

Geophysikalische Erfassung von Feuchte- und
Substratheterogenitäten im Boden auf unterschiedlichen
Skalen

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel
vorgelegt von

Ulrike Werban

Kiel

2005

Referent:

Prof. Dr. Wolfgang Rabbel

Korreferent:

Prof. Dr. Hans-Rudolf Bork

Tag der mündlichen Prüfung:

30. Januar 2006

Zum Druck genehmigt:

Kiel, 30. Januar 2006

Der Dekan

Der Stein

Ein kleines Steinchen rollte munter
von einem hohen Berg herunter
Und als es durch den Schnee so rollte,
ward es viel größer, als es wollte.
Da sprach der Stein mit stolzer Miene:
„Jetzt bin ich eine Schneelawine.“
Er riss im Rollen noch ein Haus
und sieben große Bäume aus.
Dann rollte er ins Meer hinein.
Und dort versank der kleine Stein.

Joachim Ringelnatz

1	EINLEITUNG.....	2
1.1	DER BODEN IM ÖKOSYSTEM.....	2
1.1.1	Bodeneigenschaften.....	3
1.1.2	Prozesse	5
1.1.3	Einfluss von Pflanzen	10
1.2	BEOBSACHTUNG UND QUANTIFIZIERUNG DER PROZESSE	11
1.2.1	Kenngößen der Veränderung	11
1.2.2	Notwendigkeit der Beobachtung.....	13
1.3	SKALEN	14
1.4	STAND DER FORSCHUNG UND ZIELE.....	16
1.4.1	Stand der Forschung.....	16
1.4.2	Ziele.....	18
2	MESSMETHODEN.....	22
2.1	BODENKUNDLICHE UND HYDROLOGISCHE METHODEN.....	22
2.1.1	Methoden	22
2.1.2	Räumliche und zeitliche Auflösung.....	26
2.2	GEOPHYSIKALISCHE VERFAHREN	27
2.2.1	Gleichstromgeoelektrik.....	27
2.2.2	Georadar	32
3	GEOELEKTRIK ZUR ANALYSE DES WASSERGEHALTES IM HOMOGENEN MEDIUM	38
3.1	MOTIVATION UND ZIELE.....	38
3.2	EXPERIMENTAUFBAU.....	39
3.3	LANGZEITSTUDIEN DES WASSERGEHALTES.....	42
3.3.1	Das Hibiskus-Experiment.....	43
3.3.2	Das Lupinen-Experiment	46
3.4	METHODENVERGLEICH	49
3.4.1	Vergleich der Messreihen.....	49
3.4.2	Flächenhafte Widerstandsverteilung	52
3.5	INTERPRETATION DES WIDERSTANDES IN WASSERGEHALT	57
3.5.1	Erstellen der Archie-Beziehung.....	57
3.5.2	Abschätzung des Bodenwassergehaltes	60
3.6	DISKUSSION	62
3.7	ZUSAMMENFASSUNG.....	64
4	GEOELEKTRIK ZUR ANALYSE DES WASSERGEHALTES IM HETEROGENEN MEDIUM .	66
4.1	MOTIVATION UND ZIELE.....	66
4.2	MESSAUFBAU	67

4.3	ERGEBNISSE DER WIEDERHOLUNGSMESSUNGEN	69
4.4	ABLEITUNG DES WASSERGEHALTES.....	70
4.4.1	Erstellen der Archie-Beziehung.....	70
4.4.2	Wassergehaltsänderungen.....	74
4.5	DISKUSSION	75
4.6	ZUSAMMENFASSUNG	77
5	GPR ZUR ANALYSE VON SUBSTRAT UND WASSERGEHALT	78
5.1	MOTIVATION.....	78
5.1.1	Wassergehaltsbestimmung	78
5.1.2	Kartierung von Substratheterogenitäten zur Unterstützung landschaftsgenetischer Untersuchungen	79
5.2	KARTIERUNG VON SUBSTRAT UND WASSERGEHALT - FALLBEISPIEL BELAUER SEE.....	80
5.2.1	Substrateigenschaften.....	83
5.2.2	Landschaftsgenetische Interpretation	86
5.2.3	Diskussion.....	89
5.3	JAHRESZEITLICHE VARIATION VON SUBSTRAT UND WASSERGEHALT - FALLBEISPIEL LINDHOF.....	91
5.3.1	Substrateigenschaften.....	93
5.3.2	Landschaftsgenetische Interpretation	97
5.3.3	Diskussion.....	100
5.4	ZUSAMMENFASSUNG	101
6	SCHLUSSFOLGERUNGEN.....	102
7	LITERATUR.....	105
8	ANHANG	112

Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 1-1: GEBIETSWASSERKREISLAUF NACH MAIDMENT (1993) (VERÄNDERT)	8
ABBILDUNG 1-2: OBERFLÄCHENABFLUSS ERMÖGLICHENDE, FÖRDERNDE UND AUSLÖSENDE FAKTOREN IN (BORK ET AL., 1998)	9
ABBILDUNG 1-3: SKIZZE DER WASSERFLÜSSE (NICHT MAßSTABGERECHT) UND ZIELREGIONEN DIESER ARBEIT	21
ABBILDUNG 2-1: TDR-SONDE (A) UND TRIME-MESSPRINZIP IM VERGLEICH ZUM HERKÖMMLICHEN PRINZIP	24
ABBILDUNG 2-2: SKIZZE DES AUFBAUS EINES TENSIOMETERS	25
ABBILDUNG 2-3: WIDERSTANDSMESSUNG MIT VIER-PUNKT-ANORDNUNG NACH VAN NOSTRAND & COOK (1966)....	28
ABBILDUNG 2-4: MESSANORDNUNGEN DER GLEICHSTROMGEOELEKTRIK NACH KNÖDEL ET AL. (2005).....	29
ABBILDUNG 2-5: MESSPRINZIP EINER WENNER-SONDIERUNGSKARTIERUNG MIT EINER MULTIELEKTRODENANORDNUNG NACH KNÖDEL ET AL. (2005)	30
ABBILDUNG 2-6: PRINZIP DER GEORADAR-MESSUNG NACH KNÖDEL ET AL. (2005);.....	33
ABBILDUNG 2-7: LAUFWEGE DER VERSCHIEDENEN RADARWELLEN IN EINEM BODEN MIT ZWEI SCHICHTEN.....	35
ABBILDUNG 3-1: VERSUCHSAUFBAU DES PFLANZENEXPERIMENTS.....	41
ABBILDUNG 3-2: AUFBAU DES EXPERIMENTS MIT ANORDNUNG DER MESSVERFAHREN (LINKS) UND AUFSICHT AUF DIE BODENOBERFLÄCHE (RECHTS)	41
ABBILDUNG 3-3: TAGESGANG DES BODENWASSERGEHALTS BEI UNTERSCHIEDLICHEM HINTERGRUNDWASSERGEHALT.	44
ABBILDUNG 3-4: TAGESGANG DES BODENWASSERGEHALTES	45
ABBILDUNG 3-5: JAHRESZEITLICHE UNTERSCHIEDE IM TAGESGANG DES BODENWASSERGEHALTES	45
ABBILDUNG 3-6: MESSERGEBNISSE DER VOR EINER BEWÄSSERUNG.....	47
ABBILDUNG 3-7: MESSERGEBNISSE NACH DER BEWÄSSERUNG	48
ABBILDUNG 3-8: VERGLEICH TDR-, GEOELEKTRIK- UND TEMPERATURMESSUNGEN.....	50
ABBILDUNG 3-9: VERGLEICH DER TDR-, GEOELEKTRIK- UND TEMPERATURMESSUNGEN NACH DER BEWÄSSERUNG ...	51
ABBILDUNG 3-10: PSEUDOSEKTION DER MESSUNG AM 21.5.2004 UNTER VERWENDUNG DER ELEKTRODEN.....	52
ABBILDUNG 3-11: ERGEBNISSE DER 2D-INVERSION DER GEOELEKTRISCHEN MESSUNGEN	53
ABBILDUNG 3-12: DIFFERENZEN DER INVERTIERTEN WIDERSTANDSMODELLE IM ZEITABSTAND VON 2 H AN ZWEI AUFEINANDER FOLGENDEN TAGEN	55
ABBILDUNG 3-13: STATISTISCHE ANALYSE DER WIDERSTANDSVERTeilUNG AUS ABBILDUNG 3-12	56
ABBILDUNG 3-14: EMPIRISCHE BEZIEHUNG VON WASSERGEHALT ZU SCHEINBAREM WIDERSTAND.....	58
ABBILDUNG 3-15: QUANTIFIZIERUNG DES WASSERGEHALTS AUS DEM WIDERSTANDSMODELL.....	60
ABBILDUNG 3-16: EMPIRISCHE BEZIEHUNG VON WASSERGEHALT ZU SCHEINBAREM WIDERSTAND.....	64
ABBILDUNG 4-1: LAGE DES MESSGEBIETES RIO FRIO IN PORTUGAL	66
ABBILDUNG 4-2: GEOELEKTRIKPROFIL: PSEUDOSEKTION DER WENNER- α -ANORDNUNG (A), ERGEBNIS DER 2D-INVERSION (B)	68
ABBILDUNG 4-3: LAGE DES GEOELEKTRIKPROFILS IM KORKEICHENHAIN UND WAHL DER AUSSCHNITTE „LÜCKE“ UND „BAUM“	68
ABBILDUNG 4-4: SPEZIFISCHE WIDERSTÄNDE DER PROFILE „LÜCKE“ (A) UND „BAUM“ (B)	70
ABBILDUNG 4-5: ABLEITUNG DER ARCHIE-BEZIEHUNG	72

ABBILDUNG 4-6: ABLEITUNG DER ARCHIE-BEZIEHUNG (DOPPELTLOGARITHMISCHE DARSTELLUNG)	73
ABBILDUNG 4-7: BODENWASSERGEHALTSVERTEILUNG DER PROFILE „LÜCKE“ (A) UND „BAUM“ (B)	74
ABBILDUNG 4-8: WASSERGEHALTSDIFFERENZ, GEMESSEN AUF DEN PROFILEN „LÜCKE“ (A) UND „BAUM“ (B)	74
ABBILDUNG 4-9: ABLEITUNG EINER ZWEIGETEILTEN ARCHIE-ANPASSUNG FÜR HORIZONT C1	76
ABBILDUNG 4-10: BODENWASSERGEHALTSVERTEILUNG DER PROFILE „LÜCKE“ (A) UND „BAUM“ (B)	77
ABBILDUNG 5-1: KARTE DER MESSLOKATIONEN IN SCHLESWIG-HOLSTEIN	80
ABBILDUNG 5-2: HANG UND VERFÜLLTER GRABEN NAHE DES BELAUER SEES (NORDDEUTSCHLAND).	81
ABBILDUNG 5-3: RADARGRAMM DES PROFILS P4 (A) UND ZWEIFACH ÜBERHÖHTE PROFILSSKIZZE (B).....	82
ABBILDUNG 5-4: CMP- ANALYSE (CMP1) UND 1D-GESCHWINDIGKEITS-TIEFEN-VERTEILUNG BEI $D_{p4} = 0m$	83
ABBILDUNG 5-5: 2D-GESCHWINDIGKEITSMODELL PROFIL P4 (LINKS) UND CHARAKTERISTISCHE PARAMETER (RECHTS)	84
ABBILDUNG 5-6: VERGLEICH VON KORNGRÖÙE, RADAR-GESCHWINDIGKEIT, WASSERGEHALT UND POROSITÄT.	85
ABBILDUNG 5-7: AUSSCHNITT PROFIL P4, SPUR 540 BIS 560 (A, B) UND DARSTELLUNG DER ENVELOPPEN (C, D)...	86
ABBILDUNG 5-8: RADARGRAMM MIGRIERT (A), MIT ANGERISSENEN EINSÄTZEN (B)	87
ABBILDUNG 5-9: RADARGRAMM PROFIL P5 (A), INTERPRETATION DER ANGERISSENEN EINSÄTZE (B)	89
ABBILDUNG 5-10: SKIZZE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES AM LINDHOF (NORDDEUTSCHLAND).....	92
ABBILDUNG 5-11: RADARGRAMME PROFIL P1 DER HERBSTMESSUNG (A), DER FRÜHJAHRSMESSUNG (B) UND SKALIERTE AUFSCHLUSSSKIZZE LI9 (WERBAN ET AL., 2005)(C).	93
ABBILDUNG 5-12: 2D-GESCHWINDIGKEITSMODELL PROFIL LI9 (LINKS) UND PARAMETER (RECHTS)	94
ABBILDUNG 5-13: VERGLEICH VON KORNGRÖÙE, RADAR-GESCHWINDIGKEIT, WASSERGEHALT UND POROSITÄT	95
ABBILDUNG 5-14: AUSSCHNITTE PROFIL P1, SPUR 100 BIS 120 (A, B) UND SPUR 400-420 (C, D)	97
ABBILDUNG 5-15: PROFIL P1 AUFGEZEICHNET BEI UNTERSCHIEDLICHEM BODENWASSERGEHALT IM HERBST (LINKS)	98
ABBILDUNG 5-16: RADARGRAMM P2 (400 MHz ANTENNE), BANDPASSGEFILTERT, TOPOGRAFIE KORRIGIERT,	99
ABBILDUNG 5-17: RADARGRAMM (200 MHz ANTENNE), BANDPASSGEFILTERT, TOPOGRAFIE KORRIGIERT,	100
ABBILDUNG A-1: SPEZIFISCHER ELEKTRISCHER WIDERSTAND DES LEITUNGSWASSERS IN KIEL IN ABHÄNGIGKEIT DER WASSESTEMPERATUR	112
ABBILDUNG A-2: MESSWERT DES WASSERGEHALTS DER TDR-SONDEN IM VERGLEICH ZUR SONDENSCHAFT- TEMPERATUR MIT DER ZEIT.....	113
ABBILDUNG A-3: MESSWERT DES WASSERGEHALTS DER TDR-SONDEN IN ABHÄNGIGKEIT DER SONDENSCHAFT- TEMPERATUR	113
ABBILDUNG A-4: ANORDNUNG DER OBERFLÄCHENELEKTRODEN (1-16) UND VERGRABENEN ELEKTRODEN	114
ABBILDUNG A-5: SCHEINBARE SPEZIFISCHE WIDERSTÄNDE DER ELEKTRISCHEN WIDERSTANDSKARTIERUNG.....	115
ABBILDUNG A-6: TDR-MESSUNGEN NAHE DEM GEOELEKTRIKPROFIL IM KORKEICHENHAIN VON RIO FRIO.....	116

Tabellenverzeichnis

TABELLE 3-1: PARAMETER DER ARCHIE-BEZIEHUNGEN „SAND“ (GL. 3.3), „WURZEL-GESAMT“ (GL. 3.4) UND	59
TABELLE 3-2: VERGLEICH DES DURCHSCHNITTSWASSERGEHALTES ABGELEITET AUS DER 2D-GEOELEKTRIK	61
TABELLE 4-1: BODENKUNDLICHE ANALYSE EINES BODENAUF SCHLUSSES IM UNTERSUCHUNGS GEBIET NACH FERREIRA & ARRUDA (2002).....	71
TABELLE 4-2: PARAMETER DER ARCHIE-ANPASSUNGEN DER LABORMESSUNGEN UND POROSITÄT	72
TABELLE 5-1: ÜBERSICHT DER PHYSIKALISCHEN PARAMETER DER RADARMESSUNG P1.....	95

Abkürzungsverzeichnis

AGC	automatic gain control
Ah	Oberbodenhorizont, humos
Ap	Oberbodenhorizont, gepflügt
BBodSchG	Bundesbodenschutzgesetz
Bw	Unterbodenhorizont
C	Untergrundhorizont
CAU	Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
CMP	common midpoint
CO ₂	Kohlendioxid
CRIM	Complex Refractive Index Method
EM	elektro-magnetisch
DGPS	Differential Global Positioning System
GW	Grundwasser
ERT	electrical resistivity tomography
EU	European Union
EZG	Einzugsgebiet
FZ	Forschungszentrum
GPR	ground penetrating radar (Georadar)
GSSI	Geophysical Survey Systems, Inc.
kf-Wert	hydraulische Leitfähigkeit
NMR	Nuclear Magnetic Resonance (Nuklear Magnetische Resonanz)
O ₂	Sauerstoff
RMS	root mean square (quadratischer Mittelwert)
SAR	Synthetic Aperture Radar
SNMR	Surface NMR
SPAC	soil plant atmosphere continuum (Boden-Pflanze-Atmosphäre-Kontinuum)
TDR	time domain reflectometry
TRIME	TDR mit Intelligenten Mikromodul-Elementen
VES	vertical electrical sounding (vertikale elektrische Sondierung)

Formelverzeichnis

ϵ_r	relative dielektrische Leitfähigkeit [-]
Φ	Porosität [cm^3/cm^3]
λ	Wellenlänge [m]
μ_r	relative magnetische Permeabilität [-]
ρ_b	Lagerungsdichte [g/cm^3]
ρ_s	scheinbarer spezifischer Widerstand [Ohm.m]
ρ_w	spezifischer Widerstand Wasser [Ohm.m]
σ	elektrische Leitfähigkeit [mS]
θ_m	gravimetrischer Wassergehalt [g/g]
θ_v	volumetrischer Wassergehalt [cm^3/cm^3]
a	Faktor (Archie-Gleichung) [-]
c	Lichtgeschwindigkeit [m/ns]
f	Frequenz [Hz]
f_w	Durchwurzlungsabnahme [-]
G_f	Feuchtgewicht [g]
G_t	Trockengewicht [g]
I	elektrische Stromstärke [A]
k	Geometriefaktor der Elektrodenkonfiguration [-]
m	Zementationsexponent (Archie-Gleichung) [-]
n	Sättigungsexponent (Archie-Gleichung) [-]
Q	Durchflussrate [$\text{cm}^3\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$]
R	Reflexionskoeffizient [-]
R^2	Bestimmtheitsmaß [-]
S	Sättigung [-]
t	Zeit [s]
T	Periodendauer [ns]
U	elektrische Spannung [V]
v	Geschwindigkeit [m/ns]
z	Tiefe [m]

Zusammenfassung

Böden stehen in Wechselbeziehung zwischen Hydro-, Bio- und Atmosphäre und erfüllen vielfältige Umweltfunktionen. Durch effektiven Bodenschutz werden nachhaltige Schäden der Ökosysteme vermieden. Dazu ist jedoch eine hinreichende Analyse der aktuellen und historischen Prozesse in Böden unentbehrlich. Die Modellierung der Transportprozesse in Böden unterstützt das Verständnis der komplexen Zusammenhänge. Die Voraussetzung dafür ist eine umfangreiche Datengrundlage in der entsprechenden Auflösung.

In dieser Arbeit werden geophysikalische Methoden für die räumliche und zeitliche Erfassung von Wasser- und Substratheterogenitäten verwendet. Die Gleichstrom-Geoelektrik und das Georadar liefern ein dreidimensionales Abbild oberflächennaher Strukturen basierend auf elektromagnetischen bzw. elektrischen Leitfähigkeitskontrasten.

Zunächst wurde die elektrische Widerstandsverteilung in einem Boden homogenen Substrats unter Einfluss der Wurzelzone einer Pflanze untersucht. Dabei konnten die tageszeitlichen Variationen gemessen werden. Die Umrechnung der Widerstandswerte in Wassergehalt erfolgte mittels der in dieser Arbeit erstellter Archie-Gleichungen. Es stellte sich heraus, dass die Wurzeln einen erheblichen Einfluss auf die Anpassung der Gleichung haben. Deshalb wurde die Beziehung unter Berücksichtigung des 4-Phasen Gemisches (Substrat - Wasser - Luft - Wurzel) erstellt. Eine zweigeteilte Archie-Funktion wurde in Abhängigkeit der Substratsättigung entwickelt und die Erkenntnisse auf heterogene Feldbedingungen übertragen. Der spezifische Widerstand eines wurzelbeeinflussten Bodens wurde über einen Zeitraum von 14 Tagen gemessen und in Wassergehalt überführt. Eine Zone der Wassergehaltsabnahme mit der Zeit konnte eindeutig kartiert und die Menge des Wasserentzuges durch Baumwurzeln quantifiziert werden.

Der Einsatz des Georadars erfolgte als Ergänzung von landschaftsgenetischen Untersuchungen zur Erforschung historischer Bodenerosionsereignisse. Dabei konnten Kolluvien und pleistozäne Schichten flächenhaft und zerstörungsfrei kartiert werden. Die Laufzeit- und Amplitudenanalyse der Radarwellen diente der Zuordnung von Schichtattributen. Zukünftig kann die Methode für die Erosionsbilanzierung verwendet werden. Das Auffinden von verschütteten Rinnen als potentielle Geoarchive vereinfacht die Standortwahl für Grabungen. Natürliche Reflektoren wurden zur multitemporalen Bodenwassergehaltsanalyse verwendet.

Geophysikalische Methoden ermöglichen die flächenhafte Kartierung von Bodeneigenschaften und können zukünftig bei der Regionalisierung von Punktmessungen eingesetzt werden.

Summary

Soils interact with the hydro-, bio- and atmosphere and fulfil different environmental functions. Sufficient analysis of current and historical processes in soils is necessary to optimise soil conservation and to minimize damage to the ecosystem. Modelling of transport processes in soils provides knowledge of the complex environmental interaction. This requires extensive data with an appropriate resolution.

The general aim of this thesis was to use geophysical methods for determining spatial and temporal heterogeneity of water and substrate. DC-geoelectrics and GPR provide three-dimensional images of near surface structures based on changes in electromagnetic and electrical conductivity.

Initially, I examined the distribution of resistivities in homogeneous soil under the influence of the root zone. As a result, diurnal resistivity variations were measured. Conductivity values were converted to soil water content using Archie's equation. The equation had to be adjusted to account for the remarkable influence of the roots. Therefore the four-phase composite (substrate – water – air – root) had to be considered. The equation was split into two parts depending on the saturation of the soil and transformed based on conclusions from heterogeneous field measurements.

The conductivity of root affected soil was measured over a period of fourteen days and converted to soil water content. I was able to map a zone of decreasing soil water content and to quantify the amount of water taken up by the trees.

Using GPR allows the extension of landscape genetic investigations to explore historical soil erosion events. It also allows extensive and non-destructive mapping of colluvia and Pleistocenic layers. Travel-time and amplitude analysis is used to determine the attributes of subsurface layers. This method could be used for balancing erosion rates. Locating refilled trenches as potential geoarchives simplifies the site selection for exposures. Natural reflectors were used for analysis of time-lapse soil water content.

It was shown that geophysical methods enable spatial mapping of soil properties on different scales and that these methods can be used at different scales. This is important for a variety of reasons in disciplines such as soil sciences, hydrology and agronomy.

0 VORWORT

Die flächenhafte Erfassung von Bodeneigenschaften liegt im Interesse verschiedener wissenschaftlicher Disziplinen, u.a. der Hydrologie, Bodenkunde, Pflanzenernährung und Landschaftsökologie. Insbesondere die bodenkundliche Kartierung und Messungen des Bodenwassergehaltes liefern zunächst nur Punktdaten der Eigenschaften, die es durch die Regionalisierung auf höhere Skalen zu transferieren gilt. In der vorliegenden Arbeit werden deshalb geophysikalische Verfahren zur flächenhaften Analyse der Struktur und des Wassergehaltes von Böden eingesetzt. Der Schwerpunkt liegt bei der Anwendung von Geoelektrik und Georadar, wobei auch von der zerstörungsfreien Arbeitsweise beider Methoden profitiert werden soll. Bodenwassergehaltsverteilungen und Substratheterogenitäten lassen sich, bei vorhandenen elektromagnetischen und elektrischen Kontrasten, gut mit geophysikalischen Verfahren erkunden. Das experimentelle Erproben des Einsatzes geophysikalischer Methoden im Boden ist notwendig, vor allem auch in Hinsicht auf die Erfassung der zeitlichen Variabilität der physikalischen Parameter.

Die umfassende Einleitung ins Thema und das Aufzeigen der zu beobachtenden Eigenschaften und Prozesse ist erforderlich, um die komplexen Zusammenhänge im Boden zu verdeutlichen. Während mehrerer Experimente werden die Geoelektrik und das Georadar auf unterschiedlichen Skalen eingesetzt, auf denen die Datenakquisition traditionell mit Punktmessungen erfolgte. Die Ergebnisse werden analysiert und verglichen. Die Anwendung geophysikalischer Methoden sollte Regionalisierungsprobleme lösen.

1 EINLEITUNG

Zunächst werden Begriffe geklärt. Dann wird das Thema allgemein eingeführt. Da in der interdisziplinären Arbeit statische und dynamische Größen des Bodens mit geophysikalischen Methoden erfasst werden, wird zunächst der Boden mit seinen veränderbaren Eigenschaften beschrieben. Am Ende der Einleitung werden die Ziele der Arbeit formuliert.

1.1 DER BODEN IM ÖKOSYSTEM

Der Begriff „Boden“ wird unterschiedlich definiert. Zuweilen wird er als der verwitterte Teil der Lithosphäre oder als das Kompartiment bezeichnet, welches durch Lithosphäre und Atmosphäre, wahlweise auch durch die Vegetationsdecke begrenzt wird. Manche Autoren definieren diesen "Naturkörper besonderer Art" nach verschiedenen Gesichtspunkten: stofflich, physiko-chemisch, ökologisch oder räumlich (LIEBEROTH, 1982). In der Hydrologie werden die Begriffe „ungesättigte Zone“ oder „belüftete Zone“ verwendet. Hierunter wird die Zone mit Poren verstanden, die mit Wasser und Luft gefüllt sind (u.a. MARCINEK & ROSENKRANZ, 1996). Die Zone, in der die Poren verwitterter Schichten dauerhaft mit Wasser gefüllt sind, wird Grundwasserkörper genannt. Der Boden steht in Wechselbeziehung mit der Lithosphäre, der Hydrosphäre, der Biosphäre und der Atmosphäre. Daraus leiten sich auch die vielfältigen Umweltfunktionen von Böden ab: Produktions-, Träger-, Informations-, Regelungs- und Kulturfunktionen (BUCHWALD & ENGELHARDT, 1999).

Das Bundesbodenschutzgesetz definiert (BBodSchG, §2, Abs. 1-2):

(1) Boden im Sinne dieses Gesetzes ist die obere Schicht der Erdkruste, soweit sie Träger der in Absatz 2 genannten Bodenfunktionen ist, einschließlich der flüssigen Bestandteile (Bodenlösung) und der gasförmigen Bestandteile (Bodenluft), ohne Grundwasser und Gewässerbetten.

(2) Der Boden erfüllt im Sinne dieses Gesetzes

1. natürliche Funktionen als

- a) Lebensgrundlage und Lebensraum für Menschen, Tiere, Pflanzen und Bodenorganismen,
- b) Bestandteil des Naturhaushalts, insbesondere mit seinen Wasser- und Nährstoffkreisläufen,
- c) Abbau-, Ausgleichs- und Aufbaumedium für stoffliche Einwirkungen auf

Grund der Filter-, Puffer- und Stoffumwandlungseigenschaften,
insbesondere auch zum Schutz des Grundwassers,

2. Funktionen als Archiv der Natur- und Kulturgeschichte sowie

3. Nutzungsfunktionen als

- a) Rohstofflagerstätte,
- b) Fläche für Siedlung und Erholung,
- c) Standort für die land- und forstwirtschaftliche Nutzung,
- d) Standort für sonstige wirtschaftliche und öffentliche Nutzungen,
Verkehr, Ver- und Entsorgung.

Damit werden Böden zahlreiche Funktionen zugeordnet. Werden Böden durch Übernutzung oder Kontamination beeinträchtigt oder sogar zerstört, können sie einige Funktionen nicht mehr übernehmen. Nachhaltige Veränderungen der Ökosysteme sind die Folge. Um effektiven Bodenschutz betreiben zu können, ist ein hinreichendes Verständnis der aktuellen und der früher in einem Boden abgelaufenen Prozesse notwendig. Die Modellierung der Transportprozesse im Boden ist oft ein geeignetes Mittel zur vereinfachten Abbildung und führt damit zum besseren Verständnis der komplexen Realität. Jedoch wird dazu eine ausreichend hoch aufgelöste Datengrundlage benötigt.

1.1.1 Bodeneigenschaften

Böden setzen sich aus drei Phasen zusammen. Die feste Phase besteht aus mineralischer und organischer Substanz. Die flüssige Phase existiert meist in Form von Wasser, dem Bodenwasser, in dem verschiedene Stoffe gelöst sein können. Die gasförmige Phase ist die Bodenluft. Im Folgenden werden die Eigenschaften der einzelnen Phasen detaillierter erläutert.

Die feste Phase des Bodens, das Substrat, besteht vorrangig aus verwittertem Ausgangsmaterial. Physikalische, chemische und biotische Verwitterungsprozesse verändern das Gestein. Ein weiterer fester Bestandteil ist die organische Substanz, dazu zählen alle abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Stoffe, sowie deren organische Umwandlungsprodukte (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989). Eine Ausnahme sind die Moorböden, sie bestehen zum überwiegenden Anteil aus organischer Substanz.

Der mineralische Anteil des Bodens setzt sich aus verschiedenen großen und geformten Körnern oder Plättchen zusammen. Zur Systematisierung der Substrate werden Korngrößenintervalle unterschieden. Nach der Größe des Äquivalentkorndurchmessers (\emptyset) wird zunächst in Grobboden ($\emptyset > 2 \text{ mm}$) und Feinboden ($\emptyset < 2 \text{ mm}$) unterteilt wird. Der

Feinboden wird in Sand, Schluff und Ton gegliedert (vgl. ARBEITSGRUPPE-BODEN (2005)). Tonminerale unterscheiden sich von den anderen, bei der Verwitterung entstehenden Mineralen durch ihre Blättchenform. Diese sind meist nicht größer als 2 μm und gehören deshalb zur Tonfraktion. Tonminerale besitzen eine spezifische Kristallstruktur, die in der Bildung und Umwandlung der einzelnen Minerale begründet liegt und Aufschluss über deren Eigenschaften gibt. Meist bestehen die Kristalle aus Silikatschichten, die unterschiedliche elektrische Ladungen aufweisen können.

Da die unterschiedlich großen Körner und Plättchen nicht das gesamte Bodenvolumen auffüllen, bleiben Hohlräume (Poren), die sich mit Stoffen anderer Phasen, wie Wasser oder Luft, füllen. Der Anteil des Porenvolumens wird auf das Gesamtvolumen in Form der Porosität bezogen. Die Bodendichte, auch Lagerungsdichte genannt, ergibt sich aus dem Verhältnis der Masse der festen Bestandteile und dem gesamten Bodenvolumen.

Eine Möglichkeit der Porenfüllung in Böden ist das Bodenwasser. Die Unterteilung des Bodenwassers erfolgt nach seinem Fließverhalten. Befindet sich das Wasser in den Grobporen ($> 50 \mu\text{m}$) wird es als schnelles Sickerwasser bezeichnet. Handelt es sich um Mittelporen ($50 \mu\text{m} - 10 \mu\text{m}$) in denen sich das Wasser befindet, heißt es langsames Sickerwasser. Das durch Kapillar- und Adsorptionskräfte immer im Boden gehaltene Wasser ist das Haftwasser. Es füllt die kleineren Mittelporen und vor allem die Feinporen. Der maximal mit Wasser auffüllbare Fein- und Mittelporenraum wird als Feldkapazität bezeichnet. Die Feldkapazität umfasst das nutzbare oder pflanzenverfügbare Wasser und das Totwasser. Der Permanente Welkepunkt, der erreicht wird, wenn das Wasser mit einem Druck von $< -15 \text{ bar}$ gebunden ist grenzt das pflanzenverfügbare Wasser vom Totwasser ab. Bei Wasserspannungen über 15 bar können die meisten Pflanzenarten der humiden gemäßigten Breiten das gebundene Bodenwasser nicht mehr aufnehmen. Die Bindungsintensität des Wassers an den jeweiligen Boden wird mit der Saugspannung angegeben, welche vom Wassergehalt abhängig ist. Die Saugspannungs-Wassergehalts-Beziehung verdeutlicht, welche Saugspannung notwendig ist, um Poren unterschiedlichem Durchmessers zu entwässern (DYCK & PERSCHKE, 1995). Die in den Poren real vorhandene Wassermenge wird als Wasser- oder Feuchtegehalt des Bodens bezeichnet. Der Wassergehalt wird auf die anteilige Masse des Wassers in einer Bodenprobe [g/g] oder auf den Anteil des Wasservolumens am Gesamtbodenvolumen [Volumenprozent, cm^3/cm^3] bezogen. Der Sättigungsgrad des Bodens wird auf das Intervall (0,1) normiert und gibt Auskunft über den Anteil der mit Wasser gefüllten Poren. Sind alle Poren eines

Bodenvolumens mit Wasser gefüllt und dominieren die Adsorptions- oder Kapillarkräfte die Wasserbewegung nicht, spricht man vom Grundwasser.

