit unterstützt und begleitet haben, möchte ich ganz besonders danken.

Ein Dankeschön auch an meine Freunde und Familie, die immer an mich geglaubt haben und vor allem an meinen Sohn, der an so manchen Höhen und Tiefen im Laufe des Studiums am meisten Anteil genommen hatte.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Infiltration von Wasser in der ungesättigten Lockergesteinszone unter der Anwendung und Kombination von geoelektrischen Time-Lapse Widerstandstomografien (ERT) und hydraulischen Infiltrationsversuchen mittels Ringinfiltrometer. Die Infiltrationsversuche sowie die parallel dazu laufenden geoelektrischen Messungen erfolgten über mehrere Stunden. Die daraus resultierenden spezifischen elektrischen Widerstandsverteilungen und feldgesättigten Leitfähigkeiten ermöglichten eine Abschätzung des Infiltrationsverlaufs. Ergänzend wurden geohydraulische numerische Modellierungen basierend auf finite Elemente (FEM) erstellt, um die ermittelten hydraulischen Parameter und den beobachteten Infiltrationsprozess auf Plausibilität zu überprüfen. Zusätzlich wurden Sondierbohrungen aus dem Jahr 1961 zur Abschätzung der Untergrundverhältnisse, die als Grundlage zur Interpretation der Untersuchungsergebnisse dienten, herangezogen.

Im Rahmen der Arbeit wurden zwei Versuche in Bereichen mit unterschiedlichen Untergrundverhältnissen am Gelände der Wasserwerke Andritz im Norden von Graz durchgeführt. Der Versuch am Testfeld A erfolgte in einem Raseninfiltrationsbecken mit heterogenem Aufbau der ungesättigten Lockergesteinszone und der Versuch B in einem Bereich mit homogener aufgebautem, aber feinkörnigerem Untergrund.

Eine Gegenüberstellung der Methoden zeigte eine prinzipielle Übereinstimmung der Ergebnisse aus Geoelektrik- und Infiltrationsmeter-Versuchen mit den Ergebnissen aus den durchgeführten FEM-Modellierungen. Eine plausible Interpretation der Ergebnisse ist jedoch nur unter Miteinbezug von Untergrundaufnahmen möglich. Als Fazit dieser Arbeit ist anzumerken, dass die Kombination der unterschiedlichen Methoden wertvolle Grundlagen für das bessere Verständnis von Infiltrationsprozessen liefert, jedoch Grundkenntnisse über den Untergrundaufbau zur hydraulischen Charakterisierung essentiell sind.

Abstract

The topic of this thesis is the infiltration of water into the unsaturated zone of unconsolidated materials by applying and combining geo-electrical time-lapse resistivity tomography (ERT) and ring infiltrometer tests. The infiltration tests were performed over several hours parallel to the geoelectric measurements. The yielded specific electric resistivity distributions of the subsurface and the field saturated hydraulic conductivity values enabled the estimation of the infiltration process. In addition geo-hydraulic models based on finite elements (FEM) have been performed in order to check the plausibility of the identified hydraulic parameters and the observed infiltration. Additionally, drilling data, taken in 1961, have been considered to get an understanding of the subsurface conditions which were the basis for the interpretation of the testing results.

For this paper, two lines of measurement have been carried out on the premises of the "Wasserwerke Andritz" in the North of Graz which varied in their underground conditions: Field A (heterogeneous lawn infiltration system) and Field B (homogeneous underground).

When comparing the methods to each other, the results of the geo-electrical and infiltrometer tests show a basic correlation with the FEM-models. A plausible interpretation of the results, however, needs to include the underground profile.

The conclusion of this work, therefore, is the combination of the different methods provides valuable information for a better understanding of infiltration processes, but also that basic knowledge about the underground structure is essential for any hydraulic characterization.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	IV
Abkürzungsverzeichnis	V
Variablenverzeichnis	VI
1 Vorwort	1
2 Einleitung.....	2
3 Untersuchungsgebiet	6
3.1 Geographie	6
3.2 Geologie.....	7
3.3 Bodenaufbau	8
3.3.1 Untergrundmodell.....	10
3.3.2 Gesteinsinhalt und Durchlässigkeitsbeiwert	10
4 Methoden.....	12
4.1 Grundlagen der Infiltration	12
4.2 Ringinfiltrometer	14
4.2.1 Versuchsaufbau	14
4.2.2 Messvorgang	15
4.2.3 Auswertung der Messergebnisse	16
4.3 Geoelektrik	17
4.3.1 Dipol-Dipol Konfiguration und Geometrie der Messung	22
4.3.2 Versuchsaufbau	23
4.3.3 Messvorgang	24
4.3.4 Auswertung der Messergebnisse	26
4.4 FEM-Modellierung.....	30
5 Ergebnisse.....	31
5.1 Ergebnisse Geoelektrik.....	31
5.1.1 In Feld A.....	32
5.1.2 In Feld B.....	34
5.2 Ergebnisse Ringinfiltrometer	35
5.3 Ermittlung der Bodenphysikalischen Parameter.....	36
5.3.1 Vorgehensweise zur Eruierung der bodenphysikalischen Parameter in Feld A.....	36

5.3.2	Vorgehensweise zur Eruiierung der bodenphysikalischen Parameter in Feld B.....	38
5.3.3	Berechnungsergebnisse Feld A.....	39
5.3.4	Berechnungsergebnisse Feld B.....	43
5.4	Ergebnisse der FEM-Modellierung.....	43
5.4.1	FEM-Modell Feld A.....	43
5.4.2	FEM-Modell Feld B.....	47
6	Diskussion und Interpretation.....	48
6.1	Gegenüberstellung der Ergebnisse.....	48
6.1.1	ERT-Messserien A:.....	49
6.1.2	ERT-Messserien A Vergleich mit Bohrkerndaten:.....	50
6.1.3	ERT-Messserien A Vergleich mit der FEM- Modellierung.....	51
6.1.4	ERT-Messserien B:.....	53
6.1.5	ERT-Messserien B Vergleich mit der FEM- Modellierung.....	53
6.1.6	Interpretation der spezifischen elektrischen Widerstandstomographien.....	54
6.1.7	Relevanz der Bohrkerndaten.....	58
6.1.8	Herausforderungen und Fehlerquellen.....	59
6.2	Schlussfolgerungen.....	60
7	Ausblick.....	62
	Literaturverzeichnis.....	63
	Anhang A.....	66
	Anhang B.....	69

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Messgebiet mit Messserien A und B.	6
Abbildung 2: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000 (GBA, 2019).....	8
Abbildung 3: Messgebiet mit den Messungen auf den Feldern A und B sowie Sondierbohrungen.....	9
Abbildung 4: Ringinfiltrometer: links Ring; rechts Dokumentation.....	16
Abbildung 5: Darstellung eines Einzelring-Infiltrometer Versuchs (Reynolds & Elrick, 1990).	17
Abbildung 6: Hydraulischen Leitfähigkeit & spezifischer Widerstand (Salako & Adepelumi, 2016).....	19
Abbildung 7: Prinzip der Widerstandsmessung mit einer Vierpunktanordnung (Knödel et al., 1997).....	20
Abbildung 8: Skizze Dipol-Dipol Anordnung (Bundesverband Geothermie, 2019)	21
Abbildung 9: Datenkonfiguration für einen vollständigen Dipol-Dipol-Datensatz (AdvancedGeosciences, 2012).....	23
Abbildung 10: Skizze nicht maßstabsgetreu des Geoelektrikaufbaues exemplarisch für die Felder A und B.....	25
Abbildung 11: Geoelektrik: Messgeräte und Aufbau.....	26
Abbildung 12: Darstellung der Auswertung AGI EarthimagerTM 2D Software, Profil A1-01-42.....	29
Abbildung 13: Profile der elektrischen Widerstandsmessserien auf Feld A.....	32
Abbildung 14: Profile der elektrischen Widerstandsmessserien auf Feld B.....	34
Abbildung 15: Profil der elektrischen Widerstandsmessserie A 1_1-43 (T>2 h) Einteilung der Schichten zur Eruiierung der benötigten Parameter, Tiefe und Ωm	37
Abbildung 16: Profil der elektrischen Widerstandsmessserie B6_43-84 (T>19 h) Einteilung der Schicht 1 zur Eruiierung der benötigten Parameter, Tiefe und Ωm	38
Abbildung 17: FEM-Modell Feld A nach 10 Stunden Infiltration.	45
Abbildung 18: FEM-Modell Feld A nach 50 Stunden simulierter Infiltration.....	46
Abbildung 19: FEM-Modell Feld B nach ca. 20 Stunden Infiltration.....	47
Abbildung 20: Profile der ERT Trockenmessungen des Feldes A.....	54
Abbildung 21: Profile der ERT nach gut zwei Stunden Wasserinfiltration des Feldes A.....	55
Abbildung 22: Profile der ERT nach 10 stündiger Wasserinfiltration des Feldes A	56
Abbildung 23: Profile der ERT Trockenmessungen des Feldes B.....	57
Abbildung 24: Profile der ERT nach mehr als 20 stündiger Wasserinfiltration des Feldes B..	58

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Sondierbohrungen Graz-Andritz.....	9
Tabelle 2: Hinweis auf typische Bodenkennwerte (ÖNORM B 2506-1).....	11
Tabelle 3: Parameter des Kunststoffringes inklusive der Wasserbefüllung.	15
Tabelle 4: Technische Daten Super Sting R8/IP (Advanced Geosciences, 2011).....	22
Tabelle 5: Spezifische elektrische Widerstände für Lockersedimente (Knödel et al., 1997) .	28
Tabelle 6: Ergebnisse der Ringinfiltrrometer-Versuche	36
Tabelle 7: Auswertung der bodenphysikalischen Parameter, Feld A	50
Tabelle 8: Abstandsgeschwindigkeiten, Versickerungszeiten sowie Rest Zeiten.	50
Tabelle 9: Gegenüberstellung der Bodenarten sowie Durchlässigkeitsbeiwerte für die Hauptbohrungen II und 2/II mit Feld A	51
Tabelle 10: Auswertung der bodenphysikalischen Parameter, Feld B.	53

Abkürzungsverzeichnis

2 D	2-Dimensional
3 D	3-Dimensional
FDM	Finite-Differenzen-Methode
FME	Finite-Elemente-Methode
EMI	elektromagnetische Induktionsmethode
ERT	elektrische Widerstandstomographie
GIS	Geoinformationsservice
GOK	Geländeoberkante
GPR	Radar
müA	Meter über Adria
OOA	oberostalpinen Deckenstapel
RMSE	durchschnittlicher quadratischer Prognosefehler

Variablenverzeichnis

α	Proportionalitätsfaktor ($0,5 < \alpha < 1$)
G_e	Geometriefaktor
I	Gleichstrom, Wechselstrom [A]
i	hydraulischer Gradient
$K, K\text{-Wert}$	hydraulische Durchlässigkeit [m/s]
K_{fs}	feldgesättigte Leitfähigkeit (gemessene Ergebnis) [m/s]
K_s, K_f	gesättigte Durchlässigkeitsbeiwert (berechnet, Literatur) [m/s]
K_h, K_x	hydraulische Durchlässigkeit, horizontal [m/s]
K_v	hydraulische Durchlässigkeit, vertikal [m/s]
K_r	hydraulische Durchlässigkeit, Zwischenrichtung [m/s]
n	Sättigungsexponent ($n \sim 2$)
n_e, n_{eff}	effektive Porosität
m	Zementationsexponent ($1,3 < m < 2,4$)
Q_s	stationäre Infiltrationsrate [m^3/s]
\emptyset	Gesamtorosität
\emptyset_m	Matrix-Fluss- Potential [m/s]
ρ_A, ρ_s	scheinbarer elektrischer Widerstand [Ωm]
ρ_o	spezifischer elektrischer Widerstand des Sediments [Ωm]
ρ_w	spezifischer elektrischer Widerstand des Porenfluids [Ωm]
S	Sättigungsgrad (wassergefüllter Porenanteil)
U	Spannung [V]
v	Geschwindigkeit der Wasserströmung [m/s]
V_a	Abstandsgeschwindigkeit [m/s]
V_f	Filtergeschwindigkeit [m/s]

1 Vorwort

Im Vorfeld der vorliegenden Masterarbeit und den geplanten Feldmessungen dazu entstand eine Kooperation in Form eines Forschungsprojekts mit meinem Studienkollegen Alexander Helfer. Wir wurden beauftragt an einer Literaturrecherche über die hydraulische Durchlässigkeit an Hand diverser Methoden nach Messskala zu arbeiten. Die formulierten Ergebnisse wurden in einem Endbericht zusammengefasst und sollten als Grundlage der jeweiligen Masterarbeit einfließen. Gleiche thematische Bereiche, die feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit, die methodischen Ansätze das Ringinfiltrometer (siehe Kapitel 4.1) und die Geoelektrik (siehe Kapitel 4.3) betreffend sowie Teilbereiche der Motivation wurden aus dem gemeinsam erstellten Literaturbericht übernommen.

2 Einleitung

„Böden und Sedimente sind entscheidende Elemente im hydrologischen Zyklus, da sie das Medium sind, durch das der infiltrierende Niederschlag zum Aquifer sickert. Gleichzeitig können Bodenhorizonte und flache Stratigraphie als hydraulische Barrieren wirken, die den oberflächlichen oder den Zwischenabfluss im Boden fördern und eine tiefe Infiltration erschweren. Für die meisten Einzugsgebiete ist wenig über die kleinräumige horizontale und vertikale Variabilität der hydrologischen Eigenschaften des Bodens bekannt. Solche Informationen sind jedoch erforderlich, um detaillierte Bodenwasser-Strömungswege zu berechnen und lokale räumliche Variabilität in Grundwasserneubildung und Abfluss zu schätzen (Beerten et al. 2012). Die Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit ist jedoch nicht immer einfach, da die Messergebnisse von vielen Faktoren abhängen. Dabei spielt besonders die ausgewählte Messmethode und das Probenvolumen bzw. die Probenfläche eine große Rolle“ (Helfer, Bagola, Winkler, 2017, S. 5; Helfer 2017a, S. 1; Helfer, 2017b).

„Sowohl Permeabilität als auch die (spezifische) elektrische Leitfähigkeit sind wichtige physikalischen Eigenschaften des Untergrunds und daher bedeutend für die Transporteigenschaften von Böden. In allen Bereichen, wo die Charakterisierung von Fluidströmung in einem Porenraum das zentrale Thema ist, sind diese von höchstem Interesse“ (Alexander et al. 2017; Milsch, Blöcher, & Engelmann, 2008). Vor allem in der Landwirtschaft ist die Bodencharakterisierung als Schlüsselparameter anerkannt, da ein optimales Befeuchtungsmangement angestrebt wird.

Die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens ist eine der am schwierigsten zu bewertenden Bodeneigenschaften. Vor allem die Labormethoden unterliegen auf Grund der Probengröße Einschränkungen. Daher werden für die Abschätzung der hydraulischen Leitfähigkeit in der Regel In-situ-Tests bevorzugt (Farzamian, Monteiro Santos, & Khalil, 2015).

Die Bestimmung von K wird oft in direkte und indirekte Methoden eingeteilt. Jedoch erfordert die direkte Methode viel Zeit und Aufwand (Camporese, Cassiani, Deiana, & Salandin, 2011; Regalado & Muñoz-Carpena, 2004). Direkte Vorgehensweisen beruhen meist auf Bohrungen und beschädigen die natürlichen Voraussetzungen. Mehrmalige Probennahmen an derselben Stelle sind genauso wenig möglich wie eine großflächige

Abdeckung über ein ausgedehntes Areal. Die Einschränkung auf lokale und punktuelle Untersuchungen führen zu Unsicherheiten bei der hydraulischen Charakterisierung und sind für heterogene Systeme möglicherweise nicht bis wenig geeignet (Camporese et al., 2011).

Ergebnisse der neueren Forschung bestätigen, dass nicht-invasive Methoden der Geophysik wie ERT (elektrische Widerstandstomographie), elektromagnetische Induktionsmethoden (EMI) und Radar (GPR) eine praktikable und kostengünstige Alternative zu Bohrungen bieten (Farzamian et al., 2015). Geoelektrische Messungen werden häufig verwendet, um die unterirdischen Grundwasserleiter zu identifizieren sowie ihre Grundwasserqualität, Aquifere und Porositätsschichten und sogar die Richtung und Strömungsgeschwindigkeit des Grundwassers und als Folge daraus auch die hydraulische Leitfähigkeit (Rădulescu, Rădulescu, & Stan, 2006; Rein, Hoffmann, & Dietrich, 2004).

Eine Korrelation geohydraulischer Messungen mit der Widerstandsporositätsbeziehung nach Archie (1942) haben sich etabliert und werden je nach Bodenmaterialien in abgewandelter Form verwendet.

Angewendet wird die Geoelektrik zur (Knödel, Krummel, & Lange, 1997):

- Kartierung (Profilierung)
- Tiefensondierung
- Sondierungskartierung
- Widerstandstomographie

Im Allgemeinen werden geophysikalische vor allem die geoelektrischen Techniken effektiv für die Beurteilung der Heterogenität der Grundwasserleiterlithologie, der Breite der Grundwasserleiterschichten unter Druck sowie die Position des hydrostatischen Niveaus und darüber hinaus auch Eigenschaften von Verunreinigungsinseln herangezogen (Rădulescu et al., 2006). Zur Erforschung der ungesättigten Zone wurden mehrmals Geophysikalische Messmethoden eingesetzt (Binley, Winship, Middleton, Pokar, & West, 2001; Huisman, Snepvangers, Bouten, & Heuvelink, 2002; Looms, Jensen, Binley, & Nielsen, 2008).

In der bestehenden Literatur zum Thema der hydraulischen Leitfähigkeit sind unter anderem auch Time-Lapse Untersuchungen beschrieben. Time-Lapse Darstellungen sind in regelmäßigen Zeitabständen gemessene und visualisierte Abbildungen und geben einen Eindruck wie sich der Wassergehalt und damit einhergehend der spezifische Widerstand an ausgewählten Stellen über die Zeit verändert (Farzamian et al., 2015).

So gibt es Studien zur räumlichen Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit, die direkt durch synthetische Tracer abgedeckt und bestätigt wurden (Camporese et al., 2011). Die produzierten Time-Lapse Serien von Camporese et al. (2011) erzielten ein vollständiges Bild des räumlich-zeitlichen Transports von gelösten Stoffen unter der Oberfläche. Jedoch bleiben Unsicherheiten die geoelektrische Inversion, die Modelle und die geophysikalischen und hydrogeologischen Parameter zu verbinden besonders bei heterogenen Eigenschaften natürlicher Formationen (Camporese et al., 2011).

In situ Infiltrationsexperimente mit schwach leitendem Tracer wurden in 3D Time-Lapse ERT bei Noell et al. (2010) erfolgreich angewendet um die Infiltration durch sandigen Boden zu untersuchen. Anschließend wurde der sandige Boden ausgegraben um den Strömungsverlauf mit der ERT zu vergleichen und nachvollziehen zu können. Diese Methode gibt zusätzlich Informationen über das infiltrierte Volumen.

Zielsetzung der vorliegenden Arbeit ist an Hand einer Koppelung von hydraulischen und geophysikalischen Feldmethoden, im konkreten Geoelektrik mit Infiltrationsversuchen, hydraulische Eigenschaften von Böden zu charakterisieren. Zusätzlich soll mit Hilfe der geoelektrischen Time-Lapse Widerstandstomografien (ERT) versucht werden den Verlauf der Wasserinfiltration bzw. des Wassergehalts in den Untergrund, wenn möglich auch optisch, nachzuvollziehen (Binley et al., 2001; Camporese et al., 2011). Angelehnt wurde diese Idee an die Arbeit von (Caputo, de Carlo, Masciopinto, & Nimmo, 2010), die mit einem großen verstellbaren Ringinfiltrationsmeter die feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit an Gesteinsaufschlüssen in Süditalien gemessen und diese mit geoelektrischen Widerstandsmessungen kombiniert haben. Auf synthetische Tracer wurde im vorliegenden Experiment bewusst verzichtet da der Standort, Wasserwerk Andritz, dies als problematisch erachtet hätte und eine andere Örtlichkeit nicht möglich gewesen wäre. Aus dieser Fragestellung und Limitierung wurden folgende Arbeitsschritte, um eine qualitative Aussage bezüglich der Ergebnisse treffen und bestätigen zu können, abgewickelt.

So wurden zwei Messungen mit unterschiedlichen Bodenuntergrundbedingungen auf dem Gelände der Wasserwerke Andritz durchgeführt. Die aus der Geoelektrik und den Infiltrationsversuchen gewonnenen spezifischen Widerstandstomografien und feldgesättigten Leitfähigkeiten sollen mit den vorhandenen Bohrkern- und Bohrlochdaten aus der näheren Umgebung verglichen werden. Im Weiteren werden aus den generierten Daten geohydraulische Modelle erstellt um die hydraulischen Eigenschaften bzw. Parameter der angenommenen und berechneten Ergebnisse auf Plausibilität zu überprüfen.

3 Untersuchungsgebiet

Das Messgebiet befindet sich in Graz Stadt, ST. Veit ob Andritz und ist im Besitz der Wasserwerke Andritz, Holding Graz-Kommunale Dienstleistungen GmbH.

3.1 Geographie

Das Areal des Untersuchungsgebiets liegt im Norden von Graz und wird von Nordwest bis Südwest von der Mur (Fluss) sowie von Nordost bis Südost von der B67a Grazer Ringstraße begrenzt. Im Südosten fließt der Andritzbach.

Im Detail wurden die Messserien A auf dem Raseninfiltrationsbecken (Feld A) und die Messserien B ca. 50 m nordwestlich versetzt davon, auf dem Gelände der Wasserwerke Andritz durchgeführt (Feld B) (siehe Abbildung 1). Die Basis des Raseninfiltrationsbeckens befindet sich auf einer Höhe von 358 m ü.A., während die Messserien B auf einer Höhe von ca. 360,90 m ü.A. liegt (Geoinformationsservice des Land Steiermark, 2019). Im Folgenden wird auf die Messserien A und B auch in Form von „Feld A“ und „Feld B“ verwiesen.

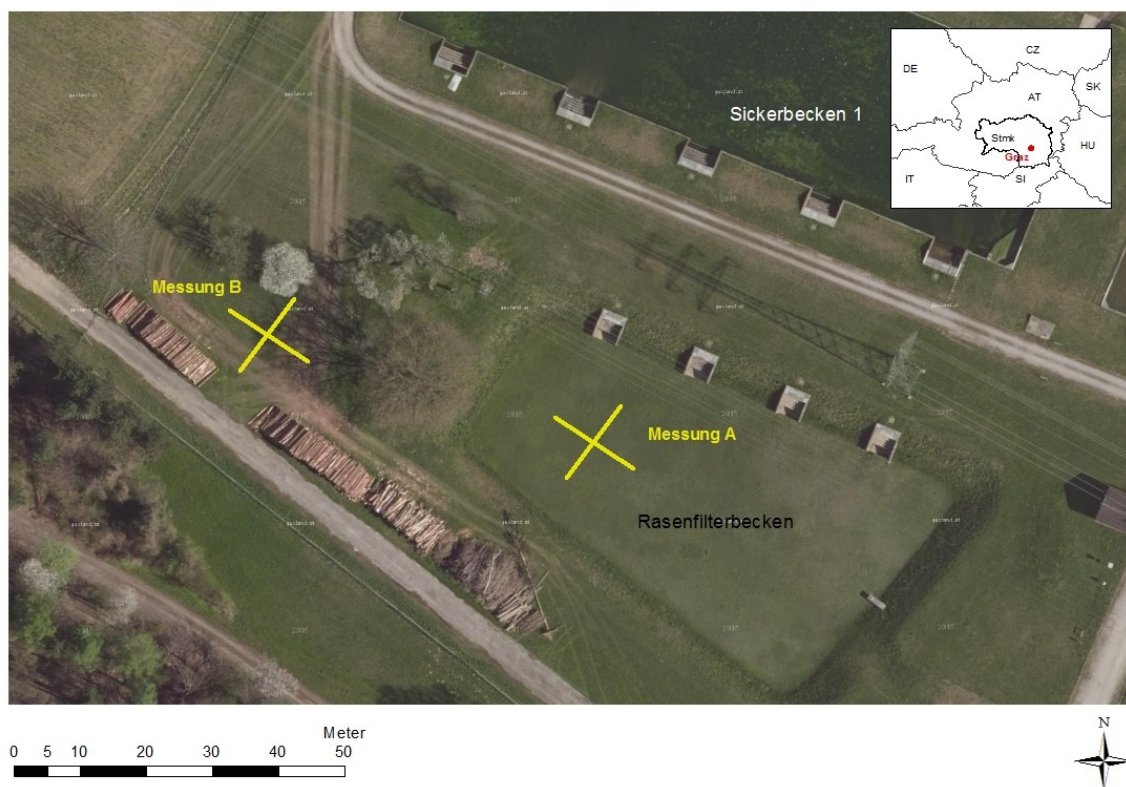


Abbildung 1: Messgebiet mit Messserien A und B (gelb markiert).