Ein Anteil der Poren im Boden ist durch Luft gefüllt. Die Zusammensetzung der Bodenluft wird durch biologische Vorgänge beeinflusst und variiert daher. Der Sauerstoffgehalt hängt von der Aktivität der Lebewesen im Boden ab. Starkes Wurzelwachstum verringert beispielsweise den O₂-Anteil und der CO₂-Anteil steigt. Der O₂-Anteil ist gewöhnlich geringer als in der Atmosphäre, da die Zufuhr in jedem Fall über die Bodenoberfläche erfolgt. Die Bodendurchlüftung ist abhängig vom Anteil und von der Anordnung der Grobporen. Böden mit einem hohen Anteil an Grobporen sind meist besser durchlüftet als verdichtete Böden und Böden mit einem großen Anteil an Feinporen.

Eine weitere Zustandsgröße des Bodens ist die Bodentemperatur. Sie ist ein Maß der im Boden vorhandenen Wärmeenergie. In Abhängigkeit von der Temperatur vollziehen sich beispielsweise chemische Reaktionen, die für Wachstums- und Entwicklungsprozesse verantwortlich sind. Weiterhin kann sich die Temperatur auf die Materialeigenschaften auswirken; die flüssige Bodenphase wandelt sich unterhalb des Gefrierpunktes in eine weitere feste Phase. Durch Frieren und Auftauen kann die Struktur des Bodens wesentlich beeinflusst werden. Der Wärmehaushalt des Bodens ist sehr variabel in Raum und Zeit. Das Temperaturregime des Bodens wird geprägt durch den Tages- und den Jahreszyklus der solaren Einstrahlung, in Form zweier sich überlagernder harmonischer Schwingungen (Gisi et al., 1997). Die Amplituden dieser Schwingungen werden exponentiell mit der Eindringtiefe gedämpft.

1.1.2 Prozesse

Der aus verschiedenen Phasen bestehende Boden unterliegt unterschiedlichen Veränderungen mit der Zeit. Ursachen für kurzzeitige Veränderungen liegen (1) in der Zusammensetzung der Anteile der einzelnen Phasen, insbesondere des Wasseranteils und (2) an Einflüssen von außen. Die langfristigen Veränderungen des Bodens können als (3) bodenbildende Prozesse bezeichnet werden. Dazu zählen Verwitterung und Mineralbildung, Zersetzung und Humifizierung, Gefügebildung und verschiedene Stoffumlagerungen (Scheffer & Schachtschabel, 1989). Die hier als zunächst kurzzeitige Veränderungen eingestuft Prozesse können durchaus langwierige Folgen haben und auf Dauer Einfluss auf die Bodenbildung ausüben. Die Übergänge sind oft fließend.

(1) In Folge von Wechselwirkungen zwischen Wasser und Boden verändert sich das Spannungssystem im Boden und es kann zur Volumenänderung des Substrates kommen. So werden bei der Quellung Teilchen durch Wasseranlagerung bzw. -einlagerung auseinander getrieben (HARTGE & HORN, 1999). Schrumpfungsprozesse sind meist eine Folge der Entwässerung von Böden.

Ein erster Ansatz zur Beschreibung der Wasserflüsse im Boden ist die Darcy-Gleichung (Gl. 1.1), welche die stationäre Wasserbewegung Q [$\text{cm}^3\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$] beschreibt. Q entspricht der gesamten Wassermenge, die je Zeiteinheit durch den Fließquerschnitt perkoliert (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989):

$$Q = k \cdot \frac{d\psi}{dl} \quad (1.1)$$

k - Wasserleitfähigkeitskoeffizient (hydraulische Leitfähigkeit)

$\frac{d\psi}{dl}$ - Veränderung des Gesamtpotentials des Bodenwassers mit der Fließstrecke

Das Gesamtpotential des Bodenwassers setzt sich aus verschiedenen Teilpotentialen zusammen: (i) dem Gravitationspotential, da das Bodenwasser durch das Gravitationsfeld der Erde beeinflusst wird, (ii) dem Matrixpotential, als Maß für die Bindung der Wasserteilchen an anorganischen und organischen Bodenpartikeln (Bodenmatrix), (iii) dem osmotischen Potential, das vom Salzgehalt der flüssigen Phase abhängt und (iv) dem Gaspotential, wenn der Luftdruck im Boden nicht mit dem Bezugsluftdruck übereinstimmt.

Die hydraulische Leitfähigkeit eines Bodens ist ein wesentliches Charakteristikum bei der Parametrisierung eines Bodens. Für die Wasserbewegung im ungesättigten Bereich spielen jedoch zeitabhängige Größen wie Infiltration, Evaporation, pflanzliche Wasseraufnahme, kapillarer Aufstieg und Versickerung eine wichtige Rolle. Die Bodenwasserbewegung sollte eher durch die instationäre Strömung beschrieben werden. Das Transportgesetz muss um das Kontinuitätsgesetz erweitert werden, damit Flussänderungen berücksichtigt werden. Diese Kombination führt zur Richards-Gleichung:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dl} \left[k(\psi_m) \cdot \left(\frac{d\psi_m}{dl} - 1 \right) \right] \quad (1.2)$$

$\frac{d\theta}{dt}$ - zeitliche Änderung des Wassergehaltes

$k(\psi_m)$ – hydraulische Leitfähigkeit, abhängig vom Matrixpotential

$\frac{d\psi_m}{dl}$ - Änderung des Matrixpotentials in Fließrichtung

Detailliert beschreiben NIELSEN et al. (1986) die Vorgänge in der ungesättigten Bodenzone. Kommt es zur Infiltration von Wasser durch Niederschläge, verändert sich der Wassergehalt im Boden allmählich in Richtung auf ein gleiches hydraulisches Potential (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989). Nach Erreichen der Feldkapazität bewegt sich das Wasser unter Einfluss der Schwerkraft. Es dringt bis zum Grundwasserleiter vor und wird als Grundwasserabfluss abgeführt oder es kommt zum Stau auf wasserundurchlässigen Schichten, was ebenfalls einen lateralen Abfluss zur Folge hat. In Abbildung 1-1 sind die Komponenten des Wasserkreislaufes, ihre Abhängigkeiten und die resultierende Abflussdynamik dargestellt. Aus diesen Zusammenhängen lässt sich ableiten, dass der Boden eine verknüpfende Funktion zwischen Atmosphäre und Lithosphäre einnimmt.

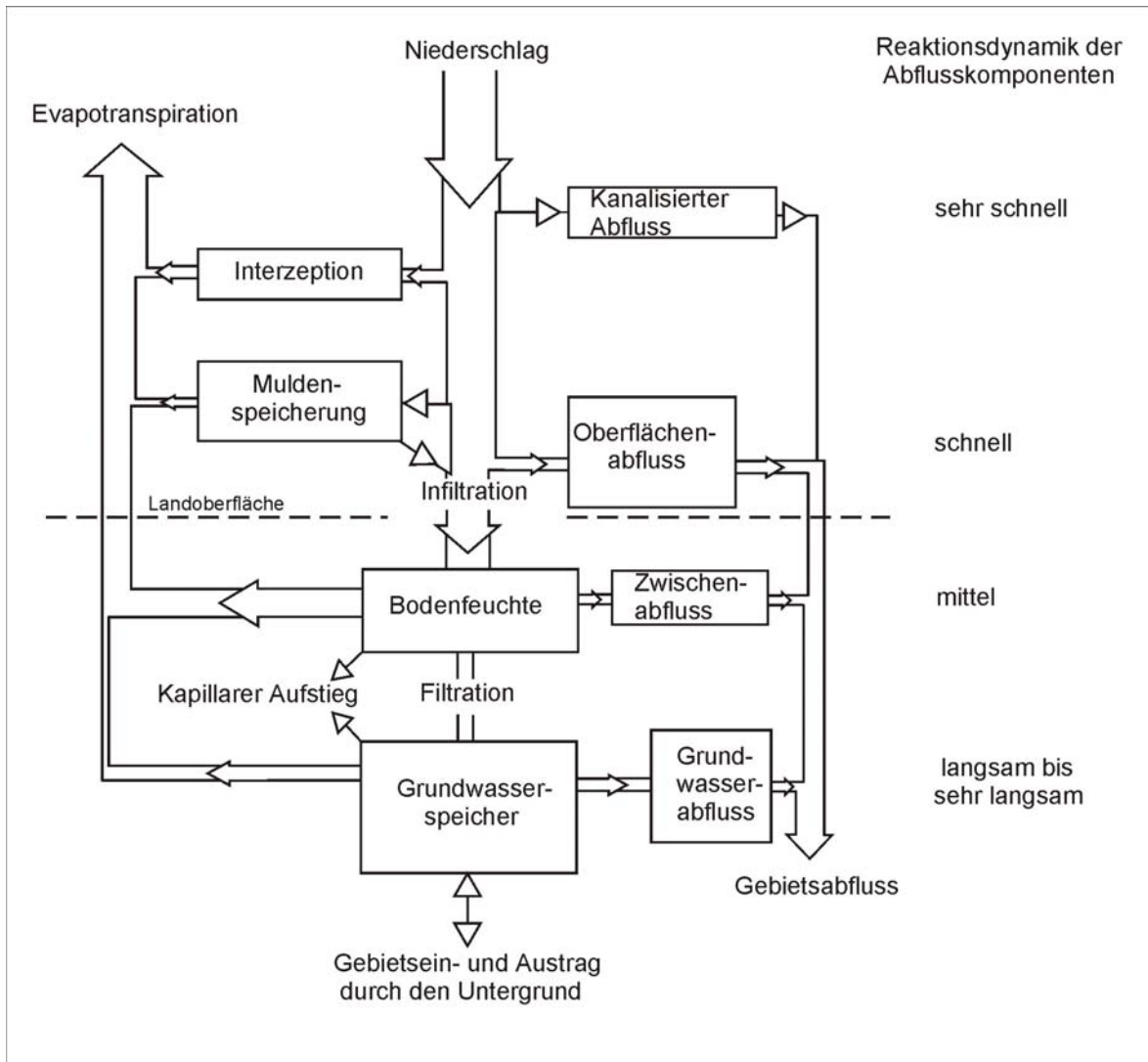


Abbildung 1-1: Gebietswasserkreislauf nach MAIDMENT (1993) (verändert)

Eine für die weiteren Betrachtungen wesentliche Komponente ist der Oberflächenabfluss. Letzterer erodiert und transportiert Bodenmaterial. Die natürliche oder geologische Erosion ist von der anthropogen ermöglichten Bodenerosion zu unterscheiden. Abbildung 1-2 verdeutlicht die komplexen Zusammenhänge des Entstehens von Abfluss auf der Bodenoberfläche.

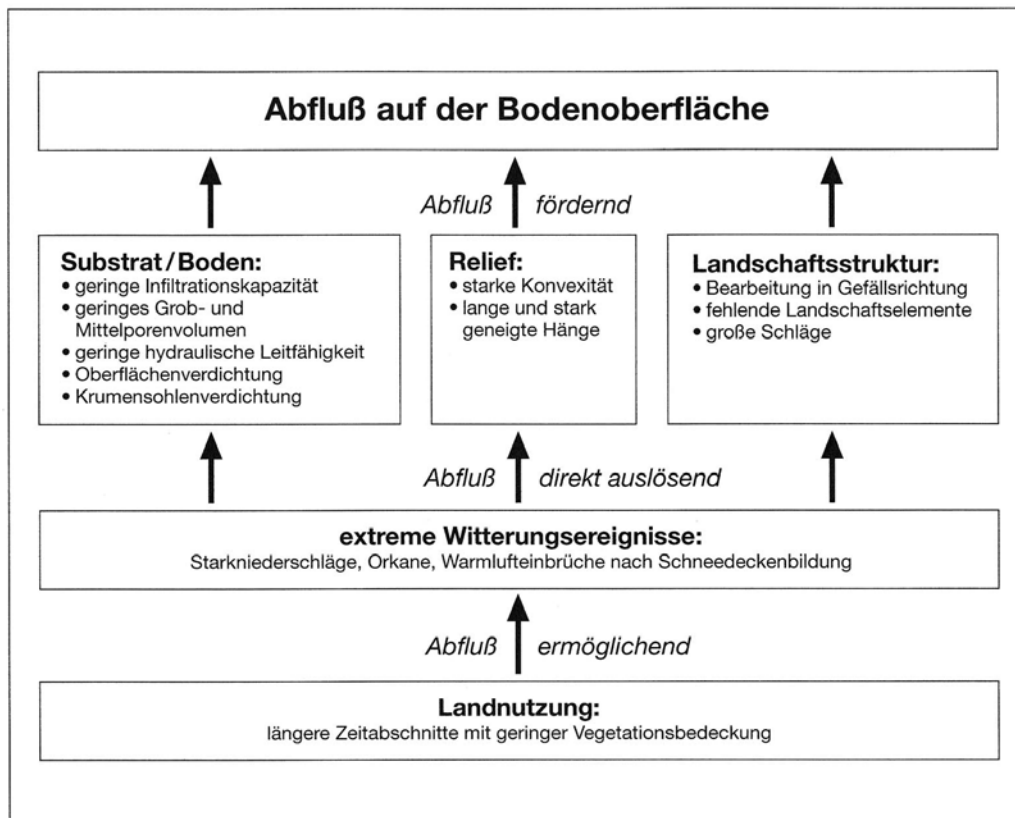


Abbildung 1-2: Oberflächenabfluss ermöglichende, fördernde und auslösende Faktoren in (BORK et al., 1998)

Der Gastransport im Boden erfolgt in der Gasphase oder in gelöster Form in der flüssigen Phase. Da Wurzeln und Mikroorganismen biologisch aktiv sind, wird Sauerstoff im Boden verbraucht und Kohlendioxid angereichert. Durch Partialdruckunterschiede wird der diffusive Gastransport ausgelöst. Der Sauerstoff diffundiert aus der Atmosphäre in den Boden, während das Kohlendioxid aus dem Boden heraus diffundiert. Eine ungenügende Bodendurchlüftung kann das Pflanzenwachstum behindern (GISI et al., 1997).

(2) Externe Einflüsse sind eine weitere Größe der Bodenveränderung. Durch Boden bearbeitende Maschinen in der Landwirtschaft und Forstwirtschaft kommt es zu erhöhtem Auflastdruck und mechanischen Belastungen des Bodens. Die Folge sind Veränderungen der Porengrößenverteilung und der Porenraumanordnungen. Landwirtschaftliche Bearbeitungsmaßnahmen, wie das Pflügen, vergrößern das Volumen der Grobporen. Der Boden wird aufgelockert. Die auftretenden Phänomene in Zusammenhang mit der landwirtschaftlichen Bodenbearbeitung diskutieren HORN & HARTGE (2001) ausführlich.

Bodenorganismen verändern ebenfalls den Boden: Regenwürmer lockern den Boden. Das Wurzelwachstum im Boden spielt ebenfalls eine nicht zu vernachlässigende Rolle. Wurzelwachstum kann das Bodengefüge umformen. Auf diese Problematik wird im folgenden Kapitel 1.1.3 näher eingegangen.

(3) Die Bodenentwicklung hängt von einer Vielzahl von Faktoren ab, die sich wechselseitig beeinflussen. An dieser Stelle sei lediglich erwähnt, dass die deutsche Bodensystematik auf Eigenschaften basiert, die bodenbildende Prozesse geschaffen haben. Bodentypen bezeichnen Gruppen von Böden mit ähnlichen Merkmalen bzw. ähnlichen Entwicklungszuständen. Bodenhorizonte stellen Lagen mit gleichen Merkmalen dar, die durch bodenbildende Prozesse erzeugt werden. Schichten hingegen sind Lagen aus gleichem Material, die sich z. B. durch Sedimentation im geologischen Ausgangsmaterial gebildet haben, d.h. sie sind von der Bodenbildung unbeeinflusst.

1.1.3 Einfluss von Pflanzen

Bei Untersuchungen des Bodens haben auch Pflanzen, vor allem deren Wurzeln, Einfluss auf die Substrateigenschaften und Fließprozesse des Wassers. Durch die Transpiration des Blattes steht das Wasser im Xylem unter einem negativen Druck, der Saugspannung. Dieser Sog wird bis in die Wurzeln weitergeleitet. Der Begriff SPAC (soil-plant-atmosphere-continuum), auf deutsch: Boden-Pflanze-Atmosphäre-Kontinuum, definiert diese Strecke die jedes Wassermolekül im Wasserstrom durch die Pflanze zurücklegt (LÜTTGE et al., 2002). Durch die Wasseraufnahme der Wurzel kommt es zur Beeinflussung des Bodenwasserhaushaltes. Die Veränderung des Bodenwassergehaltes verläuft nicht homogen (RAVINA, 1983). Zum einen findet eine Wassergehaltabnahme statt; die entstandene Potentialdifferenz zum restlichen, unbeeinflussten, Bodenvolumen wird aber auch wieder ausgeglichen. Die Wasserverfügbarkeit für Pflanzen hängt nicht so sehr von der absoluten Wassermenge ab, sondern vom energetischen Aufwand zur Ablösung der Wassermoleküle von der Bodenmatrix. Die Wurzelhaare können nur Wasser aufnehmen, wenn das Wasserpotential der Wurzel kleiner ist als jenes im Boden (GISI et al., 1997). Die Bodenwasserverfügbarkeit sinkt überproportional mit abnehmendem Wassergehalt bzw. Wasserpotential des Bodens. Die Wasserbilanz einer Pflanze ist direkt abhängig von der durch die Wurzel aufgenommenen Wassermenge und der Menge des durch Transpiration abgegebenen Wassers. Ist genug Bodenwasser vorhanden überwiegt die Transpiration zu keiner Zeit der Wasseraufnahme. Die treibende Kraft der Transpiration ist

ein Gradient im Wasserpotential, wobei der kritische Bereich die Wasserpotentialdifferenz zwischen der Außenluft und der interzellularen Luft ist (SITTE et al., 2002).

Die unterschiedliche Art der Wurzelausbildung und Dichte der Vegetationsdecke hat Einfluss auf das Bodengefüge. Wurzeln wachsen zunächst immer in den Poren und verdrängen somit die dort enthaltenen Bestandteile, wie Luft und Wasser. Vor allem durch das Dickenwachstum der Wurzeln werden die Bodenporen stark ausgeweitet und bilden nach deren Absterben große Kanäle. Die Wurzeln haben dadurch eine wesentliche Funktion bei der Porenraumbildung (GISI et al., 1997). Die stärkste Durchwurzelung ist meist im Oberboden anzutreffen. Mit der Tiefe nimmt die Durchwurzelungsintensität (Gl. 1.3) im Allgemeinen ab.

$$P = 100(1 - e^{-f_w z}) \quad (1.3)$$

P - Anteil der Wurzeln in Prozent

z - Bodentiefe

f_w - Steilheit der Durchwurzelungsabnahme ($f_w = 0,2$ auf Fettwiesen, $f_w = 0,02$ auf ungedüngten Wiesen)

Zu beachten ist, dass verschiedene Wurzeltypen (Flach, Tiefwurzler) existieren. Das Wurzelwachstum hängt wiederum nur indirekt mit der Wasserverfügbarkeit zusammen. Sinkt die Sauerstoffkonzentration unter einen Grenzwert, sterben die Wurzeln ab. Der geringe Sauerstoffanteil im Boden hängt mit verminderter Diffusionsaktivität zusammen. Einen weiteren wesentlichen Einfluss auf den Boden haben Pflanzen durch ihre Wirkung auf den Oberflächenabfluss (vgl. Abb. 1-2).

1.2 BEOBACHTUNG UND QUANTIFIZIERUNG DER PROZESSE

Für eine nachhaltige Bodennutzung ist nicht nur ein umfassendes Prozessverständnis notwendig, sondern die sich verändernden Parameter müssen in ausreichender Form messtechnisch erfasst werden können, um theoretische Annahmen zu kalibrieren. Im Folgenden sollen wesentliche Kenngrößen der Bodenveränderung und die sich ableitenden Auswirkungen auf den Boden aufgezeigt werden.

1.2.1 *Kenngrößen der Veränderung*

Die Erfassung von Veränderungen im System Boden erfolgt über die Beschreibung von Zuständen des Bodens zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Man erfasst zum jeweiligen

Zeitpunkt statische Größen und kann durch deren Veränderung Rückschlüsse auf stattgefundenen Prozesse ziehen. Eine andere Möglichkeit ist das direkte Messen von dynamischen Größen.

Mit Hilfe von Pedotransferfunktionen besteht die Möglichkeit nicht direkt messbare Größen aus anderen abzuleiten. Beispielsweise ist es üblich, dass hydraulische Eigenschaften wie die Saugspannungskurve und die gesättigte Wasserleitfähigkeit (k_f) meist nicht im Laborversuch bestimmt werden, da es zum einen aufwändig ist und zum anderen die Übertragbarkeit auf die realen Feldbedingungen nur eingeschränkt möglich ist. Der Wassergehalt (θ) hingegen ist einfach zu messen. Die Erfassung von Zeitreihen des Wassergehaltes ist nur sinnvoll, wenn immer das gleiche Bodenvolumen erfasst wird. Zerstörende Methoden sind dafür ungeeignet. Es existiert auch die Möglichkeit der groben Schätzung der Wasserspannungskurve aus der Textur. Diese Form des Transfers von Parametern ist aber fehlerbehaftet.

Des Weiteren ist es möglich, dass sich die Zusammensetzung des Bodenwassers durch Kontamination verändert. Die Anreicherung von Schadstoffen kann durch Eintrag von der Oberfläche oder durch kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser erfolgen. In diesem Zusammenhang ist auch die Veränderung des Salzgehaltes des Bodenwassers zu nennen. Die Versalzung findet entweder von oben durch falsche Bewässerung oder von unten durch Grundwasserübernutzung statt. In diesen Fällen verändert sich nicht der Anteil des Bodenwassers, sondern dessen Qualität. Unter Umständen kann diese Änderung über die elektrische Leitfähigkeit erfasst werden.

Verändert sich der Anteil der flüssigen Phase im Boden, kann davon ausgegangen werden, dass auch die gasförmige Phase ihren Anteil bei der Porenraumfüllung verändert. Physikalisch messbare Größen des Bodens, wie die elektrische Leitfähigkeit (σ) und die dielektrischen (ϵ) und magnetischen Eigenschaften (μ), können sich ebenfalls mit der Zeit verändern. Insbesondere σ und ϵ sind vom Anteil des Bodenwassers in der Bodenmatrix abhängig und können als Indikatoren des Bodenwassergehaltes herangezogen werden. Geophysikalische Messverfahren können Aussagen über die räumliche Verteilung dieser Größen ermöglichen.

Die Korngrößenzusammensetzung einer Schicht oder eines Horizontes verändert sich in Zusammenhang mit der räumlichen Verlagerung von Partikeln und Bodenaggregaten, u.a. durch Erosion oder durch die selektive Verlagerung von einzelnen Korngrößenfraktionen bei der Bodenbildung. Das Messen der Veränderungen kann nur durch Beprobung des

Materials erfolgen. Das Bodengefüge hingegen kann durch chemische Vorgänge, Maschinen oder Wurzeinfluss verändert werden.

1.2.2 Notwendigkeit der Beobachtung

Die Zustandserfassung des Bodens und das Monitoring der Prozesse ist in vielen Disziplinen ein gefragter Aspekt.

Allein die Beschreibung des Bodenwasserhaushaltes spielt durch die Bedeutung des Bodenwassers als Transport- und Speichermedium bei zahllosen Anwendungen eine wichtige Rolle (teilschlagspezifische Bewirtschaftung, hydrologische Modellierung, Landschaftsplanung, Altlastenerkundung, Wasserwirtschaft, Bewässerung, usw.). Ein Beispiel ist die Charakterisierung der Wasserversorgung der Bäume eines Standortes. Dafür sind Messungen des Bodenwasserhaushaltes notwendig. Ein verringertes Wasserangebot im Boden kann zur Interpretation von stressbedingten Auswirkungen auf die Baumphysiologie herangezogen werden. Extremer Trockenstress kann durch Erhöhung des Wasserpotentialgradienten im SPAC zu irreparablen Gefäßausfällen führen und die Wasserversorgung der pflanzlichen Organe langfristig beeinflussen (LANG, 1999).

Des Weiteren ist die Analyse von Texturveränderungen und von Bodenverlagerungen ein wichtiges Werkzeug bei der Erforschung von Bodenerosion (FRIELINGHAUS et al., 1992). Landschafts-genetische Analysen befassen sich unter anderem mit der Erfassung von Bodenveränderungen auf großen Zeitskalen. Zur Vereinheitlichung der Methodik für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte und zur räumlichen Synthese der Ergebnisse wurde von der European Society of Soil Conservation (ESSC) in der „Taskforce Long-term effects of land use on soil erosion in a historical perspective“ die vierdimensionale Landschaftssystemanalyse entwickelt (SCHMIDTCHEN & BORK, 2003). Dabei wird in zehn Teilschritten eine möglichst exakte räumliche sowie zeitliche Einordnung von historischen Bodenerosionsereignissen aus entsprechenden Geoarchiven vorgegeben:

- (i) Identifikation von Schlüsseleinzugsgebieten (erste Analyse der Schriftquellen, geomorphologische Exkursion, Diskussion mit ortskundigen Wissenschaftlern)
- (ii) erste Geländebegehung
- (iii) detaillierte Feldaufnahme
- (iv) Definition einer vorläufigen prozessbasierten Stratigrafie
- (v) Beprobung von datierbarem Material und Datierungen
- (vi) Beprobung der Laboranalysen
- (vii) Vollendung der prozessbasierten Stratigrafie

- (viii) Quantifizierung von Bodenerosion und Sedimentation
- (ix) detaillierte und abschließende Analyse von Schriftquellen
- (x) abschließende Interpretation der rekonstruierten vierdimensionalen Entwicklung des untersuchten Schlüsseleinzugsgebietes

Mit Hilfe der „vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse“ kann die Entwicklung von Landschaftsstrukturen und Landschaftselementen, z.B. verschüttete Oberflächenformen und Sedimente oder begrabene Böden, nachvollzogen und quantifiziert werden. Darstellungen zur Rekonstruktion der mitteleuropäischen Landschaftsgeschichte geben u.a. BORK et al. (1998), NILLER (1998), DOTTERWEICH (2003), SCHMIDTCHEN & BORK (2003) und TINAPP (2002). Die Ablagerungsgebiete werden häufig als Geoarchive bezeichnet, da sie eine Quelle für Informationen über frühere klimatische Bedingungen sind und über landnutzungsbedingte Veränderungen in der Landschaft Aufschluss geben können. Datierbare Objekte (Holzkohle, Scherben) in Geoarchiven helfen bei der zeitlichen Einordnung der stattgefundenen Prozesse. Die Quantifizierung der erodierten Erdmassen hilft die Erosionsanfälligkeit vergangener Landnutzungssysteme einzuschätzen und auf heutige und zukünftige Bewirtschaftungsformen, im Sinne einer nachhaltigen Nutzung, zu übertragen. Material, das durch Bodenerosionsprozesse auf landwirtschaftlich genutzten Hängen abgelöst und bei nachlassender Transportkraft auf den Unterhängen und den diesen unmittelbar vorgelagerten Talauen akkumuliert wurde, wird als Kolluvium bezeichnet (BORK et al., 1998).

Die theoretische Grundlage der Landschaftssystemanalyse ist das von Rohdenburg entwickelte Konzept der geoökologisch-geomorphodynamischen Aktivität und Stabilität (ROHDENBURG, 1969, 1971). Von zentraler Bedeutung sind die Annahmen, dass (1) geomorphologisch stabile Zeiten durch intensive Bodenbildung gekennzeichnet sind, da die natürliche Vegetation die Bodenoberfläche vollständig bedeckt (2) Klimaänderungen die natürliche Vegetation vernichten können und in der Folge natürliche Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozesse auftreten können und (3) durch menschlichen Einfluss natürliche geomorphologische Stabilitätsphasen unterbrochen oder beendet werden können (BORK et al., 1998).

1.3 SKALEN

Bevor ein Prozess effektiv beobachtet bzw. auch modelliert werden kann, wird geklärt, auf welcher zeitlichen und räumlichen Skala dieser Prozess stattfindet. Weitere Analysen

können dann nur mit Parametern auf diesen Skalen erfolgen. Ist die Datenlage unbefriedigend, müssen Messgrößen aus anderen Skalenbereichen zur benötigten Auflösung transferiert werden. Dieser Schritt der Up- und Downskalierung ist nicht unproblematisch.

Insbesondere die bodenkundliche Kartierung liefert Punktdaten der Bodeneigenschaften und ist durch Regionalisierung auf eine höhere Skala (Schlag, Hang, Einzugsgebiet) zu transferieren. Skalierungsansätze werden von VOGEL & ROTH (2003) diskutiert und sie schlussfolgern, dass das Rechnen auf verschiedenen Skalen, immer in Hinblick auf einen möglichen Übergang in die nächst größere oder die nächst kleinere Skala, erfolgen soll. Die verschiedenen Ansätze der Regionalisierung werden von HERBST (2001) beschrieben. Meist basiert die Flächenbeschreibung in der Bodenkunde auf der Bildung von flächenhaften Bodeneinheiten aus punktförmig gewonnenen Bodendaten. Die sich anschließende räumliche Aggregation (Zusammenführung von kleineren zu größeren Flächeneinheiten) erfolgt durch das Zusammenfassen von Bodenformen (ARBEITSGRUPPE-BODEN, 2005). FUCHS (2002) befasst sich mit der geometrisch-begrifflichen Generalisierung von Bodenkarten und gibt eine Übersicht der gängigen Werkzeuge der Generalisierung, u.a. die Verschmelzung durch Delaunay-Triangulation nach PETER & WEIBEL (1999). SCHMIDT (1991) empfiehlt für Untersuchungen in heterogenen Agrarlandschaften nicht von einzelnen Profilen sondern von Bodencatenen bzw. Bodengesellschaften auszugehen, um sichere Schlussfolgerungen für die optimale Nutzung und die Erhaltung der Bodenressourcen abzuleiten. Letzteres ist auch in Norddeutschland wesentlich, da viele Jungmoränenstandorte trotz geringer Hangneigungen durch intensive Nutzung erosionsgefährdet sind. Es kommt zu flächenhaftem Bodenabtrag und/oder Rillenbildung. Die Erosionsgefährdung einer Fläche wird durch den Erosionsgrad beschrieben, welcher auf vergleichenden Betrachtungen durch Erosion gekappter und nicht erodierter Profile basiert (ARBEITSGRUPPE-BODEN, 2005). LIEBEROTH (1982) prägt die Begriffe der inhaltlichen Heterogenität (Komplexität) und räumlichen Heterogenität und postuliert, dass von den Eigenschaften der Bodenformen und der Art des Bodenmosaiks die ackerbaulichen Maßnahmen bestimmt werden. Nach SCHMIDT (1991) steigt mit der anthropogenen Überprägung die Heterogenität. Die Information über vorhandene Heterogenitäten spielt unter anderem eine bedeutende Rolle bei der Präzisionslandwirtschaft (FREELAND et al., 1998) und bei hydrologischen Modellierungen (O'CONNELL & TODINI, 1996) der unterschiedlichen Skalen. Böden können eine hohe Heterogenität der Bodenwassergehaltsverteilung aufweisen, die mit traditionellen Punktmessungen nicht erfassbar ist (DEKKER et al., 1999). Sowohl Modelle zur Beschreibung ganzer

Einzugsgebiete als auch zur Charakterisierung der Dynamik im oberflächennahen Wurzelbereich werden mit an Punkten gemessenen Daten (Niederschlag, Bodenwassergehalt, Temperatur, usw.) kalibriert und validiert.