3.2 Geologie

Das Projektgebiet, rot umrandet in Abbildung 2, befindet sich im Grazer Becken, das ein Teil des Steirischen Beckens ist.

Das Grazer Paläozoikum, das aus regionalgeologischer Sicht zum oberostalpinen Deckenstapel der Ostalpen (OOA) gezählt wird, bildet die Basis. Das Grundgebirge besteht aus Dolomiten, dolomitischen Schiefen, Sandsteinen und metamorphen Tuffen der Dolomit-Sandsteinabfolge und ist im aktuellen Bereich gekennzeichnet durch die Gesteine der „Rannach-Fazies“ (Flügel, H.W., Neubauer, 1984; Flügel, 1960).

„Die Rannach-Fazies tritt nördlich und westlich von Graz auf und ist charakterisiert durch eine mächtige Entwicklung von Dolomiten und Dolomitsandsteinen im mittleren, und eine geringmächtige kalkige Entwicklung im höheren Mittel-Devon“ (Flügel, 1960 S.36).

Im Genaueren sind helle und dunkle Dolomite, Silt- und Sandsteine, Dolomitsandsteine sowie verschiedenfärbige Flaserkalke, Bankkalke und Kalkschiefer beschrieben (Geoinformationsservice des Land Steiermark, 2019). Darüber liegen die neogenen Abfolgen von Sanden, Tonen und Schotterzügen des Oststeirischen Beckens, die dem Pannon und dem Sarmat (äquivalent zum Sarmat von Thal) zugeordnet werden können.

„Dabei handelt es sich um ca. 40 m mächtige Ablagerungen in Restseen eines ehemaligen Meeres mit meist gelblichbraunen, feinkörnigen Sanden und Tonmergeln sowie sandigen Schluffen und Tonen. Diese leiten wiederum zu einer zyklisch, fluviatilen Sedimentation mit ausgedehnten Kieshorizonten über“ (Flügel 1986 S.24).

„Die lokal im Untersuchungsgebiet kartografisch aufgezeichneten Wechselfolgen von fluviatil gebildeten Schotter- und Sand/Ton-Horizonte unterscheiden sich vom Liegenden ins Hangende wie folgt: die Kirchberger Schotter, die Karnberger Schotter, die Schemmerl Schotter, die Pucher Schotter sowie die Gleisdorfer Schichten“ (Flügel, H.W., Neubauer, 1984 S.23/24; Flügel, 1960 S.126).

Bei den jüngsten oberflächennahen Lockergesteinen handelt es sich um alluviale Ablagerungen des Pleistozän und des Holozän. Temperaturschwankungen während des Pleistozäns führten zur Bildung von Terrassen. Im Projektgebiet sind Niedere Terrassen mit

teilweise mächtigen Kiesablagerungen und eingeschalteten Sandlinsen sowie überlagernden Feinsedimenten vorzufinden. Feinklastische Ausedimente, Kolluvien und Wildbachschutte sowie randliche Schwemmfächer, Schwemmkegel und Murkegel, zum Teil spät-post glazial aus dem Holozän, überlagern das darunter liegende Pliozän des steirischen Beckens (Flügel, H.W., Neubauer, 1984; Geoinformationsservice des Land Steiermark, 2019).

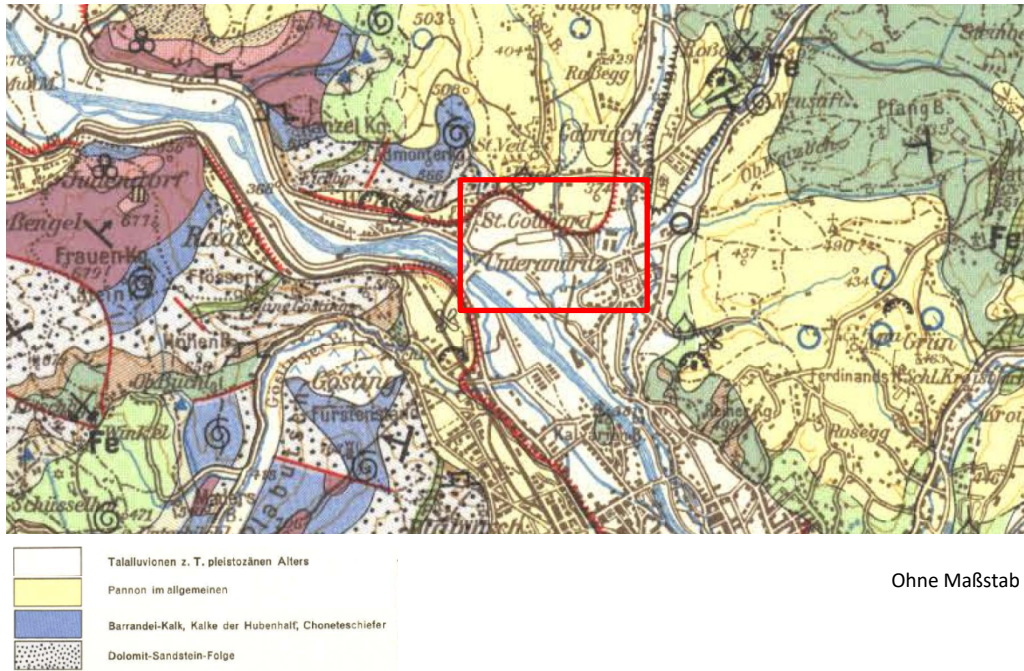


Abbildung 2: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000, vergrößerter Detailausschnitt mit im rot umrandeten Projektgebiet (GBA, 2019)

3.3 Bodenaufbau

Im Zuge der Recherchen nach einem möglichen vorhandenen Bodenaufbau des Projektgeländes rund um das Wasserwerk Andritz bzw. des Raseninfiltrationsbeckens wurden Sondierbohrungen aus dem Jahr 1961 erhoben. Da kein Untergrundaufbau des Raseninfiltrationsbeckens (Feld A) und des Felds B vorhanden ist, werden folgende zwei Profile der Sondierbohrungen Graz-Andritz Hauptbohrung II und 2/II, auf Grund der Nähe zum Messgelände sowie zum Vergleichen bzw. zur Abschätzung des Bodenaufbaus verwendet. Die Bohrung 3 wird ebenfalls bezüglich der Distanz zum Messgelände erwähnt, allerdings zeigt das Profil weniger Übereinstimmung und wird deshalb in weiterer Folge nicht

zum Vergleichen herangezogen. Die Sondierbohrungen, dargestellt in Abbildung 3, wurden damals vom Land Steiermark Abteilung 14 Wasserwirtschaft, Ressourcen und Nachhaltigkeit in Auftrag gegeben und zur Verfügung gestellt. Die Eckdaten sind in Tabelle 1 aufgelistet und die entsprechenden Profile sind dem Anhang A zu entnehmen.



Abbildung 3: Messgebiet mit den Messungen auf den Feldern A und B, gelb markiert, sowie Darstellung der Sondierbohrungen zur Abschätzung des Untergrundaufbaus verwendet (rot), Sondierbohrungen nicht verwendet (gelb).

Tabelle 1: Sondierbohrungen Graz-Andritz

Inventarnummer	166343
Name der Bohrung	Sondierbohrung Graz-Andritz Hauptbohrung 1/II *
Tiefe	30,6 m
Verwalter	UMJ
Auftraggeber	Verw./WasserWi_Abt.14
Direkte Weitergabe	Ja
Geol. Profil vorh.	166343

* Bezeichnung aus dem Jahr 1961 als Hauptbohrung II

Inventarnummer	166341
Name der Bohrung	Sondierbohrung Graz-Andritz Hauptbohrung 2/II
Tiefe	25 m
Verwalter	UMJ
Auftraggeber	Verw./WasserWi_Abt.14
Direkte Weitergabe	Ja
Geol. Profil vorh.	166341

Inventarnummer	166342
Name der Bohrung	Sondierbohrung Graz-Andritz Hauptbohrung 1/II *
Tiefe	25
Verwalter	UMJ
Auftraggeber	Verw./WasserWi_Abt.14
Direkte Weitergabe	Ja
Geol. Profil vorh.	166342

* In der Karte als Bohrung 3 titulierte

3.3.1 Untergrundmodell

Auf Basis der erwähnten Erkundungsarbeiten aus dem Jahr 1961 können nachfolgende Aussagen hinsichtlich der Untergrundverhältnisse aus den relevanten und vergleichbaren Schichten, der verwendeten Sondierbohrungen Hauptbohrung II und Hauptbohrung 2/ II, abgeleitet werden.

3.3.2 Gesteinsinhalt und Durchlässigkeitsbeiwert

Hauptbohrung II ab **359,06 müA**.

358,76 müA : 0,0-30 m: Humus

358,36 müA 0,30- 0,70m: Grobkies, braun

358,06 müA 0,70-1,00m: Feinsand, braun

356,56 müA 1,00-2,50m: Sandiger Grobkies, grau

353,36 müA 2,50-5,70m: stark sandiger Grobkies grau, Einstreu von Steinen 25x20x15 cm

Hauptbohrung 2/ II ab **359,84 müA**.

359,54 müA: 0,0-30 m: Humus

359,14 müA :0,30- 0,70m: Feinsand, braun

356,64 müA :0,70-3,20m: Mittel- und Grobsandiger Kies, braun, Einstreu von Steinen 30x20x15 cm

353,04 müA:3,20-6,80m: Feinsandiger Kies, grau

Unterhalb der 30 cm mächtigen Mutterbodenschicht wurden in der Hauptbohrung II bis in einer Tiefe von 353,36 müA Schichten von braunen Grobkies, braunen Feinsand, grauen sandigen Grobkies sowie grauem stark sandigem Grobkies mit Einstreu von Steinen mit einer Größe von 25x20x15 cm aufgeschlossen. In der Hauptbohrung 2/II konnten unter der 30 cm mächtigen Mutterbodenschicht, Schichten bis in eine Tiefe von 353,04 müA braunen Feinsanden, braunen Mittel- bis Grobkies mit Einstreu von Steinen in einer Größe von 30x20x15 cm sowie grauem feinsandigem Kies erschlossen werden. Auf Basis dieser Informationen können den Bodenarten typische Durchlässigkeitsbeiwerte K_f - Werte nach (ÖNORM B 2506-1) in folgender Tabelle 2 aufgelistet, zugeordnet werden. So befinden sich die Durchlässigkeitsbeiwerte der relevanten Schichten in einer Reichweite von ca. K_f -Werte 10^{-3} bis 10^{-6} m/s.

Tabelle 2: Hinweis auf typische Bodenkenwerte bei einem hydraulischen Gradienten von 1,0 ÖNORM B 2506-1

Bodenart	K_f - Wert in m/s
Kies	10^{-1} bis 10^{-3}
Sandiger Kies	10^{-3} bis 10^{-4}
Mittelsand	10^{-3} bis 10^{-5}
Humoser Oberboden	10^{-3} bis 10^{-6}
Schluffiger Sand	10^{-5} bis 10^{-7}

4 Methoden

Um eine Visualisierung der Infiltration des Wassers parallel zu geophysikalischen Messmethoden darstellen zu können und aus den daraus resultierenden Ergebnissen bodenphysikalische Parameter zu bestimmen, wurden unterschiedliche Messmethoden im Gelände sowie Berechnungen angewendet. Für die Ermittlung der Infiltrationsrate wurde ein Ringinfiltrimeter verwendet, für die anschauliche Darstellung sowie um auf Rückschlüsse auf die Verteilung der Widerstände im Untergrund schließen zu können, Geoelektrik. Die Auswertungen und Kalkulationen der Parameter wurden mit *Microsoft Excel 2010* sowie *AGI EarthimagerTM 2D Software* berechnet und mit *Surfer Golden Software 10* zur Visualisierung bearbeitet. Anschließend wurde aus den eruierten Parametern ein Modell mit dem *Programm GGU* (Buß, 2018) für Grundwassermodellierung erstellt.

4.1 Grundlagen der Infiltration

„Die hydraulische Leitfähigkeit, gekennzeichnet als K oder K -Wert, ist eine der wichtigsten bodenhydrologischen - hydraulischen Kenngrößen (Parameter) und gleichzeitig ein wichtiger Faktor für den Wassertransport im Boden. Die hydraulische Durchlässigkeit wird in allen Gleichungen für den Grundwasserfluss verwendet sowie auch für die Simulation von Infiltrationsprozessen (Stibinger, 2014).

Der Parameter der gesättigten Leitfähigkeit K_s wird definiert in welcher Zeit ein (wassergesättigter) Boden Wasser bei gegebenem Druckgefälle transportieren, sprich versickern oder infiltrieren kann. Das heißt, die hydraulische Leitfähigkeit ist das auf den Einheitsquerschnitt bezogene Wasservolumen, das pro Zeiteinheit und bei gegebenem hydraulischem Gradienten geleitet wird. Der hydraulische Gradient i entspricht dem Gefälle $\frac{\delta h}{\delta x}$. Als Einheit wird die Länge pro Zeit angegeben und ist Bestandteil der Darcy-Gleichung. Bei gesättigten Strömungsverhältnissen ist die Geschwindigkeit der Wasserströmung (v) in den Böden oder porösen Medien direkt proportional zum hydraulischen Gradienten (i). Der Koeffizient dieser direkten Proportionalität ist eine Konstante mit Geschwindigkeitseinheiten

und ist gekennzeichnet mit dem Symbol K der hydraulischen Leitfähigkeit. Folgende Gleichung beschreibt die Erklärung:

$$\mathbf{v} = \mathbf{K} \cdot \mathbf{i} \quad (4.1)$$

Wobei x der Abstand in Richtung der Grundwasserströmung ist und h die hydraulische Druckhöhe (Stibinger, 2014). Das Gesetz nach Darcy ist abhängig von folgenden Faktoren (Spektrum Akademischer Verlag, 2000.)

- Wassersättigung des Porenraumes
- Querschnitt der Fließrichtung
- Tortuosität und Konnektivität der wassergefüllten Poren
- Bodengefüge

Gesteine oder Böden mit kleinen Poren erlauben nur einen langsamen Transport von Wasser, während Materialien mit größeren, weniger verengten Poren einen schnelleren Transport ermöglichen. Wasser, das durch kleine Poren fließt, muss sich mehr bewegen um eine bestimmte Strecke zurückzulegen als Wasser, das durch größere Poren fließt (Fitts, 2013). Die Variation der hydraulischen Leitfähigkeit des Untergrundes ist eine Funktion der intrinsischen Permeabilität, des Sättigungsgrades, der Viskosität des durch den Untergrund verlaufenden Fluids, der Struktur und der Lithologie der geologischen Formation (Salako & Adepelumi, 2016). K -Werte in vertikaler Richtung sind gekennzeichnet als K_v , hydraulische Leitfähigkeit in horizontaler Richtung als K_h und K -Werte in Zwischenrichtungen als K_r .

Der Wert von K_r kann durch folgende Formel angenähert werden:

$$K_r = \sqrt{K_v \cdot K_h} \quad (4.2)$$

oder durch

$$\ln K_r = \frac{\ln K_v + \ln K_h}{2} \quad (4.3)$$

Die Bodeneigenschaften unterscheiden sich nicht nur mit der Tiefe, sondern auch mit der Distanz, sodass eine Homogenität so gut wie kaum vorhanden ist.

Zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit gibt es eine Vielzahl an Tests, die sich durch In situ-Tests im Feld und Messungen im Labor, unterscheiden. Je nach geologischen Bedingungen und vorhandenen Utensilien werden unterschiedliche Methoden präferiert“ (Helfer et al., 2017, S. 8; Helfer, 2017a, S. 4; Stibinger, 2014).

4.2 Ringinfiltrometer

Für die Bestimmung der Wasserinfiltrationsrate bzw. zur Ermittlung der annähernd gesättigten Leitfähigkeit in Böden sind sowohl der Doppel- als auch der einfache Ringinfiltrometer geeignet. Gemessen wird das Wasservolumen, das pro Oberfläche und Zeiteinheit in den Boden versickert. Bei der Variante mit Doppelring schränkt der äußere Ring ein zusätzliches, seitliches Versickern ein, wodurch eine präzisere Analyse durchgeführt werden kann (Helfer et al., 2017; Eijkelkamp, 2018; Helfer, 2017a).

4.2.1 Versuchsaufbau

Während die Standartinfiltrationsringe in der Regel aus Edelstahl bestehen, wurde im aktuellen Experiment auf Grund der Parallelmessung mit Geoelektrik ein eigens dafür konzipierter Ring aus Kunststoff hergestellt. Für die Infiltrationsversuche auf den Feldern A und B wurde die Grasnarbe gekürzt bzw. gemäht um eine ebene Fläche für das Aufsetzen des Rings um in Folge eine möglichst gleichmäßige Oberfläche für das Infiltrationswasser zu

schaffen. Nach dem Aufbau der Geoelektrik wurde der Kunststoffring genau auf dem Kreuzungspunkt der zwei geoelektrischen Messprofile in den Boden eingeführt. Um den leichten Kunststoffring besser in den Boden einbringen zu können, wurde im Vorfeld mit einem Edelstahlring derselben Größe der Untergrund eingedrückt. Für den Infiltrationsprozess wurde ein einfacher Kunststoffring mit den in Tabelle 3 aufgelisteten Parametern verwendet. Es folgte eine Befüllung mit Wasser bis auf eine Höhe von 12,5 cm in Feld A bzw. 11,5 cm in Feld B.

Tabelle 3: Parameter des Kunststoffringes inklusive der Wasserbefüllung.

	Durchmesser	Höhe	Eindringtiefe	Befüllung
Messserien A	58 cm	25 cm	4 cm	12,5 cm
Messserien B	58 cm	25 cm	5 cm	11,5 cm

4.2.2 Messvorgang

Ein konstanter Wasserspiegel wird innerhalb des Infiltrationsringes hergestellt. Mithilfe der Messskala wird der Wasserstand in einem bestimmten Zeitintervall dokumentiert (Abbildung 4). Die Strömungsgeschwindigkeit wird überwacht, bis ein quasistationärer Zustand erreicht ist. Ab diesem Zeitpunkt wird ein konstanter Wasserdruck und eine gleichmäßige Wasserfülle angestrebt um aus den gewonnenen Daten die feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit, K_{fs} abzuschätzen (Bagarello & Sgroi, 2004). Dieses einfache Grundprinzip gilt auch für den Doppelringinfiltrimeter und kann mit unterschiedlichen Ringdurchmessern variiert werden. Je nach Ringgröße und geologischen Grundvoraussetzungen sollten diese angepasst und mit den jeweiligen mathematischen Kenngrößen berechnet werden.



Abbildung 4: Ringinfiltrometer: links, Ring befüllt mit Wasser und Messskala, Anbindung der Metallspieße mit Swift-Kabeln, rechts Dokumentation des Wasserstandes mit bestimmten Zeitintervall.

4.2.3 Auswertung der Messergebnisse

„Zur Auswertung der Messergebnisse aus den Versuchen mit Einzelinfiltrometer wurde die Arbeit von (Reynolds & Elrick, 1990) verwendet. Hier werden die bodenhydraulischen Eigenschaften, ein Geometriefaktor welcher abhängig ist vom Ringradius und der Eindringtiefe des Ringes in den Boden sowie die Füllhöhe für die Kalkulation der hydraulischen Durchlässigkeit berücksichtigt (Abbildung 5).

Die feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit und das Matrix-Flux-Potential können somit wie folgt berechnet werden“ (Helfer, 2017a).

Geometriefaktor:

$$G_e = 0,316 \cdot \left(\frac{d}{a}\right) + 0,184 \quad (4.4)$$

Variable T

$$T = [a(a \cdot H + 1) + G_e \cdot a \cdot \pi \cdot a^2] \quad (4.5)$$

Matrix-Flux-Potential:

$$\phi_m = (G_e \cdot Q_s) / T \quad (4.6)$$

Feldgesättigte hydraulische Durchlässigkeit:

$$K_{fs} = (\alpha \cdot G_e \cdot Q_s) / T \quad (4.7)$$

G_e Geometriefaktor

d Eindringtiefe des Ringes in den Boden

a Ringradius

T Variable [m^2]

α Bodenparameter der exponentiellen Beziehung zwischen hydraulische Leitfähigkeit und der hydraulischen Druckhöhe (für Sand 24-36 m^{-1}).

H Wasserhöhe im Ring

K_{fs} Gesättigte hydr. Durchlässigkeit [m/s]

Q_s Stationäre Infiltrationsrate [m^3/s]

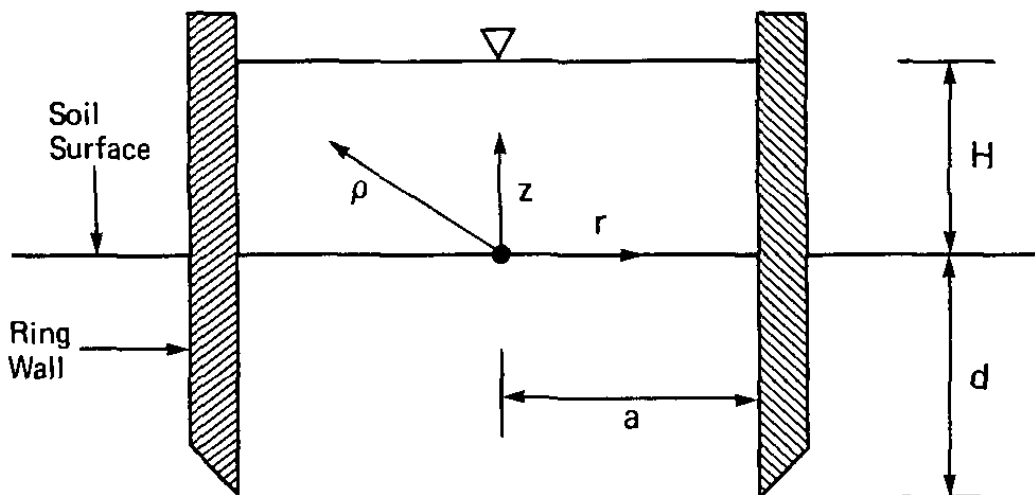


Abbildung 5: Schematische Darstellung eines Einzelring-Infiltrometer Versuchs: H = Höhe des Wasserspiegels im Ring, d = Eingrabetiefe des Ringes in den Boden, a = Radius des Ringes, ρ , z , r = räumliche Koordinaten (Reynolds & Elrick, 1990)

4.3 Geoelektrik

Ziel der geoelektrischen Messungen ist die bildhafte Darstellung von Leitfähigkeitsstrukturen des Untergrundes in Form von elektrischen Widerstandstomografien. Daraus können Schichten und mögliche Anomalien abgeleitet werden.

Hierfür werden Metallspieße (Elektroden) entlang eines Profils in den Boden gesteckt um Strom in den Untergrund einzuspeisen, während zusätzliche Elektroden die entstandene Spannung messen (Helfer et al., 2017). In Folge lässt sich der Widerstand nach dem Gesetz von Ohm bestimmen. Aus diesem kann wiederum der spezifische materialabhängige Widerstand abgeleitet werden.

Daraus können nun Rückschlüsse auf Gesteinsschichten, Materialien und geologische Formationen gezogen werden, da der spezifische Widerstand von der mineralogischen Zusammensetzung, dem Wassergehalt und dem Mineralisationsgrad im Wasser abhängt (Helfer et al., 2017; Rădulescu et al., 2006).

Die Ermittlung der hydraulischen Leitfähigkeit K kann unter Verwendung von petrophysikalischen Eigenschaften wie der spezifischen Oberfläche im Einheitsporenvolumen, der Porosität Φ (Verhältnis von Hohlraumvolumen zu Gesamtvolumen), der Sättigung (Prozentsatz der Sättigung mit Fluid im Untergrund) und der Leitfähigkeit des Fluids (Laborbedingungen) ermittelt werden. Die hierzu erforderlichen Angaben zur Porosität können mittels Geoelektrik abgeleitet werden (Helfer et al., 2017). Zur Bestimmung der effektiven Porosität des teilweise gesättigten Untergrundes wird die von Archie entwickelte Widerstands-Porositäts-Beziehung mit Sättigungsgrad tonfreier Sedimente wie folgt verwendet (Archie, 1942; Knödel et al., 1997) siehe auch Kapitel (5.3).

$$\rho_0 = \rho_w \frac{\alpha}{\phi^m} S^{-n} \quad (4.8)$$

ρ_0 ...spezifischer elektrischer Widerstand des Sediments
 ρ_w ...spezifischer elektrischer Widerstand des Porenfluids
 S ...Sättigungsgrad (wassergefüllter Porenanteil)
 n ...Sättigungsexponent ($n \sim 2$)
 m ...Zementationsexponent ($1.3 < m < 2.4$)
 ϕ ...effektive Porosität
 α ...Proportionalitätsfaktor ($0.5 < \alpha < 1$)

Die aus der Porosität ermittelten Werte werden mit den hydraulischen Leitfähigkeitswerten im Zusammenhang gebracht um daraus auf die Grundwasserversickerung zu schließen (Salako & Adepelumi, 2016; Helfer et al., 2017) (siehe Kapitel 5.3).

Von Salako & Adepelumi (2016) wurde für gelöste Sedimente und sandige Tonminerale ein Diagramm mit einer graphischen Darstellung des spezifischen Widerstandes gegen die hydraulische Leitfähigkeit (Abbildung 6) erstellt um den Zusammenhang beider Parameter zu veranschaulichen. Aus dem Diagramm ist eine direkte, lineare Beziehung zwischen der hydraulischen Leitfähigkeit und dem spezifischen Widerstand ersichtlich; je höher der spezifische Widerstand, desto höher ist die hydraulische Durchlässigkeit (Helfer et al., 2017).

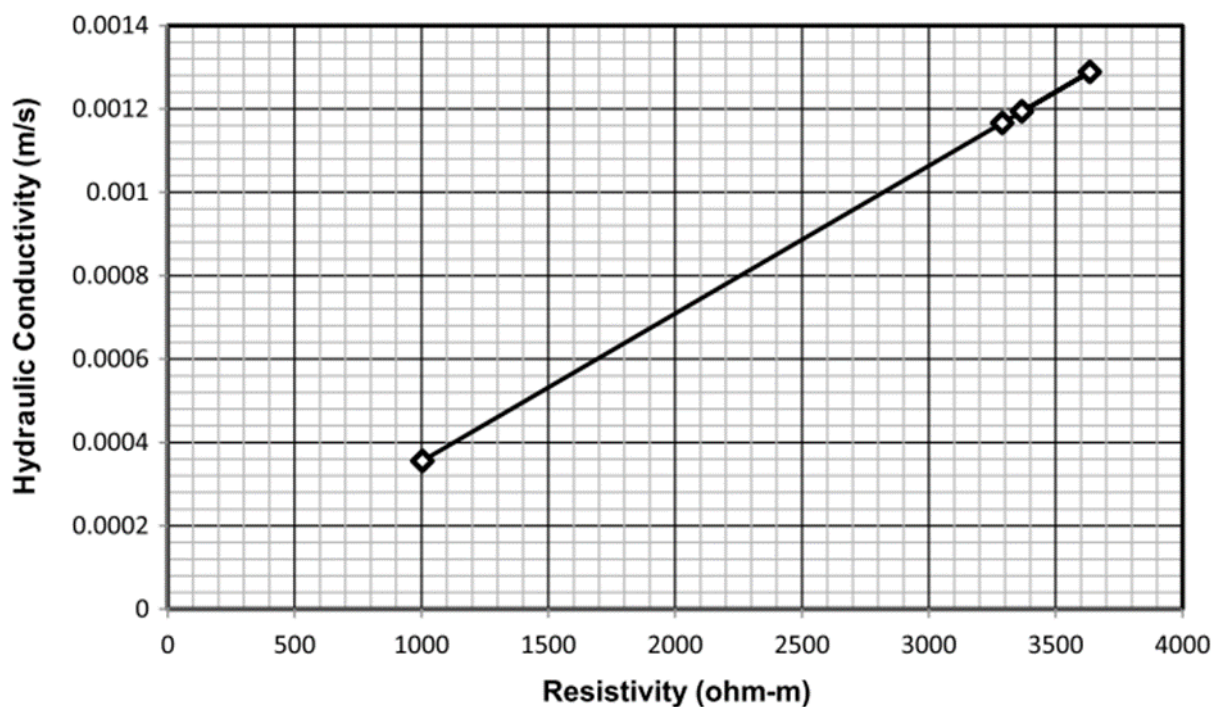


Abbildung 6: Zusammenhang der hydraulischen Leitfähigkeit und des spezifischen Widerstands (Salako & Adepelumi, 2016)

Eine spezielle Form der Geoelektrik ist die Gleichstromgeoelektrik, die sich mit künstlich erzeugten stationären Feldern befasst. Dabei wird mittels zwei geerdeter Stromelektroden A und B (Metallspeie) Gleichstrom bzw. niederfrequenter Wechselstrom (I) (Sendedipol) in den leitfähigen Untergrund eingeführt. Daraus resultiert ein räumliches Potentialfeld beeinflusst von unterschiedlichen Leitfähigkeitsstrukturen. Die Spannung (U) wird über zwei zusätzlichen Metallspeie M und N in Volt (V) (Empfangsdipol) gemessen. Diese

Messmethode nennt sich Vierpunktanordnung und beinhaltet alle Messanordnungen der Gleichstromgeoelektrik sowie der Induzierten Polarisation (siehe Abbildung 7), (Knödel et al., 1997).

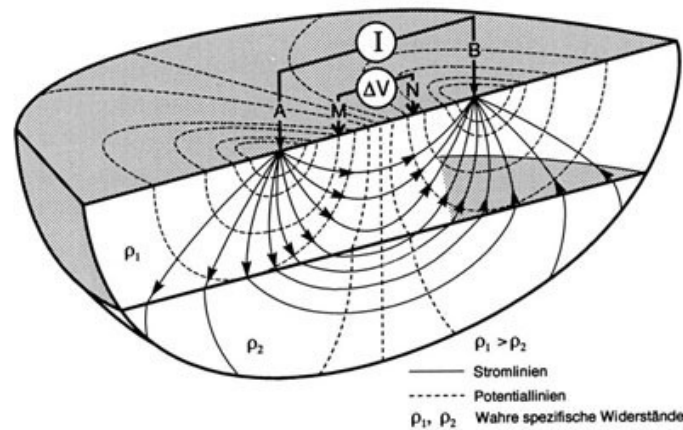


Abbildung 7: Prinzip der Widerstandsmessung mit einer Vierpunktanordnung (Knödel et al., 1997)

Der spezifische elektrische Widerstand ρ lässt sich aus der Potentialdifferenz ΔV der Elektroden M/N sowie aus der Stromstärke I zwischen den Elektroden A/B unter Berücksichtigung des Geometriefaktors K , der die Konfiguration der Elektroden bestimmt, berechnen. Das Resultat des elektrischen Widerstandes bezeichnet bei homogenen Verhältnissen den wahren spezifischen Widerstand. Auf Grund der Inhomogenität des Untergrundes werden die Messergebnisse von Widerstandsmessungen als scheinbare spezifische Widerstände ρ_s benannt (Jacobs et al., 1994; Knödel et al., 1997)

$$\rho_{(s)} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (4.9)$$

Welche Messanordnung der Gleichstromgeoelektrik angewendet werden soll, bezieht sich auf die Fragestellung bzw. welche Widerstandsverteilungen mit der Messung angestrebt werden. Der geometrische Aufbau der Elektroden sowie der Sonden sind in einer Vierpunktanordnung austauschbar (Reziprozitätsprinzip) und bestimmen in einem

festgelegten Rahmen das Auflösungsvermögen und die Erkundungstiefe (Patent Nr. DE4412994C1, 1994; Knödel et al., 1997).

Anwendungsmöglichkeiten (Knödel et al., 1997)

- Abgrenzung lithologischer Einheiten
- Bestimmung der Teufenlage und Mächtigkeit von Grundwasserleitern und Stauern sowie der Verwitterungsschicht über Festgestein
- Kartierung von Wasserwegsamkeiten

Für das vorliegende Experiment wurde die Dipol-Dipol Elektrodenkonfiguration (siehe Abbildung 8) angewendet (siehe Kapitel 4.3.1) „da deren asymmetrische Signalantwort günstiger für die lagegetreue Rekonstruktion der Untergrundstrukturen ist als die Signalantwort symmetrischer Konfigurationen“ (Knödel et al., 1997,S.145).



$$\rho_A = \frac{V}{I} \pi a n(n+1)(n+2).$$

Abbildung 8: Skizze Dipol-Dipol Anordnung. Stromelektroden (AB) und Messelektroden (MN) in der Folge AB-MN, $\rho_A = \rho_s$ scheinbarer spezifischer Widerstand in der Literatur unterschiedliche Bezeichnungen, $n =$ Abstandsfaktor Quelle: (Bundesverband Geothermie, 2019)

Konfigurationsfaktor Dipol-Dipol Anordnung:

$$K = \pi n(n+1)(n+2)a \quad (4.10)$$

- a Abstand zweier benachbarter Elektroden
 K Konfigurationsfaktor
 n Abstandsfaktor

Für das vorliegende Experiment wurden die geoelektrischen Messungen mit dem elektrischen Widerstandsmeter Super Sting R8/ IP durchgeführt (siehe Abbildung 11), dessen Stromquelle eine Autobatterie darstellte. Die technischen Daten sind in folgender Tabelle 4 aufgelistet.

Tabelle 4: Technische Daten Super Sting R8/IP (Advanced Geosciences, 2011)

Super Sting R8/IP Technische Daten	
Verwendeter Messmodus	Widerstandsmessung
Messbereich	+/- 10 V
Messungsauflösung	Max 30 nV hängt vom Spannungsniveau ab
Ausgangsstrom	1 mA-2 A kontinuierlich
Ausgangsspannung	800 Vp-p Die tatsächliche Elektrodenspannung hängt vom übertragenen Strom und vom Erdungswiderstand ab
Ausgangsleistung	200 W
Eingangsimpedanz	>20 MΩ
Automatische Multi-Elektroden	Dipol-Dipol Serie verwendet

Hierfür wurde die Dipol-Dipol Elektrodenkonfiguration angewendet.

Im Rahmen des Experiments wurden 2 Testserien im Abstand von ca. 50 m auf unterschiedlichen Untergrundbedingungen und Höhenniveau (siehe Abbildung 1) Messung A und Messung B ausgeführt.

4.3.1 Dipol-Dipol Konfiguration und Geometrie der Messung

Die Dipol-Dipol Messung kann mit dem Super Sting R8 IP elektrischen Widerstandsmeter in zwei Richtungen angewendet werden, sowohl vorwärts als auch rückwärts.

Der Abstand zwischen den Dipolen, zwischen denen die Messung durchgeführt wird, wird als n_a bezeichnet. Die Anzahl der dazwischenliegenden Elektroden wird als n bezeichnet (siehe Abbildung 9). Nach dem vollständigen Aufbau der Geoelektrik werden die Datenreihen wie folgt produziert. Die Messserien erfolgen wie in der Abbildung 9 dargestellt von links nach

rechts in Schichten von oben nach unten und geben eine stückweise Vergrößerung der Abstände der Elektroden bzw. Sonden wieder. Über den Super Sting R8 IP elektrischen Widerstandsmeters erfolgt die Schaltung als Elektrode oder Sonde (Knödel et al., 1997).

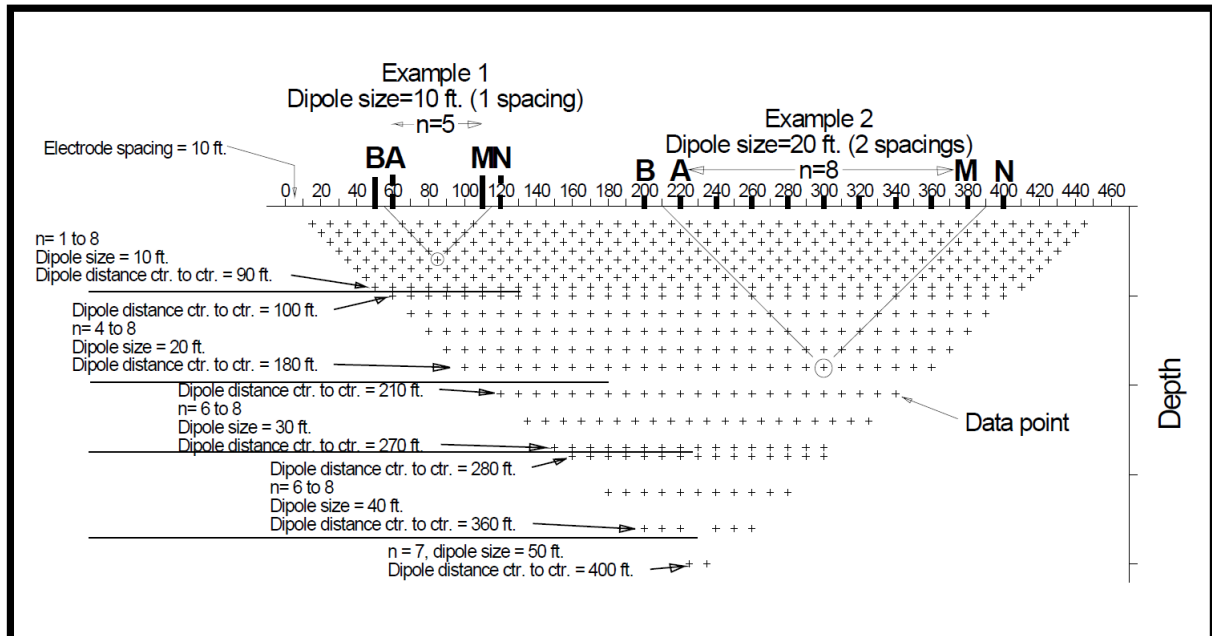


Abbildung 9: Datenkonfiguration für einen vollständigen Dipol-Dipol-Datensatz, der mit Hilfe von 47 Elektroden automatisch aufgezeichnet wird. Der Messvorgang erfolgt von links nach rechts, Schicht für Schicht von oben nach unten. Quelle: Instruction Manual for The Sting R1™, Sting R1 IP™ and Swift™ Release 3.0.14 Advanced Geosciences, Inc. November, 2012 © 2011 by Advanced Geosciences, Inc. All Rights Reserved (AdvancedGeosciences, 2012)

4.3.2 Versuchsaufbau

Vor der Durchführung einer Messreihe müssen die Rahmenbedingungen bzw. Parameter festgelegt werden. Die zu sondierende Tiefe verhält sich direkt proportional zur diagonalen Auslagenlänge und die Auflösung indirekt proportional zum Elektrodenabstand (Jacobs et al., 1994). Folglich wurden 84 Elektroden in Abständen von 33 cm neben einem Maßband auf einer Profillänge von zwei mal 13,86 m ausgesteckt. Die Ausnahme bildete eine Lücke, in der das Ringinfiltrimeter, mit einem Durchmesser von 58 cm platziert wurde. Um ein möglichst genaues Ergebnis zu erzielen wurde die Geometrie der Profile als Kreuz angelegt mit dem Ringinfiltrimeter als Zentrum (ohne Elektrode). Alle Kabel wurden auf gute Anbindung überprüft und über Swift-Kabeln (Abbildung 4) und einem mehradrigen Spezialkabel mit dem Messgerät sowie mit dem Rechner verbunden. Als Stromquelle diente eine Autobatterie.

4.3.3 Messvorgang

Die 84 Elektroden sind seriell nacheinander folgend von 1 bis 84 geschaltet und mit jeweils einer zugehörigen Adresse sowie Nummer programmiert um die gemessenen Informationen korrekt an den Rechner senden zu können. Für die Testungen wurden die 84 Elektroden in zwei Richtungen orthogonal zueinander sowie in zwei aufeinander folgenden Geoelektrikmessungen 01-42 Elektroden von NO nach SW und 43-84 Elektroden von SO nach NW gesplittet. Dafür mussten die Kabel am Messgerät nach der Messung der Elektroden Serie 01-42 umgesteckt werden um daraufhin die Messung der Elektroden Serie 43-84 durchführen zu können. Eine schematische Darstellung, exemplarisch für die Felder A und B, zum besseren Verständnis des Geoelektrik Aufbaues ist in Abbildung 10 skizziert. Eine Messserie in eine Richtung dauerte ca. 20-23 Minuten. Nach einer Testmessung, einer sogenannten Übergangswiderstandsmessung, bei der die Verbindungen zwischen den Elektroden und die Anbindungen an den Boden überprüft wurden, begann die erste Serie mit den Trockenmessungen T1-1-42 und T1-43-84.

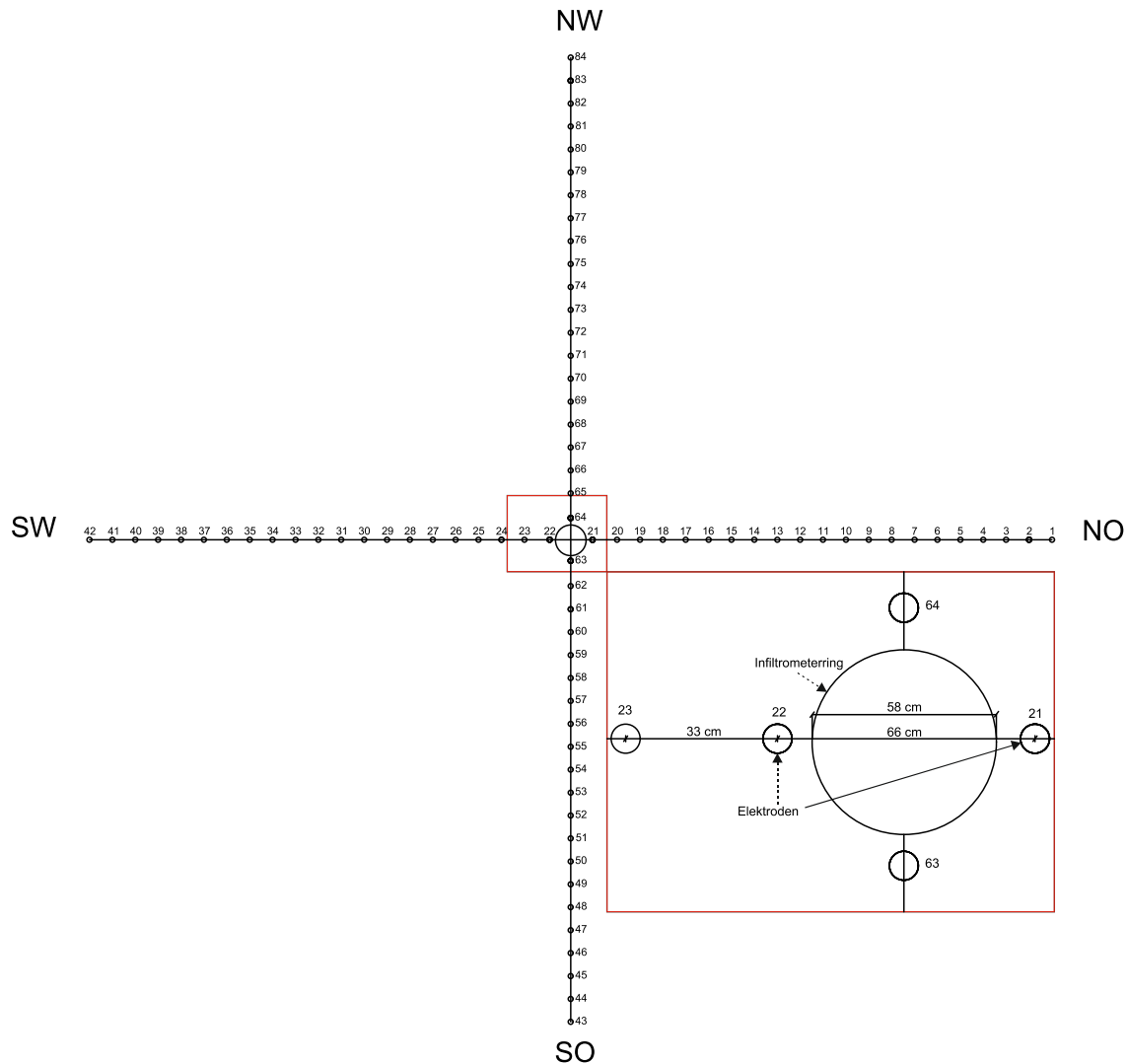


Abbildung 10: Skizze nicht maßstabsgetreu des Geoelektrikaufbaues exemplarisch für die Felder A und B; die Profillängen NO-SW und SO-NW erstrecken sich über eine Länge von 13,86 m, im Zentrum platziert ist das Ringinfiltrationsmeter Durchmesser: 58 cm, Elektrodenabstand 33 cm; nach der Messserie 01-42 Elektroden, werden die Kabel umgesteckt um die Messserie 43-84 Elektroden messen zu können, auf Grund der seriellen Schaltung.

Es folgte die Infiltration mit dem Ringinfiltrationsmeter bis zur Sättigung um daraufhin eine erste parallele Messung von den Serien A1-1-42 und A1-43-84 mit der Geoelektrik durchführen zu können. Anschließend wurden fünf Messserien A1-A5 zehn Stunden lang in einem Intervall von je zwei Stunden in Feld A und sechs Messserien B1-B6 21 Stunden lang in Feld B generiert.

Hierfür wurde ein vorinstalliertes Anwendungsprogramm für Dipol-Dipol Messungen im elektrischen Widerstandsmesser eingestellt an Hand dessen die Messungen durchgeführt werden konnte. Das Anwendungsprotokoll beschreibt welche Elektroden zur Messung

verwendet bzw. welche Messgeometrie (Dipol-Dipol) eingesetzt wurde, wie in Kapitel 4.3.1 bereits beschrieben. Über den induzierten Strom und die gemessene Spannung konnte der Widerstand im Boden zwischen den verwendeten Elektroden eruiert werden um nach Ablauf aller möglichen Kombinationen im Rahmen der Dipol-Dipol Geometrie auf die Verteilung der spezifischen Widerstände im Untergrund rückschließen zu können. Die folgenden Bilder der Abbildung 11 sollen sowohl ein Eindruck hinsichtlich des Geoelektrik Aufbaues im Gelände vermitteln, als auch zeigen wie im Gelände mit den dazu gehörenden Messgeräten gearbeitet wird.



Abbildung 11: Geoelektrik: Messgeräte und Aufbau, links oben: Elektrischer Widerstandsmeter, rechts oben: Aufbau der Geoelektrik im Feld A mit Ringinfiltrometer im Zentrum, links unten: Aufbau der Geoelektrik im Feld B mit Ringinfiltrometer im Zentrum, rechts unten: PC-Auswertung vor Ort.