Die zeitliche Auflösung der Prozesse im Boden erstreckt sich über eine weite Spanne. Werden Heterogenitäten durch Pflanzen verursacht, liegen oft Jahres- und Tageszyklen in Folge der Veränderungen der Sonneneinstrahlung zu Grunde. Auch alle Temperatur beeinflussten Prozesse, meist sehr oberflächennah, sind durch Jahres- oder Tagesgänge geprägt. Die Bodenbildung dauert Jahrzehnte bis Jahrtausende und lässt sich mit direkten Methoden heute nicht bestimmen. Mit Hilfe der vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse können jedoch aus umgelagerten Sedimenten Rückschlüsse auf die Entwicklung gezogen werden. Gelegentlich finden Extremereignisse statt, die einschneidende Folgen haben können.

Nach der räumlichen und zeitlichen Einordnung der zu beobachtenden Prozesse erfolgt die Auswahl der geeigneten Messdauer und -wiederholungsrate, sowie der benötigten räumlichen Abdeckung. Das Nyquist-Sampling-Theorem gibt Auskunft über die benötigte Abtastfrequenz eines Signals, ohne Informationsverluste zu erleiden oder Artefakte zu produzieren. Die Abtastfrequenz muss mindestens doppelt so hoch sein wie die kleinste zu übertragende Wellenzahl. Enthält das Originalsignal höhere Frequenzen kommt es zum Aliasing-Effekt. Es können im abgetasteten Signal Frequenzen enthalten sein, die nicht im Original enthalten waren.

1.4 STAND DER FORSCHUNG UND ZIELE

1.4.1 Stand der Forschung

An dieser Stelle sollen bereits erfolgte Forschungsarbeiten auf dem Gebiet der Nutzung geophysikalischer Methoden zur Erfassung von Bodeneigenschaften und zur Bestimmung des Wassergehaltes und seiner Veränderung aufgezeigt werden. Zunächst werden die Arbeiten dargestellt, die vorrangig die geoelektrische Methode nutzten.

Die Messung des Widerstandes in Zeitscheiben (time-lapse) geht zurück auf Arbeiten von BARKER & MOORE (1998), die für ihre qualitativen Studien im Feld Wenner-Anordnungen bevorzugen. MOORE & BARKER (2002) testeten Messungen in Zeitschritten auch im Labor.

Den präferentiellen Fluss in Böden im Großmodellversuch und im Gelände kartierten HAGREY & MÜLLER, 2000) und HAGREY (2002).

MÜLLER et al. (2003) führten kleinskalige geoelektrische Messungen im Feld durch und ermittelten erhebliche Heterogenitäten der Widerstandsverteilung mit der Zeit. Es wurden aber keine Quantifizierungen durchgeführt (MÜLLER et al., 2005). Mit der Kartierung von Schichten unterschiedlichen Wassergehalts, teilweise auch unter Verwendung von Bohrlochtomografie befassen sich AALTONEN (2001), BINLEY et al. (2002a; 2002b) BOURENNANE et al. (1998). Den Einfluss der Wurzeln einer Eiche auf Wasserhaushalt des Bodens untersuchen CONEIN & BARKER (2002) in Zusammenhang mit Baugrunduntersuchungen. Die weitere Optimierung der Messgeometrie, um Messzeit zu sparen und Untergrundstrukturen erfolgreich aufzulösen, steht im Mittelpunkt der Forschungen von FURMAN et al. (2004) und STUMMER et al. (2004). Hinsichtlich der idealen Elektrodengeometrie für das Monitoring forschten FURMAN et al. (2004). Oberflächennahe Anwendungen zur Anwendung in der Landwirtschaft und zum flächenhaften Einsatz entwickeln u.a. LÜCK et al. (2002).

Das Georadar (GPR) findet häufig Anwendung in der Sedimentologie (LECLERC & HICKIN, 1997; NEAL, 2004), wobei die Kartierung in den oberen 50 m der Lithosphäre im Mittelpunkt steht. Die Wassergehaltsbestimmung durch GPR-Messungen erfolgt hingegen meist oberflächennah mit Hilfe der Bodenwelle (GALAGEDARA et al., 2005; GROTE et al., 2003) oder mit Hilfe von CMP-Messungen (GREAVES et al., 1996). GARAMBOIS et al. (2002) nutzen die Kombination geophysikalischer Methoden (GPR, Seismik, Geoelektrik) zur Kartierung eines oberflächennahen Grundwasserspiegels und der Porosität. GRASMUECK et al. (2004, 2005) liefern einen Ansatz für hoch auflösende dreidimensionale Messungen und deren Migration im Festgestein. HAGREY & MÜLLER (2000), HAGREY (2002) und SCHMALZ et al. (2002) verwenden GPR zur Kartierung und zum dreidimensionalen Monitoring von präferenziellen Fließwegen im Boden. Die Bestimmung des Bodenwassergehaltes erfolgt auch bei LOEFFLER & BANO (2004) unter kontrollierten Bedingungen in einem Sandkasten. PETERSEN et al. (2005) verwendeten geophysikalische Prospektionsmethoden zur Bestimmung von Bodenverdichtungen auf landwirtschaftlich genutzten Flächen und kartierte Stauwasserhorizonten in 30 cm Tiefe am besten mit GPR. Die interdisziplinäre Forschungsgruppe INTERURBAN führt seit 2001 oberflächennahe Untersuchungen zur Feuchteverteilung und zum Stofftransport in urbanen Böden mit Hilfe geophysikalischer Verfahren durch MÜLLER et al. (2003). Am FZ Jülich werden Lysimeterversuche durchgeführt und ein Verfahren zur Magneto-Elektrischen Widerstandstomographie

(MERIT) entwickelt, mit dem Ziel den Stofftransport in Böden und im Grundwasser besser erfassen zu können. Defizite der Forschung zur Anwendung des GPR unter realen Bedingungen zeigen HUISMAN et al. (2003), vor allem das räumliche Auflösungsvermögen und Messvolumen des GPR unter (heterogenen) Feldbedingungen müsse weiter untersucht werden. WOLLSCHLÄGER & ROTH (2004) forschen bereits auf diesem Gebiet. Beim Grenzhof Experiment werden Bodenfeuchte und GPR-Laufzeit im Feldexperiment verglichen. Die Laufzeitveränderungen während eines Jahres (Jahresgang) basieren dabei auf Reflexionen an natürlichen Reflektoren, wie auch bei den Studien von LUNT et al. (2005).

LEOPOLD (2002) verwendet geophysikalische Methoden bei der Analyse von Geoarchiven zur Rekonstruktion eisenzeitlicher Landnutzung. Insbesondere wurden kolluviale Zwischenlagen im Moor kartiert, wobei die Refraktion- und Reflexionsseismik keine ausreichende Auflösung aufweisen, GPR hingegen wurde erfolgreich genutzt. Auch HECHT (2001) nutzt refraktionsseismische Methoden zur Erkundung des oberflächennahen Untergrundes, wobei der Nachweis von Differenzierungen in Lockersedimenten meist sehr schwierig war, da sich die seismischen Geschwindigkeiten selten deutlich genug voneinander unterscheiden. Geophysikalische Methoden liefern ein differenzierteres und dreidimensionales Abbild und sind durch mobile Multisensor-Systeme auf landwirtschaftlich genutzten Flächen effizient anzuwenden (ERKUL et al., 2005).

Die Überführung der ermittelten geophysikalischen Parameter in hydrologische Eigenschaften, u.a. Bodenwassergehalt, erfolgt mittels Pedotransferfunktionen (HERKELRATH et al., 1991; ROTH et al., 1990; TOPP et al., 1980). Die Beziehung der Bodenfeuchte zur elektrischen Leitfähigkeit und zur Radargeschwindigkeit können in situ und im Labor eindeutig bestimmt werden (HAGREY & MÜLLER, 2000; HAGREY, 2004; HAGREY et al., 2004).

1.4.2 Ziele

Ziel dieser Arbeit ist die Anwendung geophysikalischer Methoden zur Erfassung und Analyse von Bodeneigenschaften und Prozessen, insbesondere die Prüfung der Eignung der Verfahren für die flächenhafte Kartierung des Bodenwassergehaltes (siehe Abb. 1-3). Experimentelle Ansätze zur Untersuchung von Wasser- und Substratheterogenitäten im Boden werden erprobt. Als geophysikalische Methoden kommen die Gleichstrom-Geoelektrik und das GPR unter Berücksichtigung ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung zur Anwendung.

Teilziele (vgl. Abb. 1-3; A) bei der Anwendung geoelektrischer Messungen im Boden sind:

(a) Monitoring:

Durch die Möglichkeit der zwei- bzw. dreidimensionalen Abbildung der Leitfähigkeitsstrukturen im Boden eignet sich die Gleichstromgeoelektrik für die dauerhafte Beobachtung der Wasserhaushaltskomponente Bodenwasser im Feldmaßstab. Bevor das Verfahren im Feldmaßstab in wurzelhaltigen Böden verwendet wird, sollen zunächst im Labormaßstab Tests durchgeführt werden. Die Bodenwurzelzone einer Einzelpflanze wird hinsichtlich jahreszeitlicher und tageszeitlicher Einflüsse, verursacht durch die Wurzeln, auf den Bodenwassergehalt untersucht. Dabei werden die Messungen mit Punktmethoden, wie dem TDR oder dem Tensiometer, mit geoelektrischen Ergebnissen verglichen. Es soll geklärt werden, ob wiederholbare Messungen bei hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung mit Hilfe der Gleichstrom-Geoelektrik möglich sind. Die Geoelektrik soll zum flächenhaften Monitoring von Pflanzen verursachten Tages- und Jahresgängen im Boden genutzt werden. Dazu muss erprobt werden, in welchem Bereich die räumliche und zeitliche Auflösung der Wiederholungsmessungen liegt. Im Mittelpunkt dieser Arbeit steht das Ziel, Messzeit auch durch die Wahl des optimalen Zeitpunktes einzusparen. Aus den Beobachtungen an einer Einzelpflanze können möglicherweise Empfehlungen für das Feldmonitoring abgeleitet werden.

(b) Quantifizierung:

Für die Ableitung des Wassergehaltes aus 2D-Widerstandsverteilungen wird die empirische Archie-Beziehung verwendet. Diese Gleichung gilt für das 3-Phasengemisch Substrat-Wasser-Luft. Ob und wie diese Gleichung für Böden mit Wurzelgehalt angewendet werden kann, muss geklärt werden. Die Quantifizierung der Veränderung des Wassergehaltes kann der Kartierung von Wurzeleinflusszonen und der Ableitung von Zonen der Wasserversorgung dienen. Die Quantifizierung des Wassergehaltes soll für homogene und für heterogene Medien erfolgen.

Teilziele bei der Anwendung von GPR im Boden:

(a) Substrateigenschaften und Wassergehalt (vgl. Abb. 1-3; B1):

Böden sollen hinsichtlich ihrer bodenkundlichen und geophysikalischen Parameter beschrieben und verglichen werden, auch unter Einbeziehung multitemporaler Messungen. Ziel ist die Extrapolation von bodenkundlichen Punktmessungen auf größere Flächen. Den kartierten Schichten bzw. Schichtgrenzen sollen physikalische Eigenschaften zugeordnet werden, die die inhaltliche Auflösung von Radargrammen steigern. Dazu zählt die Analyse des Laufzeit- und Amplitudenverhaltens unter natürlichen Bedingungen im

Vergleich zu hydraulischen Eigenschaften. Die vertikale Auflösung der GPR-Messungen sollte im Dezimeter-Bereich liegen.

Die Wassergehaltsvariationen sollen im geschichteten Medium mit dem GPR mehrdimensional kartiert werden können. Aus der Variation der Reflexionen mit der Laufzeit kann auf Wassergehaltsheterogenität geschlossen werden, wenn es sich um ebene Reflektoren handelt. Diese geforderte Ebenheit ist zuweilen landschaftsgenetisch begründet, somit kommen Schichten als natürliche Reflektoren zum jahreszeitlichen Vergleich in Frage. Von Bedeutung für die Wiederholungsmessungen ist eine eindeutige Beschreibung der Reflektoren. Attribute müssen zugeordnet werden, um die Reflektoren wieder zu finden.

(b) Kartierung von landschaftsökologisch relevanten Schichten bzw. Horizonten (vgl. Abb. 1-3; B2):

Geophysikalische Messungen sollen in die Methode der vierdimensionalen Landschaftsanalyse integriert werden. Zerstörungsfreie Messungen mit dem GPR sollen Anwendung als Entscheidungshilfe zum Festlegen der Grabungsstandorte, als Interpolationshilfe zwischen den Aufschlüssen und Bohrpunkten und als Unterstützung der Bilanzierung durch Bestimmung von Kolluvienmächtigkeiten im mittleren und unteren Hangbereich und in Schwemmsandfächern am Hangfuß finden. Die flächenhaften Informationen über die Lage und Mächtigkeit von Kolluvien kann in einem späteren Schritt in die Erosionsbilanzierung einfließen. Kolluvien müssen dazu zuverlässig in ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung kartiert werden können. Ein geeignetes Schema der Datenbearbeitung muss gefunden werden. Die Migration der Daten kann unter Zuhilfenahme der in Ziel (a) gemessenen Parameter (2D-Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle) erfolgen.

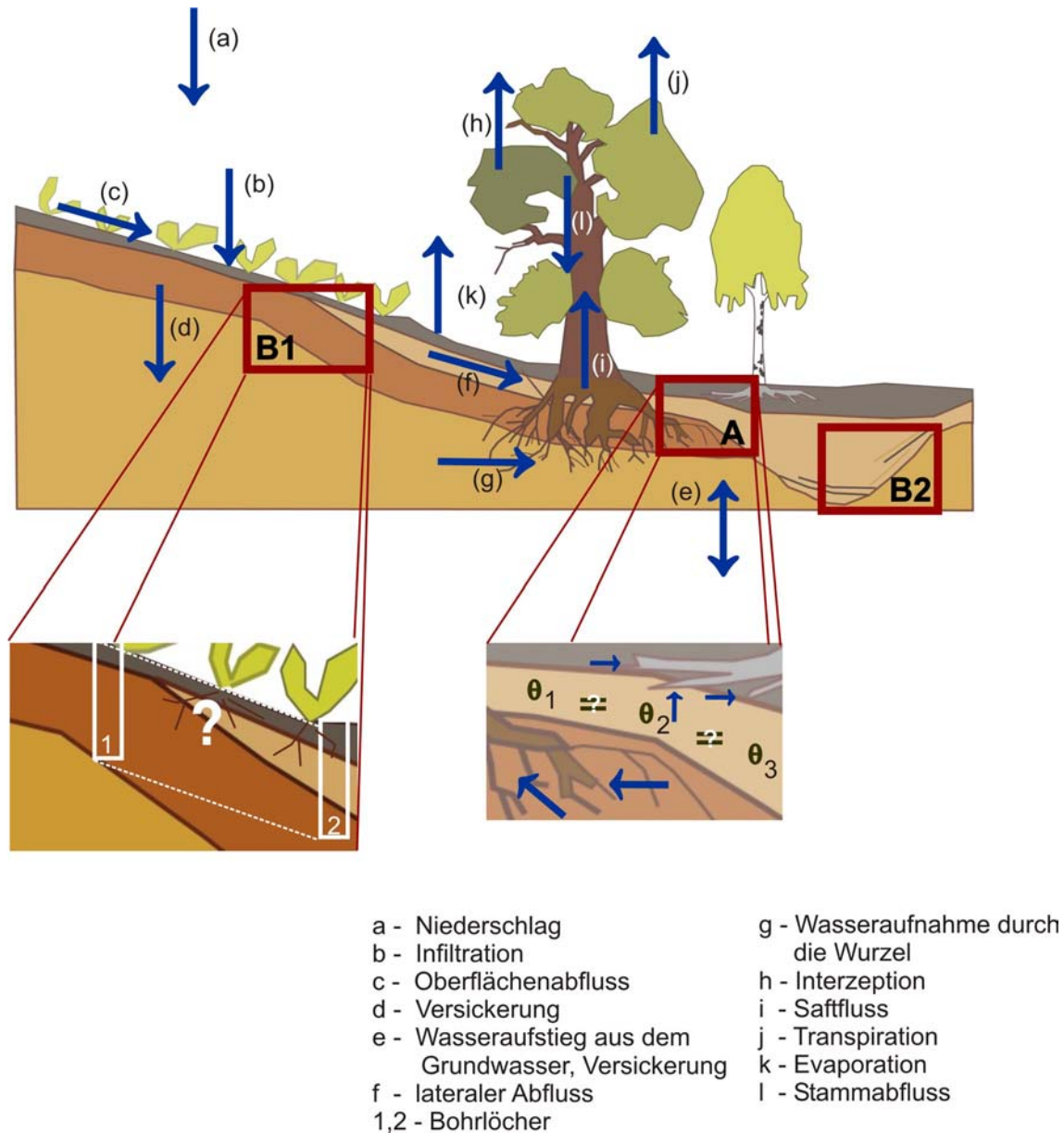


Abbildung 1-3: Skizze der Wasserflüsse (nicht maßstabsgerecht) und Zielregionen dieser Arbeit

A - flächenhafte Quantifizierung der Bodenwassergehaltsverteilung und deren Veränderung (Ziel Geoelektrik a & b)

B1 - Analyse von Substrateigenschaften zur Verknüpfung sedimentologisch-pedologischer und geophysikalischer Kennwerte für die flächenhafte Kartierung von Schichten und Horizonten (Ziel GPR a)

B2 - Kartierung landschaftsökologisch relevanter Schichten und verschütteter Formen (Ziel GPR b)

2 MESSMETHODEN

In der vorliegenden Arbeit finden sowohl geophysikalische als auch bodenkundliche und hydrologische Methoden zur Beschreibung des Bodens Anwendung. Von besonderem Interesse sind das Bodengefüge und der Wassergehalt. Im folgenden Kapitel werden die Methoden kurz vorgestellt, dabei wird insbesondere auf das Messvolumen und die Messdauer eingegangen.

2.1 BODENKUNDLICHE UND HYDROLOGISCHE METHODEN

2.1.1 *Methoden*

Feldbodenkundliche Methoden

Die Beschreibung des Bodens im Gelände (Bodenansprache) erfolgt an Bodengruben oder Aufschlüssen mit Hilfe der pedologisch-sedimentologischen Aufnahme. Dabei werden die entnommenen Feldproben hinsichtlich ihrer Textur, des CaCO_3 -Gehalts und der Lagerungsdichte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (ARBEITSGRUPPE-BODEN, 2005) analysiert. Die Ermittlung der Bodenfarbe im feldfeuchten Zustand erfolgt mittels der MUNSELL-Skala (MUNSELL, 1975). Zur späteren Analyse der Korngrößen und Feuchte im Labor werden gestörte (Beutelproben) und ungestörte (Stechzylinderproben) Bodenproben entnommen. Zur Ergänzung wurden Bohrungen mit dem Pürckhauer-Bohrer durchgeführt. Die Ansprache der Bohrinhalte erfolgt nur hinsichtlich ihrer Textur.

Die pedologisch-sedimentologische Aufnahme ist eine der Grundlagen für die Prozess- und Formenanalyse bei der Methode der vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse.

Laborbodenkundliche Methoden

Um die Feldbefunde zu ergänzen wird eine laboranalytische Untersuchung der Proben durchgeführt. Es erfolgt die Analyse der Korngrößenverteilung, des Gehalts an organischer Bodensubstanz und teilweise die gravimetrische Bestimmung des Wassergehalts.

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung erfolgt durch die kombinierte Sieb- und Pipettanalyse nach SCHLICHTING et al. (1995). Der Gehalt an organischer Bodensubstanz wird mittels des Glühverlustes bestimmt, d.h. die trockenen Proben werden bei etwa 450 °C für 6 Stunden im Muffelofen verbrannt. Anschließend wird der Gewichtsverlust bestimmt. Zur Ermittlung der Lagerungsdichte und des gravimetrischen Wassergehaltes

werden an jedem Untersuchungsstandort Proben mit Stechzylindern des Volumens 100 cm³ entnommen. Das entnommene erdfeuchte Material wird gewogen, bei 105 °C im Trockenschrank bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und anschließend nochmals gewogen. Auch an den gestörten Beutelproben wird der gravimetrische Wassergehalt (θ_m) bestimmt, eine Ableitung der Lagerungsdichte ist in diesem Fall nicht möglich.

$$\theta_m = \frac{(G_f - G_t)}{(G_t - T)} \quad (2.1)$$

G_f/G_t - Feucht- bzw. Trockengewicht von Probe und Schälchen

T - Tara des Schälchens

Der volumetrische Wassergehalt (θ_v) setzt den Porenwassergehalt in Bezug zum Volumen der Probe, da die Lagerungsdicht (ρ_b) über den Quotienten aus Masse der festen Bestandteile und Gesamtvolumen definiert ist.

$$\theta_v = \theta_m \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (2.2)$$

ρ_w - Dichte des Wassers

Hydrologische Methoden zur Bestimmung des Wassergehaltes und -potentials

TDR

Für die Messung des Wassergehaltes im Boden werden TDR-Sonden (Time Domain Reflectometry) verwendet. Bei diesem Verfahren wird über Metallstäbe (Leiterstäbe) ein elektromagnetischer Impuls (etwa 300-500 MHz) abgegeben. Die Laufzeit des reflektierten Impulses, welche ein direktes Maß der dielektrischen Leitfähigkeit des durchlaufenen Mediums ist, wird von Sondenschaft zu Sondenspitze gemessen. Einen ausführlichen Überblick geben ROBINSON et al. (2003). Die dielektrische Leitfähigkeit wird mit dem Wassergehalt über die empirische Topp-Gleichung (TOPP et al., 1980) ins Verhältnis gesetzt. Aktuelle Weiterentwicklungen des Verfahrens umfassen verbesserte Ansätze zur Interpretation der Wellenformen zur Bestimmung der räumlichen Verteilung des Wassergehaltes entlang der Sonden (HEIMOVAARA et al., 2004) und neue Bauarten der Sonden (OSWALD et al., 2004; PERSSON et al., 2004; SOUZA et al., 2004). WALKER et al. (2004) liefern einen Vergleich einiger derzeit gebräuchlicher TDR-Sondensysteme und

stellt eine Reihe von möglichen Fehlerquellen dar, die zu Problemen bei der Vergleichbarkeit von Wassergehaltsmessungen führen.

Das in dieser Arbeit verwendete TDR-System der Firma IMKO verwendet ein speziell auf die Anwendung der Materialfeuchtemessung zugeschnittene Realisierung, das TRIME-Verfahren (TDR mit intelligenten Mikromodul-Elementen). Ohne aufwändige Schaltungen wird die Messung des TDR-Impulses durch direkte Zeitmessungen, anstatt durch indirekte Spannungsmessungen realisiert (vgl. Abb. 2-1). Das bedeutet, die einzelnen Punkte des TDR-Impulses werden durch Zeitmessungen an bestimmten Spannungspegeln ermittelt (IMKO, 2000). STACHEDER (1996) untersucht die TRIME-Technik in Labor- und Feldversuchen und beschreibt Vor- und Nachteile.

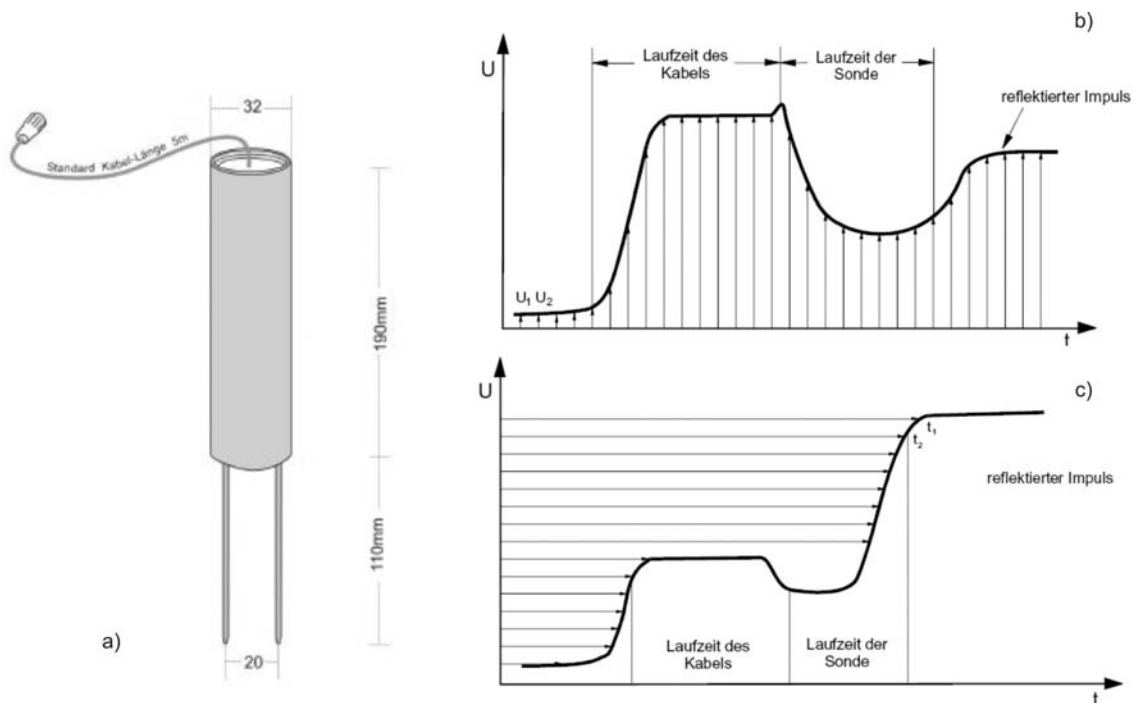


Abbildung 2-1: TDR-Sonde (a) und TRIME-Messprinzip im Vergleich zum herkömmlichen Prinzip (b) Impulsmessung nach Sampling-Verfahren, (c) TDR-Impulsmessung nach TRIME-Verfahren nach IMKO (2000)

Tensiometer

Zur Messung der Saugspannung bzw. des Matrixpotentials (Saugspannung mit negativem Vorzeichen) werden Tensiometer verwendet. Die Keramik des Tensiometers transportiert in trockener Umgebung durch ihre Kapillarität Wasser von innen nach außen, sodass im geschlossenen Rohr ein Unterdruck entsteht. Wird das Matrixpotential des Bodens zu

gering (ab etwa < -800 hPa), können die Kapillaren der Keramik das darin enthaltene Wasser nicht mehr halten, die dann eindringende Luft erhöht den Druck im Tensiometer wieder. Die Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt wird über die pF-Kurve hergestellt, die für jeden Boden spezifisch ist und zu dem von der Richtung der Wassergehaltsänderung, dem sog. Hystereseeffekt, abhängig ist. Abbildung 2-2 zeigt den Aufbau eines Tensiometers in schematischer Darstellung.

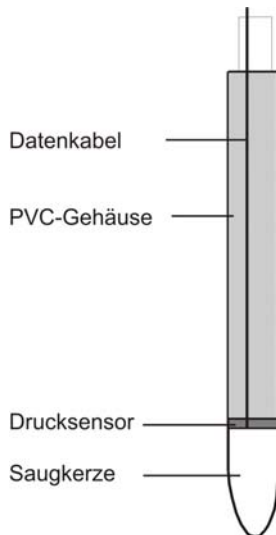


Abbildung 2-2: Skizze des Aufbaus eines Tensiometers

Fernerkundung

Für die kleinmaßstäbliche Bestimmung des Wassergehalts von Böden sind insbesondere aktive Verfahren der Fernerkundung (SAR, Synthetic Aperture Radar) geeignet. Sie messen die Rückstreuung eines ausgesendeten elektromagnetischen Signals, welches je nach Anforderung kontrolliert werden kann. Das Rückstreusignal variiert mit dem Bodenwassergehalt, da es von den dielektrischen Eigenschaften des Bodens beeinflusst wird. Aktive Fernerkundungsverfahren können flugzeug- und satellitengetragen operieren.

Passive Systeme messen die Ausstrahlung der Erde (Emission) im Mikrowellenbereich (Radiometrie). Die Strahlungsintensität, die auch von den Temperaturen und dielektrischen Eigenschaften des Objektes abhängen, wird gemessen. Somit steht die Emission in engen Zusammenhang mit dem Bodenwassergehalt.

Kernphysikalische Verfahren

Zum einen können Neutronensonden zur Feuchtemessung verwendet werden. Sie sind empfindlich für leichte Elemente, insbesondere für Wasserstoff. Ein Strahler entsendet

schnelle Neutronen, die an Wasserstoffatomen abgebremst werden. Ein Detektor registriert wiederum diese thermalisierten Neutronen. VRUGT et al. (2001) verwenden bislang Neutronensonden, um die durch Pflanzen verursachten Prozesse zu monitoren.

Auch Gamma- oder Röntgenstrahlung ist prinzipiell zur Feuchtemessung geeignet, da sie beim Durchlaufen des Bodens durch die festen Bestandteile und durch das enthaltene Wasser geschwächt und zurückgestreut wird. Jedoch sind umfangreiche Kalibriermessungen erforderlich.

Bei der Nuklear Magnetischen Resonanz-Methode (NMR) wird das magnetische Moment des Wasserstoffkerns zur Bestimmung des Wassergehaltes herangezogen. Verursacht durch ein starkes statisches magnetisches Feld nehmen Wasserstoffkerne durch Änderung ihres Niveaus Energie auf. Nach Beendigung des elektromagnetischen Impulses präzedieren die Elektronen solange bis diese Energie wieder abgegeben ist. Der elektromagnetische Impuls spricht bei bestimmten Frequenzen nur Wasserstoffatome an, so dass die abgegebene Energie ein Maß für den Wassergehalt des Bodens ist. Die oberflächennahe Anwendung dieser Methode (SNMR) mit Hilfe von auf den Boden gelegten Spulen wird derzeit nur im Bereich der Grundlagenforschung angewendet und ist noch nicht standardmäßig einsetzbar (LEGCHENKO & SHUSHAKOV, 1998; RUBIN & HUBBARD, 2005; YARAMANCI et al., 1999).

2.1.2 Räumliche und zeitliche Auflösung

Die Fernerkundungsdaten liegen flächenhaft vor, ihre räumliche Auflösung hängt mit der Rasterzellengröße des aufnehmenden Kanals zusammen und ist daher momentan eher im Meter-Maßstab anzusiedeln. Die Eindringtiefe ist abhängig vom Bewuchs der Fläche, aber selbst unter vegetationsfreien Bedingungen auf die obersten Bodenzentimeter begrenzt.

Bei den anderen beschriebenen Methoden zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes bzw. -potentials handelt es sich um Verfahren, die ausschließlich an Punkten messen und deren Messungen immer mit der Zerstörung der Probe einhergehen. Auch die TDR-Sonden und radiometrischen Sonden hinterlassen Spuren der Anwendung im Substrat. Bei TDR, Tensiometer und radiometrischen Sonden ist bei dauerhafter Installation die Möglichkeit der Wiederholungsmessung gegeben. Werden hingegen Bodenproben entnommen, ist der Ort der Entnahme für Wiederholungsmessungen wertlos.

Um eine hohe räumliche Auflösung der Messdaten zu erreichen, muss ein hoher Beprobungsaufwand in Kauf genommen werden. Für flächenhafte Aussagen zur

Wassergehaltsverteilung im Boden muss dennoch interpoliert werden, was Ungewissheiten zur Folge hat.

2.2 GEOPHYSIKALISCHE VERFAHREN

2.2.1 *Gleichstromgeoelektrik*

Elektrische Verfahren werden eingesetzt, um die räumliche Verteilung des spezifischen Widerstandes bzw. der elektrischen Leitfähigkeit zu bestimmen. Sie arbeiten mit Gleich- oder Wechselströmen (gepulste Gleichströme) im Frequenzbereich um 50 Hz. Dabei wird zwischen aktiven Verfahren, wie der Gleichstromgeoelektrik und der Methode der Induzierten Polarisation, und den passiven Verfahren (Eigenpotentialmessungen) unterschieden. In dieser Arbeit wird ausschließlich Gleichstromgeoelektrik verwendet, deshalb werden die Grundlagen dieses Verfahrens im Folgenden erläutert.