4.3.4 Auswertung der Messergebnisse

Zur Auswertung der Messergebnisse wurde die AGI EarthimagerTM 2D Software verwendet, ein zweidimensionales Inversion Modelliersoftwareprogramm zur Visualisierung von spezifischen Widerständen und induzierter Polarisation. Dabei werden die gesammelten

Datenreihen vom Super Sting R8 IP elektrischen Widerstandsmeter (Abbildung 11) interpretiert und als 2D Cross-Section dargestellt (siehe Abbildung 12).

Einen wichtigen Parameter zur Sicherstellung der Qualität des Modells bzw. der Prognosegüte von Regressionsmodellen beschreibt der mittlere quadratische Vorhersagefehler (engl. Root Mean Square Error, RMSE). Es gilt diesen Wert so klein wie möglich zu halten um eine bestmögliche Anpassung der Prognose an die vorherrschenden Daten zu erhalten. Der RMSE Fehler gibt Auskunft um wie viel die Schätzung von der Messung abweicht. Berechnet wird der RMSE aus der Quadratwurzel des durchschnittlichen Prognosefehlers (Kompakt-Lexikon Wirtschaftsmathematik und Stat., 2013; Statista GmbH, n.d.).

Der RMS Fehler wurde mit Hilfe der AGI EarthimagerTM 2D Software und der integrierten Mathematik auf unter 3% interpoliert um die Qualität des Modells zu verbessern.

Zur weiteren Analyse und genaueren Darstellung wurde mit Surfer Golden Software 10 weiter gearbeitet.

In Folge wurden die generierten Geoelektrik Bilder auf einen, für die Analyse bedeutenden Bereich, skaliert und beschnitten. Fokussiert auf den unmittelbaren von der Infiltration beeinflussten Bereich, entstand ein Ausschnitt von 4 Metern von Meter 5 bis Meter 9 entlang des Profils an der Oberfläche mit einer Tiefe von 2,5 Metern unter der Geländeoberkante.

Mit den daraus resultierten Ergebnissen wurden Time-Lapse visualisiert (siehe Kapitel 5.1) sowie die bodenphysikalischen Parameter in Kombination mit den Ergebnissen der Infiltrationsversuche berechnet (siehe Kapitel 5.3.) Hierfür wurden aus den geoelektrischen Widerstandstomografien die Ohm-Werte aus der Tabelle 5 nach Knödel et al. (1997) herausgelesen und interpretiert.

Tabelle 5: Spezifische elektrische Widerstände für Lockersedimente, Auflistung der relevanten Materialeien, (Knödel et al., 1997 S.92)

Material	Minimum Ωm	Maximum Ωm
Kies	50 (wassergesättigt)	$>10^4$ (trocken)
Sand	50 (wassergesättigt)	$>10^4$ (trocken)
Schluff	20	50
Lößlehm	30	100

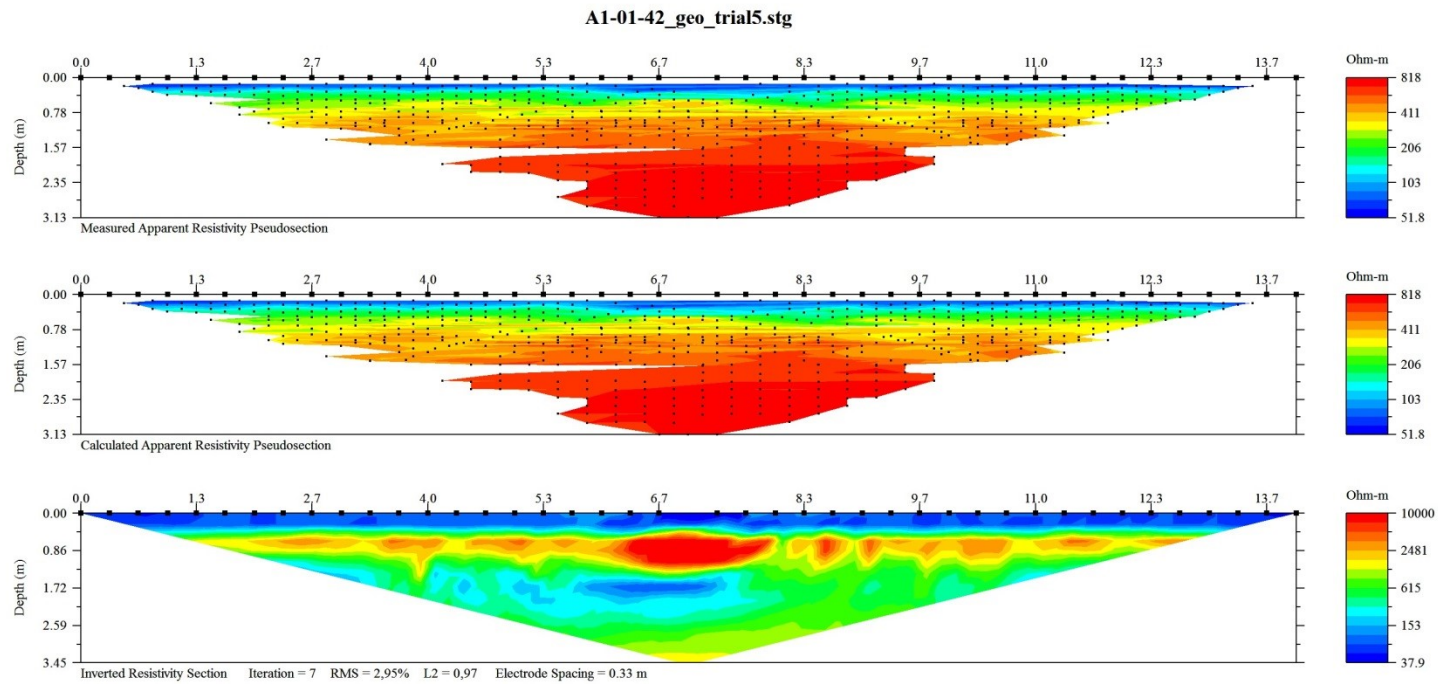


Abbildung 12: Darstellung der Auswertung AGI Earthimager™ 2D Software, Profil A1-01-42, von oben nach unten: gemessener scheinbarer spezifischer Widerstand mit Messpunkten (schwarz), berechneter scheinbarer spezifischer Widerstand mit Messpunkten (schwarz) und interpretierte Widerstands-2D Cross-Section nach Interpolierung des RMS Parameters

4.4 FEM-Modellierung

Um aus den gesammelten Daten und daraus errechneten Parametern ein Grundwassermodell zu erstellen, wurde ein numerisches Lösungsverfahren ausgewählt. Folgende Methoden können dafür angewendet werden:

- Finite-Differenzen-Methoden (FDM) und
- Finite-Elemente-Methoden (FEM)

Das Modellierungsprogramm GGU-2D-SSFLOW arbeitet mit der Finite-Element-Methode. Hierbei wird das Gesamtgebiet in viele kleine Teilgebiete gegliedert, sogenannte finite Elemente. Diese Teilgebiete werden in der FEM in Dreiecke geteilt, innerhalb derer, lineare Annäherungsfunktionen angewendet werden. Aus diesen Dreiecken entsteht ein zusammengesetztes komplexes Gesamtgefüge und damit ein Gleichungssystem, das durch die Systemknoten bestimmt wird. Da es sich bei dieser Methode um eine Annäherung handelt, steigt die Qualität der tatsächlichen Lösung mit feinerer Netzunterteilung und je gleichseitiger die Dreiecke sind (Buß, 2018).

Folgende Punkte sind im Programm GGU-2D-SSFLOW inkludiert:

- „Es werden Dreieckselemente benutzt.
- Es gilt das Darcy'sche Gesetz.

Die Standrohrspiegelhöhen werden elementweise linear berechnet. Aus der linearen Annäherung der Standrohrspiegelhöhen ergibt sich eine elementweise konstante Annäherung der Geschwindigkeiten. Um die Güte der Geschwindigkeitsannäherung zu verbessern, werden die Geschwindigkeiten für die Berechnung von Stromlinien in einer Nachlaufrechnung auf Knotenwerte gemittelt“ (Buß, 2018, S.32).

5 Ergebnisse

Aus den Ergebnissen der elektrischen Widerstandstomografien wurden mittels der in Kapitel 4.3.4 beschriebenen Software nachfolgende Bilder zur Visualisierung der elektrischen Widerstandsverteilung im Boden der Messungen A und B generiert und für den relevanten Bereich zugeschnitten und bearbeitet.

5.1 Ergebnisse Geoelektrik

Die Abbildung 13 und Abbildung 14 veranschaulichen die Verteilung der spezifischen elektrischen Widerstandswerte in Ωm im Querschnitt über die Untergrundschichten bis in eine Tiefe von 2,5 m unter GOK und entlang des Profils an der Oberfläche von Meter 5 bis Meter 9. Das Ringinfiltrometer befindet sich im Zentrum entlang des Profils bei Messpunkt 7 m. Dargestellt sind Simultanergebnisse als Time-Lapse Abfolge, die den Verlauf der Wasserinfiltration erklären sollen. Zusätzlich sollen die visualisierten unterschiedlichen Ohm Werte die räumliche Variabilität des Bodenaufbaus charakterisieren sowie die Mächtigkeit der Bodenhorizonte und in Folge eine Interpretation ermöglichen.

Die linken Spalten inkludieren die Messserien 1-42 Elektroden mit der geographischen Ausrichtung von NO nach SW, die rechten Spalten die dazu orthogonal ausgerichteten Messserien 43-84 Elektroden von SO nach NW. Zum besseren Verständnis werden diese untereinander in zeitlicher Abfolge aufgelistet. Die jeweils ersten beiden Bilder zeigen die Trockenmessungen mit den Bezeichnungen T1 in Feld A bzw. T2 in Feld B. Die zweiten Reihen visualisieren die spezifischen elektrischen Widerstände bei konstanter Versickerung bzw. ab feldgesättigten Bedingungen nach zwei Stunden Infiltration. Die dritten Reihen dokumentieren die spezifischen elektrischen Widerstände nach einer 10-stündigen (Feld A) bzw. 20-stündigen (Feld B) Infiltration. Die für die Analyse ausgewählten Widerstandstomografien der zeitlichen Abfolgen zeigen die größten Unterschiede und werden repräsentativ beschrieben. In Anhang B sind die vollständigen Time-Lapse Abfolgen von Feld A und Feld B angefügt.

5.1.1 In Feld A

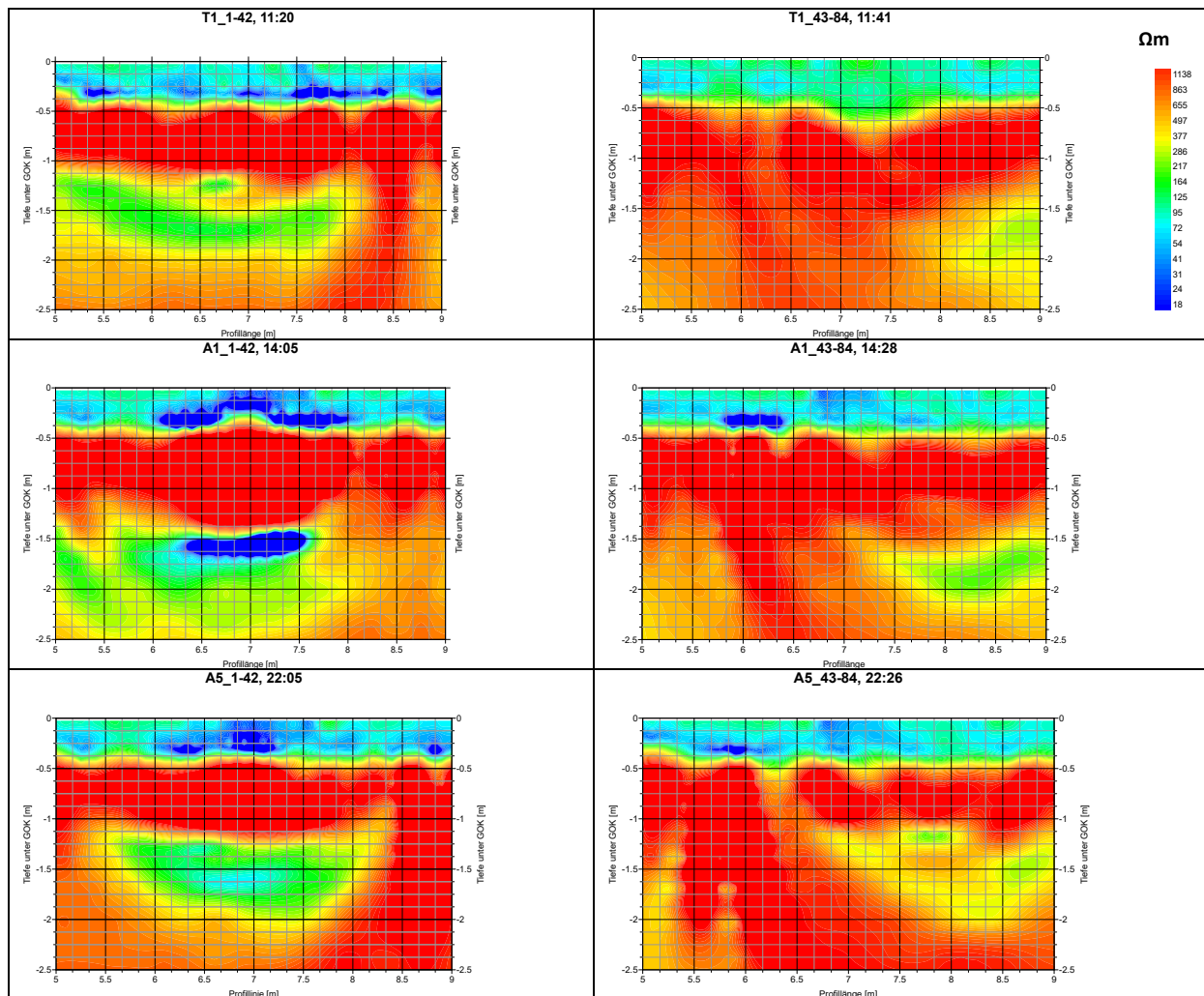


Abbildung 13: Profile der elektrischen Widerstandsmessserien auf Feld A vor T1_1-42, T1_43-84 (trocken) und während der Wasserinfiltration A1_1-42 und A1_43-84 ($t > 2$ h) und A5_1-43 und A5_43-84 ($t > 10$ h). Das Ringinfiltrrometer ist entlang des Profils in der Mitte bei Messpunkt 7 m installiert.

Die Widerstandstomografie der Trockenmessung der Messserie T_ 1-42 Elektroden zeigt schon deutlich unterschiedliche spezifische Widerstandszonen, die mit abwechselnden Bodenhorizonten gleichzusetzen sind, während die Messserie T_ 43-84 Elektroden weniger deutliche spezifische Widerstandszonen erkennen lässt. Dennoch sind auch hier unterschiedliche Bereiche erkennbar.

Im Vergleich zu der spezifischen elektrischen Widerstandsmessung A1_1-42 Elektroden, die simultan während des Ringinfiltrrometer-Tests vor Ort nach zwei Stunden der

Wasserinfiltration in den Ring durchgeführt wurde, sind Zonen von niedrigen Ohm Werten in einer Tiefe von 1,5 m GOK zu erkennen. Die Form gleicht einer Linse und weist Dimensionen von ca. 0,2 m Mächtigkeit und einer Ausdehnung von ca. 1,20 m in der Länge auf. Auch im Bereich wo sich der Ring entlang des Profils an der Oberfläche befindet, sind ähnlich niedrige Ohm-Werte zu finden. Die orthogonal ca. 20 Minuten im Anschluss gemessene spezifische elektrische Widerstandsserie A1_43-84 Elektroden zeigt einen Bruchteil der Linse im Querschnitt durch die Länge im rechten unteren Quadranten in derselben Tiefe von 1,5 m unter GOK. Allerdings befinden sich die Ohm-Werte in einem nicht ganz identen niedrigen Bereich. Die hochohmigen, in Rot visualisieren, Widerstandszonen sind in ähnlichen Tiefen und Schichten wiederzufinden und passen gut zueinander, unterbrochen von der Linse bzw. dem Bruchteil des Linsen-Querschnitts.

In der spezifischen elektrischen Widerstandsmessung A5_1-42 Elektroden nach 10 Stunden ununterbrochener simultaner Wasserinfiltration in den Ring, reicht die Ausdehnung der Linse von ca. ein Meter Tiefe unter GOK bis in Tiefen von ca. zwei Metern unter GOK und darüber hinaus mit einer lateralen Ausdehnung von ca. 3 m, optisch durch die Farbgebung und der damit verbundenen niedrig ohmigen Zonen visualisiert. Währenddessen zeigt die orthogonal gemessene spezifische elektrische Widerstandsserie A5_43-84 Elektroden die Ausbreitung der niedrig ohmigen Zone über die beinahe gesamte rechte Seite ebenfalls bis in Tiefen von mehr als zwei Metern unter GOK. Zusätzlich ist ein niedrigohmiger Kanal entlang des Profils zwischen 6,3 m und 6,5 m in einer Tiefe von 0,5 m unter GOK entstanden, der bis in eine Tiefe von unter einen Meter verläuft und sich dort mit dem Linsenbruchteil verbindet.

5.1.2 In Feld B

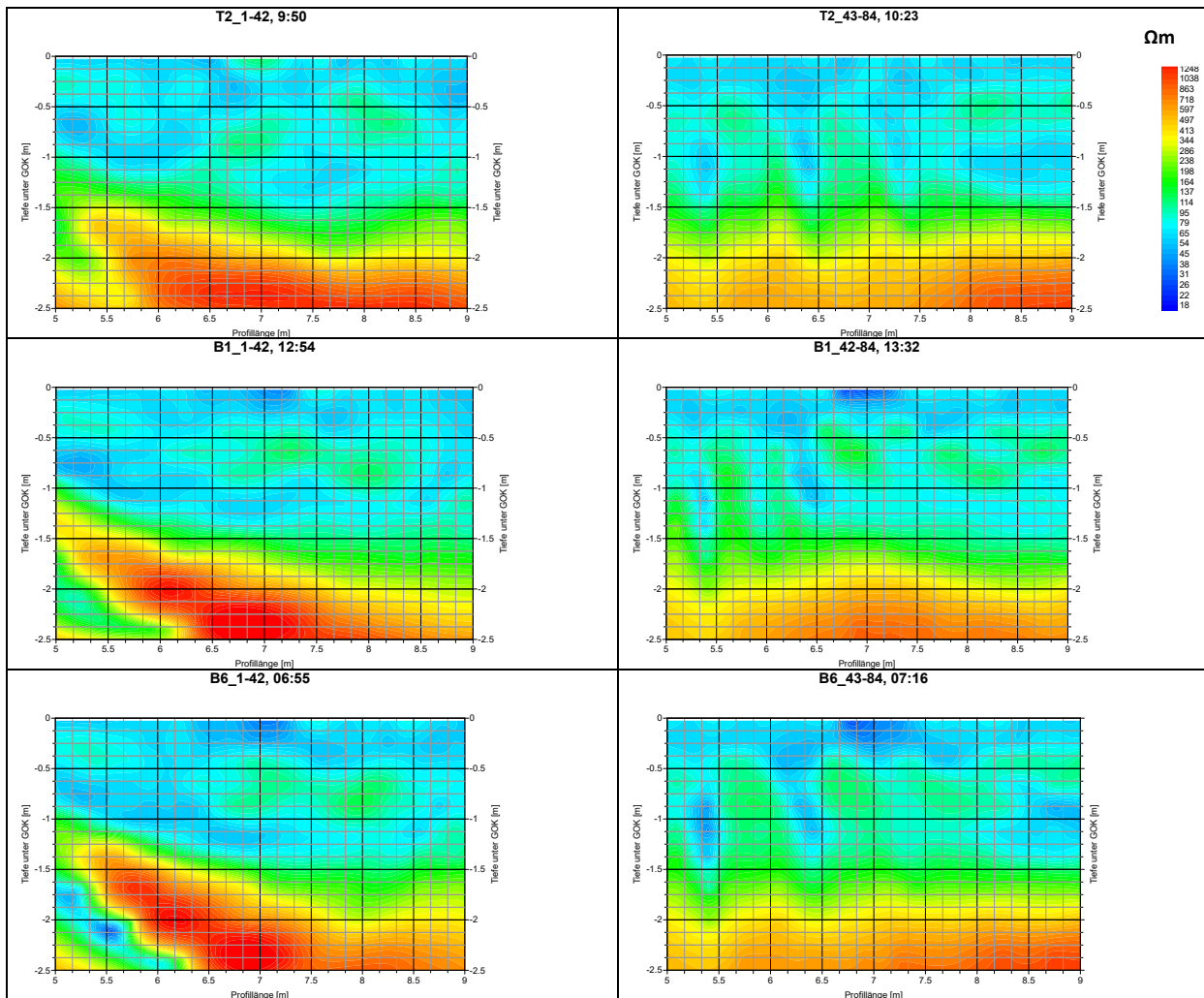


Abbildung 14: Profile der elektrischen Widerstandsmessserien auf Feld B vor T2_1-42, T2_43-84 (trocken) und während der Wasserinfiltration B1_1-42 und B1_43-84 ($t > 2$ h) und B5_1-43 und B5_43-84 ($t > 20$ h). Das Ringinfiltrometer ist entlang des Profils in der Mitte bei Messpunkt 7 m installiert.

Die Widerstandstomografien der zwei orthogonal aufeinander generierten Trockenmessungen der Messserien T2_1-42 Elektroden und T2_43-84 Elektroden zeigen eine durchwegs gleichmäßige Verteilung der niedrigohmigen spezifischen Widerstandswerte und reichen bis in eine Tiefe von ca. 1,5 m unter GOK. Die Werte liegen in einer Reichweite von ca. 20 Ωm bis 200 Ωm , dargestellt in den Farben blau bis grün. Darunter folgt eine Schicht mit klar höheren Ohm-Werten. Während in der spezifischen elektrischen Widerstandsmessung T2_1-42 Elektroden, siehe Abbildung 14 link oben, Werte bis 1500

Ωm gemessen wurden, zeigt die Widerstandstomografie der Messserie T2_43-84 Elektroden diese Schicht weniger deutlich mit Werten bis 900 Ωm .

Im Vergleich zu der spezifischen elektrischen Widerstandsmessung B1_1-42 Elektroden, die simultan während des Ringinfiltrometer-Tests vor Ort nach zwei Stunden der Wasserinfiltration in den Ring durchgeführt wurde, ist eine Zone im Bereich des Ringinfiltrometers mit niedrigen Ohm-Werten entstanden. Diese niedrige Widerstandszone im Bereich von ca. 6,7 m bis 7,3 m entlang des Profils an der Oberfläche bis in eine Tiefe von ca. 10 cm wird von der spezifischen elektrischen Widerstandsserie B1_43-84 Elektroden im selben Bereich gespiegelt. Die Bereiche mit hohen Widerständen darunter haben sich nur unwesentlich in diesem Zeitraum verändert. Der Einflussbereich befindet sich nach wie vor unter 1,5 m GOK, allein die Geometrie hat sich in der linken Hälfte der spezifischen elektrischen Widerstandsserie B1_1-42 Elektroden ein wenig verschmälert.

In der spezifischen elektrischen Widerstandsmessung nach gut 20 Stunden ununterbrochener simultaner Wasserinfiltration in den Ring ist die Ausdehnung der Wasserinfiltration in Form eines Halbkreises respektive Halbkugel optisch deutlich bis in eine Tiefe von ca. 0,5 m unter GOK durch die Farbgebung und der damit verbundenen niedrigohmigen Zone zu erkennen. Die Geometrie der hochohmigen Zone darunter, hat sich weiterhin verschmälert und hat sich bis auf ca. 1,4 m unter GOK ausgedehnt. Dies betrifft wiederum die linke Hälfte der spezifischen elektrischen Widerstandsserie B6_1-42 Elektroden. Die Wasserinfiltration zeigt eine gleichmäßige Verteilung, der spezifischen Widerstandswerte über den Querschnitt des Bodenprofils. Sowohl die spezifische elektrische Widerstandsmessung B6_1-42 Elektroden als auch die spezifische elektrische Widerstandsserie B6_43-84 Elektroden zeigen eine gute Übereinstimmung betreffend der Zone der Wasserinfiltration, aber auch das übrige Profil zeigt eine gute Deckung.

5.2 Ergebnisse Ringinfiltrometer

In beiden Feldern (A und B) wurde nach ca. zwei Stunden eine konstante Infiltrationskapazität erreicht.

Eine konstante Infiltrationsrate pendelte sich in Feld A auf 0,3 mm/s und in Feld B auf in etwa 0,002 mm/s ein. Insgesamt wurden Messungen über einem Zeitraum von ca. 8 Stunden

im Feld A durchgeführt. Die resultierenden Messwerte wurden auf 10 Stunden interpoliert. Im Feld B wurden ca. 20 Stunden aufgezeichnet und ausgewertet. Die daraus errechneten feldgesättigten Durchlässigkeiten und infiltrierte Wassermengen sind in der nachstehenden Tabelle 6 veranschaulicht.

Tabelle 6: Ergebnisse der Ringinfiltrometer-Versuche

	K_{fs}-Wert	Gesamtinfiltration	Zeit
Feld A	1,44·10 ⁻⁵ m/s	285 l	Ca. 10 h
Feld B	1,025·10 ⁻⁶ m/s	38 l	Ca. 20 h

5.3 Ermittlung der Bodenphysikalischen Parameter

Während der spezifische elektrische Widerstand ρ_0 abhängig ist von der effektiven Porosität ϕ , dem spezifischen elektrischen Widerstand des Porenfluids ρ_w und des Sättigungsgrades S , sind der Zementationsfaktor m und der Sättigungsexponent n empirische Parameter (Noell et al., 2010). Der Zementationsfaktor liegt zwischen $1,3 < m < 2,4$ und wird mit zunehmender Verfestigung der Sedimente größer, der Proportionalitätsfaktor befindet sich in einem Bereich zwischen $0,5 < \alpha < 1$ und wird meistens einfacherweise $\alpha=1$ gesetzt (vgl.Tab.7.4, Schön, 1983, zitiert nach Knödel et al., 1997). Für den Sättigungsexponent n wird meistens $n \sim 2$ angenommen und bei Bedingungen von vollständiger Wassersättigung ist $S=1$ (Knödel et al., 1997 S.85).

5.3.1 Vorgehensweise zur Eruiierung der bodenphysikalischen Parameter in Feld A

Zur Bestimmung der bodenphysikalischen Parameter Porosität ϕ und der gesättigten/ teilweise gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten K_s -Werte der 3 Schichten in Feld A, werden sowohl empirische Erfahrungswerte als auch Versuchsergebnisse kombiniert (siehe Formel 4.4). Dadurch kann ein Bodenprofil erstellt bzw. abgeschätzt werden (siehe Tabelle 7). Für die Kalkulation wurde $n=2$, $m=1,5$ (Schicht 2) bzw. $m=1,3$ (Schicht 3) und $\rho_w= 17 \Omega\text{m}$ (die Leitfähigkeit entspricht dem Kehrwert vom elektrischen Widerstand) für das Grazer Grundwasser angewendet. Die durchschnittliche Leitfähigkeit des Grazer Grundwassers liegt bei $587\mu\text{S}/\text{cm}$ laut Holding Graz, 2010.

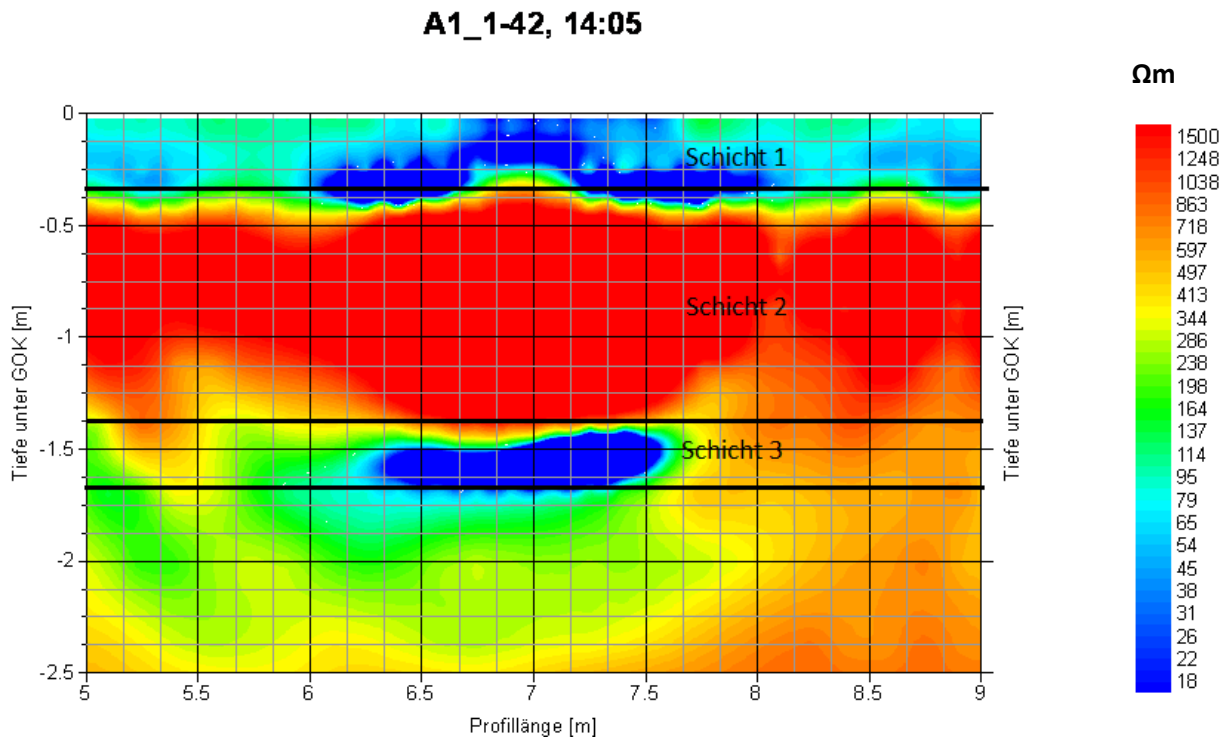


Abbildung 15: Profil der elektrischen Widerstandsmessserie A 1_1-43 ($T > 2$ h) mit Einteilung der Schichten zur Eruierung der benötigten Parameter, Tiefe und Ωm .

Die Geoelektrischen Messreihen zeigen, dass nach rund 2 Stunden der Infiltration der 3.Schicht, des Feinsandes, eine Sättigung erfolgt. Die Schichten wurden in folgenden Schritten berechnet.

- Für die Schicht 1 wurde das Messergebnis der Ringinfiltration K_{fs} -Wert von $1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s verwendet, eine Tiefe von ca. 0,3 m Tiefe herausgelesen und eine Porosität von 20 % angenommen.
- Für die Schicht 2 wurde ein K_f -Wert von $1 \cdot 10^{-3}$ m/s angenommen um daraus die Abstandsgeschwindigkeit bei einer Mächtigkeit von ca. 1,10 m und der errechneten Porosität nach Archie zu berechnen.
- Schließlich kann für die Schicht 3 mit Hilfe der Rest Zeit ein K_f -Wert von $1,6 \cdot 10^{-5}$ m/s sowie die Porosität mit 80 Ωm für eine Mächtigkeit von ca. 0,2 m berechnet werden.

Die Werte für die Tiefe der Schichten sowie die zur Berechnung benötigten Widerstandswerte Ωm wurden aus dem Profil der Widerstandsmessung der Messserie A 1_1-43 ($t > 2$ h) abgelesen (siehe Abbildung 15).

5.3.2 Vorgehensweise zur Eruierung der bodenphysikalischen Parameter in Feld B

Die Geoelektrische Darstellung von Feld B zeigt nach 20 Stunden eine Eindringtiefe des Wassers von ca. 0.5 m. In diesem Bereich zeigt sich ein homogener Bodenaufbau (siehe Abbildung 16). Mit Hilfe der Eindringtiefe und des ermittelten Messergebnisses der Ringinfiltration K_{fs} -Wert von $1 \cdot 10^{-6}$ m/s kann eine Porosität dieser Bodenschicht berechnet werden.

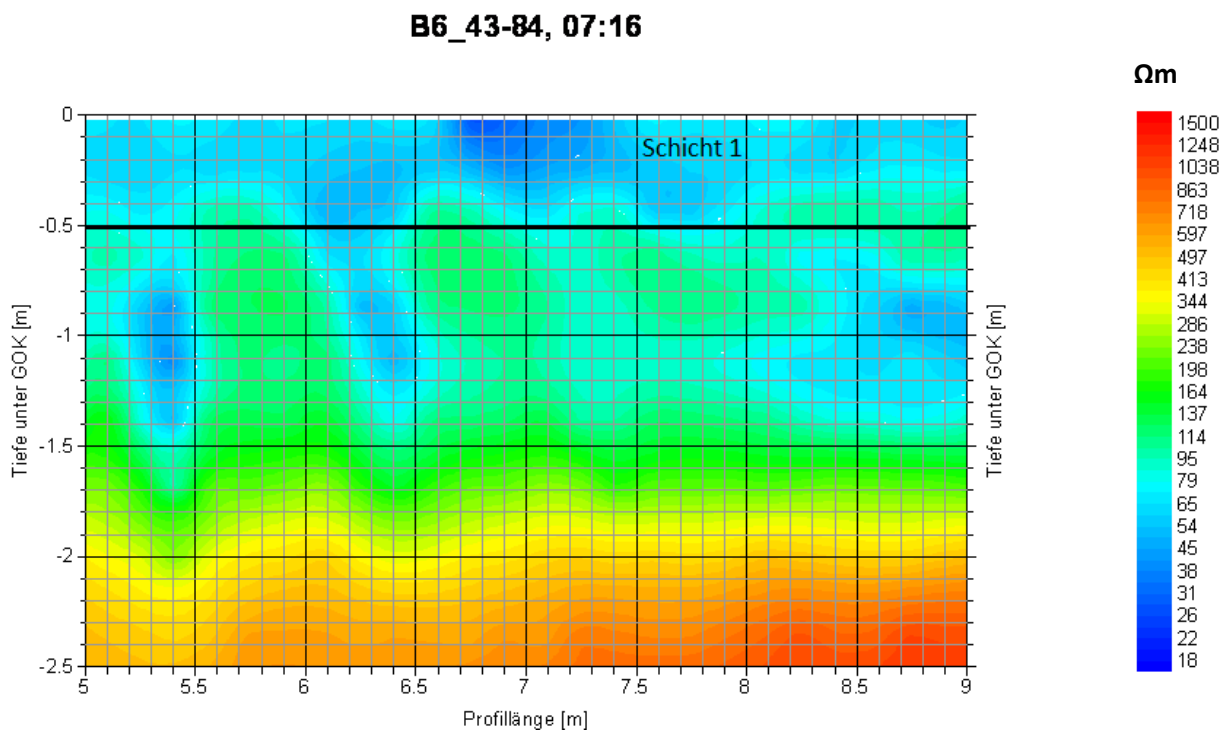


Abbildung 16: Profil der elektrischen Widerstandsmessserie B6_43-84 ($T > 19$ h) mit Einteilung der Schicht 1 zur Eruierung der benötigten Parameter, Tiefe und Ωm .

5.3.3 Berechnungsergebnisse Feld A

Schicht 1

Die Schicht 1 besteht aus dem Filterboden des Sickerbeckens, welcher üblicherweise aus einem Humus-Sandgemisch auf einer Stützschiicht von Split 8/16 mm aufgebaut ist. Die Mächtigkeit beträgt ca. 30 cm. Der Ringinfiltrometer-Versuch ergab eine feldgesättigte Durchlässigkeit von $1,44 \cdot 10^{-5}$ m/s. In weiterer Folge wurde die Sickerzeit der Schicht mittels der Abstandsgeschwindigkeit berechnet. Hierfür wurden folgende Parameter verwendet:

	z	K_{fs}-Wert	φ	Bodenprofil
Schicht 1	0,3 m	$1,4 \cdot 10^{-5}$ (Infiltrationsergebnis)	m/s 0,2 (angenommen)	Bodenfilter

Mit der Formel für die Abstandsgeschwindigkeit (Höiting & Coldewey, 2013):

$$V_a = \frac{V_f}{n_e} \quad (5.1)$$

Da die Infiltration an der Geländeoberkante fernab des Grundwassers durchgeführt wurde, entspricht die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit der Filtergeschwindigkeit. Dementsprechend ist $K_{f(s)} = V_f$.

$$V_f = k_{f(s)} \cdot i \quad (5.2)$$

Der hydraulische Gradient entspricht $i=1$, und wird wie folgt näherungsweise bestimmt. L= Abstand GOK des Raseninfiltrationsbecken zum Grundwasser und beträgt im Mittel ca. 5 m, h= Einstauhöhe im Ringinfiltrometer und beträgt 12,5 cm somit ergibt sich ein hydraulischer Gradient von ca. 1 gemäß Gleichung 4.3 (Mahabadi, 2012):

$$i = \frac{L+h}{L} \quad (5.3)$$

Somit ist die Abstandsgeschwindigkeit:

$$V_a = \frac{K_{f(s)}}{n_e} \quad (5.4)$$

V_a *Abstandsgeschwindigkeit*
 n_e *effektive Porosität*
 $K_{f(s)}$ *feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit*
 V_f *Filtergeschwindigkeit*

Ergibt sich eine Abstandsgeschwindigkeit von:

$$V_a = 7 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

Somit beträgt die Sickerzeit durch die Schicht 1 mit einer Mächtigkeit von 30 cm:

$$1 \text{ h } 11 \text{ min}$$

Schicht 2

Das Ergebnis der Geoelektrik zeigt für die Schicht 2 einen elektrischen Widerstand von 1500 Ω m. Gemäß der Tabelle 5 für Spezifische Elektrische Widerstände für Lockersedimente und im Vergleich mit Bohrkernen der näheren Umgebung kann von einem sandigen Kies ausgegangen werden (siehe Kapitel 3.3.1).

Mit Hilfe der „Archie's Formel“ für gesättigte und teilgesättigte tonfreie Sedimente wurde zunächst über die gängige Formel für den spezifischen Widerstand, die Porosität dieser Schicht ermittelt (Archie, 1942):

$$\rho_0 = \rho_w \frac{\alpha}{\phi^m} S^{-n} \quad (5.5)$$

Sowie nach Umformung wie folgt berechnet:

$$\phi = \frac{m \sqrt{\alpha \cdot \rho_w}}{\sqrt{\rho_0 \cdot S^n}} \quad (5.6)$$

- ρ_0 spezifischer elektrischer Widerstand des Sediments
 ρ_w spezifischer elektrischer Widerstand des Porenfluids
 S Sättigungsgrad (wassergefüllter Porenanteil)
 n Sättigungsexponent ($n \sim 2$)
 m Zementationsexponent ($1.3 < m < 2.4$)
 ϕ effektive Porosität
 α Proportionalitätsfaktor ($0.5 < \alpha < 1$)

Hierzu wurden folgende Parameter angenommen:

	m	α	ρ_w	ρ_0	S	n
Schicht 2	1,5	0,9	17 Ω m	1500 Ω m	0,30	2

Daraus ergibt sich eine effektive Porosität von:

23 %

Mit Hilfe der abgeschätzten Mächtigkeit aus der Darstellung der Geoelektrik von 1,10 m, einer angenommenen Durchlässigkeit von $1 \cdot 10^{-3}$ m/s und der errechneten Porosität von 23% wurden in weiterer Folge die Abstandsgeschwindigkeit und Sickerzeit eruiert.

Es ergibt sich eine Abstandsgeschwindigkeit gemäß Gleichung (5.4) von:

$V_a = 4,3 \cdot 10^{-3}$ m/s

Somit beträgt die Sickerzeit durch die Schicht 2 mit einer Mächtigkeit von 1,10 m:

Ca. 4 Minuten

Schicht 3

Auf Grund der Ergebnisse der Geoelektrikmessung kann für die Schicht 3 mit einem abgelesenen elektrischen Widerstand von 80 Ωm gemäß Tabelle 5 und den Bohrkernen von einem Feinsand ausgegangen werden (siehe Kapitel 3.3.1). In einem ersten Schritt wurde wieder die Porosität mit Hilfe der „Archies Formel“ (4.6) berechnet.

Hierzu wurden folgende Parameter angenommen:

	m	α	ρ_w	ρ_0	S	n
Schicht 3	1,3	0,7	17 Ωm	80 Ωm	1	2

Daraus ergibt sich eine effektive Porosität von:

22 %

Mit Hilfe der abgeschätzten Mächtigkeit aus der Darstellung der Geoelektrik von 0,2 m und der errechneten Porosität von 22% wurde in weiterer Folge die Durchlässigkeit mit Hilfe der Abstandsgeschwindigkeit und der Restzeit von 45 Minuten berechnet.

Daraus ergibt sich nach Umformung der Abstandsgeschwindigkeit:

$$K_f = \frac{n_e}{v_a} \quad (5.7)$$

Hieraus ergibt sich eine Durchlässigkeit von:

$K_{f(s)} = 1,6 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$
--

5.3.4 Berechnungsergebnisse Feld B

Das Ergebnis der Geoelektrik zeigt für diese Schicht einen spezifischen elektrischen Widerstand von 100 Ωm . Gemäß der Tabelle 5 für Spezifische Elektrische Widerstände für Lockersedimente kann diese Schicht einem Lehmboden zugeordnet werden.

Mit Hilfe der Eindringtiefe von 0,5m nach ca. 20 Stunden und der ermittelten Durchlässigkeit von $1 \cdot 10^{-6}$ m/s ergibt sich eine Abstandsgeschwindigkeit von:

$$V_a = 6,9 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$$

Daraus ergibt sich nach Umformen der Abstandsgeschwindigkeit 4.4:

$$n_e = \frac{K_{fs}}{V_a} \quad (5.8)$$

Eine effektive Porosität von:

$$14,5 \%$$

5.4 Ergebnisse der FEM-Modellierung

Zur Bestätigung der angenommenen und berechneten Ergebnisse wurden geohydraulische Modelle für Feld A und Feld B angefertigt.

5.4.1 FEM-Modell Feld A

Erstellung eines Modells mit dem *Programm GGU* für Grundwassermodellierung auf Basis der errechneten bodenphysikalischen Parametern aus Kapitel 4.3. Die Linien visualisieren die Strömungslinien mit der Zeit der Infiltration nach 10 Stunden. Die Ergebnisse der Modellierung (siehe Abbildung 17) zeigen eine grundsätzliche Übereinstimmung mit den geoelektrischen Messungen. Zu sehen ist, dass nach gut einer Stunde der Bodenfilter durchdrungen wird. Nach rascher Durchsickerung der sandigen Kiesschicht dringt das

infiltrierende Wasser nach rund 1,5 Stunden in die Feinsandlinse ein. Auf Grund der geringen Durchlässigkeit dieser Linse kann ein seitliches Vorbeiströmen des Wassers beobachtet werden. Die Linse verhält sich wie ein Stauer auf dem sich auf Grund seiner Geometrie das Wasser ansammelt und dann seitlich vorbeifließt.

Die grobe Simulation einer 50-Stunden-Messung (Abbildung 18) zeigt, dass eine Durchströmung der Linse auch im zentralen Bereich ab etwa 10 Stunden einzusetzen beginnt.

Neben der Darstellung der Infiltration ist der Prozess der Sättigung grafisch aufbereitet. Die Grafik zeigt die Veränderung der Durchlässigkeit (k_r -Wert) in Bereichen von negativen Porenwasserdrücken (ungesättigter Bereich) als Funktion des Porenwasserdrucks. Für Bereiche mit positiven Porenwasserdrücken wird der Verlauf des k_r -Werts nicht in der Software berücksichtigt, da es sich um gesättigte Verhältnisse handelt. Der k_r -Wert kann zwischen 0,0 und 1,0 liegen. In gesättigten Bereichen und sobald der Porenwasserdruck 0 erreicht, ist k_r gleich 1,0. Die Grafik veranschaulicht, wie mit der Abnahme des negativen Porenwasserdrucks der k_r -Wert sukzessive steigt (Buß, 2018).

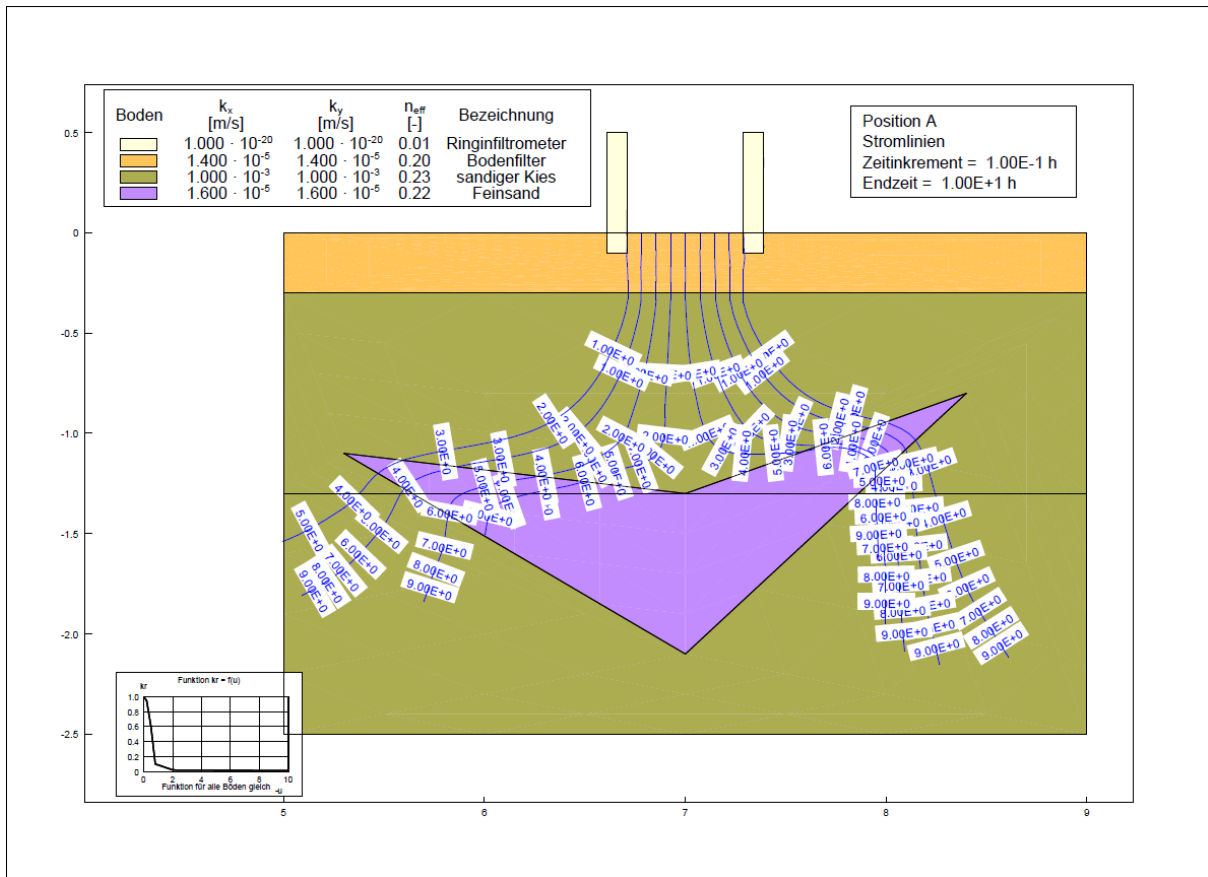


Abbildung 17: FEM-Modell auf Basis der Messungen und Berechnungen von Feld A nach 10 Stunden Infiltration.