Funktionsweise

Elektromagnetische Felder werden durch die Maxwell-Gleichungen beschrieben. Bei der Gleichstromgeoelektrik wird das Verhalten stationärer Ströme analysiert. Somit können die zeitabhängigen und magnetischen Komponenten der Maxwell-Gleichung vernachlässigt werden. Die näheren Zusammenhänge beschreiben u.a. TELFORD et al. (1990). Im Folgenden soll näher auf die anwendungstechnischen Grundlagen eingegangen werden.

Bei der Gleichstromgeoelektrik wird über zwei Elektroden A und B (vgl. Abb. 2-3) ein Strom in das Untersuchungsmedium (u. a. Boden bzw. Gestein oder auch Baumstamm) eingespeist. Dies geschieht mit Hilfe einer Spannungsquelle, z.B. einer Batterie. In Abhängigkeit der Leitfähigkeitsstrukturen baut sich ein räumliches Potentialfeld auf. Durch Messung des Potentialverlaufes kann die räumliche Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes des Mediums ermittelt werden. Die Messung der Potentialdifferenz des Potentialfeldes erfolgt mit zwei anderen Elektroden (Potentialelektroden M, N). Dieses Feld liegt senkrecht zum Stromfeld. Für die Einspeisung des Stromes können einfache Edelstahlspieße verwendet werden. Zur Aufzeichnung der Potentialdifferenzen werden häufig ebenfalls Edelstahlspieße verwendet, jedoch kann der Stahl Polarisierungseffekte, in Form kleiner Polarisierungen um die Elektroden, aufweisen. Die Verwendung von unpolarisierbaren Elektroden kann Abhilfe schaffen. Dabei befindet sich die Elektrode in einem porösen Material umgeben von einer Salzlösung. Kupfer/Kupfersulfat oder Eisen/Eisenchlorid Kombinationen können solche Elektroden

darstellen. Diese Lösung diffundiert in den Boden und schafft so den nötigen Kontakt. Die Berechnung des spezifischen Widerstandes ρ_s erfolgt nach der Formel:

$$\rho_s = k \frac{\Delta V}{I} \quad (2.3)$$

k - Geometriefaktor [m]

ΔV - Potentialdifferenz zwischen M und N [V]

I - Strom zwischen A und B [A]

ρ_s - scheinbarer spezifischer Widerstand [Ohm.m]

Die elektrische Leitfähigkeit ist beim geoelektrischen Verfahren der wesentliche Faktor zur Beschreibung des Ausbreitungsverhaltens des elektromagnetischen Feldes. Dabei ist zu beachten, dass die Gesteine bzw. die Bodenmatrix selbst in den meisten Fällen nur eine geringe elektrische Leitfähigkeit zeigen (Ausnahme Ton). Die elektrolytische Leitfähigkeit dominiert, d.h. Ionen sind notwendig und ein Medium in dem sie fließen können, z.B. salzhaltiges Wasser. Des Weiteren existiert der Effekt der Grenzflächenleitfähigkeit, welcher in Zusammenhang mit dem Kationenaustauschverhalten von Tonmineralen auftritt (WAXMAN & SMITS, 1968).

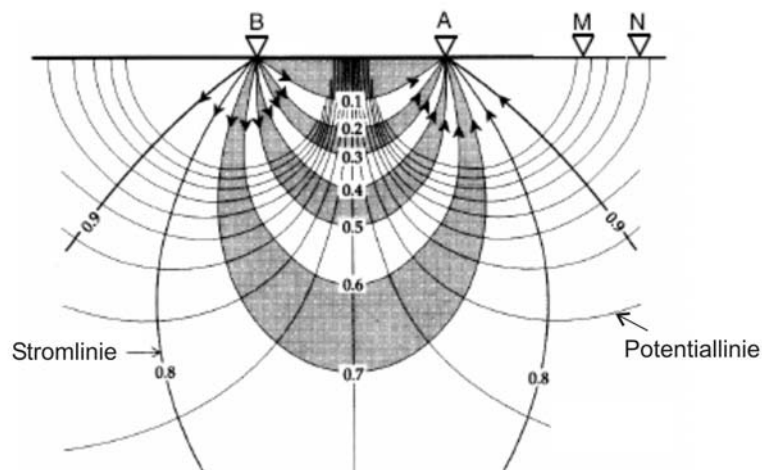


Abbildung 2-3: Widerstandsmessung mit Vier-Punkt-Anordnung nach VAN NOSTRAND & COOK (1966)
Mit den Elektroden A und B wird Strom eingespeist und ein Stromfeld aufgebaut. Die Elektroden M und N messen die Differenz des Potentialfeldes.

Es existiert eine Vielzahl von Elektrodenkonfigurationen (siehe Abb. 2-4), der Geometriefaktor leitet sich, unter Beachtung der Elektrodenabstände, aus der jeweiligen

Geometrie der Anordnung ab. Bei Messungen an der Erdoberfläche wird die Betrachtung auf Punktquellen auf einem Halbraum beschränkt. Nutzt man zusätzliche Elektroden innerhalb des Bodens, wie beispielsweise bei tomografischen Anwendungen, muss der Geometriefaktor für den Vollraum abgeändert werden.

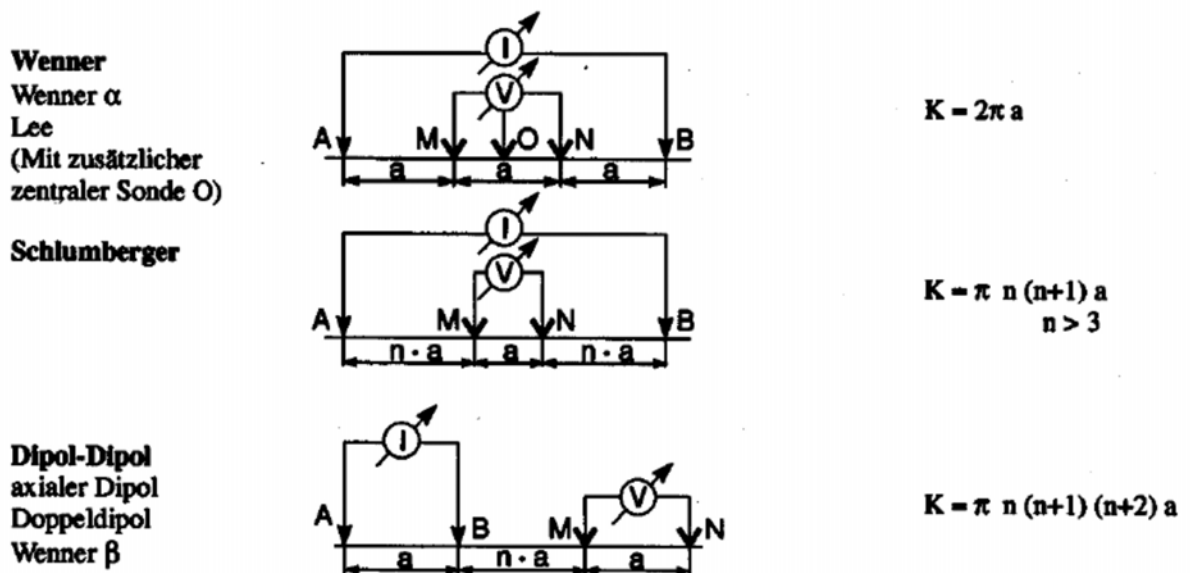


Abbildung 2-4: Messanordnungen der Gleichstromgeoelektrik nach KNÖDEL et al. (2005)

A und B sind die dabei die Strom einspeisenden Elektroden, N und M die Elektroden zum Messen der Potentialdifferenz, a ist der Elektrodenabstand und n sein Vielfaches.

Die Vier-Punkt-Anordnungen der Elektroden können auf einem Profil beliebig oft durch Verschiebung wiederholt werden, das Ergebnis ist eine laterale Kartierung. Erfolgt zusätzlich die Variation der Elektrodenabstände spricht man von einer Sondierungskartierung (siehe Abb. 2-5). Das Ergebnis sind laterale Informationen zur Widerstandsverteilung, die so genannte Pseudosektion. Die Tiefe wird als Funktion der Elektrodenabstände angegeben, die gemessenen Werte entsprechen dem scheinbaren spezifischen Widerstand.

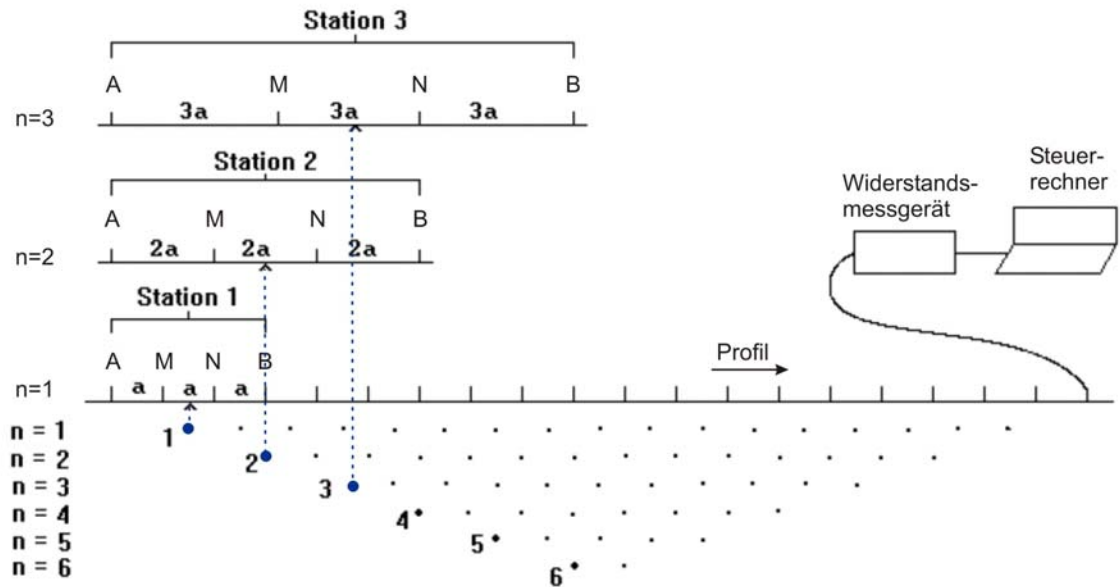


Abbildung 2-5: Messprinzip einer Wenner-Sondierungskartierung mit einer Multielektrodenanordnung nach KNÖDEL et al. (2005)

Die Elektroden Vier-Punkt-Anordnung wird auf einem Profil beliebig oft wiederholt, zusätzlich kommt es zur Variation der Elektrodenabstände.

Weiterhin gibt es die Möglichkeit der dreidimensionalen Abbildung durch Tomografie, auch Imaging genannt. Dabei wird die Sondierungskartierung auf eine dritte Dimension erweitert. Es werden flächenhafte Messarrays unter Einbeziehung zweidimensionaler Geometrien zur Erfassung der räumlichen Widerstandsverteilung genutzt.

Um Informationen über die wahren Tiefen der Widerstandsverteilung zu erhalten, werden die Daten invertiert. Dabei wird durch Vorwärtsmodellierung ein Startmodell erzeugt, welches dann in mehreren Iterationen durch Vergleich mit den realen Daten angepasst wird. Endprodukt ist ein Modell des Untersuchungsobjektes ohne Verzerrung. Eine Einführung in die zweidimensionale Modellrechnung geben KNÖDEL et al. (2005). Bei BEBLO (1997) ist eine ausführliche Darstellung der hoch auflösenden Geoelektrik und geoelektrischen Tomografie nachzulesen.

Zur Inversion der Daten wird in dieser Arbeit das Softwarepaket RES2DINV (LOKE, 2004) verwendet. Der Inversionsalgorithmus basiert auf einer „smoothness constrained“ kleinsten Quadrate Methode. Die Optimierung der Anpassung beruht auf dem Vergleich zwischen berechnetem und gemessenem scheinbarem Widerstand. Der Wert der Abweichung wird mit einem root-mean-square (RMS) Fehler angegeben (LOKE & BARKER, 1995; 1996a; 1996b).

Anwendung im Boden

Die beschriebenen Verfahren der Kartierung und Sondierung liefern Information über die Widerstandverteilung des Untergrundes. Zur Interpretation dieser physikalischen Werte in hydrologischer oder bodenkundlicher Hinsicht existieren Transferfunktionen.

Die Forschungen auf dem Gebiet des Wasserdurchflusses speziell in sandigen Böden in Kombination mit geoelektrischen Messungen gehen zurück auf Arbeiten von ARCHIE (1942) und KELLER & FRISCHKNECHT (1966). Die Arbeit von TOPP et al. (1980) befasst sich vor allem mit dielektrischen Parametern des Wassergehaltes. SCHÖN (1983) beschreibt die Möglichkeit der Verwendung von petrophysikalisch relevanten Kenngrößen bei hydrologischen Problemen. Die anfänglichen Anwendungen beziehen sich vor allem auf das Festgestein und voll gesättigte Medien. Die Anwendung der Gesetze auf einen Porenraum, der nur teilweise mit Flüssigkeit gefüllt ist, erfolgt unter Beachtung der isolierenden Wirkung der Luft. Somit kann auch die elektrische Leitfähigkeit in Böden beschrieben werden. Die Matrixleitfähigkeit basiert dabei auf dem 3-Phasengemisch Substrat - Wasser - Luft. Für den ungesättigten Boden mit vernachlässigbarer elektrischer Matrixleitfähigkeit (d.h. <15% Tongehalt) zeigt die erweiterte Archie Gleichung (Gl. 2.4) (ARCHIE, 1942) für ungesättigte Medien die Abhängigkeit des scheinbaren Widerstandes von der spezifischen Wasserwiderstand (ρ_w), Porosität (Φ) und Sättigung (S). Der spezifische Widerstand des Porenwassers hängt von der elektrolytischen Leitfähigkeit ab, die mit der Ionenkonzentration und -mobilität zunimmt. Die Ionenmobilität nimmt auch mit der Temperatur zu (KELLER & FRISCHKNECHT, 1966; MCNEILL, 1980).

$$\rho = a\rho_w\Phi^{-m}S^{-n} \quad (2.4)$$

m - Zementationsexponent

n - Sättigungsexponent

a - Faktor wird im Lockersediment mit 1 angenommen (SCHÖN, 1983)

Die Messungen im Boden erfordern weiterhin die Nutzung geeigneter Elektrodenkonfigurationen. Verschiedene Anordnungen wurden im Hinblick auf Fragestellung und Auflösung (z.B. durch Sensitivitätsanalyse) optimieren FRIEDEL (2000) und STUMMER et al. (2004). BARKER & MOORE (1998) empfehlen für Messungen in Zeitschritten (time-lapse) vorrangig Wenner-Anordnungen zu verwenden. MÜLLER et al. (2003) testeten geoelektrische Messungen mit einem Elektrodenabstand 5 cm erfolgreich in der Feldanwendung. Bohrlochmessungen (VES) wurden von BOURENNANE et al. (1998) im Dezimeter Bereich optimiert und angewendet. HAGREY et al. (1998) und HAGREY &

MICHAELSEN (1999) gelingt die dreidimensionale Abbildung von präferentiellen Fließwegen nach der Beregnung im Großmodellversuch und im Feld.

Die zeitliche Auflösung von geoelektrischen Kartierungen liegt bislang eher im Wochen- und Monatsbereich. Jahreszeitliche Variationen in natürlichen Substraten beobachtete AALTONEN (2001), sowie BINLEY et al. (2002a, 2002b) im ungesättigten Sandstein mit Widerstandstomografien.

Geoelektrische Messungen können von der Oberfläche mit zwei- oder dreidimensionalen Anordnungen durchgeführt werden. Zusätzlich installierte Elektroden in Bohrlöchern oder in bekannten Tiefen vergraben liefern tomografische Ergebnisse. Die räumliche Auflösung hängt in starkem Maße vom Elektrodenabstand und der Überdeckung ab, aber auch Messungen mit Auflösungen im cm-Bereich sind realisierbar. Die zeitliche Auflösung hingegen ist nicht beliebig reduzierbar. Um ein räumlich aussagekräftiges Messresultat zu erzielen, muss eine ausreichende Anzahl von Elektrodenkombinationen einen Messzyklus (Strom anlegen, Potential messen, Wiederholung) durchlaufen. Moderne Multikanalmessgeräte verringern den Messzeitaufwand. Bei einer hohen Anzahl der durchzuführenden Messungen bleibt allerdings ein gewisser Zeitaufwand.

2.2.2 *Georadar*

Funktionsweise

Das Georadar, auch Bodenradar oder GPR (Ground Penetrating Radar) zählt zu den elektromagnetischen Verfahren. Es werden hochfrequente elektromagnetische Wellen von einem Sender abgestrahlt und von einem nahe gelegenen Empfänger aufgezeichnet. Der Empfänger registriert die Amplitude und die Laufzeit des ankommenden Signals (siehe Abb. 2-6). Die gewöhnliche Arbeitsfrequenz für ingenieurgeophysikalische Anwendungen liegt zwischen 10 MHz und etwa 2 GHz.

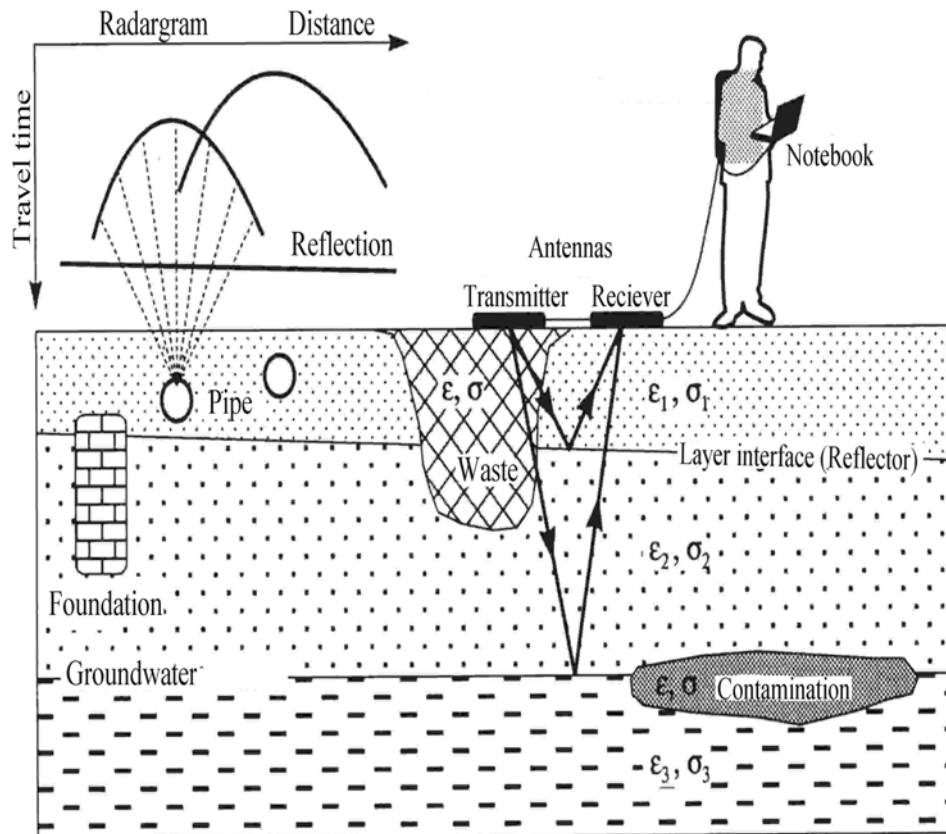


Abbildung 2-6: Prinzip der Georadar-Messung nach KNÖDEL et al. (2005);

Von einem Sender in den Boden abgestrahlte EM-Wellen werden von einem nahe gelegenen Empfänger registriert. Die dielektrische (ϵ) und elektrische (σ) Leitfähigkeit des Mediums beeinflussen die Ausbreitung der EM-Welle, deren Laufzeit und Amplitude aufgezeichnet wird. Objekte und Schichten unterschiedlicher EM-Eigenschaften werden somit in Form von Diffraktionen bzw. Reflexionen kartierbar.

Die Wellenausbreitung im Boden ist im Wesentlichen von den EM-Eigenschaften (Dielektrizitätskonstante ϵ , magnetische Permeabilität μ , elektrische Leitfähigkeit σ) der durchlaufenen Schichten und Horizonte abhängig. In DANIELS (1996) sind typische Größenordnungen dielektrischer Eigenschaften aufgelistet. Der wohl aber entscheidende Hinweis zur Eignung der Methode für oberflächennahe bodenkundliche Anwendungen ergibt sich aus der Tatsache, dass die Dielektrizitätskonstante für Wasser $\epsilon_W = 80$ und für Luft $\epsilon_L = 1$ ist. Damit wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle in hohem Maße vom Wassergehalt des Mediums abhängen. Des Weiteren ist die Wellengeschwindigkeit in verlustbehaftetem Medium in geringem Maße frequenzabhängig.

Als Näherungsausdruck bei schwacher Dämpfung erhält man für die Wellengeschwindigkeit, unter der Annahme vernachlässigbarer magnetischer Eigenschaften $\mu = \mu_0$ d.h. $\mu_r = 1$:

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.5)$$

und für die Dämpfung:

$$\alpha \approx \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon}} \quad (2.6)$$

Durch Messen der Geschwindigkeit lässt sich somit direkt auf den Materialparameter ϵ_r schließen.

Beim Auflösungsvermögen wird zwischen der vertikalen und der horizontalen Auflösung unterschieden. Das vertikale Auflösungsvermögen (Δv) hängt von der Wellenlänge des empfangenen Signals ab.

Die Wellenlänge der Radarwellen wird durch die Zentralfrequenz der Antenne bestimmt:

$$\lambda = \frac{c}{f \sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.7)$$

Vertikale Schichten können dann noch aufgelöst werden, wenn räumliche Trennung mindestens $\frac{\lambda}{4}$ beträgt (ANNAN, 2004). Hochfrequente Impulse erreichen gute Auflösungen von wenigen Zentimetern, aber geringere Eindringtiefen. Bei niederfrequenteren Impulsen kann eine größere Eindringtiefe erreicht werden, jedoch verschlechtert sich die Auflösung. Auch ist zu beachten, dass die Bandbreite des Signals mit sinkender Pulslänge steigt (DAVIS & ANNAN, 1989). Das Fresnelsche Prinzip bildet die Grundlage für die Beurteilung des horizontalen Auflösungsvermögens (Δh) (MILITZER & WEBER, 1998). Es ist aufgrund der auftretenden Beugungserscheinungen an den Rändern reflektierender Körper begrenzt. Der Mindestabstand zweier Körper muss mindestens der Ausdehnung der Fresnel-Zone entsprechen, damit sie noch von einander unterschieden werden können (YILMAZ, 1987). Die horizontale Auflösung ist damit abhängig von der Tiefe (z):

$$\Delta h = \sqrt{2z\lambda + \frac{\lambda^2}{4}} \quad (2.8)$$

Reflexionen entstehen an Schichten unterschiedlicher elektrischer Eigenschaften (siehe Abb. 2-7). Das können Unterschiede in der Leitfähigkeit und in der relativen Dielektrizitätszahl sein (BEBLO, 1997). Das Verhältnis der Energie der einfallenden Welle und der reflektierten Welle gibt der Reflexionskoeffizient (R) wieder. Angenommen dass σ und μ vernachlässigbar sind, gilt:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}} \quad (2.9)$$

Die Sättigung hat hohen Einfluss auf die dielektrische Leitfähigkeit, somit kann der Wassergehalt einer Schicht auch aus der Reflexionsamplitude geschätzt werden (HAGREY & MÜLLER, 2000).

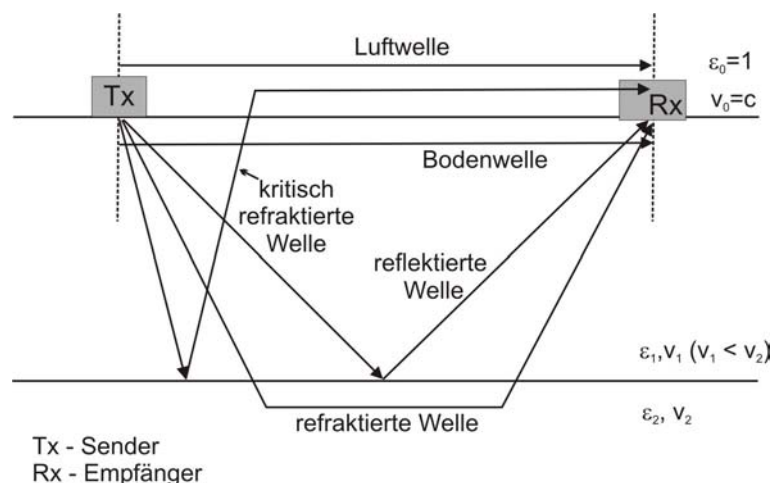


Abbildung 2-7: Laufwege der verschiedenen Radarwellen in einem Boden mit zwei Schichten unterschiedlicher relativer Dielektrizitätszahl nach SPERL et al. (1995)

Anwendung im Boden

Die Aufzeichnung der GPR-Daten erfolgt im Gelände profilweise im Reflexionsmodus, wobei Sende- und Empfängerantenne durch einen konstanten Abstand getrennt sind. Die in dieser Arbeit verwendeten Antennen von GSSI (200 MHz und 400 MHz) kombinieren Sender und Empfänger in einem Gerät. Bei Mehrkanalapparaturen können auch zwei dieser Antennen parallel betrieben werden, um den Messfortschritt zu erhöhen. Die

Antenne kann mit der Hand gezogen werden, aber auch Konstruktionen, bei denen die Antennen von einem Fahrzeug gezogen werden, sind gängig (ERKUL et al., 2005). Der Messfortschritt ist bei fahrzeuggetriebenen Akquisition deutlich höher. Die Positionsbestimmung der Radarmessung kann mit einem DGPS erfolgen oder durch Einmessen von Profilen. Bei der zeitlichen Auflösung von GPR-Messungen gibt es keinerlei Einschränkungen. Im Prinzip ist eine kontinuierliche Messung an einer Stelle möglich. Ist ein Profil aufgenommen, ist das sofortige Wiederholen der Messung möglich. Unter Verwendung mehrerer Apparaturen und Antennen ist eine kontinuierliche Messung denkbar.

Um Informationen über die Geschwindigkeitsverteilung zu erlangen, werden sog. CMP-Messungen (common midpoint) durchgeführt. Über einen konstanten gemeinsamen Mittelpunkt werden die Sende- und Empfängerantennen schrittweise von einander entfernt. Bei angenommener horizontaler Schichtung unter dem Mittelpunkt kann über die bekannte Geometrie (Antennenabstand) und die Zwei-Wege-Laufzeit (Reflexion an der Schichtgrenze), die Geschwindigkeitsverteilung des Untergrundes bestimmt werden. Handelt es sich um einen mehrschichtigen Untergrund, kann die Intervallgeschwindigkeit jeder einzelnen Schicht ($v_{\text{int},n}$) mit Hilfe der Dix'schen Formel bestimmt werden (YILMAZ, 1987):

$$v_{\text{int},n} = \sqrt{\frac{t_{r,n} v_{\text{soil},n}^2 - t_{r,n-1} v_{\text{soil},n-1}^2}{t_{r,n} - t_{r,n-1}}} \quad (2.10)$$

$v_{\text{soil},n}$ - Durchschnittsgeschwindigkeit bis zur Unterkante von Schicht n

$v_{\text{soil},n-1}$ - Durchschnittsgeschwindigkeit bis zur Unterkante von Schicht n-1

$t_{r,n}$ - Zwei-Wege-Laufzeit bis zur Unterkante von Schicht n

$t_{r,n-1}$ - Zwei-Wege-Laufzeit bis zur Unterkante von Schicht n-1

wobei $n=1$ die oberste Schicht ist.

Die Informationen über die Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung werden bei der Migration der Daten herangezogen. In dieser Arbeit wird der Algorithmus nach Kirchhoff verwendet (SCHNEIDER, 1978). Dabei wird die Energie entlang einer Hyperbel aufsummiert und in den Apex der Hyperbel verschoben.

In der Praxis ist es nicht möglich Porosität und Sättigung des Bodens gleichzeitig aus der Dielektrizitätszahl zu bestimmen (GREAVES et al., 1996). Die Topp-Gleichung (TOPP et al.,

1980) ist ein empirischer Ansatz und gibt Auskunft über den Zusammenhang von Wassergehalt θ und dielektrischer Leitfähigkeit des Bodens ($\epsilon_{r,b}$):

$$\theta = -0.053 + 0.029\epsilon_{r,b} - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_{r,b}^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_{r,b}^3 \quad (2.11)$$

Die CRIM-Gleichung ist ein semi-empirisches Mischungsgesetz, wobei Sättigung (S) und Porosität (Φ) in Verbindung mit $\epsilon_{r,b}$ gebracht werden (HAGREY & MÜLLER, 2000):

$$\sqrt{\epsilon_{r,b}} = \Phi S \sqrt{\epsilon_{r,w}} + (1 - \Phi) \sqrt{\epsilon_{r,g}} + \Phi(1 - S) \quad (2.12)$$

$\epsilon_{r,g}$ - dielektrische Leitfähigkeit der Bodenprobe

$\epsilon_{r,w}$ - dielektrische Leitfähigkeit des Porenwassers

Einen ausführlichen Überblick zu Messungen des Bodenwassergehaltes mit GPR geben HUISMAN et al. (2003). Den Wasserfluss in der ungesättigten Zone im homogenen Medium untersuchten TRINKS et al. (2001). Präferenzielle Fließwege im homogenen Medium im Labor- und Feldversuch mit dem GPR kartierten HAGREY & MÜLLER (2000) und HAGREY (2002).

3 GEOELEKTRIK ZUR ANALYSE DES WASSERGEHALTES IM HOMOGENEN MEDIUM

Geoelektrische Messungen werden traditionell in Tiefen größer als 2 Meter, beispielsweise bei der Erkundung von Grundwasserressourcen, bei der Kartierung von Versalzungen und in der Altlastenerkundung eingesetzt. In den letzten Jahren stiegen die Anwendungen im Bereich des Umweltmonitorings und in der Landwirtschaft. Die Erkundungen werden immer oberflächennaher und der Einfluss der Wurzelzone steigt. Im folgenden Kapitel werden die Möglichkeiten der Geoelektrik beim Monitoring der Wassergehaltsverteilungen in der Wurzelzone, zunächst einzelner Pflanzen, analysiert.

3.1 MOTIVATION UND ZIELE

Die Erfassung und Modellierung des Bodenwassers ist bei der Beschreibung des Wasserhaushaltes eines Einzugsgebietes ein wesentlicher Parameter. Referenzdatensätze zur Kalibrierung und Validierung hydrologischer Modelle werden bislang meist durch Punktmessungen des Wassergehaltes aufgezeichnet. Alternative Methoden, vor allem flächenhafte Ansätze zur Erfassung der Bodenwasserhaushaltskomponenten (z.B. Wassergehalt und -fluss) wären ein Fortschritt.

Im Rahmen dieser Arbeit fanden experimentelle geoelektrische Messungen zur Kartierung der räumlichen und zeitlichen Heterogenität im Boden statt. Um die Wassergehaltsheterogenität im Boden möglichst realitätsnah zu simulieren, erfolgte die Kartierung des Wassergehaltes unter Beeinflussung des Substrates durch die Wurzelzone einer Pflanze.