- k_x horizontale Durchlässigkeit
- k_y vertikale Durchlässigkeit
- n_{eff} effektive Porosität

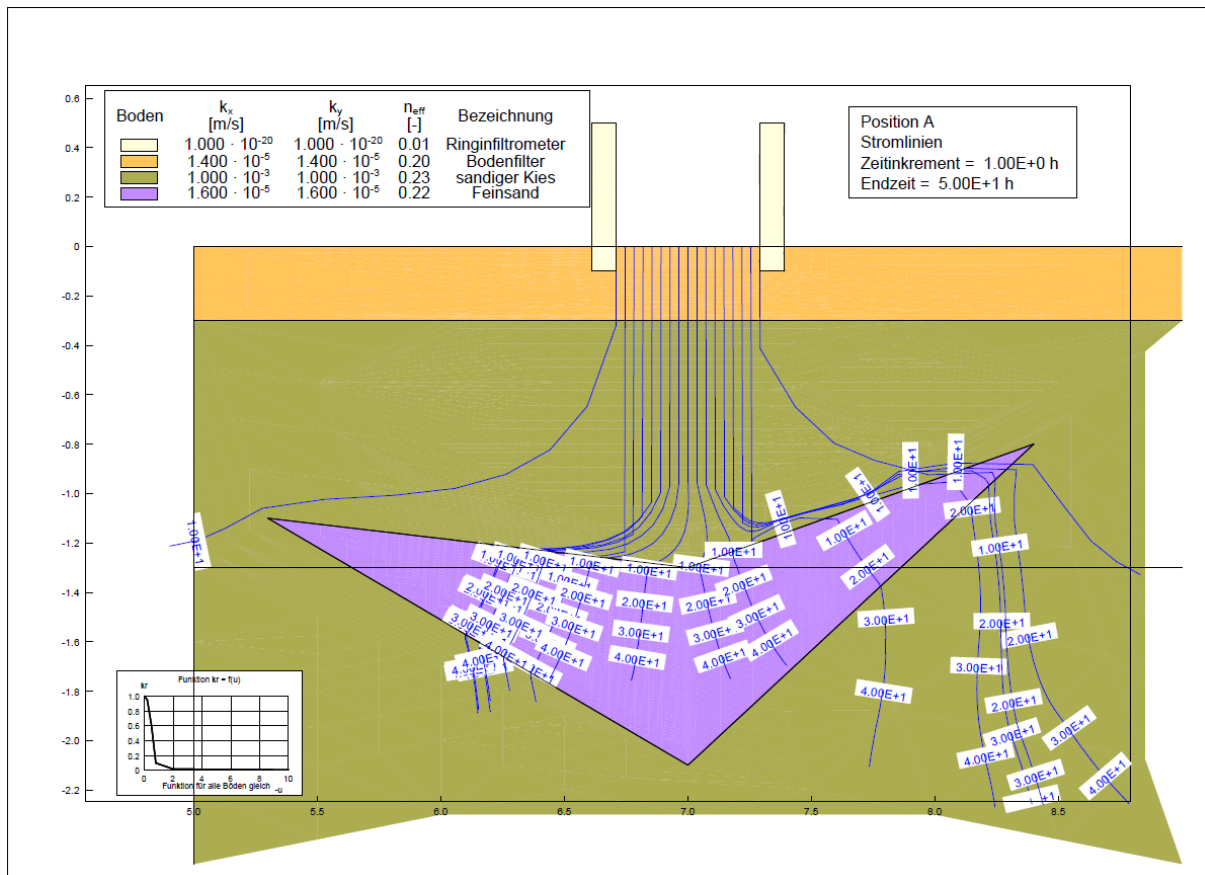


Abbildung 18: FEM-Modell auf Basis der Messungen und Berechnungen von Feld A nach 50 Stunden simulierter Infiltration

k_x horizontale Durchlässigkeit
 k_y vertikale Durchlässigkeit
 n_{eff} effektive Porosität

5.4.2 FEM-Modell Feld B

Erstellung eines Modells mit dem *Programm GGU* für Grundwassermodellierung auf Basis der errechneten bodenphysikalischen Parametern aus Kapitel 4.3. Die Linien visualisieren die Strömungslinien mit der Zeit der Infiltration nach 20 Stunden. Das Ergebnis der Modellierung (siehe Abbildung 19) zeigt eine ganz genaue Übereinstimmung mit den geoelektrischen Messungen. Mit der ermittelten Durchlässigkeit aus dem Ringinfiltrometer-Versuch und der berechneten Porosität weist das Modell nach 20 Stunden eine Eindringtiefe von 0,5 m in den Lehmboden auf.

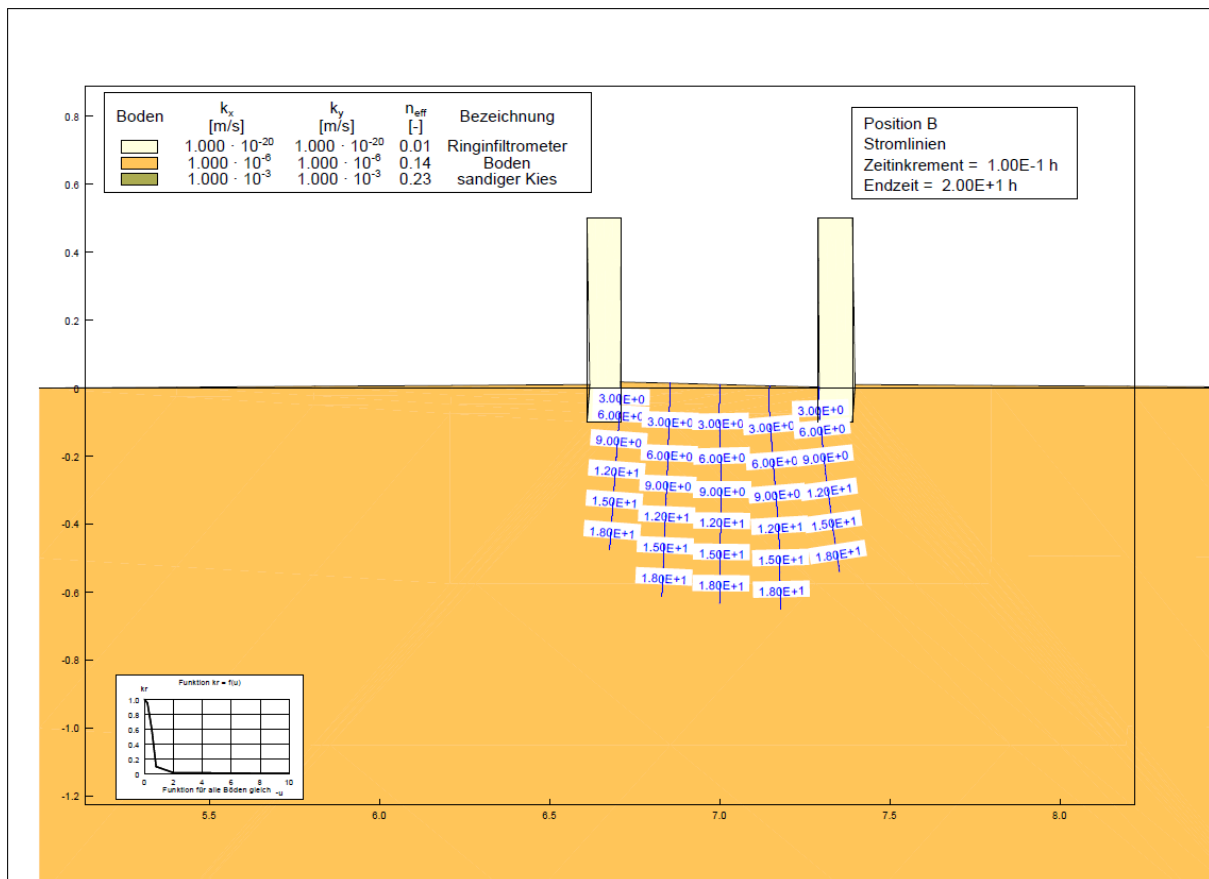


Abbildung 19: FEM-Modell auf Basis der Messungen und Berechnungen von Feld B nach ca. 20 Stunden Infiltration

k_x horizontale Durchlässigkeit
 k_y vertikale Durchlässigkeit
 n_{eff} effektive Porosität

6 Diskussion und Interpretation

Um eine Diskussion bzw. eine Interpretation und im Anschluss eine Schlussfolgerung geben zu können, werden die Ergebnisse der Infiltrationsmessungen, der Widerstandstomografie, der bodenphysikalischen Parameter sowie der geohydraulischen Modellierung, im folgenden Kapitel zusammengestellt und korreliert.

Die beiden Messmethoden Ringinfiltrometer-Versuche und Geoelektrik generieren unabhängige Daten voneinander und stehen jeweils für sich alleine. Die Bohrkerndaten der Sondierbohrungen aus dem Jahr 1961 sind ebenso unabhängig. Im Gegensatz dazu sind die FME-Modellierungen nicht als unabhängig zu betrachten, da sie auf Ergebnisse der ersten beiden Methoden aufbauen. Im Kapitel 6.1.8 werden daraus resultierende mögliche Fehlerquellen näher erläutert.

In Anbetracht der Zielsetzung hydraulische Eigenschaften von Böden an Hand einer Koppelung von Geoelektrik mit Ringinfiltrometer Versuchen zu charakterisieren, müssen rückblickend einige Einschränkungen hinsichtlich Machbarkeit näher erläutert werden. Ohne Informationen der aktuellen Untergrundbedingungen kann eine Korrelation nur bedingt mit Schätzungen erfolgen. Zusätzlich müssen fehlende Parameter an Hand von Erfahrungswerten und möglichen Reichweiten angenommen werden um auf adäquate Ergebnisse und Interpretationen schließen zu können.

6.1 Gegenüberstellung der Ergebnisse

Ein Vergleich der Messergebnisse aus der Infiltration mit den Geoelektrik Bildern, den eruierten bodenphysikalischen Parametern, der Modellierung und den vorhandenen Bohrkerndaten diene zur Bestätigung der geoelektrischen Analyseergebnisse. Die einzelnen Schichten sind sowohl visuell in den Bildern der Widerstandstomografie, als auch auf Grund der gemessenen und errechneten geohydraulischen Parameter eindeutig voneinander getrennt. Mit Hilfe der Bohrkerndaten, der Geoelektrik sowie der örtlich angenommenen

Geologie und der bodenphysikalischen Parameter können die unterschiedlichen Bodenarten mit den dazugehörigen K_f -Werten zugeordnet bzw. errechnet werden. Der Vergleich zeigt eine Übereinstimmung im Grundprinzip, jedoch nicht im Detail, aufgrund von Ungenauigkeiten der Methodik. Diese sind im Kapitel 6.1.8 aufgeführt.

6.1.1 ERT-Messserien A:

Zur Abschätzung des Untergrundmodells in Feld A wurden die drei visuell sehr gut erkennbaren Schichten des Geoelektrik Bildes der Abbildung 15 mit den generierten und berechneten bodenphysikalischen Parametern aus Tabelle 7 sowie den dazugehörenden Sickerzeiten aus Tabelle 8 zum Vergleichen und besseren Verständnis untereinander gestellt. Die Zuordnung der einzelnen Schichten erfolgte mit Hilfe des Ergebnisses aus der Geoelektrik Darstellung der Messung nach zwei Stunden Wasser- Infiltration. So wurde die erste Schicht, der Bodenfilter mit Grasnarbe, nach 1 Stunde und 11 Minuten durchdrungen. Dies bestätigt auch die geohydraulische Modellierung (siehe Abbildung 17) und stimmt mit dem gemessenen und ausgewerteten K_{fs} -Wert von $1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s der Ringinfiltrationsmessung sowie mit den typischen Bodenkennwerten der ÖNORM B 2506-1 für humose Oberboden gut überein. Auf Grund der raschen Durchsickerung des infiltrierten Wassers von ca. vier Minuten im sandigen Kies wird für die zweite Schicht mit Hilfe der abgeschätzten Mächtigkeit aus dem Geoelektrik Bild ein K_f -Wert von $1 \cdot 10^{-3}$ m/s angenommen und daraus die Porosität errechnet (siehe Kapitel 0). Ein Vergleich des Durchlässigkeitsbeiwertes mit den typischen Bodenkennwerten der ÖNORM B 2506-1 und mit den Bohrkernen der näheren Umgebung aus Kapitel 6.1.2 sowie der Tabelle 5 für spezifische elektrische Widerstände für Lockersedimente nach (Knödel et al., 1997) stimmt die Schicht gut mit dem Material eines sandigen Kiesel überein und bestätigt dessen Zuordnung. Das infiltrierte Wasser erreicht die dritte Schicht nach gut 1,5 Stunden und kann auf Grund der errechneten bodenphysikalischen Parameter K_f -Wert von $1,6 \cdot 10^{-5}$ m/s und effektiven Porosität von 0,22 aus den spezifischen elektrischen Widerständen der Geoelektrik in Kombination mit den Bohrkernen und den typischen Bodenkennwerten der ÖNORM B 2506-1 einem Feinsand zugeordnet werden. Der Feinsand weist die Geometrie einer Linse auf und ist sowohl in der Darstellung der Geoelektrik als auch in der geohydraulischen Modellierung als solche zu erkennen.

Tabelle 7: Auswertung der bodenphysikalischen Parameter, Feld A. $K_{f(s)}$ -Wert = gesättigte/teilweise gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, z = Tiefe, ϕ = Porosität, daraus resultierendes Bodenprofil.

	z	$K_{f(s)}$ -Wert	ϕ	Bodenprofil
Schicht 1	0,3 m	$1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s (Infiltrationsergebnis)	0,2 (angenommen)	Bodenfilter
Schicht 2	1,10 m	$1 \cdot 10^{-3}$ m/s (angenommen)	0,23	Sandiger Kies
Schicht 3	0,2 m	$1,6 \cdot 10^{-5}$ m/s (berechnet)	0,22	Feinsand

Tabelle 8: Auswertung der Abstandsgeschwindigkeiten, der Versickerungszeiten sowie der Rest Zeiten.

	V_a	Sickerzeit	Rest Zeit
Bodenfilter	$7 \cdot 10^{-5}$ m/s	1h 11 min	49 min
Sandiger Kies	$4,3 \cdot 10^{-3}$ m/s	4 min	45 min
Feinsand	$7,4 \cdot 10^{-5}$ m/s	45 min	-

6.1.2 ERT-Messserien A Vergleich mit Bohrkerndaten:

Wie in Kapitel 3.3 bereits erwähnt, können auf Basis der Sondierbohrungen aus dem Jahr 1961, zwei der drei Profile für das vorliegende Experiment zur Abschätzung des Untergrundmodells herangezogen werden. Ein Vergleich der Bohrkerndaten von der Hauptbohrung II sowie der Hauptbohrung 2/II mit den Ergebnissen der bodenphysikalischen Auswertungen aus Feld A zeigen eine gute bis annähernd gute Übereinstimmung und können als Referenz zur Hilfe genommen werden. So wurden in der Tiefe bis 356,64 müA in der Hauptbohrung 2/II ein mittel- und grobsandiger Kies aufgeschlossen, dem ein K_f -Wert von 10^{-3} bis 10^{-4} m/s laut ÖNORM B 2506-1 siehe Kapitel 3.3.2 zugeordnet werden kann, wie auch in der Hauptbohrung II in einer Tiefe bis 356,56 müA ein sandiger Grobkies mit einem zugeordneten K_f -Wert von ebenfalls 10^{-3} bis 10^{-4} m/s laut ÖNORM B 2506-1 zugeordnet, erkundet werden. Diese Schichten stimmen mit der Schicht 2, dem sandigen Kies, aus Feld A bis in einer Tiefe von 356,6 müA mit einem angenommenen K_f -Wert von $1 \cdot 10^{-3}$ m/s gut überein. In der Hauptbohrung 2/II folgt ein feinsandiger Kies mit dem nach ÖNORM B 2506-1 bestimmten K_f -Wert bis 10^{-5} m/s, in der Hauptbohrung II ein stark sandiger Grobkies mit Einstreu von Steinen mit einem zugeordneten K_f -Wert von 10^{-3} bis 10^{-4} m/s laut ÖNORM B

2506-1 und ist mit der 3. Schicht des Messfeldes A, dem Feinsand mit dem berechneten K_f -Wert von $1,6 \cdot 10^{-5}$, vergleichbar (siehe Tabelle 9). Die erkundeten Abfolgen im Untergrund stimmen mit dem für einen fluviatilen Aquifer zu erwartenden Aufbau überein.

Tabelle 9: Gegenüberstellung der Bodenarten und dazu gehörige Durchlässigkeitsbeiwerte mit der Tiefe für die Hauptbohrungen II und 2/II mit dem Feld A, K_f -Werte der Hauptbohrung II und 2/II nach ÖNORM B 2506-1, K_f -Werte für Feld A geschätzt und berechnet gemäß Kapitel 5.3

Feld A		
Teufe	bis 356,6 müA	bis 356,4 müA
Bodenart	Sandiger Kies	Feinsand
K_f-Wert	$1 \cdot 10^{-3}$ m/s	$1,6 \cdot 10^{-5}$ m/s
Hauptbohrung II		
Teufe	bis 356,56 müA	ab 356,56 müA
Bodenart	Sandiger Grobkies	Stark sandiger Grobkies
K_f-Wert	10^{-3} bis 10^{-4} m/s	10^{-3} bis 10^{-4} m/s
Hauptbohrung 2/II		
Teufe	bis 356,64 müA	ab 356,64 müA
Bodenart	mittel-grobsandiger Kies	fein sandiger Kies
K_f-Wert	10^{-3} bis 10^{-4} m/s	10^{-3} bis 10^{-5} m/s

6.1.3 ERT-Messserien A Vergleich mit der FEM- Modellierung

An Hand der in Kapitel 5.4.1 beschriebenen und dargestellten FEM-Modellierung der Messungen im Feld A, können die Bodenhorizonte, Bodenfilter, sandiger Kies und Feinsandlinse sowie der Verlauf der Strömungslinien der Wasserinfiltration mit der Zeit sehr gut nachvollzogen werden. Diese können wiederum mit den Ergebnissen der bodenphysikalischen Parameter und den Bohrkerndaten sowie den Geoelektrik Bildern verglichen werden. Die Simulation der Strömungslinien über einem Zeitraum von 10 Stunden (siehe Abbildung 17) zeigt, dass die Feinsandlinse eine ähnlich große Ausdehnung wie die Widerstandstomografie der spezifischen elektrischen Widerstandsmessung A5_1-42 Elektroden (siehe Abbildung 13) spiegelt, wenn auch die Geometrie der Feinsandlinse im

Modell etwas schärfer dargestellt ist. Die Länge der Linse ist etwa 3 m und sie erstreckt sich zwischen dem Messpunkt 5,5 m bis 8,5 m bis in Tiefen von ca. 2,3 m unter GOK sowohl in der FEM- Modellierung, als auch in der Geoelektrik Darstellung. Die Feinsandlinse liegt im Horizont des sandigen Kieses und verhält sich auf Grund der Feinkörnigkeit wie ein Stauer. Die sehr gute Durchlässigkeit des sandigen Kieses ist an Hand der zeitlich visualisierten Strömungslinien in Abbildung 17 deutlich zu erkennen und noch viel deutlicher im Vergleich der Widerstandstomografie der Trockenmessung der Messserie T_ 1-42 Elektroden mit der zwei Stunden später, während der Wasserinfiltration gemessenen spezifischen elektrischen Widerstandsmessung A1_1-42 Elektroden der geoelektrischen Timelapse Darstellungen (siehe Abbildung 13). Die Widerstandswerte im durchsickerten Bereich ändern sich nicht, während im darunter liegenden Bereich eine Zunahme der Wassermenge in Form einer Abnahme des elektrischen Widerstandes sichtbar wird. Die Berechnung, dass das infiltrierte Wasser die Schicht des sandigen Kieses gemäß Kapitel 0 und Tabelle 8 in ca. vier Minuten durchsickert, bestätigt die gute Durchlässigkeit zusätzlich. Somit stimmen die in situ Versuche der Geoelektrik Messungen im Feld grundsätzlich mit dem mathematisch errechneten Modell mittels der eruierten geohydraulischen Parameter Durchlässigkeit und Porosität überein. Zusätzlich zum FME-Modell über die 10-Stunden Messung wurde eine grobe Simulation über eine 50-Stunden-Messung erstellt. Während die Ergebnisse der Geoelektrik zeigen, dass eine teilweise Durchströmung der Feinsandlinse bereits nach 4 Stunden gegeben ist (siehe Anhang B), zeigt das Modell der 10-Stunden-Messung, dass nach 10 Stunden lediglich eine Durchströmung in den Randbereichen der Linse stattfindet. In der Simulation der 50-Stunden-Messung hingegen ist ersichtlich, dass eine Durchströmung auch im zentralen Bereich der Linse nach etwa 10 Stunden einzutreten beginnt. Eine Bestätigung der ERT Ergebnisse durch geohydraulische FME-Modellierungen ist somit nur im Prinzip, jedoch nicht im Detail gegeben. Eine weitere Übereinstimmung hinsichtlich der Bodenhorizonte und den damit verbundenen K_f -Werten ist an Hand der Bohrkern Daten gemäß dem vorherigen Kapitel 6.1.2 beschrieben.

6.1.4 ERT-Messserien B:

Die gesamten Ergebnisse der Messserien B präsentieren eine gute Übereinstimmung aller generierten Daten. So lassen sich die Bilder der spezifischen elektrischen Widerstandstomografien mit der geohydraulischen FEM- Modellierung vergleichen. Der mit dem Ringinfiltrometer-Versuch gemessene und daraus errechnete feldgesättigte Durchlässigkeitsbeiwert von $1 \cdot 10^{-6}$ m/s des Lehmbodens mit Grasnarbe (siehe Tabelle 10) stimmt wiederum mit den typischen Bodenkennwerten der ÖNORM B 2506-1 für humose Oberboden überein (siehe Tabelle 2).

Tabelle 10: Auswertung der bodenphysikalischen Parameter, Feld B.

Kfs-Wert = feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit, z = Tiefe, ϕ = Porosität, daraus resultierendes Bodenprofil.

	z	K _{fs} -Wert	ϕ	Bodenprofil
Schicht 1	0,5 m	$1 \cdot 10^{-6}$ m/s	0,145	Lehmboden

6.1.5 ERT-Messserien B Vergleich mit der FEM- Modellierung

An Hand der in Kapitel 0 und Abbildung 19 dargestellten geohydraulischen FEM-Modellierung der Messungen im Feld B, kann der Bodenhorizont, Bodenfilter, sowie der Verlauf der Strömungslinien der Wasserinfiltration mit der Zeit sehr gut nachvollzogen werden. Die Simulation der Infiltration des Wassers über einen Zeitraum von ca. 20 Stunden visualisiert eine gleichmäßige radiale Ausdehnung in den homogenen Untergrund bis in eine Tiefe von ca. 0,5 m unter GOK. Sowohl die FEM-Modellierung (siehe Abbildung 19), als auch die Widerstandstomografie der spezifischen elektrischen Widerstandsmessung B6_1-42 Elektroden (siehe Abbildung 14) stimmen überein. Die Wasserinfiltration in Form eines Halbkreises respektive Halbkugel ist in den Darstellungen der Geoelektrik Bilder optisch ebenfalls deutlich bis in eine Tiefe von ca. 0,5 m zu erkennen. Der feinkörnige, schwach durchlässige Lehm Boden des Bodenfilters ist mit den Ergebnissen des Ringinfiltrometer-Versuchs, den geoelektrischen Messungen und den dadurch errechneten Parameter K_f-Wert und Porosität sehr gut vergleichbar.

6.1.6 Interpretation der spezifischen elektrischen Widerstandstomographien

Die in Kapitel 5.1.1 beschriebenen spezifischen elektrischen Widerstandstomographien des Feldes A weisen Bereiche von sich über die Zeit verändernden spezifischen Widerstandswerten während simultaner Wasserinfiltration auf.