Die experimentellen Untersuchungen verfolgen zwei Hauptziele. Zum einem die Analyse der Einsetzbarkeit von geoelektrischen Messungen zur dauerhaften Beobachtung des Bodens im Zentimetermaßstab, zum anderen die Quantifizierung des Wasserhaushaltes. Deshalb galt es zu prüfen, ob die geoelektrischen Messungen unter Beachtung des Wurzeinflusses im Vergleich zu herkömmlichen hydrologischen Methoden (TDR oder Tensiometer) Vorteile für das Monitoring aufweisen. Vor allem die räumliche und zeitliche Auflösung steht dabei im Mittelpunkt des Interesses. Herkömmliche Methoden messen an Punkten, die Stärke des geoelektrischen Verfahrens liegt in der mehrdimensionalen Abbildung. Beobachtet werden sollen mögliche Einflüsse der Wurzeln auf den Bodenwasserhaushalt in Form von tages- und jahreszeitlichen Variationen. Dazu muss

zunächst geklärt werden, ob die Kartierung von Zonen der Wasserversorgung von Pflanzen im Laborversuch möglich ist. Die direkte Kartierung der einzelnen Wurzeln ist schwierig. Die Wurzeln der zu verwendenden Pflanzen haben höchstens einen Durchmesser von 2 mm, denn es handelt sich um Absorptions- oder Feinwurzeln. Diese Größenskala kann mit gleichstrom-geoelektrischen Methoden nicht aufgelöst werden. Zur Ausbildung von kartierbaren Holzwurzeln kommt es bei den laborexperimenttauglichen Pflanzen nicht. Jedoch sollten sich Zonen mit erhöhtem Anteil von Feinwurzeln auf den Gesamtwassergehalt bzw. die Bodenwassergehaltsverteilung auswirken.

Das zweite Ziel ist die Bilanzierung der Wasserbewegung. Die Veränderungen der Wassergehaltsverteilung sollen quantifiziert werden. Die Archie-Gleichung kann der Umrechnung des elektrischen Widerstandes in Wassergehalt dienen. Zu hinterfragen ist die Verwendung des für das 3-Phasen Gemisch des Bodens (Festsubstanz, Wasser, Luft) entwickelten Gesetzes auf Substrate mit einer vierten Phase, der Wurzel. Die petrophysikalische Eigenschaften des Bodens unter Beachtung des Wurzeinflusses müssen genauer untersucht werden. Gelingt die Quantifizierung, können die mehrdimensionalen Ergebnisse aus der Geoelektrik mit den punktuellen Messungen mit TDR-Sonde und Tensiometer verglichen werden.

3.2 EXPERIMENTAUFBAU

Versuche unter realen Feldbedingungen gehen mit einer Vielzahl von Nebeneinflüssen einher, u.a. variierender Niederschlag, Temperatur, Wind. Deshalb wurden im Rahmen dieser Arbeit zunächst Laborexperimente mit kontrollierten Randbedingungen an einer Einzelpflanze durchgeführt. Um die Anzahl der variierenden Parameter möglichst gering zu halten, entschieden wir uns ein homogenes Substrat, bestehend aus einem Feinsandanteil von 93,5 % und einem Schluffanteil von 6,5 % zu verwenden. Das Substrat hat eine Porosität von 0,28. Als Pflanzgefäß diente ein Plastiktopf mit ca. 50 cm Durchmesser und 60 cm Höhe (siehe Abb. 3-1). Dieses wurde mit dem Feinsand befüllt und mit einem Hibiskus (*hibiscus rosacinesis*), dessen Wurzelzone durch einen kompakten Wurzelballen gekennzeichnet ist, bepflanzt. Nachfolgend wurden zwei TDR-Sonden des Typs P11 der Firma IMKO installiert. Eine TDR-Sonde befand sich in unmittelbarer Nähe der Wurzelzone. Die zweite TDR-Sonde wurde in ca. 20 cm Entfernung zur Wurzel installiert. Eine direkte Beeinflussung durch die Wurzel konnte somit bei dieser Sonde ausgeschlossen werden. Nach Beendigung der Experimentphase wurde das

Wurzelwachstum in Richtung der TDR-Sonde überprüft. Neue Wurzeln waren nicht in die Nähe der Sonde gewachsen.

Des Weiteren befanden sich ein Tensiometer (Spezialanfertigung des Inst. f. Wasserwirtschaft der CAU Kiel) und zwei Temperaturfühler (IMKO) in Pflanztopf. Die Thermometer waren in 2 cm und 10 cm Tiefe installiert. Auf der Oberfläche des Substrates wurde ein 30 cm langes Profil mit 16 Elektroden (Büschelstecker) mit einem Elektrodenabstand von 2 cm errichtet. Als Messanordnungen wurden Wenner- (α , β und γ) und Schlumberger-Konfigurationen ausgewählt, um laterale und vertikale Einflüsse zu berücksichtigen. Die Aufzeichnung erfolgte mit der Mehrkanal-Geoelektrikapparatur RESECS der Firma GeoServe. Eine GPR-Antenne (Modell 5100 der Firma GSSI, 1500 MHz) wurde ebenfalls auf das Substrat gelegt und zeichnete Daten im Reflexionsmodus auf, dabei erfolgte die Reflexion an einer Metallplatte unterhalb des bepflanzten Gefäßes. Das Gefäß wurde mit einer Plastikfolie abgedeckt, um die Evaporation möglichst gering zu halten. Das Pflanzgefäß mit der beschriebenen Versuchsanordnung stand in der Raummitte, so dass es zu keiner direkten Sonnenbestrahlung des Topfes kam.

In einer zweiten Phase des Experiments wurde eine Vielblättrige Lupine (*Lupinus polyphyllus* LINDL.) gepflanzt, deren Wurzel von einzelnen feingliedrigen Wurzelverzweigungen geprägt ist. Zusätzlich wurde in einer Tiefe von 10 cm ein Profil von 10 Elektroden (Elektrodenabstand 2 cm) vergraben. Dadurch konnten zusätzlich zu den von der Oberfläche aus stattfindenden Messungen, Wenner-Anordnungen mit den vergrabenen Elektroden und Bohrlochkonfigurationen (Tomografie, ERT) geschaltet werden (siehe Anhang III). Die technische Realisierung der Elektrodenschaltung und Aufzeichnung der Daten erfolgte mit einem Multielektroden-System. Eine TDR-Sonde wurde abermals in der Nähe der Hauptwurzel installiert. Die zweite TDR-Sonde konnte in dieser Experimentphase nicht von der Wurzel ungestört eingebaut werden, da die Lupinenwurzeln in alle Richtungen wuchsen. Die Überprüfung des Wurzelwachstums am Ende des Experimentes zeigte eine etwa 2 mm dicke Wurzel in der Nähe der Sonde (ca. 5 cm entfernt).

Das Gefäß stand während dieser Experimentphase in Fensternähe, wodurch die notwendige Lichtversorgung für die Lupine gewährleistet werden konnte. Allerdings kam es so auch zur Sonnenbestrahlung der Messinstrumente.

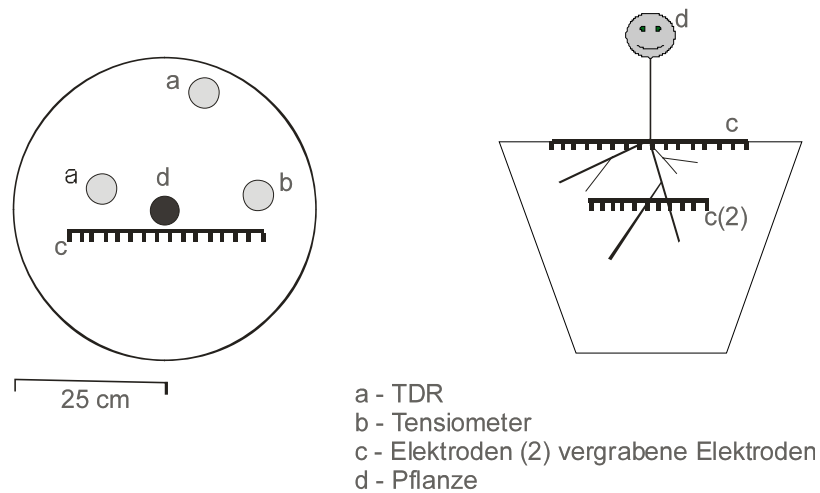


Abbildung 3-1: Versuchsaufbau des Pflanzenexperiments

links: Aufsicht; rechts: Querschnitt

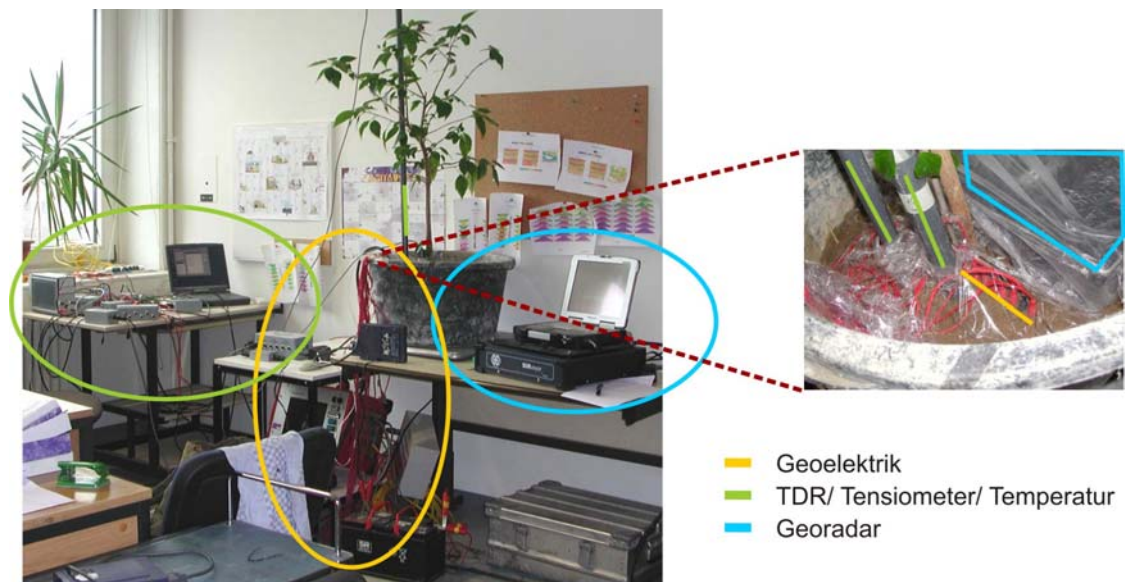


Abbildung 3-2: Aufbau des Experiments mit Anordnung der Messverfahren (links) und Aufsicht auf die Bodenoberfläche (rechts)

Die TDR-Messungen erfolgten jeweils für die Dauer von drei Sekunden, dabei wurden die TDR-Sonden nacheinander aktiviert. Die vermutete Frequenz des pflanzenverursachten Signals liegt bei 24 Stunden, theoretisch sollte somit alle 6 Stunden abgetastet werden. Jedoch sind Tag und Nacht zum Beobachtungszeitraum nicht gleich lang und es existieren möglicherweise kurzzeitige Effekte. Die Wiederholungsmessungen erfolgten deshalb im Abstand von 30 Minuten. Auch die Wasserpotential- und Temperaturmessungen erfolgten in diesem Zeitintervall.

Die Dauer eines Geoelektrikmesszyklus mit ausreichender Anzahl an Messkombinationen lag bei zwei Stunden. Dabei konnten während des Hibiskus-Experimentes 200 Messpunkte und in der zweiten Experimentphase 970 Messpunkte erfasst werden. Bei den Radarmessungen handelte es sich jeweils um Punktmessungen, 15 Schüsse, gemessen in ca. 20 Sekunden, wurden gestapelt. Die Wiederholungsmessungen erfolgten ebenfalls nach 2 Stunden.

Beim Hibiskusexperiment wurden von Februar bis November, mit Ausnahme des Julis, TDR-Messungen durchgeführt. Die TDR-Datenaufzeichnung beim Lupinenexperiment erfolgte kontinuierlich von April bis August. Die geoelektrischen Messungen fanden zu verschiedenen Experimentphasen während mehrerer Tage statt. Die Automatisierung der TDR- und Geoelektrikmessungen ermöglichte diese intensive Datenaufzeichnung. Die GPR-Messungen erfolgten nur an wenigen Tagen kontinuierlich im 2-stündigen Rhythmus.

Die Pflanzen wurden in regelmäßigen Abständen, ca. 1-mal pro Woche, bewässert. Zur Bewässerung wurde immer das Kieler Leitungswasser verwendet. Der Wasserwiderstand wurde in Abhängigkeit der Temperatur gemessen und ist in Anhang I dokumentiert. Die Pflanzen wurden vereinzelt gedüngt. Jeweils vor und während der geoelektrischen Messzyklen wurde kein Flüssigdüngemittel dem Gießwasser beigegeben, damit Einflüsse auf die elektrische Leitfähigkeit ausgeschlossen werden können.

3.3 LANGZEITSTUDIEN DES WASSERGEHALTES

Die Messungen mit der TDR-Sonde erwiesen sich als kontinuierlich, wartungsarm und stabil. Die Tensiometermessungen zeigten eine hohe Sensitivität gegenüber Wassergehaltsänderungen, aber auch gegenüber Einflüssen von außen. Zudem ergaben sich sowohl bei der Aufzeichnung der Daten Probleme, als auch technische Schwierigkeiten und das Tensiometer wurde nach einigen Wochen ausgebaut. Die verwendeten Saugkerzen sind nicht für die hohen, im trockenen Feinsand entstehenden Saugspannungen geeignet. Die Reflexionsmessungen mit dem GPR wurden nur kurzzeitig durchgeführt. Die aufgezeichnete Laufzeit von der Grenzfläche Luft-Feinsand bis zum reflektierenden Metall unterhalb des Topfes liefert einen Mittelwert, welcher die Veränderungen des Gesamtwassergehaltes widerspiegeln sollte. Jedoch ist die Wiederholbarkeit auf Grund der Gerätedrift der Antennen nicht gegeben. Die geringen Veränderungen des Signals können nicht eindeutig identifiziert werden.

Zunächst werden die Ergebnisse der TDR-Messungen der Vorstudien erläutert. Dabei wird insbesondere auf Variationen des Wassergehaltes im Tagesgang und jahreszeitliche Schwankungen hingewiesen.

3.3.1 Das Hibiskus-Experiment

Die Aufzeichnungen der TDR-Sonde in unmittelbarer Nähe zur Wurzelzone des Hibiskus sind in Abbildung 3-3 dargestellt. Neben der zu erwartenden kontinuierlichen Abnahme des Bodenwassergehaltes zwischen den Bewässerungsterminen, zeigt die Datenkurve Schwankungen im etwa 12-stündigen Rhythmus. Deutlich zu erkennen ist die Abnahme des Wassergehaltes während des Tages (rote Kurve) und die Stagnation bzw. der Anstieg des Wassergehaltes während der Nacht (blaue Kurve). Das nächtliche Ansteigen des Wassergehaltes kann durch Umverteilungen des Bodenwassers erklärt werden, während des Tages entstandene Potentialgefälle werden nach Rückgang der Wurzelaktivität ausgeglichen (GISI et al., 1997). Die dargestellte Zeitperiode von etwa 4 Wochen beginnt mit nahezu voller Sättigung des Feinsandes. Kontinuierlich nimmt der Wassergehalt ab, bis nur noch ca. $0,07 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ gemessen werden. Die regelmäßigen Bewässerungen für diesen Zeitraum wurden ausgesetzt, erst am 9.4.2004 wurde wieder bewässert, wodurch der beträchtliche Wassergehaltsanstieg zu erklären ist. Am 25.3.2004 kommt es zu einer sprunghaften Erhöhung des Wassergehaltes, die auf Umbaumaßnahmen im Topf zurückzuführen ist, das Tensiometer wurde entfernt und die TDR-Sonde wahrscheinlich leicht berührt.

Weiterhin zu erkennen ist, dass der Gradient des Tagesgangs vom Hintergrundwassergehalt (θ) abhängig ist. Bei fast erreichter Sättigung bis etwa $\theta=0,2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ beträgt die Abnahme pro Tag nur etwa $0,005 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, unterhalb $\theta=0,2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ bis $\theta=0,11 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ erreicht die Wassergehaltsabnahme ein Maximum, zum Teil sinkt der Wassergehalt um bis zu $0,015 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ pro Tag. Bei extrem trockenen Verhältnissen $\theta < 0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ wird die Tagesschwankung wieder geringer.

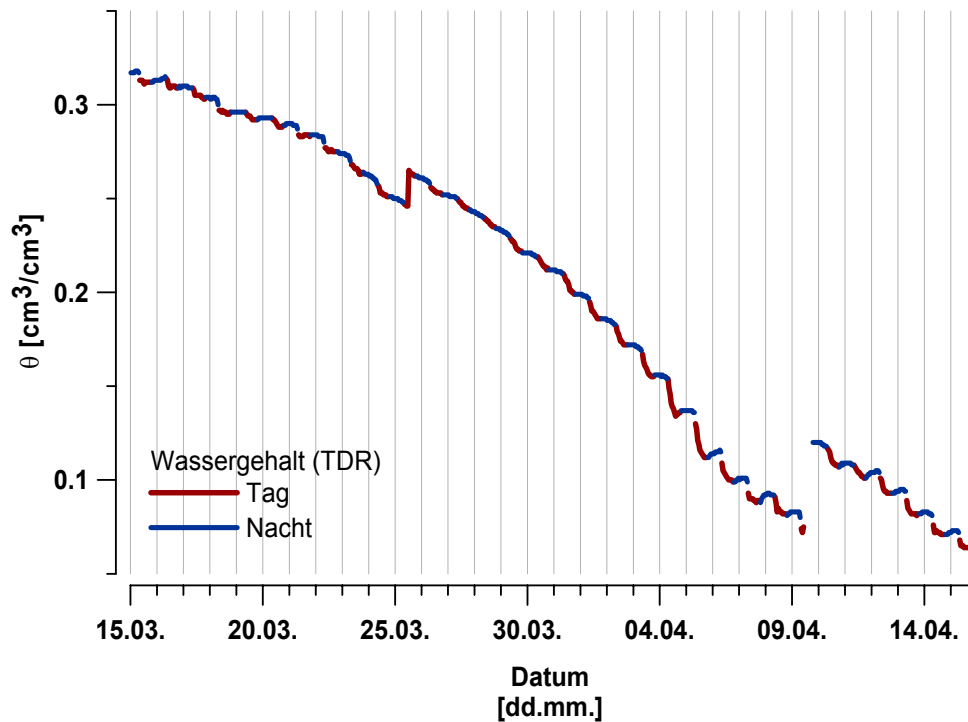


Abbildung 3-3: Tagesgang des Bodenwassergehalts bei unterschiedlichem Hintergrundwassergehalt

Das Maximum des Absinkens des Wassergehalts während des Tages liegt bei $< 0,15 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, bei $> 0,2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ Bodenwassergehalt sind die Tag-Nacht Unterschiede am geringsten.

Abbildung 3-4 zeigt den Tagesgang der wurzelnahen TDR-Sonde im Vergleich zur Referenzsonde. Am 21.10.2004 ist auch bei der wurzelnahen Sonde kein Tagesgang erkennbar. An diesem Tag war der Himmel wolkenbedeckt und es gab intensive Niederschläge. Die Pflanze konnte in keinem oder nur geringem Umfang Photosynthese betreiben, was sich auch auf die Wurzelaktivität auswirkte.

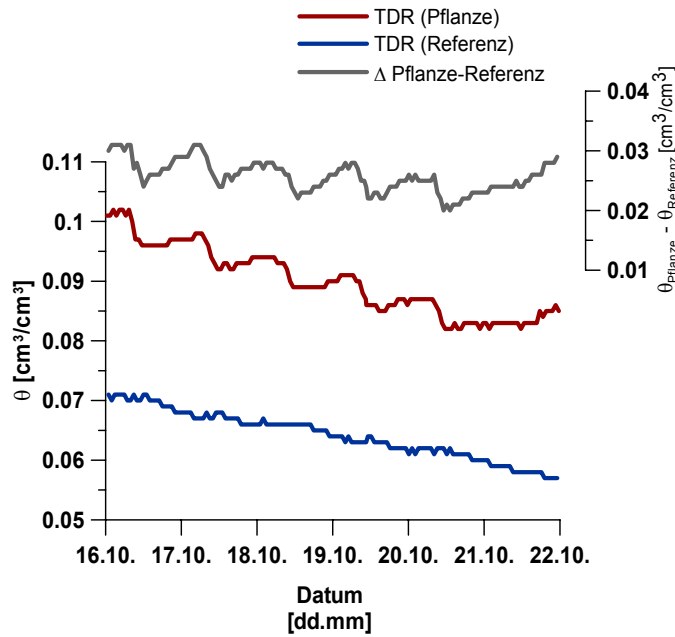


Abbildung 3-4: Tagesgang des Bodenwassergehaltes

(rot) TDR-Sonde in unmittelbarer Nähe der Wurzelzone, (blau) TDR-Sonde am Rand als Referenz, sowie deren Differenz (grau)

Die Topfpflanze zeigt weiterhin jahreszeitliche Variationen der Wassergehaltsabnahme in Wurzelnähe (vgl. Abb. 3-5). Die Wassergehaltsabnahme beträgt im Frühjahr (April) etwa das Doppelte der Menge im Herbst (Oktober). Die Hauptwachstumsphase der Pflanze ist im Frühjahr, somit kommt es zu dieser Zeit zur erhöhten Photosyntheseaktivität und damit verbundenen gesteigerten Wasserbedarf.

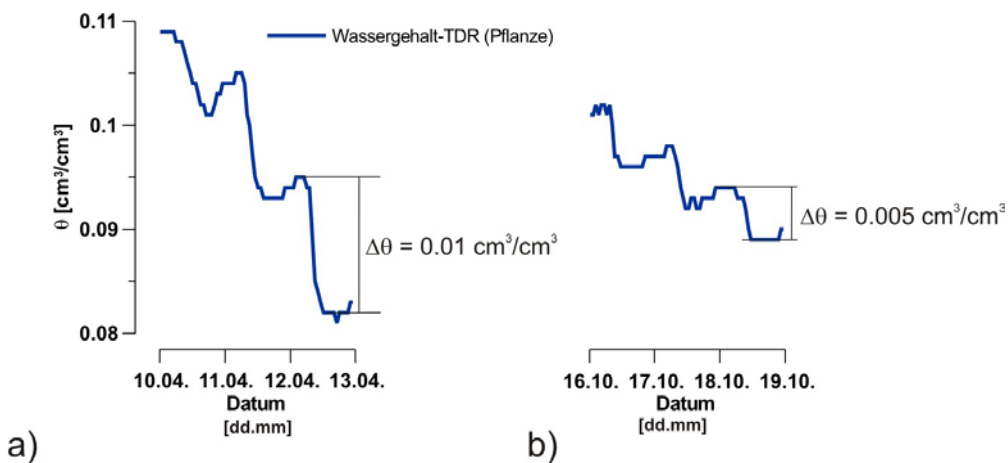


Abbildung 3-5: Jahreszeitliche Unterschiede im Tagesgang des Bodenwassergehaltes

(a) Frühjahrsmessung mit Abnahme des Bodenwassergehaltes von $0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ am Tag, (b) Herbstmessung mit Abnahme des Bodenwassergehaltes von $0,005 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ am Tag

Die aufgezeichneten Geoelektrikdaten werden durch den Wurzelballen der Pflanze dominiert und können nicht für detaillierte Analysen verwendet werden (siehe Anhang IV).

3.3.2 Das Lupinen-Experiment

Um sich schrittweise natürlicheren Bedingungen anzunähern, wurde für die zweite Experimentphase eine Pflanze mit verzweigtem Wurzelwerk ausgewählt. Auswirkungen auf die geoelektrischen Messungen in Form der ausgeprägten negativen Anomalie, verursacht durch den Wurzelballen des Hibiskus, sind auszuschließen. Mit dem in Kapitel 3.2 beschriebenen verbesserten Versuchsaufbau (vergrabene Elektroden) wurde nun zunächst getestet, ob die gemessenen Effekte auch bei dieser Pflanze auftreten. Die kontinuierliche Wasserabnahme zwischen den Bewässerungen tritt wieder auf. Auch die 12-stündigen Tag-Nacht-Schwankungen sind in den Zeitreihen zu erkennen. Bemerkenswert ist, dass die Messungen an der als Referenz installierten TDR-Sonde bei diesem Experiment auch Tagesschwankungen zeigen (vgl. Abb. 3-6). Das verzweigte Wurzelwerk hat offensichtlich weitreichende Auswirkungen auf die Wassergehaltsverteilung im Topf. Der Verlauf des Wassergehaltes an der pflanzennahen Sonde lässt sich wie folgt beschreiben:

- 6 Uhr bis 11 Uhr deutlicher Anstieg des Wassergehaltes (bis zu $0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)
- 11 Uhr bis 15 Uhr Abnahme des Wassergehaltes auf Normalniveau
- 15 Uhr bis 6 Uhr des nächsten Tages kontinuierliche leichte Abnahme des Wassergehaltes

Die TDR-Sonde am Rand der durchwurzelt Zone zeigt folgendes Verhalten:

- 6 Uhr bis 11 Uhr deutliches Absinken des Wassergehaltes (bis zu $0,007 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)
- 11 Uhr bis 18 Uhr gleich bleibender Wassergehalt
- 18 Uhr bis 6 Uhr des nächsten Tages kontinuierliche leichte Zunahme des Wassergehaltes

Bei detaillierter Analyse der Messreihen fällt auf, dass es zeitweise zum gegensätzlichen Auftreten der Tages- und Nachtmaxima kommt. Die Abbildungen 3-6 und 3-7 verdeutlichen diesen Effekt. Während einer Zeitdifferenz von ca. 8 Tagen kehrt sich das Tages- und Nachtverhalten um, d.h. zunächst steigt der Wassergehalt an der wurzelnahen Sonde während des Tages um etwa $0,008 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, bei

Wiederholungsmessungen nach 8 Tagen sinkt der Messwert der TDR-Sonde am Tage um ca. $0,007 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Das Verhalten der Referenzsonde ist umgekehrt dazu.

Die umfangreiche Fehlersuche ergab, dass es sich dabei um eine Gerätedrift der TDR-Sonden, verursacht durch das Ansteigen der Temperatur am Sondenschaft handelt. Die Temperaturtestergebnisse der verwendeten Sonden befinden sich im Anhang II. Für weitere Analysen gilt es zu beachten, dass die Pflanzensonde (blau, vgl. Abb. 3-6/7) bei Temperaturerhöhung mit einer scheinbaren Wassergehaltsabnahme reagiert. Die Referenzsonde (rot, vgl. Abb. 3-6/7) entgegnet der Temperaturerhöhung mit einer scheinbaren Wassergehaltszunahme.

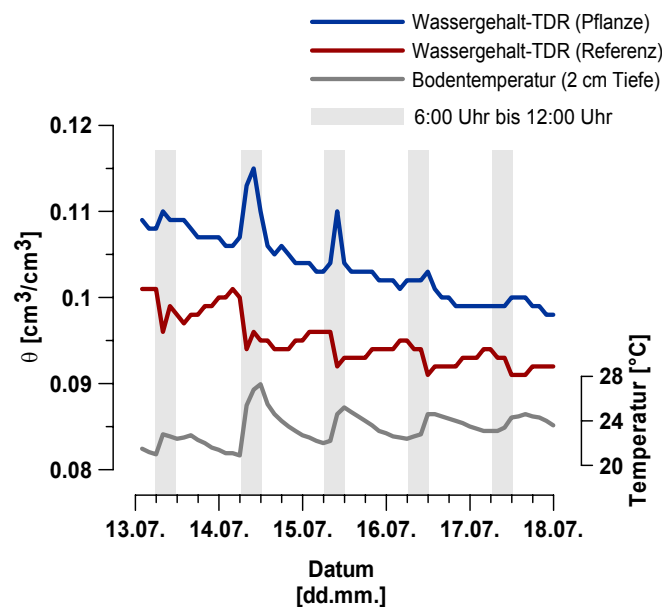


Abbildung 3-6: Messergebnisse der vor einer Bewässerung

In ca. 2 cm Tiefe variiert die Bodentemperatur um bis zu $5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ im Tagesverlauf. Die TDR-Sonden zeigen einen Tagesgang des Bodenwassergehaltes.

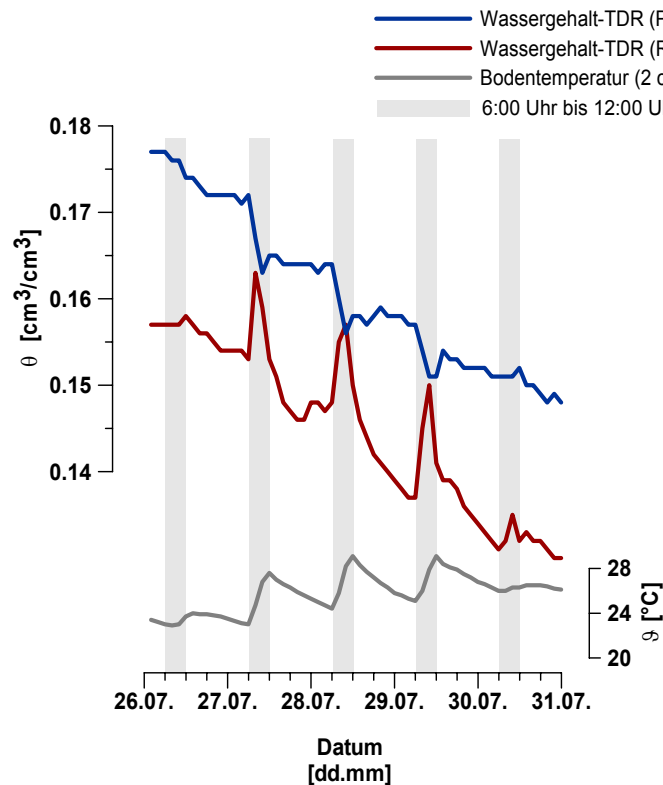


Abbildung 3-7: Messergebnisse nach der Bewässerung

In ca. 2 cm Tiefe variiert die Bodentemperatur um bis zu 4 °C im Tagesverlauf. Auch die TDR-Sonden zeigen einen Tagesgang, dieser ist jedoch auf die Gerätedrift verursacht durch erhöhte Sondentemperatur zurückzuführen.

Der Gradient der Schwankungen in Abhängigkeit des Hintergrundwassergehaltes konnte beim Lupinen-Experiment nur im schmalen Bereich zwischen $0,09 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ und $0,2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ beobachtet werden. Der Toleranzbereich der Pflanze gegenüber Variationen des Bodenwassergehaltes ist nur sehr gering. Beim Absinken unter $0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ kommt es zum Welken der Blätter. Zwischen $0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ und $0,14 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ befindet sich der Optimalbereich, hier sind auch kaum Effekte der Gerätedrift durch Temperaturänderungen zu beobachten. Steigt der Wassergehalt auf über $0,14 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ überwiegt die Gerätedrift der Sonden.

Die quantitative Aussage der TDR-Sonden muss hinterfragt werden. Wirken Temperatur- und Messeffekt möglicherweise gegeneinander? Die Ergebnisse, dargestellt in Abbildung 3-6, sprechen dagegen, denn bei hoher Änderung der Bodentemperatur, zeigt die TDR-Sonde an der Pflanze auch maximale Abweichung. Der Temperaturtest hingegen ergab, dass diese Sonden bei steigender Temperatur ein Absinken des Wassergehaltes anzeigen.

Eine hohe Bodentemperatur spricht auch für hohe Sonneneinstrahlung, also eine hohe Photosyntheseleistung und hohen Wasserverbrauch der Pflanze.

Die meisten Messwerte sind von diesem Effekt nicht betroffen, da die Sonneneinstrahlung nur in den Vormittagsstunden und nicht an allen Tagen Einfluss nimmt. Der grundsätzliche Trend der Messung bleibt unbeeinflusst.

3.4 METHODENVERGLEICH

Die Vorstudie zeigt, dass der Boden im Pflanzgefäß natürlichen Schwankungen des Wassergehaltes, verursacht durch die Wurzelaktivität, ausgesetzt ist. Im Folgenden gilt es zu überprüfen, ob diese Schwankungen auch mit geoelektrischen Messungen zu beobachten sind.

3.4.1 Vergleich der Messreihen

Um die TDR-Ergebnisse mit den geoelektrischen Messungen zu vergleichen, wurden zwei Messzeiträume ausgewählt. Während dieser Tage wurden zusätzliche kontinuierliche geoelektrische Messungen durchgeführt (Beschreibung der Elektrodenkonfigurationen siehe Kap. 3.2 bzw. Anhang III). Der erste Zeitraum beinhaltet TDR-Messungen, bei denen keine Gerätedrift festgestellt werden konnte. In Abbildung 3-8 sind die TDR-Ergebnisse, die Temperaturdaten aus zwei verschiedenen Tiefen des Topfes (2 cm und 10 cm) und der Mittelwert des scheinbaren spezifischen Widerstandes der Messanordnungen mit Beteiligung der vergrabenen Elektroden in 10 cm Tiefe dargestellt. Der zweite detailliert untersuchte Zeitraum beinhaltet Messungen mit der TDR, bei denen es zur Temperaturdrift der Sondenelektronik kommt. Die Messdaten der TDR und des Thermometers, sowie der Mittelwert des scheinbaren spezifischen Widerstandes der vergrabenen Elektroden sind in Abbildung 3-9 abgebildet. Der Temperatursensor in 10 cm Tiefe ist während dieser Messungen ausgefallen, somit wird nur die Bodentemperatur in 2 cm Tiefe aufgezeichnet. Der Temperatursensor in 10 cm Tiefe zeigt während der ersten Periode geringe Schwankungen der Bodentemperatur, somit können Temperatureinflüsse auf die geoelektrischen Messergebnisse vernachlässigt werden. Dieses Temperaturverhalten kann auch auf den zweiten Messzeitraum übertragen werden, da der Temperaturverlauf in 2 cm Tiefe keine wesentlichen Änderungen zeigt.

Das in Kap. 3.4 beschriebene tageszeitabhängige Verhalten der TDR-Messwerte ist auch während der ersten vergleichenden Messphase zu beobachten. Die höchste Variation in den Ergebnissen ist während der Vormittagsstunden zwischen 6 und 12 Uhr zu

verzeichnen. Das Verhalten des gemittelten Widerstandes der vergrabenen Elektroden stellt sich wie folgt dar (zum besseren qualitativen Vergleich mit den TDR-Ergebnissen erfolgen die Angaben in Leitfähigkeit):

- 6 Uhr bis 12 Uhr deutliches Ansteigen der Leitfähigkeit
- 12 Uhr bis 6 Uhr des nächsten Tages kontinuierliches Absinken der Leitfähigkeit auf Normalniveau

Das Verhalten der elektrischen Leitfähigkeit zeigt eine positive Korrelation mit dem Verhalten der TDR-Sonde in mitten der Wurzelzone.

Die Referenzsonde zeigt während dieser Experimentphase Unregelmäßigkeiten, wie erwartet nimmt der Wassergehalt zunächst ab ca. 6 Uhr ab, dann jedoch steigt der Wassergehalt ab etwa 9 Uhr an. Dieses Verhalten ist durch die Gerätedrift zu erklären.

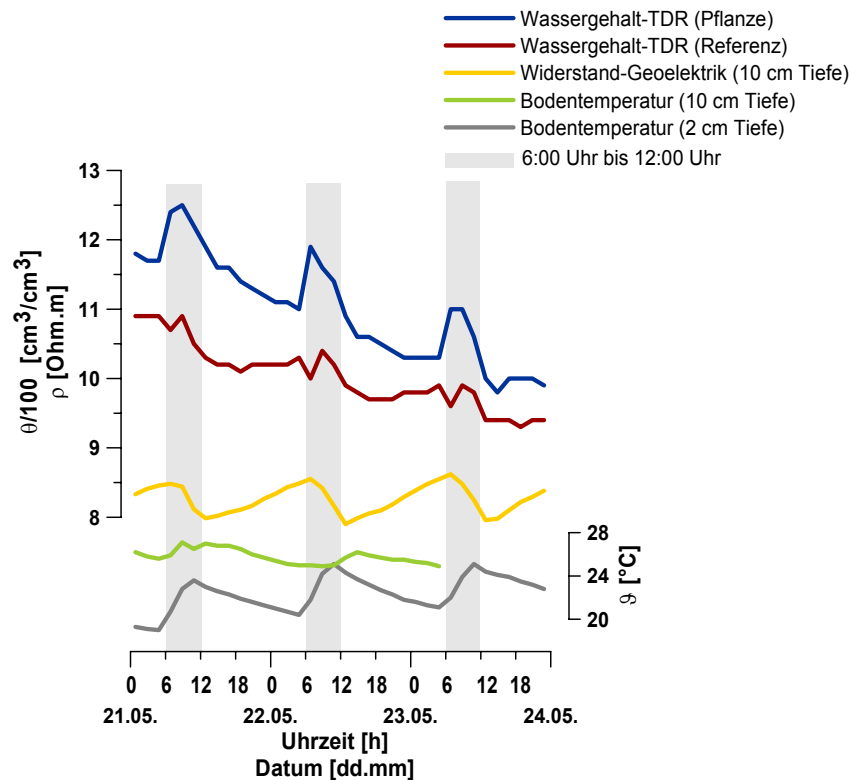


Abbildung 3-8: Vergleich TDR-, Geoelektrik- und Temperaturmessungen verstärkte Aktivität in den Vormittagsstunden (6 Uhr – 12 Uhr)

In Abbildung 3-9 sind die Messergebnisse nach der Bewässerung abgebildet. Der Temperaturverlauf und die Widerstandsdaten zeigen ein ähnliches Verhalten wie in den vorherigen Messphasen. Die TDR-Ergebnisse sind allerdings widersprüchlich. Die Wassergehaltsänderung in den Morgenstunden ist mit den TDR-Sonden nach der

Bewässerung nicht mehr messbar, da die Gerätedrift durch Veränderungen der Temperatur am Sondenschaft das Signal überlagert.

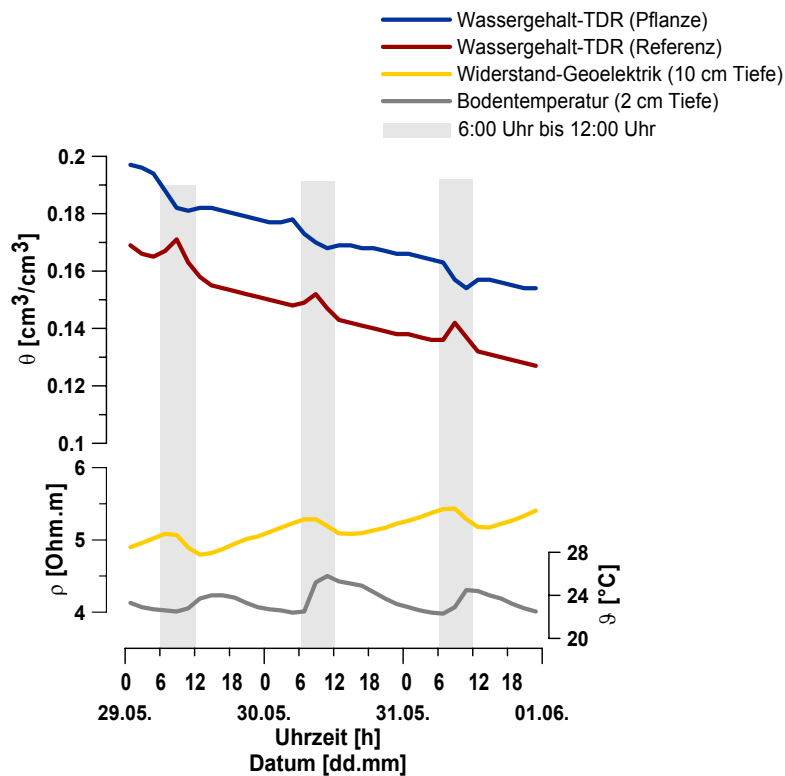


Abbildung 3-9: Vergleich der TDR-, Geoelektrik- und Temperaturmessungen nach der Bewässerung verstärkte Aktivität in den Vormittagsstunden (6 Uhr – 12 Uhr)

Zusammenfassend lässt sich ableiten, dass die kontinuierlichen elektrischen Widerstandsmessungen mit den Ergebnissen der TDR-Sonden übereinstimmen, unter der Berücksichtigung, dass der Wassergehalt invers proportional zum Widerstand ist. Die Tagesgänge sind vergleichbar und die Veränderungen der Messwerte können ähnlichen Zeitpunkten zugeordnet werden.

Die TDR-Sonden messen zuverlässig und kontinuierlich, solange der Sondenschaft vor erhöhter Sonneneinstrahlung geschützt ist. Die Daten, die unter erhöhten Temperaturen in den Vormittagsstunden aufgezeichnet wurden, sind nur nach sorgfältiger Kontrolle zu verwenden. Kurzzeitige Abweichungen in der Ganglinie der TDR-Messungen können nicht in jedem Fall auf Veränderungen des Wassergehalts im Boden zurückgeführt werden. Wenn der Temperatureinfluss auf die Sonden ausgeschlossen werden kann, sind sie eine zuverlässige Datenquelle. Zeitreihen bzw. Datenwerte, die von der Gerätedrift durch erhöhte Temperatur beeinflusst sind, lassen sich leicht identifizieren und entfernen. Der

Durchschnittswert der Nachmittags- und Nachtstunden kann für weitere Analysen verwendet werden.

3.4.2 Flächenhafte Widerstandsverteilung

Die geoelektrischen Messungen wurden mit Elektrodenanordnungen von der Oberfläche in verschiedenen Konfigurationen (Wenner, Schlumberger) und mit Nutzung der vergrabenen Elektroden für tomografische Konfigurationen durchgeführt. Zur ersten Analyse der Widerstandsverteilungen wurde der Datensatz unterteilt. Es werden zum einen nur die Messungen der Sondierungskartierung mit den Elektroden an der Oberfläche dargestellt, zum anderen der gesamte Datensatz. Die Unterteilung erfolgt in Hinblick auf einen späteren Vergleich der unterschiedlichen Geometrien. Möglicherweise sind mit den weniger aufwändigen Messungen von der Oberfläche ähnliche Ergebnisse zu erzielen, wie mit den tomografischen Messungen unter Einbeziehung von vergrabenen Elektroden.

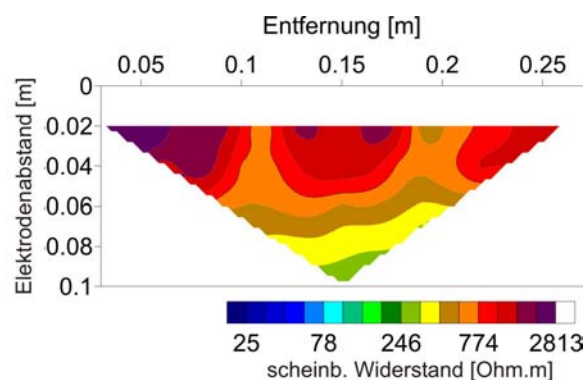


Abbildung 3-10: Pseudosektion der Messung am 21.5.2004 unter Verwendung der Elektroden an der Oberfläche und der Wenner-Anordnungen. Die Pseudotiefe entspricht dem Elektrodenabstand.

Abbildung 3-10 zeigt die Verteilung der scheinbaren spezifischen Widerstände der Wenner-Sondierungskartierung unter Verwendung der Elektroden an der Oberfläche als Pseudosektion. Die Daten zeigen absinkende Widerstände mit zunehmender Tiefe. Die Datensätze wurden mit Hilfe der Software RES2DINV (LOKE, 2004) invertiert, Abbildung 3-11 zeigt die zweidimensionale Widerstandsverteilung mit wahren Tiefenangaben an zwei Tagen. Das erste Datenbeispiel (Abb. 3-11 a und b) stammt vom 21.5.2004, das zweite Beispiel (Abb. 3-11 c und d) wurde am 30.5.2004 nach der Bewässerung aufgezeichnet. Der Abstand zwischen den dargestellten Widerstandsverteilungen beträgt 9 Tage. Am 7. Tag wurde bewässert.

Die Modelle der Widerstandsverteilung zu verschiedenen Zeitschritten sind ähnlich. Die Sondierungskartierung mit dem Elektrodenprofil an der Oberfläche zeigt im Tiefenbereich bis 0,02 m sehr hohe Widerstände, die nach der Bewässerung absinken. Zu erkennen ist im Bereich um 0,1 m eine Anomalie höherer Widerstände. Solche oberflächennahen Unregelmäßigkeiten entstehen wahrscheinlich durch ungleichmäßiges Bewässern und Fließen des Wassers entlang von bevorzugten Fließwegen. Markant ist der mittlere Tiefenbereich, welcher durch sehr geringe Widerstände gekennzeichnet ist. Im tiefsten kartierbaren Bereich steigen die Widerstände wieder an. Diese Dreiteilung ist auch deutlich bei der Wiederholungsmessung nach der Bewässerung zu erkennen.

Auch die tomografischen Messungen ergeben ein ähnliches Bild, wenn gleich die hohen Widerstandswerte im oberflächennahen Bereich nicht erreicht werden. Die Zone mit geringeren Widerständen im Bereich ab 0,02 m Tiefe ist ebenfalls deutlich ausgeprägt. Wobei die Widerstandsanomalien bei den Wiederholungsmessungen in dieser Zone viel deutlicher ausgeprägt sind. Allgemein sind die Widerstände bei den Messungen nach der Bewässerung geringer, was durch die Erhöhung der Leitfähigkeit durch das zusätzliche Wasser erklärt wird.

Der berechnete RMS-Fehler beim letzten Inversionsschritt lag unter 5%.

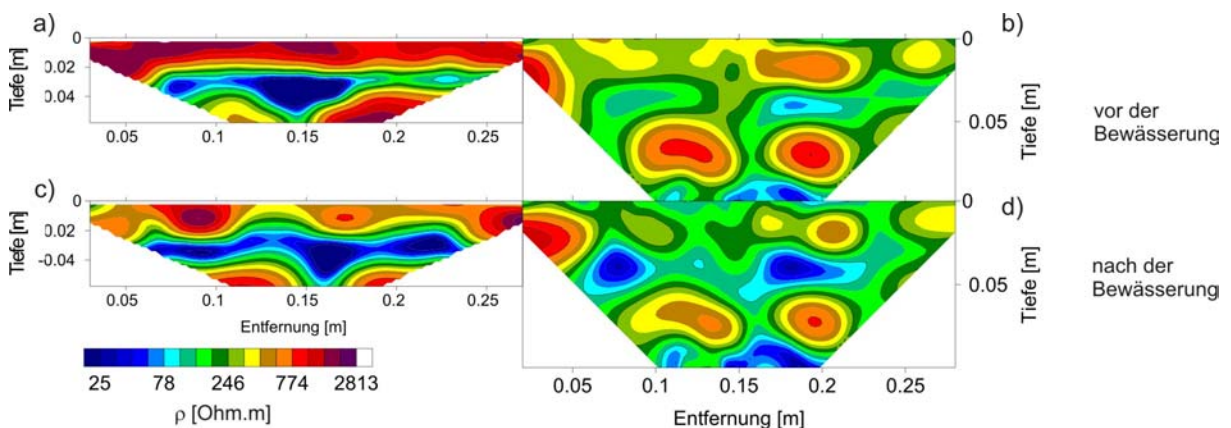


Abbildung 3-11: Ergebnisse der 2D-Inversion der geoelektrischen Messungen

Die Datenaufzeichnung erfolgte an zwei verschiedenen Zeitpunkten, vor und nach der Bewässerung, jeweils von der Oberfläche (a) und (c) und Tomografiedaten (b) und (d). Die Modelle zeigen Ähnlichkeiten, auch nach Zugabe von Wasser bleibt der zonale Aufbau erhalten. Oberflächennah existiert eine Zone mit erhöhten Widerständen, gefolgt von einem Bereich geringeren elektrischen Widerstands.

Die Ergebnisse von der Oberfläche und die Widerstandstomografie erweisen sich als wiederholbar. Die Zone verringerten Widerstandes im Bereich um 0,02 m - 0,05 m ist reproduzierbar. Dieser Bereich entspricht der Zone der maximalen Wurzel ausbreitung, somit ist ein wiederholtes Auftreten der Anomalie zu erwarten. Auch gesteigerter Einfluss des Wassers nach der Bewässerung verändert die Lage der Zone nicht, eine Durchfeuchtungsfront kann ausgeschlossen werden.

Zur Erfassung der Widerstandsänderungen im Boden als zweidimensionales Abbild wurden die Daten zweier aufeinander folgender Tage (21.5.2004 und 22.5.2004) modelliert. Dazu wurde der gesamte Datensatz verwendet. Da ein Messzyklus knapp 2 Stunden dauert, gibt es 12 Messungen pro Tag. Diese sind in Abbildung 3-12 dargestellt. Zur besseren Verdeutlichung der Unterschiede werden nicht die Absolutwerte verglichen, sondern Differenzen gebildet:

$$\Delta\rho_{n-1} = \frac{\rho_n - \rho_{n-1}}{\rho_n} \times 100 \quad (3.1)$$

ρ_n - spezifischer Widerstand zum Zeitpunkt n

ρ_{n-1} - spezifischer Widerstand zum Zeitpunkt n-1

Zwischen 6 Uhr und 10 Uhr zeigt sich die höchste Variabilität. Dabei scheint sich die negative Anomalie (blau) zunächst oberflächennah zu verbreiten, wie es im Zeitschritt 8 Uhr zu erkennen ist. Im nächsten Zeitschritt kommt es abermals zu einer negativen Abweichung, welche dann aber über die gesamte Fläche verteilt ist. Nachts, vor allem in den frühen Morgenstunden, ist ein regelmäßiges Muster geringer Widerstandsunterschiede zu erkennen. Nachmittags ist das diskontinuierliche Auftreten positiver (rot) und negativer (blau) Anomalien verzeichnen. Vergleicht man beide Tage miteinander, gibt es keine signifikanten Veränderungen im zeitlichen Verlauf der Widerstandsverteilung. Ein ähnliches Muster der Widerstandsverteilungsänderungen ist erkennbar.

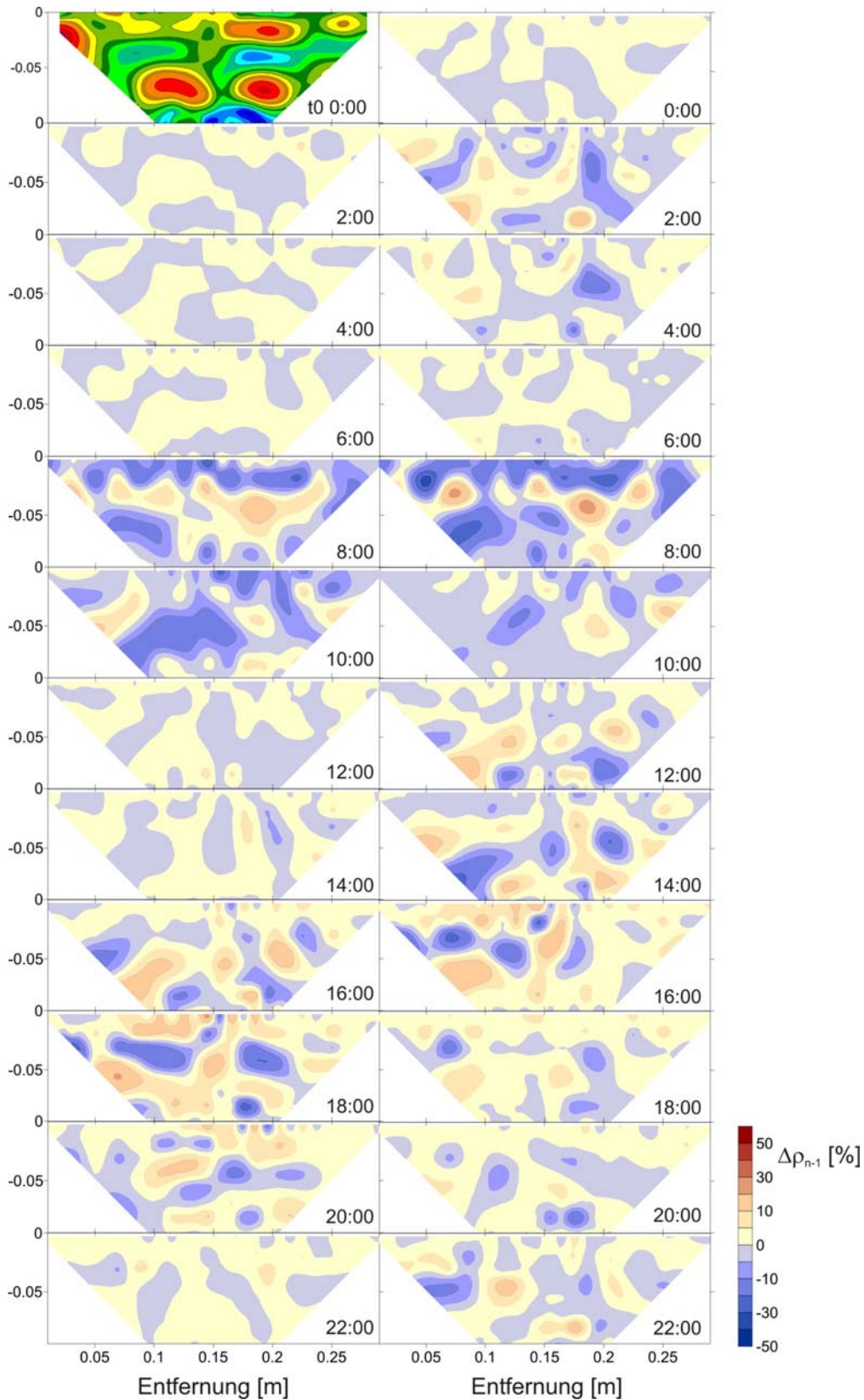


Abbildung 3-12: Differenzen der invertierten Widerstandsmodelle im Zeitabstand von 2 h an zwei aufeinander folgenden Tagen

Die höchste Aktivität in Form hoher Widerstandsabnahmen ist in den Vormittagsstunden zu erkennen. Nachts finden kaum Veränderungen der Widerstandsverteilung statt.

Abgeleitet aus den Differenzen der zweidimensionalen Widerstandsmodelle wird in Abbildung 3-13 der Mittelwert, der Median und die Standardabweichung der Veränderung im zweistündigen Rhythmus dargestellt. Die Standardabweichung verdeutlicht, dass die Variabilität der Messwerte zwischen 6 Uhr und 12 Uhr morgens ähnlich groß ist, wie nachmittags zwischen 15 Uhr und 20 Uhr. Die Summe der positiven und negativen Abweichungen ist nachmittags etwa gleich. Vormittags hingegen überwiegen die negativen Abweichungen. Dieser Zusammenhang wirkt sich auch auf den Mittelwert und den Median aus. Der Median entspricht am besten der flächenhaften Verteilung. Der räumliche Zusammenhang von Widerstandsveränderung und Zone der Wurzelausbreitung kann in der statistischen Analyse auf Grund der Mittelungen nicht beschrieben werden. Eine Unterteilung der Fläche für weitere statistische Analysen erscheint auf Grund der geometrischen Beschränktheit ungeeignet.

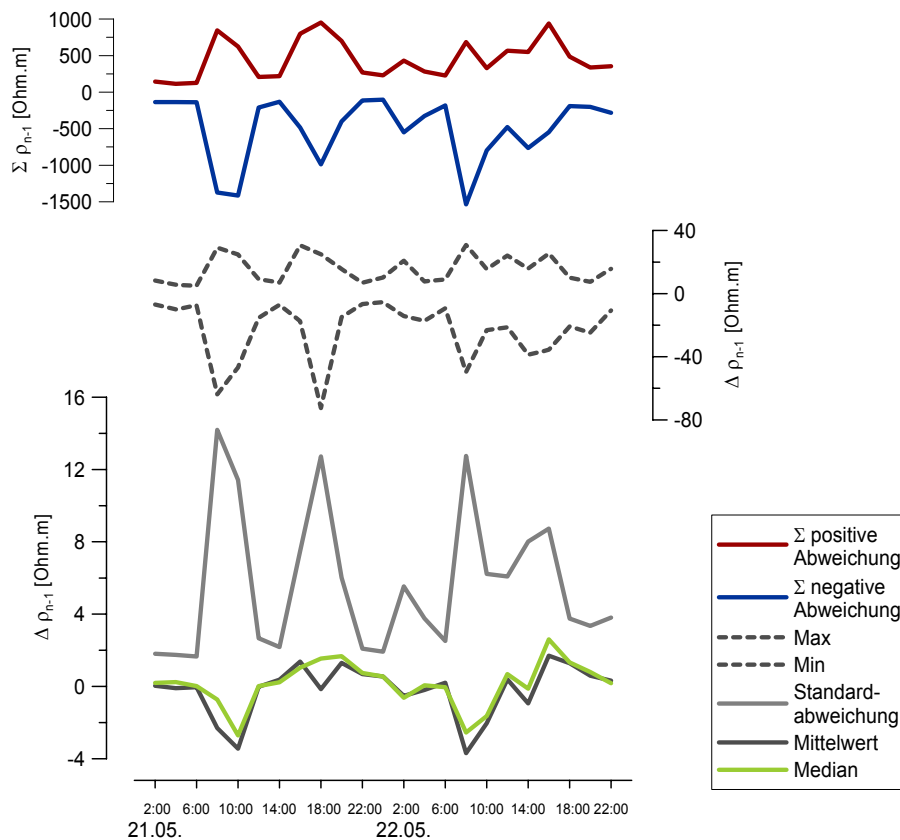


Abbildung 3-13: Statistische Analyse der Widerstandsverteilung aus Abbildung 3-12

Gegenüberstellung der Veränderung von Mittelwert, Median, Standardabweichung (unten), Minimum und Maximum der Abweichung (Mitte) und Summe der positiven bzw. negativen Abweichungen (oben) je Zeitschritt.

3.5 INTERPRETATION DES WIDERSTANDES IN WASSERGEHALT

Um Aussagen über die Wasserverteilung im Boden zu erhalten und Zonen des Wasserverbrauchs zu identifizieren, müssen die Widerstandsverteilungen in Wassergehaltsangaben umgerechnet werden. Dazu wird von vielen Autoren die Archie-Gleichung verwendet (BINLEY et al., 2002a; BINLEY et al., 2002b; HAGREY et al., 2004; REIN et al., 2004).

3.5.1 Erstellen der Archie-Beziehung

Die erweiterte empirische Archie-Gleichung (Gl. 3.2) erstellt die Beziehung zwischen elektrischer Leitfähigkeit und petrophysikalischen Parametern im porösen Medium. Die Erweiterung auf nur teilweise gesättigte poröse Medien kommt in dieser Arbeit zur Anwendung:

$$\rho_b = a\rho_w \Phi^{-m} S^{-n} \quad (3.2)$$

ρ_b - spezifischer Widerstand

ρ_w - spezifischer Widerstand des Porenwassers

Φ - Porosität

S - Sättigung

m - Zementationsexponent

n - Sättigungsexponent

a - Faktor, wird im Lockersediment mit 1 angenommen (SCHÖN, 1983).

Die substratabhängigen Exponenten des empirischen Modells müssen für das verwendete Substrat angepasst werden. Dazu wird die Beziehung unter Verwendung von Daten aus verschiedenen Experimentphasen erstellt. Die Abhängigkeit des Widerstandes von der Sättigung und die angepasste Regressionskurve sind in Abbildung 3-14 dargestellt. Dabei handelt es sich um (1) die Laboranalysen des verwendeten Feinsandes, (2) die Daten aus dem Hibiskusexperiment, wobei das bemessene Substrat mit vielen Wurzeln durchwachsen ist, und um Daten aus dem Lupinenexperiment, wobei (3) Datenpaare aus den Wenner-Messungen mit den Oberflächenelektroden und (4) Datenpaare der Wenner-Messungen mit den vergrabenen Elektroden verwendet werden. Das Messvolumen der Daten (1) und (3) enthält keine bzw. nur wenige Wurzeln. Die Datensätze (2) und (4) hingegen wurden unter erheblichem Wurzeleinfluss aufgezeichnet.

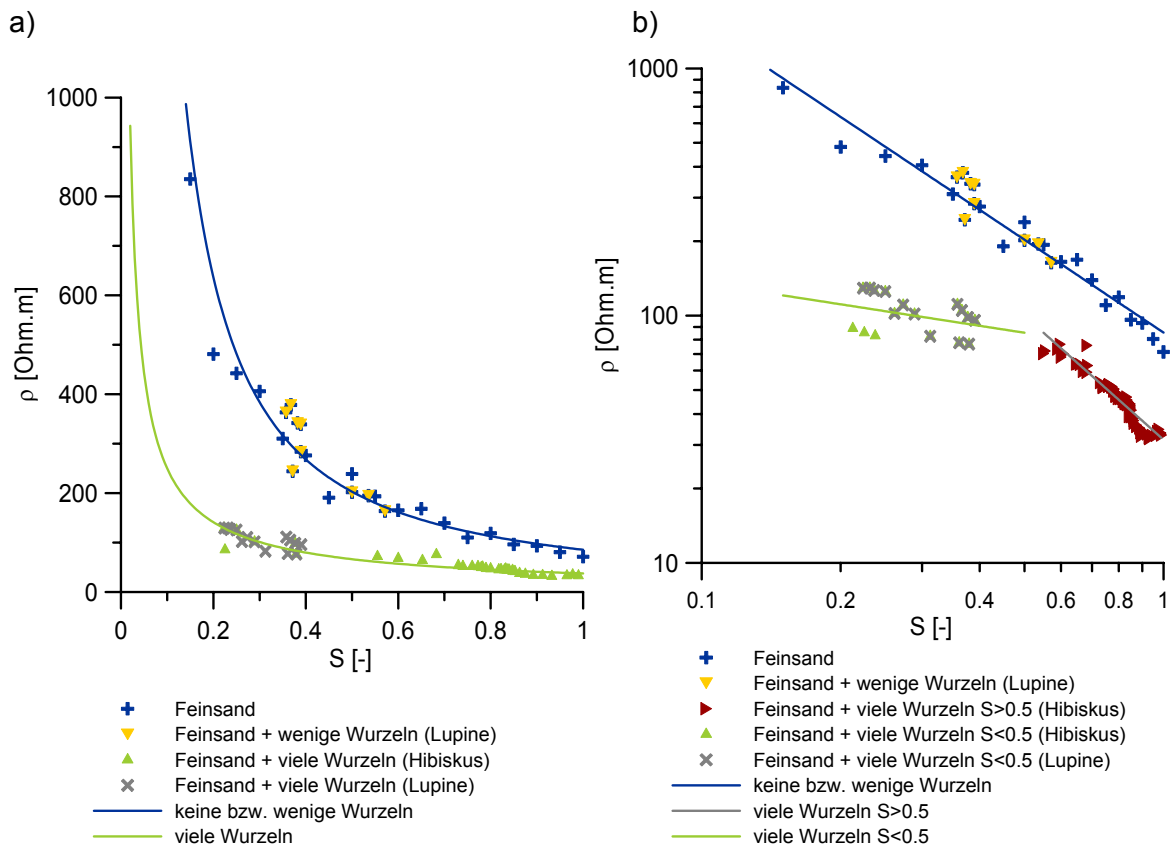


Abbildung 3-14: empirische Beziehung von Wassergehalt zu scheinbarem Widerstand erstellt mit Hilfe der Daten aus verschiedenen Laborexperimenten (a), lineare Darstellung (b) logarithmische Darstellung

Bei der linken Abbildung sind die Achsen mit linearer Einteilung dargestellt. An die Punktmengen können zwei verschiedene Potentialfunktionen sehr gut angepasst werden. Das Bestimmtheitsmaß R^2 liegt bei der Anpassung „Sand“ bei $R^2=0,94$ und bei der Anpassung „Wurzel-gesamt“ bei $R^2= 0,84$.

Gleichung „Sand“

$$\rho_{Sand} = a \cdot \rho_w \cdot \phi^{-1,3} \cdot S^{-1,4} \quad (3.3)$$

Gleichung „Wurzel-gesamt“

$$\rho_{Wurzel-gesamt} = a \cdot \rho_w \cdot \phi^{-1} \cdot S^{-0,82} \quad (3.4)$$

Die Parameter der berechneten Archie-Beziehung sind in Tabelle 3-1 dargestellt.