Die Trockenmessungen zeigen bereits unterschiedliche Bodenhorizonte mit differenzierten Mächtigkeiten (siehe Abbildung 20) auf, die auf Grund der spezifischen elektrischen hohen und niedrigen Widerstände den jeweiligen Lockersedimenten gemäß Tabelle 5 zugeordnet werden können.

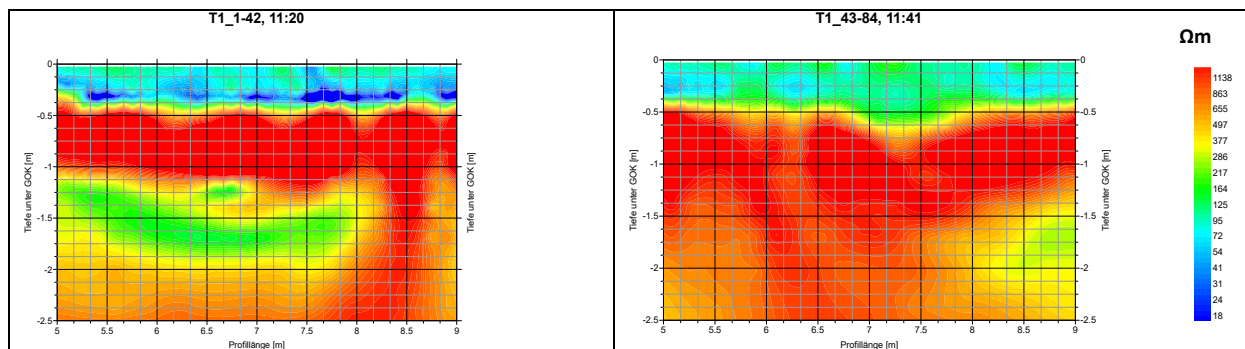


Abbildung 20: Profile der ERT Trockenmessungen des Feldes A, linke Spalte (NO-SW), rechte Spalte (SO-NW), zu sehen sind unterschiedliche Bodenhorizonte mit differenzierten Mächtigkeiten

Das Messergebnis der Ringinfiltration durch die erste Schicht ergibt einen feldgesättigten Durchlässigkeitsbeiwert von $1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s und wird einem Bodenfilter bzw. einem humosen Oberboden, der bis ca. 30 cm unter GOK reicht, gemäß der in Tabelle 2 aufgelisteten typischen Bodenkennwerte der ÖNORM B 2506-1, zugeordnet. Auch die Ergebnisse der Widerstandstomographie mit den sehr niedrigen spezifischen Widerstandswerten mit bis zu $50 \Omega m$ bestätigen gemäß Tabelle 5 die Zugehörigkeit als feinkörniges Lockersediment Schluff, der ein Teil des Bodenfilters darstellt, siehe auch Abbildung 15.

Auffällig ist der hochohmige Bereich (in Rot visualisiert) von ca. 0,5 m unter GOK bis ca. 1,4 m unter GOK, dessen spezifische Widerstände sich im Verlauf der Messungen kaum ändern. Daraus ist zu schließen, dass nahezu kein Wasser gespeichert bzw. aufgenommen wird. Auch

die hohe Abstandsgeschwindigkeit von $4,3 \cdot 10^{-3}$ m/s mit der kurzen Sickerzeit von etwa vier Minuten untermauern die kurzen Verweilzeiten des Wassers, sodass die Wasserinfiltration sich nicht in den spezifischen Widerständen dieser Schicht widerspiegelt. Dies lässt Rückschlüsse auf ein grobkörniges Lockersediment zu. Aus dem Vergleich mit den herausgelesenen Ohm Werten der aktuell beschriebenen spezifischen Widerstandstomographien, den Bohrkerndaten, den berechneten bodenphysikalischen Parametern und der daraus simulierten geohydraulischen FEM- Modellierung, kann diese Schicht als sandiger Kies identifiziert werden.

Im Verlauf permanenter Wasserinfiltration sind niedrigohmige Zonen in Tiefen bis 1,5 m unter GOK (nach gut zwei Stunden) sowie in Tiefen bis 2 m unter GOK (nach gut zehn Stunden) und darüber hinaus zu erkennen. Die niedrigen Widerstandszonen können mit einem hohem Wassergehalt gleichgesetzt werden (Caputo et al., 2010). Auf Grund der Geometrie der vergleichbaren und berechneten Daten sowie der gemessenen Ohm Werte wird diese als feinsandige Linse interpretiert. Unter Betrachtung der zwei aufeinander orthogonalen Schnitte durch das Untergrundprofil lässt sich die feinsandige Linse als ein in zwei Richtungen gekrümmter Körper –Schalenförmig dreidimensional auslegen. So zeigt die spezifische elektrische Widerstandsmessung A1_1-42 Elektroden (Richtung NO-SW) die Linse als Querschnitt durch die „ gekrümmte Schale“ frontal, während die spezifische elektrische Widerstandsmessung A1_43-84 Elektroden (Richtung SO-NW) den Querschnitt der Länge nach und etwas verdreht widerspiegelt (siehe Abbildung 21).

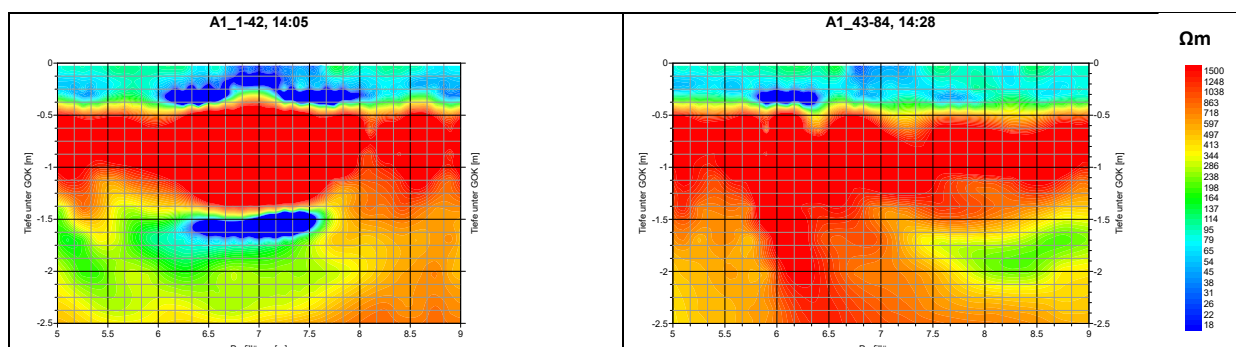


Abbildung 21: Profile der ERT nach gut zwei Stunden Wasserinfiltration des Feldes A, linken Spalte (NO-SW), recht Spalte (SO-NW), Ansicht der niedrigohmigen Feinsandige Linse frontaler Querschnitt (Bild links) und Querschnitt durch die Länge der Linse (Bild rechts)

Im Laufe der Wasserinfiltration bildet sich nach gut zwei Stunden die feinsandige „gekrümmte Schale“, die im Frontalschnitt einer Linse mit den Dimensionen von ca. 0,2 m Mächtigkeit und eine Ausdehnung von ca. 1,20 m in die Länge gleicht und sich auf Grund der feinkörnigen Beschaffenheit und der Geometrie wie ein Stauer verhält. Nach permanenter Infiltration von insgesamt zehn Stunden erfolgt eine Aufsättigung der „gekrümmten Schale“ nach oben und lateral. Die Ausdehnung der Linse reicht bis etwa einen Meter unter GOK, erreicht eine Mächtigkeit bis zu einen Meter an der breitesten Stelle und erstreckt sich über eine Länge von ca. drei Metern. In der Querschnittsansicht kommt es zu ähnlich großer Ausbreitung der Aufsättigung nach oben und unten. Die feinsandige „gekrümmte Schale“ fängt nach zweistündiger Infiltration das infiltrierte Wasser anfangs auf um in Folge aufgesättigt zu werden. Dadurch breitet sich das infiltrierte Wasser nach oben und lateral aus (visualisiert mit den einhergehenden spezifischen Widerstandswerten, siehe Anhang B und

Abbildung 22).

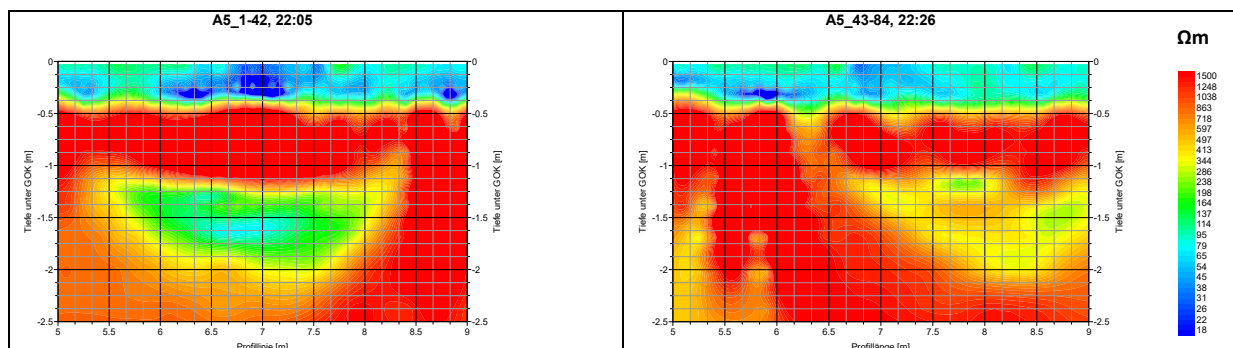


Abbildung 22: Profile der ERT nach 10 stündiger Wasserinfiltration des Feldes A, linke Spalte (NO-SW), rechten Spalte (SO-NW) erkennbare Aufsättigung der Linse

In der simulierten FEM- Modellierung, siehe Abbildung 17, können sowohl die Geometrie der feinsandigen „gekrümmten Schale“, als auch die Strömungslinien mit der Zeit über die 10 stündige Infiltration beobachtet werden. So zeigen die Strömungslinien, dass nach gut einer Stunde der Bodenfilter durchdrungen wird. Es folgt eine rasche Durchsickerung der sandigen Kiesschicht um nach ca. 1,5 Stunden in die Feinsandlinse zu infiltrieren. Auf Grund der

geringen Durchlässigkeit dieser feinsandigen „gekrümmten Schale“ kann ein seitliches Vorbeiströmen des Wassers beobachtet werden.

Im Grunde lässt sich die niedrigohmige „gekrümmte Schale“ als eingebettet in die hochohmige Schicht des sandigen Kieses interpretieren.

Eine Erklärung bezüglich der variierenden Ohm Werte der orthogonalen Messserien hängt möglicherweise mit den jeweiligen Messserien an sich zusammen, da die ERT Bilder der linken Spalte (NO-SW) kontinuierlich tiefere Werte als die ERT Bilder der rechten Spalte (SO-NW) aufweisen, siehe Anhang B.

Die in Kapitel 5.1.2 beschriebenen spezifischen elektrischen Widerstandstomographien des Feldes B weisen durchwegs erwartete Ergebnisse während der simultanen Wasserinfiltration auf.

Die Trockenmessungen zeigen bereits eine Homogenität über den Querschnitt des Bodenprofils (siehe

Abbildung 23).

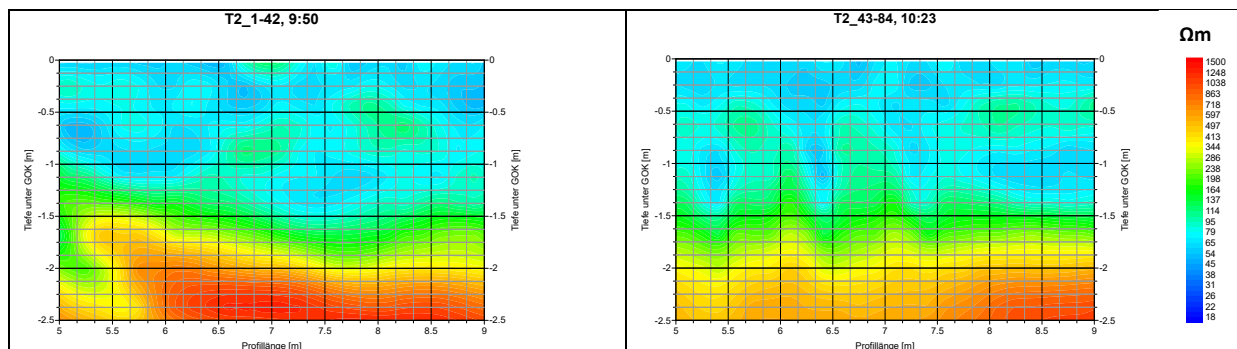


Abbildung 23: Profile der ERT Trockenmessungen des Feldes B, linke Spalte (NO-SW), rechte Spalte (SO-NW), Homogenität des Untergrundprofils

Nach Beginn der Wasserinfiltration bildet sich im Bereich des Ringinfiltrometers eine niedrigohmige Zone, die sich über die Zeit von mehr als 20 Stunden bis in eine Tiefe von 0,5 m unter GOK ausbreitet und kann mit dem Wassergehalt (Caputo et al., 2010) der Infiltration gleichgesetzt werden. In Anbetracht der vergleichbaren und berechneten Daten sowie der

gemessenen Ohm Wert wird diese Zone als Lehm Boden bestimmt. Eine gute Übereinstimmung der zwei aufeinander orthogonalen Schnitte durch das Untergrundprofil lässt sich die Formation in einem dreidimensionalen Raum als Halbkugel auslegen (siehe

Abbildung 24). Die spezifischen Widerstandswerte im Bereich des Infiltrometers mit Werten bis zu $100 \Omega\text{m}$ entsprechen gemäß Tabelle 5 einem Löss Lehm. Die minimale Eindringtiefe der Wasserinfiltration ist auf die Feinkörnigkeit des Bodens und der damit langsamen Sickerzeit zurückzuführen. Das Messergebnis der Ringinfiltration nach 20 Stunden durch den Boden ergibt einen feldgesättigten Durchlässigkeitsbeiwert von $1,025 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ und entspricht gemäß der in Tabelle 2 aufgelisteten typischen Bodenkennwerte der ÖNORM B 2506-dem feinkörniges Lockersediment Lehm Boden bzw. humose Oberböden.

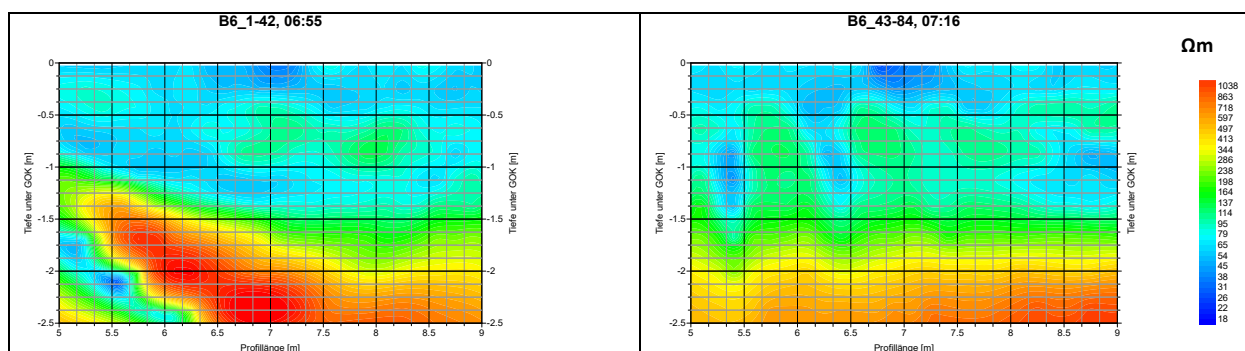


Abbildung 24: Profile der ERT nach mehr als 20 stündiger Wasserinfiltration des Feldes B, Darstellung der niedrigohmigen Zone bis in eine Tiefe von 0,5 m in Form einer Halbkugel im dreidimensionalen Raum interpretiert

Auch die FEM- Modellierung spiegelt das Ergebnis der beiden Messmethoden wieder. Die Strömungslinien stellen mit Fortschreiten der simultanen Wasserinfiltration einer radialen Ausbreitung im Bereich des Ringinfiltrometers dar und weisen somit auf einen homogenen Untergrund. Die hochohmigen Zonen in Tiefen ab 1,5 m unter GOK zeigen kaum Veränderungen, sodass die Infiltration keinen Einfluss darauf zu haben scheint.

6.1.7 Relevanz der Bohrkerndaten

Da für das aktuelle Experiment kein Aufbau des Untergrundes vorhanden ist, selbst für das Raseninfiltrationsbecken sind keine nötigen Aufzeichnungen verfügbar bzw. vorliegend,

muss auf die archivierten Bohrkerndaten aus dem Jahre 1961 zurückgegriffen werden. Diese wurden in annehmbarer Entfernung durchgeführt und können zur Abschätzung des Untergrundprofils unterstützend herangezogen werden, siehe Abbildung 3. Persönliche Recherchen am Gelände der Wasserwerke Andritz sowie im Archiv des Landes Steiermark Abteilung 14 für Wasserwirtschaft, Ressourcen und Nachhaltigkeit bestätigen ein Fehlen des Untergrundmodells. Da anzunehmen ist, dass die quartären Lockersedimente unter dem Raseninfiltrationsbecken den bekannten fluviatilen Sedimenten der Umgebung entsprechen, werden Vergleiche in Kombination mit den Ergebnissen der Wasserinfiltration und der Geoelektrik durchgeführt. Die Resultate sind gut miteinander vergleichbar und bestätigen das analysierte und interpretierte Untergrundprofil.

6.1.8 Herausforderungen und Fehlerquellen

In Anbetracht der Zielsetzung hydraulische Eigenschaften von Böden an Hand einer Koppelung von Geoelektrik mit Ringinfiltrationsmeter-Versuchen zu charakterisieren, werden einige Herausforderungen deutlich. So müssen fehlende Parameter mit Hilfe von Erfahrungswerten sinnvoll abgeschätzt werden um weitere Berechnungen durchführen zu können. Porositäten, die über die Widerstands-Porositäts-Beziehung nach (Archie, 1942) berechnet werden können beziehen sich allein auf Sedimente ohne Tongehalt. Somit kann mittels „Archies Formel“ weder die erste Schicht, der Bodenfilter im Feld A, noch der Lehmboden des Feldes B bestimmt werden. Die Parameter der feldgesättigten hydraulischen Durchlässigkeit dieser Bereiche werden mit Hilfe des Ringinfiltrationsmeters bemessen um in weiterer Folge über die Abstandsgeschwindigkeiten und daraus resultierender Sickergeschwindigkeiten auf eine Porosität schließen zu können. Diese Vorgehensweise kann zumindest für das Feld B eingesetzt werden.

Im Feld A müssen für den Bodenfilter und den sandigen Kies jeweils ein Parameter abgeschätzt werden. Mit den Ergebnissen dieser zwei Schichten können infolgedessen die Porosität und die hydraulische Durchlässigkeit der Feinsandlinse, mittels Archies Gleichung und der Abstandsgeschwindigkeit, berechnet werden.

Des Weiteren ergeben sich Unsicherheiten aus dem Vergleich der Geoelektrik- und der FEM-

Modellierungsergebnisse. Die FEM-Modellierungen basieren auf Kennwerten, die grafisch aus den Geoelektrik-ERT und aus den Berechnungen der Ringinfiltration entnommen wurden sowie obenstehend erläutert auf Schätzwerten. Die Vorgehensweise der grafischen Kennwertentnahme stellt eine weitere potenzielle Fehlerquelle dar und könnte ebenfalls grundlegend für die im Vergleich der Methoden sichtbaren Unterschiede der Durchlässigkeiten sein.

Bei der Interpretation der ERT-Bilder ist zudem zu beachten, dass der Widerstandswert des Grundwassers von 17 Ohm in der Software AGI Earthimager™ 2D nicht berücksichtigt wurde. Es ist nicht bekannt inwieweit die fehlende Berücksichtigung des Grundwasserwiderstandes die Absolutwerte aus den ERT-Visualisierungen beeinflusst.

Wie in Kapitel 5.4.1 erläutert, wurden die FME-Modellierungen zur Bestätigung der Geoelektrik-Messungen erstellt. Eine Übereinstimmung der Werte aus der 10-Stunden-Modellierung und der Simulation einer 50-Stunden-Messung des Feldes A mit den Ergebnissen aus den ERT ist nur im Prinzip gegeben, da die Modelle auf unterschiedlichen Dichten, der der Software zu Grunde liegenden Finite-Elemente-Netze, basieren. Da der Zweck der Modellierung zur Feststellung der grundsätzlichen Übereinstimmung der Durchsickerungswerte erfüllt ist, wurde diese Fehlerquelle nicht weiter behandelt.

Eine weitere Herausforderung stellte der zu verwendende Infiltrationsring dar. Da ein Metallring auf Grund seiner elektrischen Leitfähigkeit die geoelektrischen Messungen beeinflussen würde, musste für den vorliegenden Infiltrationsring Versuch mit simultanem geoelektrischem Monitoring ein Kunststoffzylinder hergestellt werden (siehe Kapitel 4.2.1).

6.2 Schlussfolgerungen

Alleinig anhand der generierten Daten aus den Geoelektrik-Messungen und den Ringinfiltrationsring-Versuchen ist es nicht möglich eine hydraulische Charakterisierung von Böden sowie eine Abschätzung des Bodenprofils vorzunehmen. Aufgrund dessen wurde mit Hilfe der Bohrerdaten, der Infiltrationsring Versuche in Kombination mit der Geoelektrik und den daraus ermittelten bodenphysikalischen Parametern schlussendlich ein nachvollziehbares Untergrundprofil erstellt. Nicht nur die Modellierungen bestätigen mit dem Strömungsverlauf der Wasserinfiltration die unterschiedlichen Bodenhorizonte in Feld

A bzw. den Bodenhorizont in Feld B, sondern auch die spezifischen Widerstandstomographien sowie die abgeschätzten und berechneten Parameter.

Eine qualitative Aussage bezüglich der Ergebnisse auf Grund der zwei Feld-Messungen ist leider nicht möglich, da sich die zwei Bodenprofile zu sehr voneinander unterscheiden, als dass ein direkter Vergleich möglich wäre. Auch der optische Verlauf der Wasserinfiltration ist auf Grund der differenzierten Bodenhorizonte äußerst divergent. So weist das Feld A mit dem Raseninfiltrationsbecken Eigenschaften eines heterogenen Aquifers auf mit unterschiedlich geschichteten Sedimenten und Parametern, während sich das Feld B als homogener Boden erschließt. Dadurch ist auch die Geometrie der Infiltration der zwei Felder weder übereinstimmend noch uniform zu sehen. Eine schöne radiale, halbkugelförmige Ausbreitung des Wassers ist in Feld B visualisiert, unterdessen kann aus der spezifischen Widerstandstomographie des Feldes A auf die rasche Durchsickerung des sandigen Kieselgeschlossenen geschlossen werden.

7 Ausblick

In Anbetracht der Herausforderungen, die während dieser Arbeit entstanden sind, gibt es durchaus Verbesserungsvorschläge und Methoden um genauere Ergebnisse einfacher erzielen zu können. So muss ein Untergrund Profil unbedingt vorhanden sein, zu wissen ob ein heterogenes, oder homogenes Gefüge bemessen wird ist von äußerster Wichtigkeit um die Messergebnisse sinnvoll zu interpretieren. Dies könnte in Form von Aufschlüssen aber auch Bohrkernen gegeben sein, die im Nachhinein oder parallel zu den Messungen gemacht werden könnten.

Mögliche Richtungen für zukünftige Studien wären eine 3D Time-Lapse ERT in Kombination mit synthetischen Tracer in einem Gebiet zu machen, dessen Untergrundmodell bekannt ist; wie bei Camporese et al. (2011) in der Einleitung bereits erwähnt wurde.