Eine Angleichung an die Potenzfunktion erfolgt durch die Messwerte mit keinem und geringem Wurzelanteil, fortan mit „Sand“ bezeichnet (Gl. 3.3). Die zweite Anpassung (Gl. 3.4) entsteht bei Verwendung der Datenpaare mit Wurzeinfluss. Der wesentliche

Unterschied beider Kurven liegt somit im unterschiedlichen Wurzelanteil. Es wird deutlich, dass die Archie-Beziehung für das 3-Phasen-System Sand-Wasser-Luft auf das 4-Phasen-System Sand-Wasser-Luft-Wurzel erweitert werden muss. Bei doppeltlogarithmischer Darstellung (Abb. 3-14 b) der Achsen fällt nicht nur eine Zweiteilung der Anpassung auf, sondern es bietet sich eine weitere Teilung der Kurve „Wurzel-gesamt“ in Abhängigkeit der Sättigung an. Das Bestimmtheitsmaß liegt bei der Anpassung „Wurzel $S > 0,5$ “ bei $R^2 = 0,91$, bei der Anpassung „Wurzel $S < 0,5$ “ ist $R^2 = 0,66$, was durch die größere Streuung der Messpaare erklärt wird.

$$\text{Gleichung „Wurzel } S > 0,5\text{“ } \rho_{Wurzel > 0,5} = a \cdot \rho_w \cdot \phi^{-0,8} \cdot S^{-1,67} \quad (3.5)$$

$$\text{Gleichung „Wurzel } S < 0,5\text{“ } \rho_{Wurzel < 0,5} = a \cdot \rho_w \cdot \phi^{-1,68} \cdot S^{-0,28} \quad (3.6)$$

Die Steigung der Anpassung bei weniger als 50 % Sättigung ist deutlich flacher als darüber. Das bedeutet bei Abnahme der Wassersättigung unter 50 %, sinkt der Widerstand weniger stark ab, als bei Sättigungen über 50 %. Eine Erklärung ist die weiterhin vorhandene Vernetzung der Poren durch die Wurzeln. Bei geringem Wurzelanteil und bei reinem Sand werden bei sinkendem Wasseranteil die mit Wasser gefüllten Porenräume zunehmend isolierter, der elektrische Widerstand steigt.

In Tabelle 3-1 sind die Archie-Parameter der verschiedenen Anpassungen dargestellt. Der spezifische Widerstand (ρ_w) wurde im Labor bestimmt (siehe Anhang I). Der Anstieg der Porosität im wurzeldurchwachsenen Substrat wird in Ermangelung von Laborbestimmungen aus den in situ Messungen abgeleitet. Der maximale Bodenwassergehalt, der direkt nach der Bewässerung aufgezeichnet wurde, liegt wiederholt bei $0,4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

	a [-]	ρ_w [Ohm.m]	Φ [cm ³ /cm ³]	$a \cdot \rho_w \cdot \Phi^{-m}$ [Ohm.m cm ³ /cm ³]	m [-]	n [-]
Sand	1.00	15.00	0.28	78.87	1.30	1.40
Wurzel-gesamt	1.00	15.00	0.40	37.47	1.00	0.82
Wurzel >0.5	1.00	15.00	0.40	31.50	0.81	1.66
Wurzel <0.5	1.00	15.00	0.40	69.80	1.68	0.28

Tabelle 3-1: Parameter der Archie-Beziehungen „Sand“ (Gl. 3.3), „Wurzel-gesamt“ (Gl. 3.4) und der geteilten Anpassung „Wurzel“ (Gln. 3.5, 3.6). Die Faktorenableitung erfolgte mit Hilfe von an die Messwertpaare angepassten Funktionen.

Die abgeleiteten Exponenten sind empirischer Natur, ein gewisser Bezug zur Realität lässt sich dennoch herstellen. Der Exponent m wird auch als Zementationsexponent bezeichnet, da er bei den klastisch verfestigten Sedimenten meist die Tendenz zur Zunahme mit der Zementation zeigt SCHÖN (1983). Der Exponent n wird als Sättigungsterm bestimmt, die Steigung der Geraden bei doppellogarithmischer Darstellung ist von n abhängig. Auffällig ist, dass die Steigung der Anpassung „Wurzel $< 0,5$ “ (Gl. 3.6) sehr gering ist, etwa ein Viertel kleiner als der normale Wertebereich. Das bedeutet mit sinkendem Wassergehalt steigt der elektrische Widerstand nicht so an, wie zu erwarten.

3.5.2 Abschätzung des Bodenwassergehaltes

Mit Hilfe der erstellten Archie-Gleichungen kann der Widerstand in Wassergehalt überführt werden. Exemplarisch werden an dieser Stelle die Datenbeispiele aus Abbildung 3-11 zur Quantifizierung verwendet. Die Umrechnung erfolgt zum Vergleich sowohl mit der Archie-Anpassung des nicht durchwurzelt Materials, der Gleichung „Sand“ und mit der zweigeteilten Gleichung „Wurzel“ mit Berücksichtigung des Einflusses der Wurzeln. Die Ergebnisse sind in Abbildung 3-15 dargestellt.

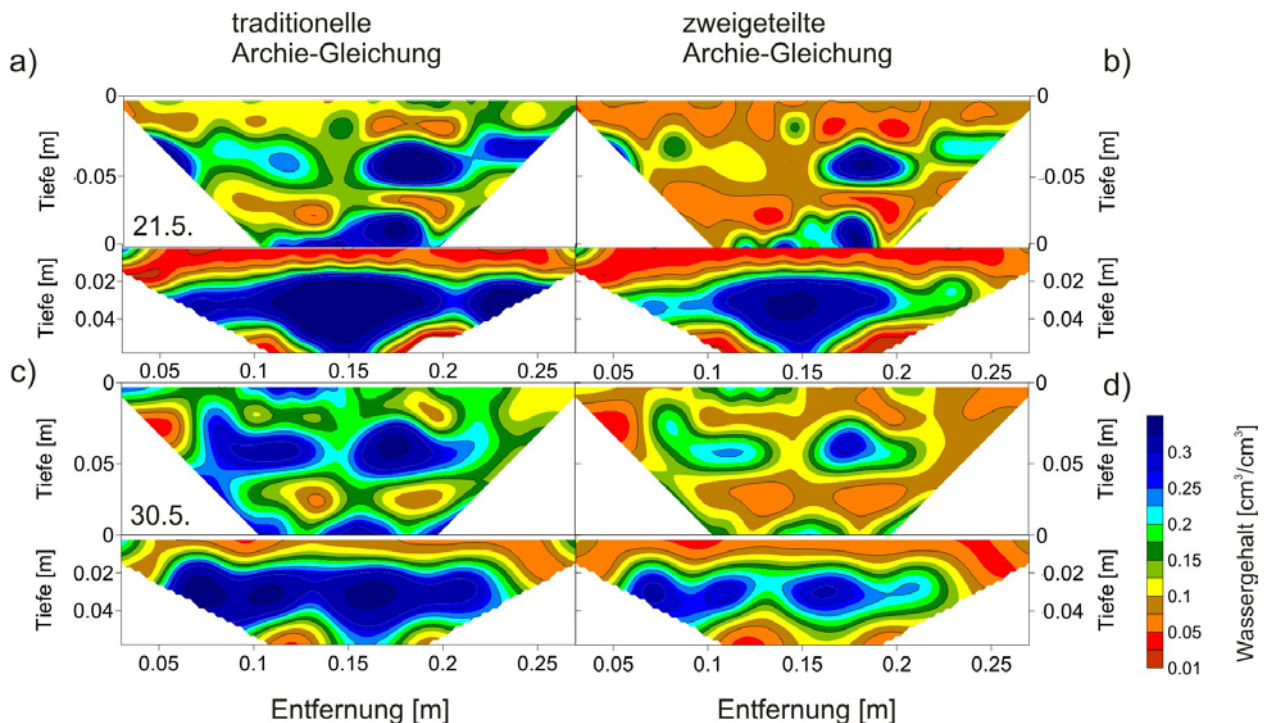


Abbildung 3-15: Quantifizierung des Wassergehalts aus dem Widerstandsmodell unter Berücksichtigung der unterschiedlichen empirischen Beziehungen vor (21.5.2004) und nach (30.5.2004) der Bewässerung. (a) 21.5.2004 Anwendung von Gleichung „Sand“ (Gl. 3.3) (1) (b)

21.5.2004 Anwendung der zweigeteilten Wurzel-Gleichung (Gln. 3.5 und 3.6) (c) 30.5.2004 Anwendung von Gleichung „Sand“ (Gl. 3.3) (d) 30.5.2004 Anwendung zweigeteilten Wurzel-Gleichung (Gln. 3.5 und 3.6), jeweils oben ist die tomografische Messung dargestellt, unten die Messung von der Oberfläche.

Die aus der Widerstandsverteilung bekannte Dreiteilung bleibt erkennbar. Oberflächennah gibt es eine trockene Zone, im mittleren Bereich um 0,04 m Tiefe ist eine Feuchtzone zu erkennen und darunter scheint der Wassergehalt wieder abzusinken. Durch die unterschiedlichen Exponenten der angewendeten Funktionen ist auffällig, dass bei Anwendung der kombinierten „Wurzel“-Gleichung eine erhebliche Glättung der Maxima auftritt. Die Tomografiemessungen zeigen geometriebedingt eine höhere Eindringtiefe. Die Messungen von der Oberfläche zeigen ein ähnliches Bild, allerdings mit begrenzter Eindringtiefe. Die Zone der Wassergehaltsmaxima erscheint bei den Messungen von der Oberfläche ausgeprägter, die oberflächennahe Zone ist deutlich trockener im Vergleich zu den tomografischen Messungen.

Die zweidimensionale Wassergehaltsverteilung, die mittels der geoelektrischen Messungen erstellt wurde, wird nun in einen Mittelwert überführt, um das Ergebnis mit den Messungen der TDR-Sonden vergleichbar zu machen (vgl. Tabelle 3-2). Es kann somit ein Vergleich der Ergebnisse von Messungen auf verschiedenen räumlichen Skalen erfolgen.

	TDR vol. Wassergehalt [cm ³ /cm ³]	Ø Wassergehalt [cm ³ /cm ³] der Tomografiemessung		Ø Wassergehalt [cm ³ /cm ³] der Oberflächenmessung	
		„Sand“	„Wurzel“	„Sand“	„Wurzel“
21.5.2004	0,11 - 0,12	0,19	0,10	0,15	0,1
30.5.2004	0,15 - 0,18	0,21	0,14	0,15	0,1

Tabelle 3-2: Vergleich des Durchschnittswassergehaltes abgeleitet aus der 2D-Geoelektrik (unter Verwendung der Archie-Anpassungen „Sand“ und „Wurzel $S < 0,5$ und $S > 0,5$ “) mit den TDR-Messwerten an Tagen vor und nach der Bewässerung

Bei der Verwendung der Gleichung „Sand“ (Gl. 3.3) zeigen sich große Abweichungen zum TDR-Messwert, sowohl bei den Messungen von der Oberfläche, als auch bei den tomografischen Messungen. Die Berechnungen mit der geteilten „Wurzel“-Gleichung (Gln.

3.5, 3.6) hingegen liefern vergleichbare Bodenwassergehaltsangaben. Die Abweichung zum TDR-Ergebnis ist bei den Messungen von der Oberfläche größer als bei den tomografischen Messungen.

3.6 DISKUSSION

Mit Hilfe der Geoelektrik sind flächenhafte Messungen im Bereich der Wurzelzone möglich. Es konnte der Tagesgang des Bodenwassergehaltes beobachtet werden. Die Ergebnisse der punktuellen Messungen mit dem TDR und die der Widerstandskartierung sind vergleichbar. Jahreszeitliche Variationen konnten mit den TDR-Messungen quantifiziert werden.

Die zeitliche Auflösung der geoelektrischen Messungen von 2 Stunden ist ausreichend, um Veränderungen zu messen. Eine weitere Verkürzung der Messperiode war messtechnisch nicht realisierbar. Bei zukünftigen Messungen wäre eine höhere zeitliche Auflösung jedoch wünschenswert, um die pflanzenverursachten Schwankungen detaillierter zu beobachten. Beim Einbau der Elektroden wurde ein Elektrodenabstand von 2 cm gewählt. Kleinere Abstände sind mit der gewählten Elektrodenform (Büschelstecker) nicht möglich, da die theoretische Annahme einer Punktstromquelle bei geringerem Abstand keinesfalls eingehalten wäre. Die gewählte räumliche Auflösung scheint allerdings ausreichend für die Kartierung der wurzelbeeinflussten mittleren Zone (vgl. Abb. 3-11). Beim Einbau der vergrabenen Elektroden musste auf die genaue Einhaltung der Geometrie geachtet werden. Diese ist sehr wesentlich bei der späteren Inversion der Daten. Im Labor war der akkurate Einbau im homogenen Substrat möglich, die Feldtauglichkeit muss allerdings bezweifelt werden. Der Vergleich der Messungen mit Oberflächenelektroden und tomografischen Messungen zeigt, dass die Kartierungsergebnisse ähnlich sind. Der Messaufwand der tomografischen Messung liegt um etwa ein Drittel höher. Die tomografischen Messungen decken in diesem Beispiel einen größeren Tiefenbereich ab, allerdings ist durch Veränderung der Länge des Oberflächenelektrodenprofils auch eine höhere Eindringung möglich. Die statistische Analyse verdeutlicht das Defizit punktueller bzw. gemittelter Betrachtungen der Widerstandverteilung. Die zonale Verteilung der Widerstände kann nur in der zweidimensionalen Darstellung kartiert werden.

Eindeutig erfasst werden konnten Variationen des Bodenwassergehaltes in den Morgenstunden, die auf eine erhöhte Photosyntheseaktivität zur Zeit der besten Lichtversorgung zurückzuführen ist. Die Variationen am Nachmittag sind möglicherweise auf den Matrixpotentialausgleich im Boden, nach erfolgtem Wasserkonsum der Pflanze zu

erklären. Nachts werden kaum Variationen beobachtet. Diese Ruhephase kann bei zukünftigen Messungen beachtet werden und die Messaktivität kann eingeschränkt werden. Es lässt sich weiterhin ableiten, dass es bei der Aufnahme von Messreihen zu Fehlern kommen kann, wenn Messungen unterschiedlicher Tageszeit verglichen werden. Feldmessungen können unter Umständen durch tageszeitliche Schwankungen beeinflusst werden.

Nach der Überführung der elektrischen Widerstandswerte in Wassergehaltsangaben ist neben einer verbesserten qualitativen, auch eine quantitative Diskussion der Ergebnisse möglich. Die tomografischen Messungen zeigen ein Bild, welches ausgeglichener als die Messungen von der Oberfläche erscheint. Die oberflächennahe Zone ist weniger trocken, die Wassergehaltsmaxima im mittleren Bereich sind weniger ausgeprägt.

Bei Verwendung der Archiebeziehung zur Quantifizierung des Bodenwassergehaltes aus geoelektrischen Messungen haben die Wurzeln einen erheblichen Einfluss. Die Porosität des Bodenvolumens mit Wurzelanteil ist höher als im reinen Feinsand. Dieses Ergebnis bestätigt die Annahme, dass das Wurzelwachstum die Porosität beeinflusst. Zunächst wachsen die Feinwurzeln in den vorhandenen Poren, vermehrtes Wurzelwachstum vergrößert dann die Poren. Stirbt die Wurzel ab, bleiben die vernetzten Hohlräume bestehen und werden mit Wasser oder Luft gefüllt (CURL & TRUELOVE, 1986; MARSHALL et al., 1996).

Beim Erstellen der empirischen Beziehungen für die Wurzelzone wurde beobachtet, dass die Steigung der Anpassung mit abnehmendem Wassergehalt flacher wird (siehe Abb. 3-16). Dieser Effekt kann auf das Netzwerk der vorhandenen Wurzeln zurückgeführt werden. Das Substrat selbst weist nur noch einen geringen Wassergehalt auf, der nicht in der Lage ist den Strom zu leiten. Die Wurzel aber bieten sich als geeignete Leitbahnen an und der elektrische Widerstand bleibt verhältnismäßig gering. Der Gesamtwiderstand R_G des 4-Phasen-Gemischs ergibt sich somit, gemäß einer Parallelschaltung, aus:

$$\frac{1}{R_G} = \frac{1}{R_S} + \frac{1}{R_W} \quad (3.7)$$

R_S - Widerstand des 3-Phasen-Gemischs Substrat-Wasser-Luft

R_W - Widerstand der Wurzeln

Nach diesem Modell müsste sich die Anzahl der Wurzeln auf den Schnittpunkt (n) der Anpassung mit der y-Achse auswirken. Es kann vermutet werden, dass bei hohem

Wurzelanteil n kleiner ist als bei geringem Wurzelanteil. Die gemessenen Punkte deuten darauf hin (vgl. Abb. 3-16). Der Schnittpunkt der Punkt-Strich-Linie mit der y -Achse ist größer als der der gestrichelten Linie. Die Punkt-Strich Linie kann an die maximalen Widerstandswerte der Lupinenmessung angelegt werden. Die gestrichelte Linie hingegen, am unteren Bereich der Punktwolke, spiegelt das Szenario vieler Wurzeln (Hibiskusmessung) wieder.

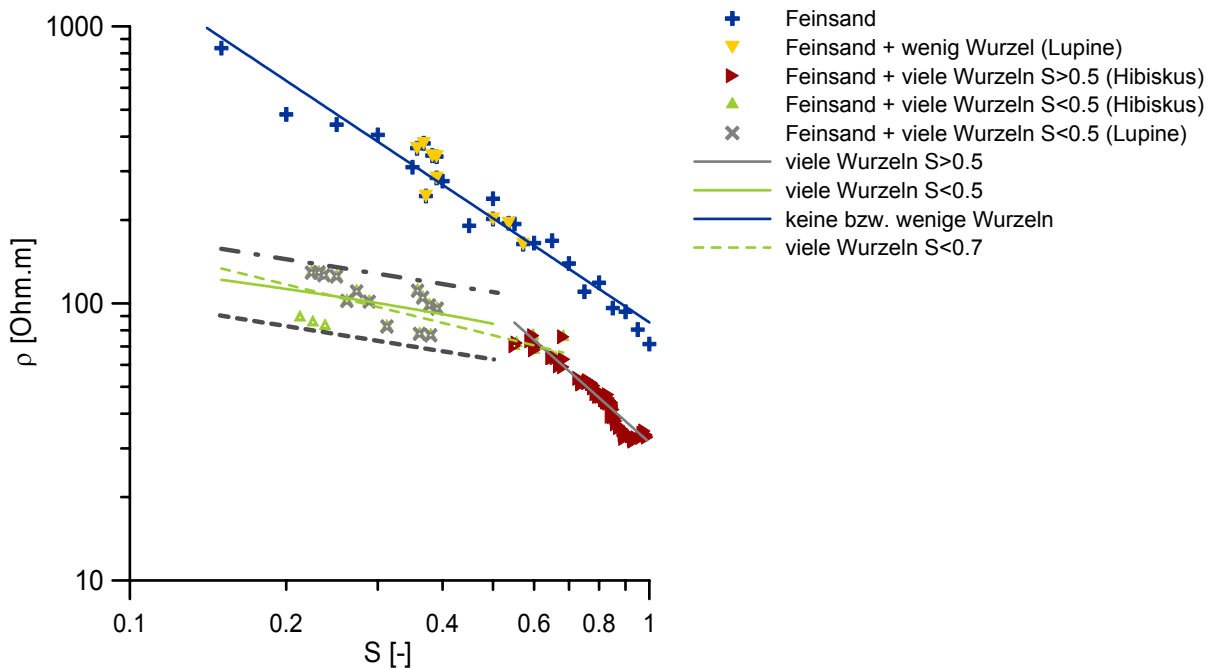


Abbildung 3-16: empirische Beziehung von Wassergehalt zu scheinbarem Widerstand

Bemerkenswert ist das langsame Ansteigen der Geraden in Richtung der Wassergehaltsabnahme. Bei kontinuierlichem Stromfluss durch die Wurzeln sollte die Gerade keine Steigung aufweisen. Die elektrische Leitfähigkeit der Wurzeln verändert sich mit sinkendem Wassergehalt. Eine Verkleinerung der Querschnittsfläche des elektrischen Leiters oder die Modifikation der Ionenkonzentration könnten die Widerstandsveränderung verursachen.

3.7 ZUSAMMENFASSUNG

Im Laborversuch konnte der pflanzenverursachte Tages- und Jahresgang des Bodenwassergehaltes im homogenen Substrat erfolgreich simuliert und mit TDR gemessen werden. Mit Hilfe der Gleichstromgeoelektrik konnten die tageszeitlichen

Variationen auch zweidimensional gemessen werden. Um jahreszeitliche Schwankungen aufzuzeichnen war die geoelektrische Messperiode zu kurz.

Die Nachtmessungen zeigen nur geringe Variation des Bodenwassergehaltes, dagegen sind die Daten der Vormittags- und Nachmittagsmessungen besonders schwankend. Sowohl bei den Messungen von der Oberfläche, als auch bei den tomografischen Messungen zeichnet sich eine Dreiteilung der analysierten Fläche ab. Oberflächennah und in Tiefen größer als 0,06 m ist es trockener als im mittleren Tiefenbereich (0,02 m - 0,06 m). Dieser Bereich ist von Wurzeln durchwachsen.

Die Überführung der Widerstandswerte in Wassergehalt erfolgte mittels der Archie-Gleichung. Es stellt sich heraus, dass die Wurzeln einen erheblichen Einfluss auf diese Anpassung haben. Deshalb erfolgte die erfolgreiche Interpretation des Widerstandes in Wassergehalt unter Berücksichtigung des 4-Phasen Gemisches (Substrat - Wasser - Luft - Wurzel). Eine zweigeteilte Archie-Funktion wurde in Abhängigkeit der Substratsättigung entwickelt.

4 GEOELEKTRIK ZUR ANALYSE DES WASSERGEHALTES IM HETEROGENEN MEDIUM

Nachdem Bodenwassergehaltsveränderungen im Laborversuch im homogenen Medium an der Wurzelzone einer Pflanze unter kontrollierten Randbedingungen mit geoelektrischer Sondierungskartierung und Tomografie nachgewiesen und quantifiziert werden konnten, soll die Methode im folgenden Kapitel auf heterogene Feldverhältnisse übertragen werden. Die Bodenwassergehaltsabnahme verursacht durch den Wasserkonsum der Bäume soll kartiert und quantifiziert werden.

4.1 MOTIVATION UND ZIELE

In Rahmen des interdisziplinären EU-Projektes WATERUSE wurden Messungen in einem Korkeichenhain in Rio Frio in der Alentejo-Region (siehe Abbildung 4-1) durchgeführt. Die Messungen fanden während der Sommermonate statt, zu dieser Zeit gibt es in der mediterranen Klimazone mit atlantischem Einfluss kaum Niederschläge (REIS & GONCALVES, 1981). Die Bäume sind auf die im Boden vorhandenen Wasservorräte angewiesen (FERREIRA & ARRUDA, 2002). Im Mittelpunkt standen die Quantifizierung der Prozesse im System Boden-Pflanze-Atmosphäre (SPAC) und das Aufzeigen von Schwachstellen in der Wasserversorgung des Pflanzenbestandes.



Abbildung 4-1: Lage des Messgebietes Rio Frio in Portugal

In dieser Arbeit wird auf die geoelektrischen Messungen entlang eines Profils eingegangen. Die Messungen fanden zu unterschiedlichen Zeitpunkten statt, damit die Wassergehaltsdifferenzen eines definierten Messzeitraumes analysiert werden können. Es sollen die in Kapitel 3 gewonnenen Erkenntnisse auf den Feldmaßstab übertragen werden. Es stellt sich die Frage, ob die Bodenwassergehaltsabnahmen eines definierten Zeitraumes verursacht durch Bäume quantifiziert werden können. Es wird vermutet, dass die Zone höchster Wurzelaktivität auch die Zone der größten Veränderung des Bodenwassergehaltes ist. Die Quantifizierung der geoelektrischen Messwerte erfolgt mit Hilfe der hier abzuleitenden Archie-Gleichung. Diese empirische Beziehung muss zunächst mit Hilfe von im Labor und in situ gemessenen Daten erstellt werden. Ob und welchen Einfluss der Wurzelgehalt des Bodens auf die Archie-Beziehung hat, soll geklärt werden. Zur Vervollständigung und zur Ergänzung der späteren Interpretation der Ergebnisse gab es Experimente in Bodengruben zur Bestimmung des Wassergehaltes mit TDR-Sonden und zur Widerstandsverteilung, auch in Abhängigkeit der Temperatur. Es wurden Bodenprofile angelegt und sowohl feld- als auch laborbodenkundliche Parameter erfasst. An etwa 10 m hohen Aufschlüssen in einer nahe gelegenen Kiesgrube wurde die Durchwurzlungsintensität der Korkeichen mit der Tiefe kartiert.

4.2 MESSAUFBAU

Zur Beschreibung der hydrogeologischen Situation und zum Monitoring des Bodenwassergehaltes wurde ein 63,5 m langes Geoelektrikprofil mit einem Elektrodenabstand von 0,5 m aufgebaut. Verwendet wurden dazu 120 Edelstahl Elektroden mit einer Länge von je 0,4 m, die 0,3 m - 0,35 m tief in den Boden eingebracht wurden. Ein Messzyklus dauerte etwa 6 Stunden. Als Messanordnungen wurden Wenner-Konfigurationen ausgewählt, da sie sich nach BARKER & MOORE (1998) besonders für Untersuchungen der zeitlichen Veränderung der Widerstände eignen. Die Aufzeichnung erfolgte mit einer Mehrkanal-Geoelektrikapparatur, dem PC-gesteuerten Gleichstromwiderstands-Meßsystem RESECS der Firma GeoServe. Die Ergebnisse der ersten Messung am 24.6.2003 für die Wenner- α -Anordnung sind in Abbildung 4-2 dargestellt. Sowohl in der Pseudosektion (a) als auch in der Abbildung des invertierten Modells (b) ist deutlich die oberflächennahe Zone mit erheblich erhöhten Widerständen zu erkennen. Im Tiefenbereich von 1 m- 5 m und besonders im Entfernungsbereich um $d = 30$ m - 40 m gibt es eine negative Anomalie, die wahrscheinlich auf eine Tonlinse zurückzuführen ist. In Tiefen größer als 10 m steigen die Widerstände wieder an. Die

Wiederholungsmessungen erfolgten einen, drei und 14 Tag(e) später. Das Profil befand sich in einem Korkeichenhain mit regelmäßiger Anordnung der Bäume in einem 10 m x 10 m Raster. Zum Teil bestanden Fehlstellen in der regelmäßigen Baumanordnung. Das Geoelektrikprofil lag parallel zwischen zwei Reihen mit gleichem Abstand zu den Baumreihen (Abb. 4-3).

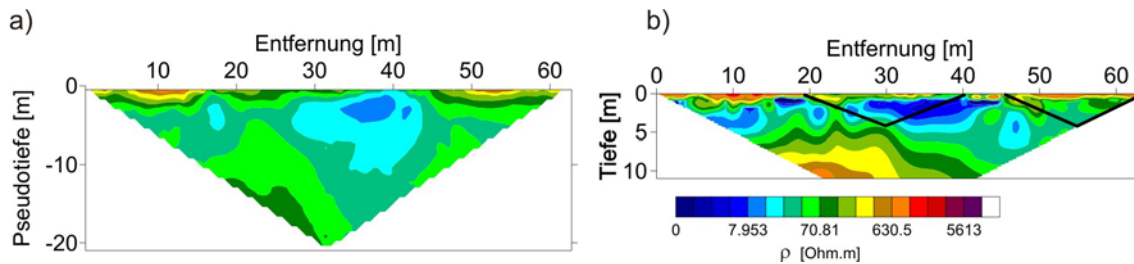


Abbildung 4-2: Geoelektrikprofil: Pseudosektion der Wenner- α -Anordnung (a), Ergebnis der 2D-Inversion (b)

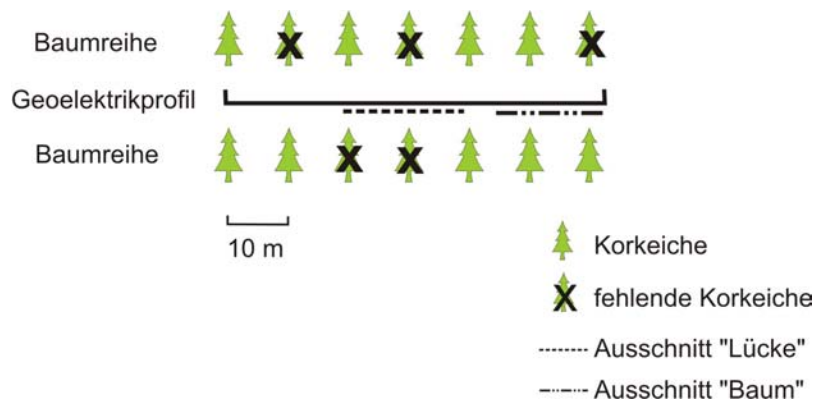


Abbildung 4-3: Lage des Geoelektrikprofils im Korkeichenhain und Wahl der Ausschnitte „Lücke“ und „Baum“

Aus Beobachtungen an Ausgrabungen ergibt sich, dass der Bereich der intensivsten Durchwurzelung bei 2 m -5 m Tiefe liegt. Deshalb wurden aus dem Gesamtprofil für die weiteren Betrachtungen zwei Ausschnitte gewählt (siehe Abb. 4-3). Diese Ausschnitte repräsentieren den Bereich des größten Interesses und sind für vergleichende Betrachtungen hinsichtlich aktiver Wurzeln geeignet. Ein Vergleich von Zonen mit aktiver Wurzelzone vorhandener Bäume (Ausschnitt „Baum“) und Zone mit abgestorbenen Wurzeln (Ausschnitt „Lücke“) wird möglich.

4.3 ERGEBNISSE DER WIEDERHOLUNGSMESSUNGEN

Die Profile der gemessenen scheinbaren spezifischen Widerstände wurden mit einem 2D-time-lapse Algorithmus (LOKE, 1999) modelliert. Das Referenzmodell aller folgenden Zeitschritte wird durch den ersten Zeitschritt vorgegeben.

In Abbildung 4-4 sind die Widerstandsverteilungen exemplarisch für den ersten Zeitschritt dargestellt. Die Profilausschnitte ähneln sich in der Widerstandsverteilung. Im oberflächennahen Bereich sind deutlich höhere Widerstandswerte zu verzeichnen als im Bereich ab einem Meter Tiefe. Jedoch unterscheiden sich die Abschnitte erheblich in den absoluten Werten des Widerstandes. Der Ausschnitt „Lücke“ weist im mittleren Tiefenbereich, zwischen 1 m und 3 m sehr geringe Widerstände ($\rho < 10 \text{ Ohm.m}$) auf.

Um die Veränderungen zu verdeutlichen, wurden die Widerstandsdifferenzen der Zeitschritte von der letzten Messung am 8.7.2003 gebildet:

$$\Delta\rho_{ne-n} = \frac{\rho_{ne} - \rho_n}{\rho_{ne}} \times 100 \quad (4.1)$$

ρ_n - spezifischer Widerstand zum Zeitpunkt n

ρ_{ne} - spezifischer Widerstand zum Zeitpunkt $n_e = 8.7.2003$

In Abbildung 4-4 sind die Differenzen zur letzten Messung am 8.7.2003 dargestellt. Der Abstand zur letzten Messung betrug 11, 13 und 14 Tage. Eine positive Abweichung, d.h. eine Widerstandserhöhung, zum vorherigen Messwert ist in rot dargestellt. Eine Abnahme entsprechend in blau.