Eine weiterer durchaus interessanter Ansatz die Strömungs- und Transportprozesse in der Vadosen Zone in Kombination mit der Geoelektrik zu untersuchen wird in De Carlo, Berardi, Vurro, & Caputo (2018) wie folgt beschrieben. Sie installierten zusätzlich zum Geoelektrik 3D Aufbau und dem Infiltrationsring, Kapazitätssonden um den Wassergehalt in den verschiedenen Tiefen messen zu können und diese anschließend mit der abgeleiteten Abschätzung aus der ERT zu vergleichen. Darüber hinaus war der Untergrund, ein sedimentäres, karbonatisches poröses Gestein bekannt und als Steinbruch aufgeschlossen, sodass der Verlauf der Infiltration zusätzlich eingesehen werden konnte.

Unter Anwendung einer dieser Methoden können der Strömungsverlauf der Infiltration nachvollzogen werden und geophysikalische Parameter eruiert werden, wobei weniger Annahmen getroffen werden müssen, als in der vorliegenden Arbeit.

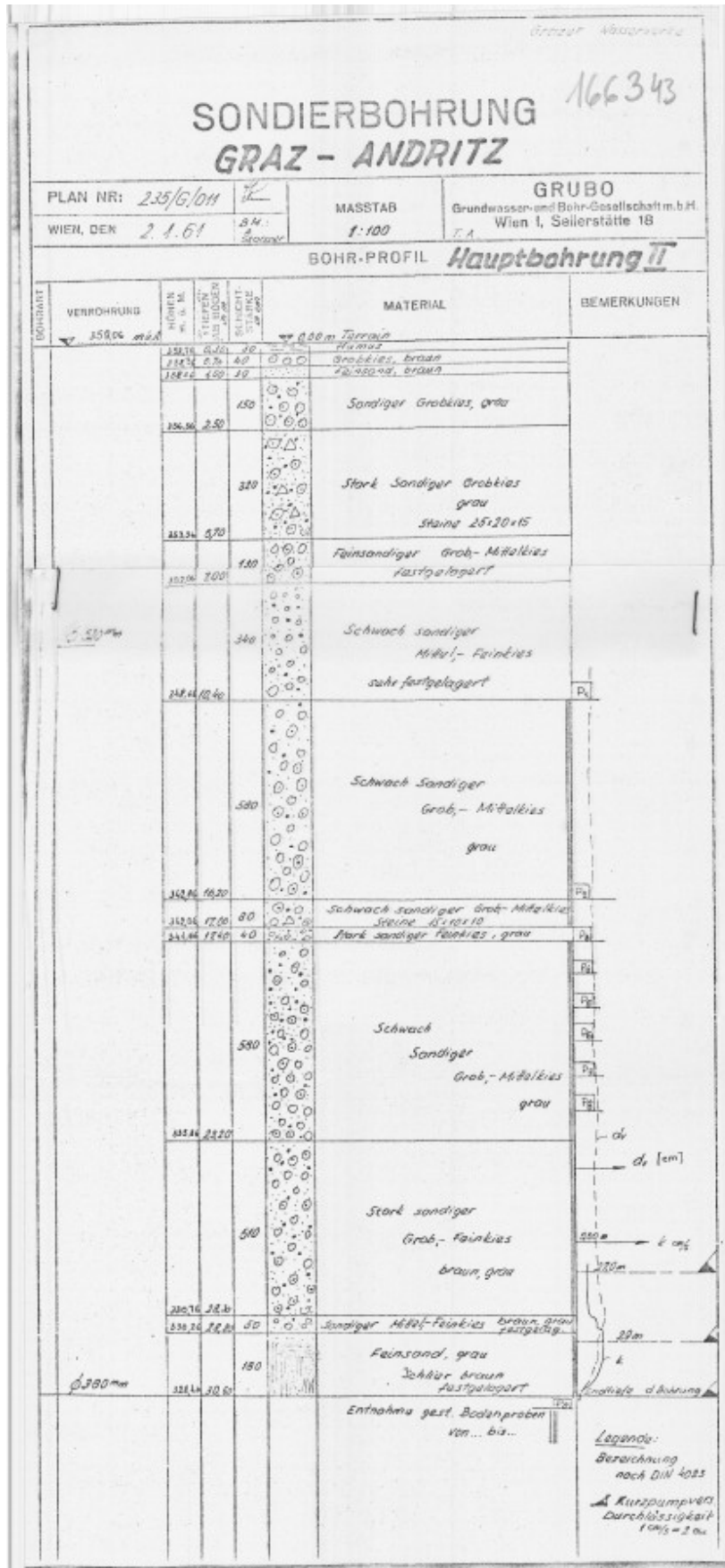
Literaturverzeichnis

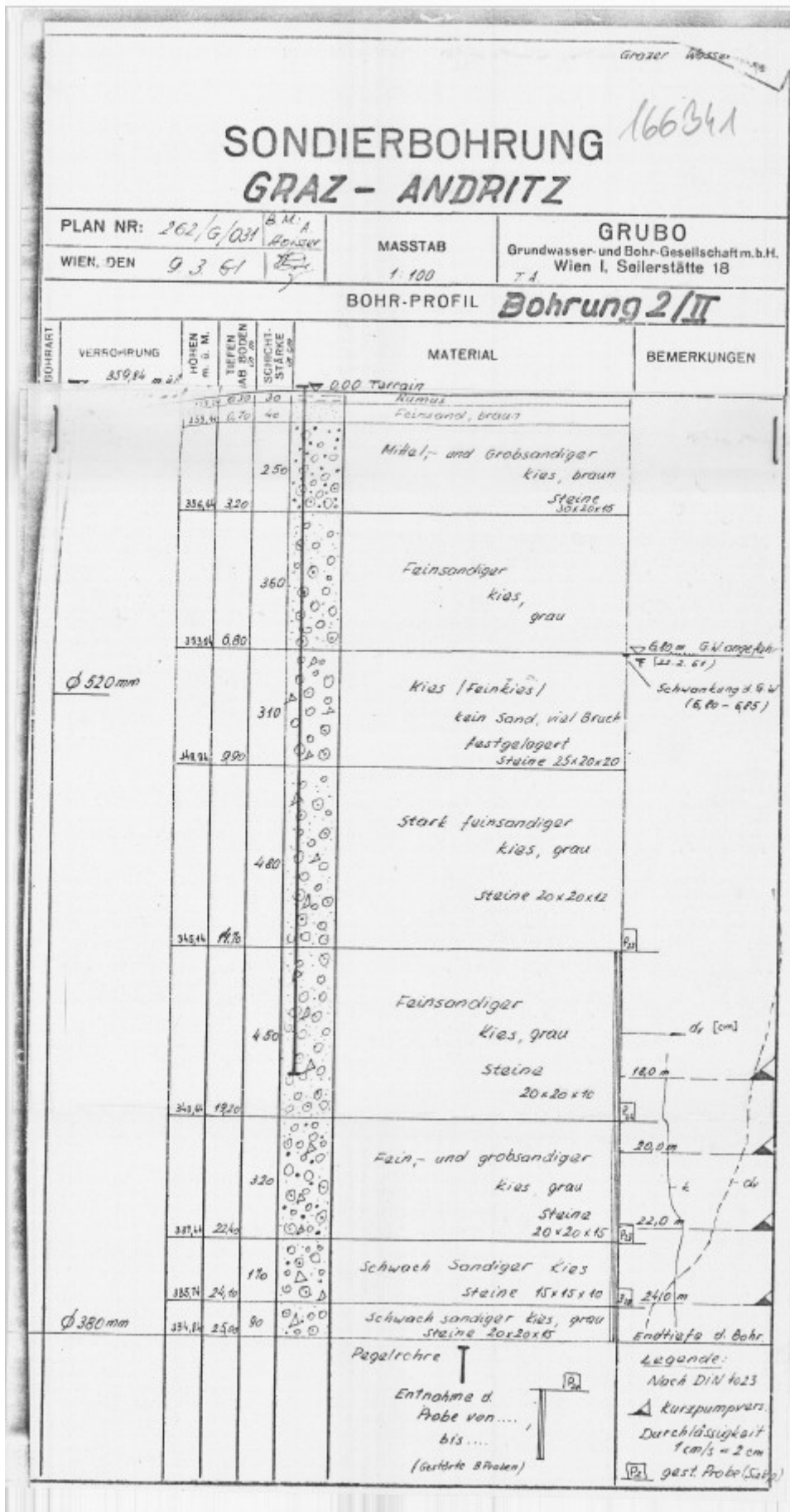
- Advanced Geosciences, I. (2011). *SuperSting Earth Resistivity, IP & SP System*. Austin, Texas. Retrieved from www.agiusa.com
- AdvancedGeosciences, I. (2012). *The Sting R1, Sting R1 IP and Swift*. Austin, Texas.
- Archie, G. E. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54–62. <https://doi.org/10.2118/942054-G>
- Bagarello, V., & Sgroi, A. (2004). Using the single-ring infiltrometer method to detect temporal changes in surface soil field-saturated hydraulic conductivity. *Soil and Tillage Research*, 76(1), 13–24. <https://doi.org/10.1016/j.still.2003.08.008>
- Beerten, K.; Vandersmissen, N.; Rogiers, B.; Mallants, D. (n.d.). Assessing soil hydrological variability at the cm- to dm-scale using air permeameter measurementsNo Title. *Geophysical Research Abstracts* 14.
- Binley, A., Winship, P., Middleton, R., Pokar, M., & West, J. (2001). High-resolution characterization of vadose zone dynamics using cross-borehole radar. *Water Resources Research*, 37(11), 2639–2652. <https://doi.org/10.1029/2000WR000089>
- Bundesverband Geothermie. (n.d.). Bundesverband Geothermie: Dipol-Dipol-Anordnung (Goelektrik). Retrieved from <https://www.geothermie.de/bibliothek/lexikon-der-geothermie/d/dipol-dipol-anordnung-geoelektrik.html>
- Buß, J. (2018). *Handbuch zur Berechnung von Grundwasserströmungen mit Finiten Elementen in zweidimensionalen Systemen GGU-2D-SSFLOW Version 11*.
- Camporese, M., Cassiani, G., Deiana, R., & Salandin, P. (2011). Assessment of local hydraulic properties from electrical resistivity tomography monitoring of a three-dimensional synthetic tracer test experiment. *Water Resources Research*, 47(12), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2011WR010528>
- Caputo, M. C., de Carlo, L., Masciopinto, C., & Nimmo, J. R. (2010). Measurement of field-saturated hydraulic conductivity on fractured rock outcrops near Altamura (Southern Italy) with an adjustable large ring infiltrometer. *Environmental Earth Sciences*, 60(3), 583–590. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0198-y>
- De Carlo, L., Berardi, M., Vurro, M., & Caputo, M. C. (2018). Geophysical and hydrological data assimilation to monitor water content dynamics in the rocky unsaturated zone. *Environmental Monitoring and Assessment*, 190(5). <https://doi.org/10.1007/s10661-018-6671-x>
- Eijkelkamp. (2018). *Gebrauchsanweisung Doppelring-Infiltrometer*. Niederlande.
- Farzamian, M., Monteiro Santos, F. A., & Khalil, M. A. (2015). Application of EM38 and ERT methods in estimation of saturated hydraulic conductivity in unsaturated soil. *Journal of Applied Geophysics*, 112, 175–189. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.11.016>
- Fitts, C. R. (2013). Principles of Flow. In *Groundwater Science* (pp. 47–96). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-384705-8.00003-0>
- Flügel, H.W., Neubauer, F. (1984). *Geologie der österreichischen Bundesländer in Kurzgefassten*

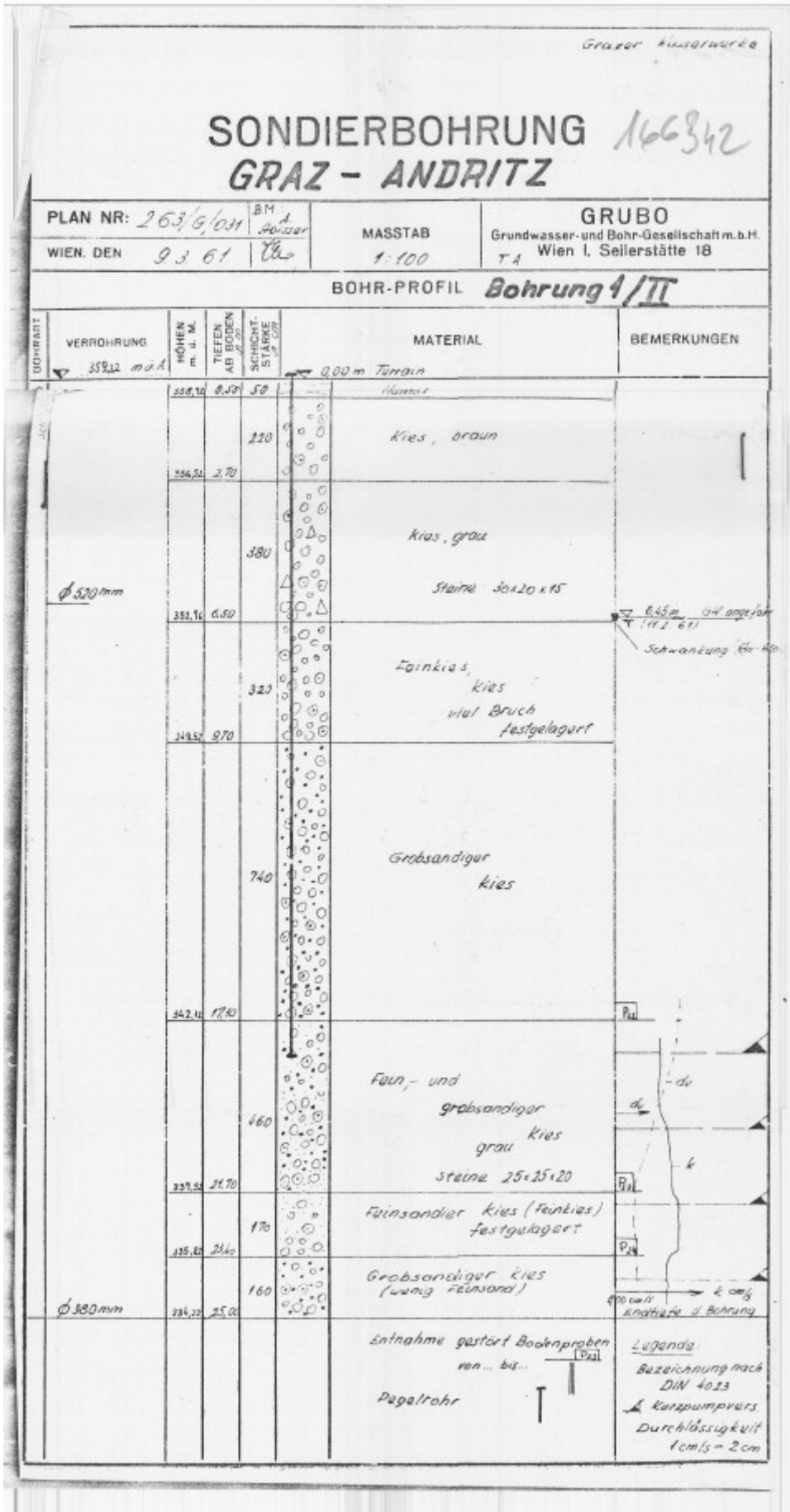
- Einzeldarstellungen Steiermark, Erläuterung zur Geologischen Karte der Steiermark M 1:200.000.* Wien.
- Flügel, H. (1960). *Die Geologie des Grazer Berglandes, Erläuterung zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000.* Wien: Geologische Bundesanstalt.
- GBA. (n.d.). Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. Retrieved from <https://opac.geologie.ac.at>
- Helfer, A. (2017a). *Maßstabsübergreifende hydraulische Untersuchungen an Sanden des Baden im oststeirischen Becken.* Unveröffentl. Masterarbeit. Karl-Franzens-Universität Graz, Graz. Institut für Erdwissenschaften.
- Helfer, A. (2017b). Maßstabsübergreifende hydraulische Untersuchungen an Sandendes Baden im Oststeirischen Becken. *Beiträge Zur Hydrologie.*
- Helfer, A., Bagola, C., Winkler, G. (2017). *Permeabilität-geophysikalisch erfassen.* Innovationsscheck Nr. 855113. Karl-Franzens-Universität Graz, Graz. Institut für Erdwissenschaften.
- Holding Graz. (2010). Analysewerte des Grazer Trinkwassers. Retrieved January 5, 2020, from https://www.holding-graz.at/dl.php?file=fileadmin/holdinggraz/Wasser/analysewerte_andritz.pdf
- Hölting, B., & Coldewey, W. G. (2013). *Hydrogeologie.* Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-8274-2354-2>
- Huisman, J. A., Snepvangers, J. J. C., Bouten, W., & Heuvelink, G. B. M. (2002). Mapping spatial variation in surface soil water content: Comparison of ground-penetrating radar and time domain reflectometry. *Journal of Hydrology.* [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00239-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00239-1)
- Jacobs F, Danckwardt E, P. G. (1994). *DE4412994C1.* Deutschland.
- Knödel, K., Krummel, H., & Lange, G. (1997). *Geophysik.* Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-07723-8>
- Kompakt-Lexikon Wirtschaftsmathematik und Statistik.* (2013). *Kompakt-Lexikon Wirtschaftsmathematik und Statistik.* Springer Fachmedien Wiesbaden. <https://doi.org/10.1007/978-3-658-03181-7>
- Land Steiermark. (2019). Digitaler Atlas Steiermark. Retrieved October 29, 2019, from www.gis.steiermark.at
- Looms, M. C., Jensen, K. H., Binley, A., & Nielsen, L. (2008). Monitoring unsaturated flow and transport using cross-borehole geophysical methods. In *Vadose Zone Journal* (Vol. 7, pp. 227–237). <https://doi.org/10.2136/vzj2006.0129>
- Mahabadi, M. (2012). *Regenwasserversickerung, Regenwassernutzung.* Verlag Eugen Ulmer.
- Milsch, H., Blöcher, G., & Engelmann, S. (2008). The relationship between hydraulic and electrical transport properties in sandstones: An experimental evaluation of several scaling models. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3–4), 355–363. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.031>
- Noell, U., Günther, T., & Altfelder, S. (2010). Observation of infiltration processes by 3D- ERT measurements: Results and problems. In *Near Surface 2010 - 16th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics.* European Association of Geoscientists and

- Engineers, EAGE. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20144788>
- ÖNORM B 2506-1 Ausgabe: 2013-08-01.
- Rădulescu, V., Rădulescu, F., & Stan, I. (2006). Geoelectrical Measurements Applied to the Assessment of Groundwater Quality. *Geo-Eco-Marina*, 107–110. <https://doi.org/10.5281/zenodo.57382>
- Regalado, C. M., & Muñoz-Carpena, R. (2004). Estimating the saturated hydraulic conductivity in a spatially variable soil with different permeameters: A stochastic Kozeny-Carman relation. *Soil and Tillage Research*. <https://doi.org/10.1016/j.still.2003.12.008>
- Rein, A., Hoffmann, R., & Dietrich, P. (2004). Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements. *Journal of Hydrology*, 285(1–4), 215–232. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.08.015>
- Reynolds, W. D., & Elrick, D. E. (1990). (1990) *Ponded Infiltration from a Single Ring: I. Analysis of Steady Flow*. *Soil Sci. Soc. Am. J* (Vol. 54).
- Salako, A. O., & Adepelumi, A. A. (2016). Evaluation of hydraulic conductivity of subsoil using electrical resistivity and ground penetrating radar data: example from Southwestern Nigeria. *International Journal of Geo-Engineering*, 7(1), 5. <https://doi.org/10.1186/s40703-016-0018-7>
- Spektrum Akademischer Verlag. (n.d.). hydraulische Leitfähigkeit - Lexikon der Geowissenschaften. Retrieved December 9, 2019, from <https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/hydraulische-leitfaehigkeit/7201>
- Statista GmbH. (n.d.). Root Mean Square Error (RMSE; dt.: Wurzel der mittleren Fehlerquadratsumme). Retrieved from https://de.statista.com/statistik/lexikon/definition/303/root_mean_square_error/
- Stibinger, J. (2014). *No Title Examples of Determining the Hydraulic Conductivity of Soils. Theory and Applications of Selected Basic Methods*. Jan Evangelista Purkyně University Faculty of the Environment.

Anhang A

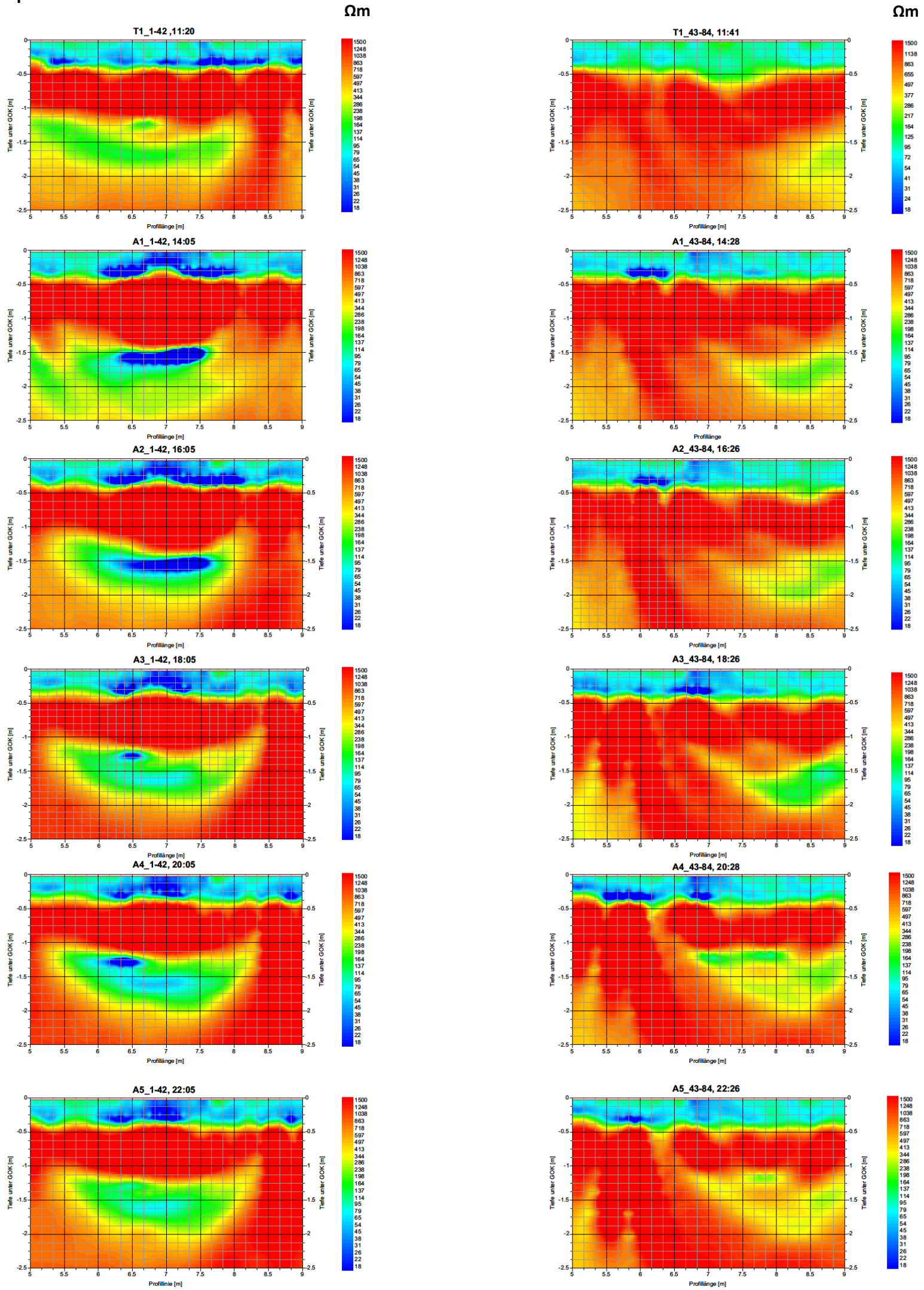






Anhang B

Time-Lapse des Feldes A



Time Laps des Feldes B