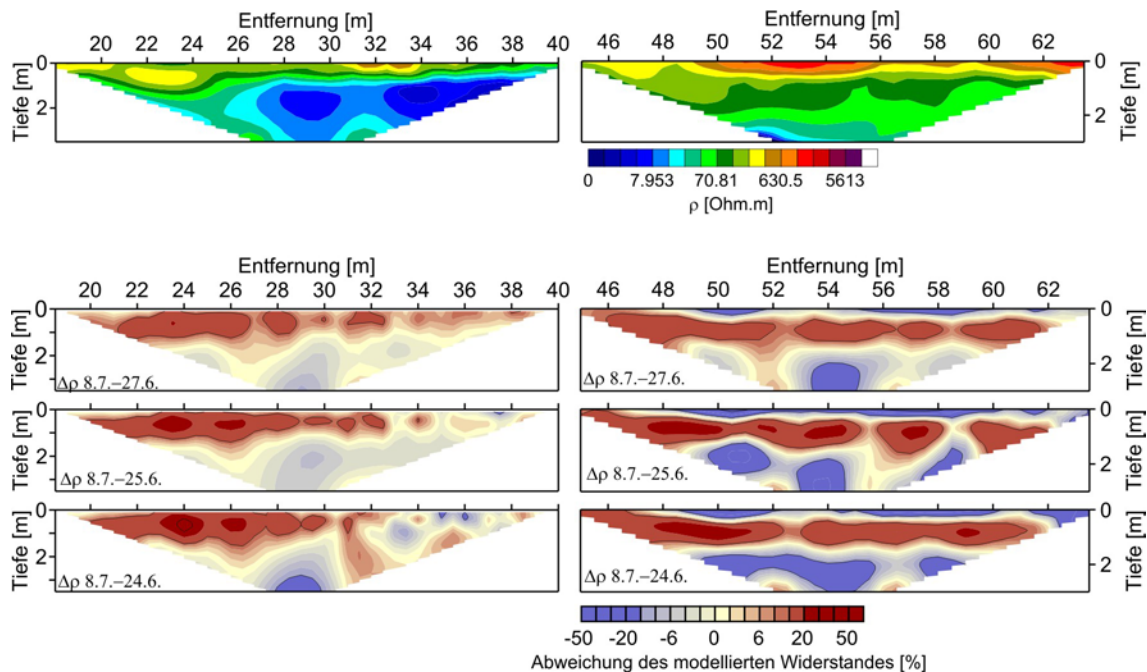


Abbildung 4-4: spezifische Widerstände der Profile „Lücke“ (a) und „Baum“ (b) und Differenzen der spezifischen Widerstände (c) und (d). Die Abweichungen wurden in Bezug auf die letzte Messung am 8.7.2003 berechnet und betragen 11, 13 und 14 Tage.

Die im Tiefenbereich um 1 m existiert eine Zone mit deutlicher Widerstandserhöhung (rot) mit der Zeit. Beim Unterschied der Messungen von 11 Tagen ist die Widerstandserhöhung geringer als bei der Differenz von 15 Tagen. Es kann folglich von einer kontinuierlichen Zunahme mit der Zeit ausgegangen werden. Teilweise steigt der Widerstand um bis zu 50 % an. In der tiefer liegenden Zone sinkt der Widerstand mit der Zeit. Die Teilung erfolgt bei etwa 2 m Tiefe, wobei im Bild der absoluten Widerstände kein eindeutiger Hinweis auf die Zweiteilung gegeben wird.

Im Bereich von 30 m bis 40 m sind vergleichbar geringe Widerstände anzutreffen. In diesem Bereich findet nur eine sehr geringe Widerstandsabnahme mit der Zeit statt.

4.4 ABLEITUNG DES WASSERGEHALTES

4.4.1 Erstellen der Archie-Beziehung

Um die gemessenen 2-D-Widerstandsverteilungen in Wassergehaltsinformationen zu überführen, benötigt man die empirische Archie-Beziehung (vgl. Kap. 3).

Während der Feldmessungen fanden in situ Experimente zur Ermittlung der Beziehung von Bodenwassergehalt und Widerstand (Archie-Gleichung) statt. In Abhängigkeit der Tiefe und der Horizontabfolge, vgl. Tabelle 4-1, wurden Punktmessungen mit der TDR-

Sonde und geoelektrische 4-Punkt-Elektroden-Messungen des Widerstandes in Bodengruben durchgeführt. Des Weiteren wurden Bodenproben genommen, um auch im Laborversuch Archie-Beziehungen zu bestimmen. Bei dem im Labor beprobten Material handelt es sich um Proben der Bodenhorizonte A, B und C1.

Tiefe	Horizont	Grobanteil	Feinanteil				Textur	Lagerungsdichte	Porosität
			2-0,2 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,002 mm	< 0,0002 mm			
[cm]		[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[g/cm ³]	[m ³ /m ³]	
0-10	Ap	17,68	60,2	25,3	10,7	3,8	Sl3	1,48	0,44
10-35	Ah	14,79	59,9	26,7	9,8	3,6	Su2	1,77	0,33
35-50	Bw	11,09	59,2	24,3	10,8	5,7	Sl2	1,82	0,31
50-70	C1	6,66	62,8	2,7	11,3	4,1	Su2	1,85	0,3
	C1/C2	18,78	62,7	19	10,3	8	Sl3		
70-95	C2	40,61	46,7	10,2	17,3	25,8	Lts	1,92	0,28

Tabelle 4-1: Bodenkundliche Analyse eines Bodenaufschlusses im Untersuchungsgebiet nach FERREIRA & ARRUDA (2002)

Die Ergebnisse der Labor- und in situ Analysen sind in Abbildung 4-5 (linear) und in Abbildung 4-6 (doppellogarithmisch) dargestellt. Wie man an Hand der spärlichen Datenpaare der in situ Darstellung (Abb. 4-5 b) sieht, ist es schwierig detaillierte Messwertpaare für die Erstellung der empirischen Gleichung aus in situ Messungen abzuleiten. Die Bandbreite der benötigten Sättigungen kann nicht gewährleistet werden und es können nicht alle erforderlichen Tiefen beprobt werden. Ein größerer Sättigungsbereich mit Messwerten kann durch die schrittweise Aufsättigung und Widerstandsmessung der Proben aus den einzelnen Horizonten erreicht werden. Die

Bodenhorizonte weisen im Laborexperiment unterschiedliche Eigenschaften bezüglich des elektrischen Widerstandes auf. Es wird deutlich, dass die geringe Anzahl der Messwerte der in situ-Messung, die zudem eine große Streuung aufweisen, nicht für eine zuverlässige Erstellung der Archie-Beziehung geeignet ist. Die Laboranalysen hingegen gestatten horizontweise die Anpassung der benötigten Funktionen. Die Parameter der Archie-Anpassungen der Horizonte sind in Tabelle 4-2 zusammengetragen.

	Φ [cm ³ /cm ³]	m [-]	n [-]
Probe A	0,33	1,55	2,12
Probe B	0,31	0,42	2,91
Probe C	0,28	0,79	2,03

Tabelle 4-2: Parameter der Archie-Anpassungen der Labormessungen und Porosität

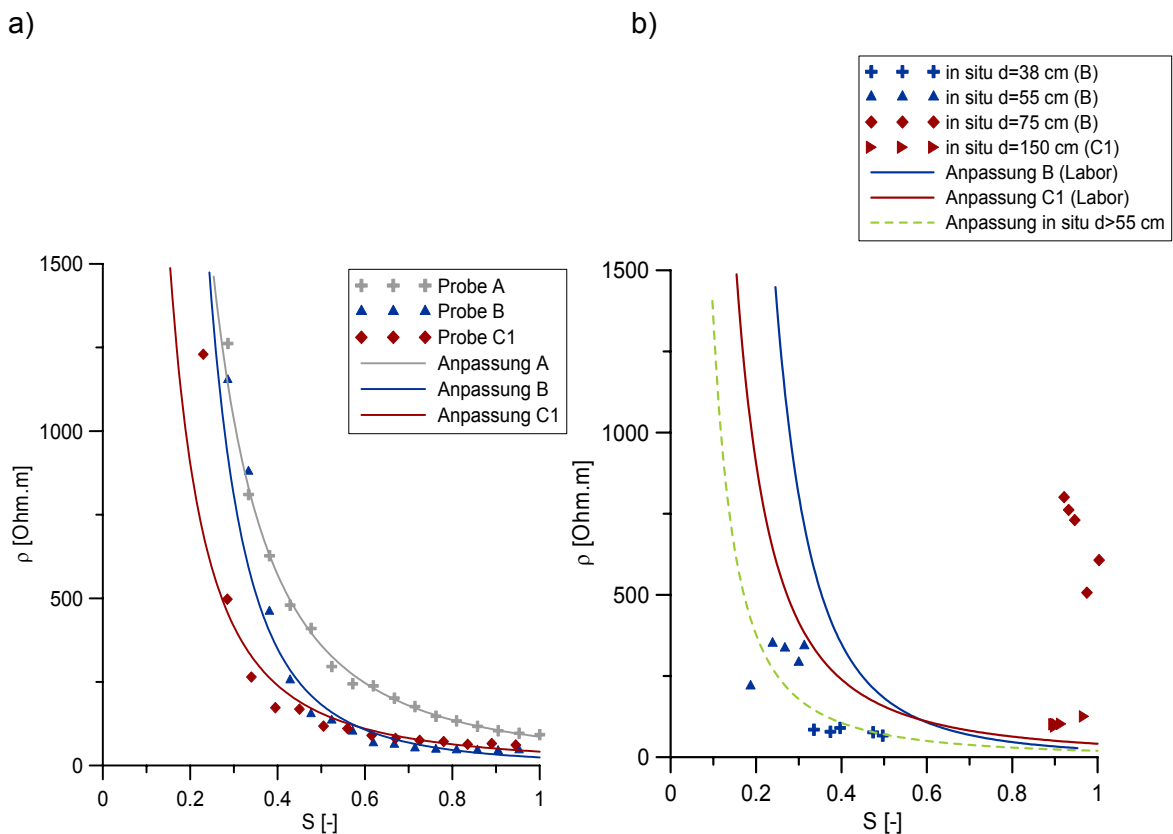


Abbildung 4-5: Ableitung der Archie-Beziehung

(a) Messwerte aus der Laborauswertung mit Anpassung an eine Exponentialgleichung, (b) in situ Beprobung mit angepassten Geraden für die Horizonte B und C1 aus den Laborexperimenten

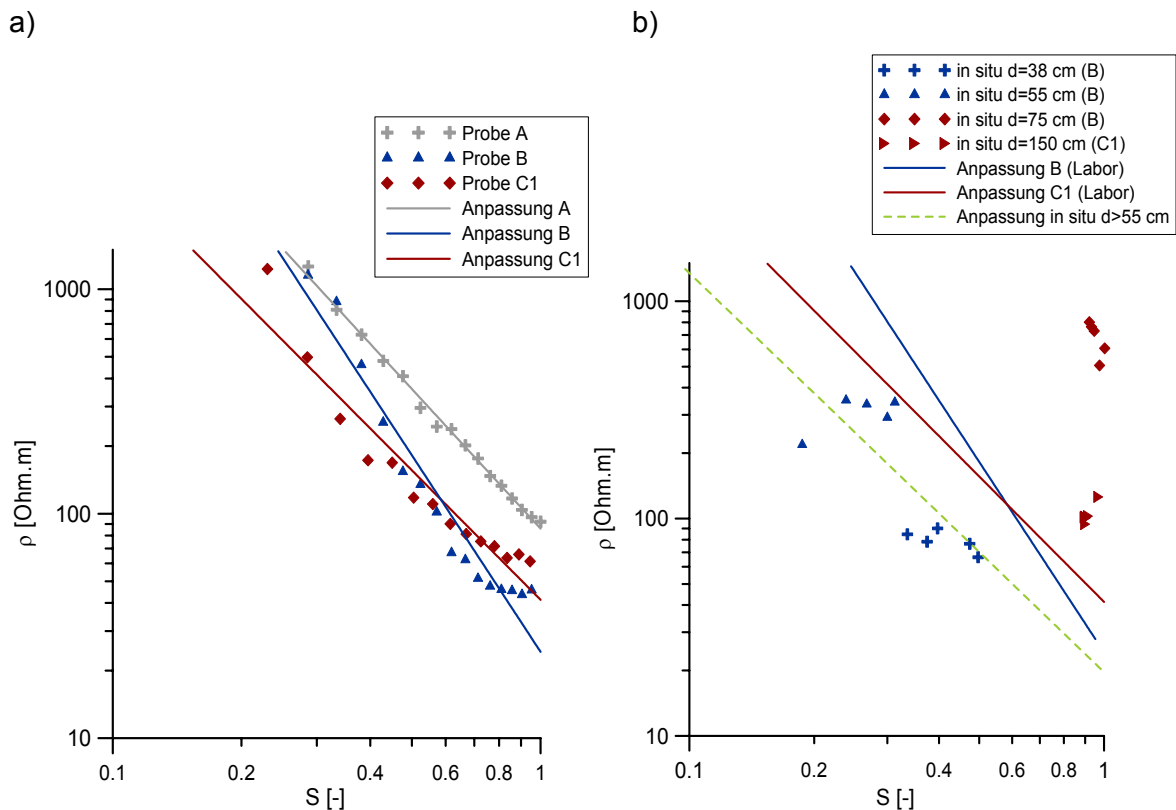


Abbildung 4-6: Ableitung der Archie-Beziehung (doppeltlogarithmische Darstellung)

(a) Messwerte aus der Laborauswertung mit Anpassung an eine Exponentialgleichung, (b) in situ Beprobung mit angepassten Geraden für die Horizonte B und C1 aus den Laborexperimenten

Für die Quantifizierung des Wassergehaltes muss beachtet werden, dass bei den beiden Teilprofilen Widerstandsverteilungen bis in eine Tiefe von 5 m vorliegen. Aus Kapitel 4.3 ergibt sich, dass die Zone einer großen Widerstandsveränderung im Tiefenbereich um 1 m -2 m liegt. Die Beschreibung des repräsentativen Bodenprofils der Messfläche gibt jedoch nur Aufschluss über die Substratzusammensetzung des obersten Meters. Grabungen, die tiefer gehen als das angesprochene Bodenprofil, ergeben, dass sich das Material C1 unter dem Horizont C2 wiederholt. Es wird vermutet, dass sich das Ausgangsmaterial C1 auch in weitere Tiefen erstreckt, da die geoelektrischen Messungen keinen weiteren Wechsel anzeigen. Aus den aufgezeigten Gründen erfolgt die Umrechnung mit Hilfe der Laboranpassung der Probe aus Horizont C1. Die oberflächennahen Horizonte und deren Heterogenität werden vernachlässigt. Auf die beabsichtigte Analyse des Wurzeinflusses auf die Archie-Beziehung unter Feldbedingungen muss verzichtet werden.

Abbildung 4-7 zeigt den kalkulierten Bodenwassergehalt der Teilprofile „Baum“ (a) und „Lücke“ (b). Es fällt auf, dass beim Abschnitte „Lücke“ ein großer Bereich mit einem Wassergehalt $\theta > 0,4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ existiert. Diese Größenordnung kann als unrealistisch bezeichnet werden. Diese Abweichung steht in Zusammenhang mit der sich dort

befindlichen Tonlinse. Die oberflächennahen Werte $\theta < 0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ decken sich sehr gut mit den in situ-Messungen der TDR-Sonden (siehe Anhang V).

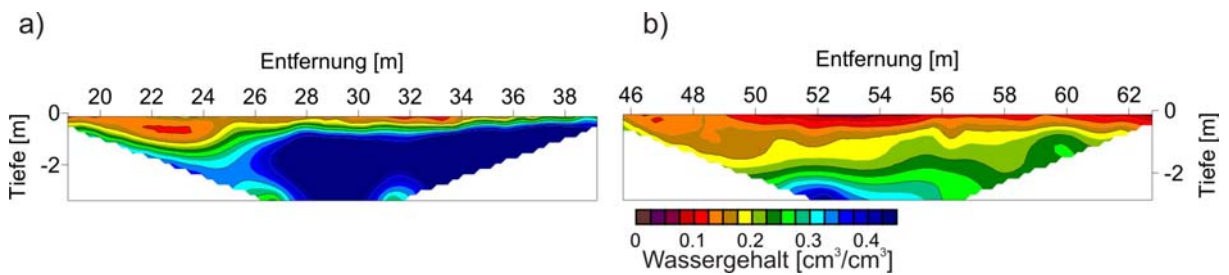


Abbildung 4-7: Bodenwassergehaltsverteilung der Profile „Lücke“ (a) und „Baum“ (b) nach Ableitung des Bodenwassergehaltes nach der Archie-Anpassung der Laborergebnisse aus Horizont C1

4.4.2 Wassergehaltsänderungen

Die Darstellung der Bodenwassergehaltsveränderung erfolgt nicht absolut, sondern zur Verdeutlichung der Unterschiede relativ durch die Darstellung der Abweichung des Bodenwassergehaltes zur letzten Messung am 8.7.2003:

$$\Delta\theta_{8.7.-t} = \frac{\theta_{8.7.} - \theta_t}{\theta_{8.7.}} \quad (4.2)$$

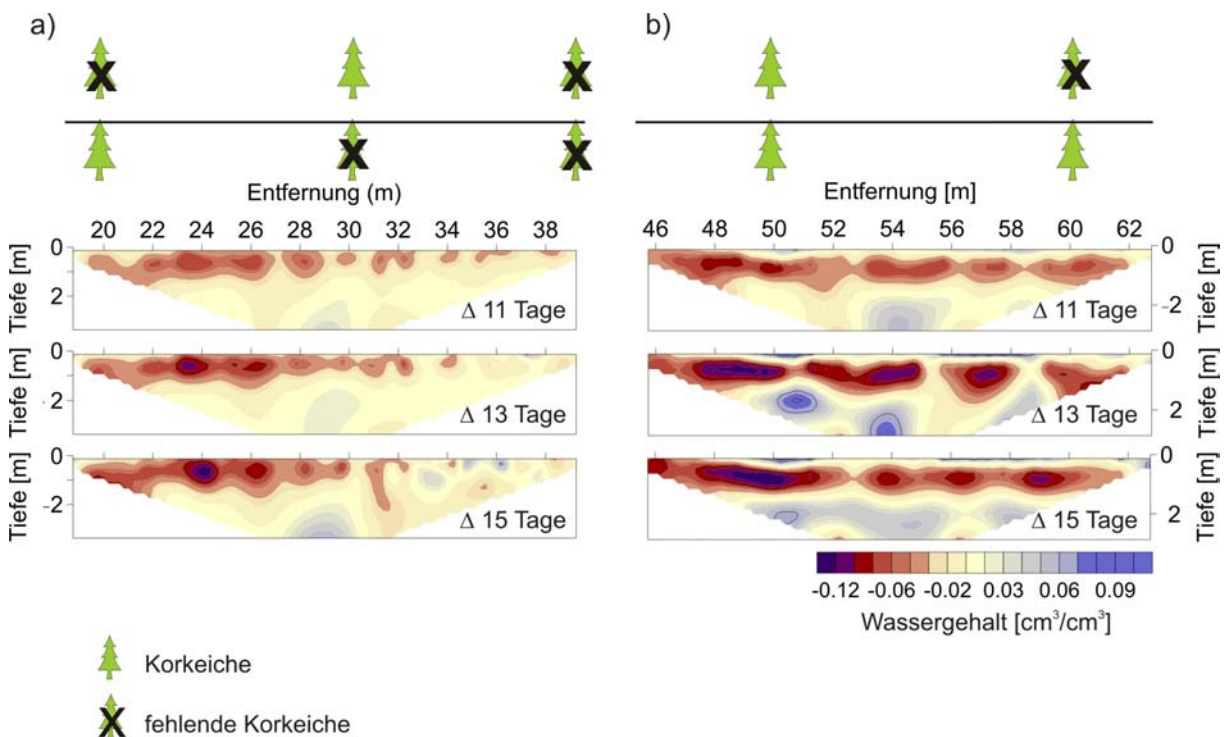


Abbildung 4-8: Wassergehaltsdifferenz, gemessen auf den Profilen „Lücke“ (a) und „Baum“ (b) Die Berechnung der Differenz erfolgte durch Subtraktion der Messungen am 24.6., 25.6. und 27.6 von der letzten Messung am 8.7.2003.

Deutlich zu erkennen ist die bei etwa einem Meter Tiefe liegende Zone der Austrocknung mit der Zeit. In allen gemessenen Zeitschritten tritt sie deutlich auf. Die Wassergehaltsabnahme beträgt nach 14 Tagen stellenweise bis zu $0,12 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Die Kennzeichnung der Bäume bzw. nicht mehr vorhandenen Bäume offenbart einen Zusammenhang der Wassergehaltsabnahme mit der Vegetation. Die geoelektrischen Messungen erfolgten entlang eines Profils in der Mitte der beiden Baumreihen. Es kann folglich davon ausgegangen werden, dass die Messungen von den Wurzelzonen beider Reihen beeinflusst werden. Steht recht und links des Profils kein Baum findet kaum eine Wassergehaltsabnahme mit der Zeit statt. Vorhandener Bewuchs hingegen (vgl. Profil „Baum“) lässt den Wassergehalt sinken.

4.5 DISKUSSION

Die geoelektrischen Wiederholungsmessungen lassen eine Zone der Erhöhung des Widerstandes mit der Zeit auf Grund der Wasserentnahme durch die Wurzeln erkennen. Die Zone der Wasserentnahme liegt bei etwa ein bis zwei Metern Tiefe. Deutlich zu erkennen ist diese Zone im Vergleich mit Bereichen ohne Wurzeleinfluss aktiv transpirierender Korkeichen. Die Anomalie im Bereich fehlender Bäume ist allerdings nicht nur bei der Darstellung der Differenzen der Widerstände zu erkennen, sondern auch in den Absolutwerten. Eine Erklärung dafür liegt in der Annahme, dass die toten Wurzeln die Porosität des Substrates erhöhen und somit mehr Wasser in den Hohlräumen vorhanden ist, welches den Widerstand erniedrigt. Des Weiteren existiert wahrscheinlich an dieser Stelle eine Tonlinse.

Ein Tagesgang der Veränderung ist nicht messbar. Eine Unterteilung der 6-stündigen Messzyklen wäre sinnvoll gewesen, war aber im Gelände nicht realisierbar. Das Profil P1 wurde mit dieser Länge aufgebaut, um die hydrogeologische Situation des gesamten Wurzelraums bis in 10 m Tiefe zu kartieren. Die Veränderungen wurden jedoch nur in einer Tiefe bis zu 2 Metern festgestellt. Die Unterteilung in zwei Messabschnitte, wie später bei der Auswertung wäre eine sinnvolle Alternative gewesen. Damit wäre auch die Messzeit verkürzt worden und ein möglicher Tagesgang hätte beobachtet werden können.

Das Erstellen der Archie-Beziehung mit Hilfe von Felddaten erwies sich als nicht durchführbar. Die Gleichung wurde mit Labordaten und ohne den konkreten Wurzeleinfluss erstellt werden. Es zeigt sich jedoch, dass die quantifizierten

Bodenwassergehaltsabnahmen von durchschnittlich $0,06 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ bis $0,08 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ im Bereich üblicher Erfahrungswerte liegen. Auf den Kubikmeter bezogen, bedeutet dies eine Abnahme von 4 mm bis 6 mm Wasser pro Tag in der Mitte zwischen zwei Korkeichen. Der durchschnittliche Wert der Transpiration der Korkeichen dieser Plantage liegt im Sommer bei 1,5 mm bis 2 mm pro Tag (FERREIRA et al., 2004).

in Anlehnung an die Ergebnisse aus Kapitel 3 wird die Archie-Anpassung für Horizont C1 in Abbildung für $S < 0,5$ unter Wurzeinfluss abgewandelt (siehe Abb. 4-9). Die Abflachung der Kurve im Bereich $S < 0,5$ erfolgt unter der Annahme des Stromflusses durch die Wurzeln (vgl. Kap. 3.6).

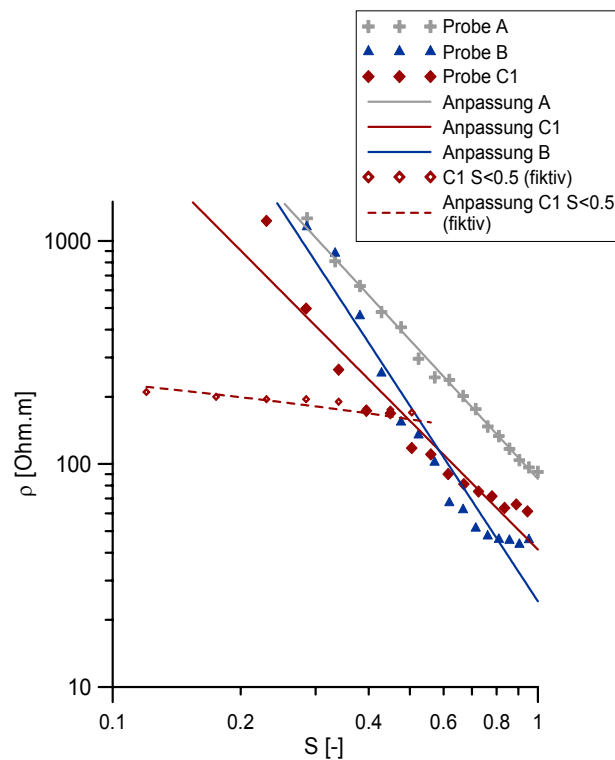


Abbildung 4-9: Ableitung einer zweigeteilten Archie-Anpassung für Horizont C1 in Anlehnung an die Erfahrungswerte aus Kapitel 3 (doppeltlogarithmische Darstellung)

Abbildung 4-10 zeigt die Bodenwassergehaltsverteilung unter Verwendung der fiktiven zweigeteilten Archie-Gleichung. Im Vergleich zu Abbildung 4-7 zeigt sich im oberen Meter eine andere Wassergehaltsverteilung.

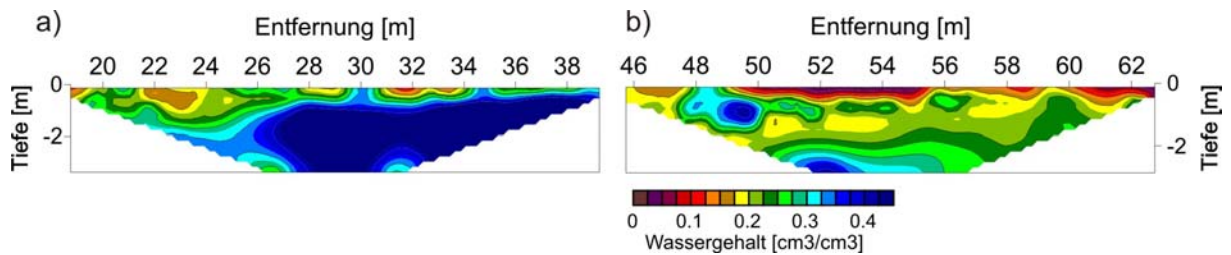


Abbildung 4-10: Bodenwassergehaltsverteilung der Profile „Lücke“ (a) und „Baum“ (b) nach Ableitung des Wassergehaltes aus der Archie-Anpassung der Laborergebnisse von Horizont C1 und der Abwandlung der Kurve für $S < 0,5$ nach den Erfahrungswerten aus Kapitel 3.

4.6 ZUSAMMENFASSUNG

Die unter homogenen Laborbedingungen gesammelten Erkenntnisse hinsichtlich der Quantifizierung von Bodenwassergehaltsveränderungen im wurzelbeeinflussten Substrat wurden unter heterogene Feldbedingungen überprüft.

Zur Bestimmung der Abnahme des Bodenwassergehalts verursacht durch die Wurzeln von Bäumen wurde die Widerstandsveränderung in der oberflächennahen Zone über einen Zeitraum von zwei Wochen verfolgt. Das Ergebnis ist zunächst eine flächenhafte, zeitabhängige Darstellung der Widerstandsverteilung bzw. -veränderung. Die Korrelation der elektrischen Widerstände mit dem Wassergehalt wird durch Anpassen der Archie-Gleichung erreicht. Das Substrat wurde dazu im Labor beprobt. Die Überführung von Widerstand in Bodenwassergehalt war möglich. In einer Tiefe von 0,5 m bis etwa 2 m finden die größten Veränderungen des Bodenwassergehaltes statt. Die kartierten Werte der Bodenwassergehaltsabnahme liegen durchschnittlich im Bereich von 4 mm - 6 mm pro m^3/d . Der Wurzeleinfluss auf die Archie-Beziehung konnte nicht überprüft werden. Die Erkenntnisse aus Kapitel 3 wurden jedoch zum Test auf die Messdaten übertragen. Oberflächennah kommt es zu einer Zunahme des Wassergehaltes, der aber auf die Quantifizierung der Zone der Wasserversorgung keinen Einfluss hat.

5 GPR ZUR ANALYSE VON SUBSTRAT UND WASSERGEHALT

5.1 MOTIVATION

Das GPR bietet die Möglichkeit den Boden zerstörungsfrei zu erkunden. Schicht- und Horizontgrenzen lassen sich bei vorhandenem Dielektrizitätskontrast und geeigneter Auflösung kartieren. Den kartierten Schichten oder Horizonten können über die Laufzeit und die Reflexionsamplitude physikalische Eigenschaften zugeordnet werden. Für hydrologische und bodenkundliche Modelle sind flächendeckende hydrologische Informationen von Bedeutung. Die Ableitung von hydrologischen Eigenschaften aus geophysikalisch kartierbaren Eigenschaften ist aber nicht direkt möglich, sondern erfolgt mit Hilfe von Pedotransferfunktionen.

Zur Ergänzung landschaftsökologischer Messungen wurden bislang selten GPR-Messungen angewandt. Im folgenden Kapitel soll die Eignung des GPR zur Kartierung von Bodenschichten und -horizonten, in Abhängigkeit der Textur und des Bodenwassergehaltes untersucht werden.

5.1.1 Wassergehaltsbestimmung

Die Bestimmung des Bodenwassergehaltes und dessen Veränderung mit der Zeit erfolgt bislang routinemäßig im Gelände mit Hilfe der Bodenwelle (GALAGEDARA et al., 2005; HUBBARD et al., 2002) oder durch Laufzeitbestimmung der Reflexionen an bekannten Grenzflächen im Labor (HAGREY & MÜLLER, 2000; SCHMALZ et al., 2002; TRINKS et al., 2001). Im homogenen Substrat können dabei veränderte Laufzeiten der Reflexion aus bekannter Tiefe, als direktes Maß der Feuchteveränderung herangezogen werden. WOLLSCHLÄGER & ROTH (2004) und LUNT et al. (2005) verwenden erfolgreich natürliche Reflektoren im Gelände zur Bestimmung des Wassergehaltes zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Diese Geländemessungen finden unter streng kontrollierten Bedingungen statt.

Um nicht nur oberflächennahe Feuchteinformationen zu erhalten, scheint die Ausnutzung natürlicher Reflektoren als unveränderliche Größe zur Bestimmung der Laufzeit bei Veränderung des Wassergehaltes sehr sinnvoll. Dabei wird davon ausgegangen, dass sich die Substratzusammensetzung und Dichte der untersuchten Schichten nicht während des Untersuchungszeitraumes ändert. Intensiv landwirtschaftlich genutzte Flächen, bei denen es zur Bodenverdichtung durch erhöhten Maschinenauflastdruck kommt (vgl. PETERSEN et al. (2005)), werden bei diesen Messungen zunächst ausgeschlossen. Ziel dieser Arbeit ist es, das Reflexionsverhaltens natürlicher Reflektoren zu untersuchen. Dazu zählt die

Analyse des Laufzeit- und Amplitudenverhaltens unter natürlichen Bedingungen im Vergleich zu hydraulischen Eigenschaften. Messungen und die Analyse von Wassergehaltsvariationen im geschichteten Medium stehen dabei im Vordergrund. Numerische Simulationen in einem Zweischichtmedium von SCHMALZ et al. (2002) ergaben, dass die Reflexionsamplitude an der Schichtgrenze mit steigendem Wassergehalt des unteren Mediums kontinuierlich ansteigt.

5.1.2 Kartierung von Substratheterogenitäten zur Unterstützung landschaftsgenetischer Untersuchungen

Die Kartierung Bodenschichten und -horizonten spielt bei der landschaftsgenetischen Untersuchung von Flächen eine wesentliche Rolle. Die Methode der vierdimensionalen Landschaftsanalyse mit ihren bereits genannten Inhalten ist ein interdisziplinäres Instrument zur Klassifikation wechselnder Standortpräferenzen und Mensch-Umwelt-Beziehungen und kann somit der Rekonstruktion historischer Landschaftszustände dienen. Sehr aufwändig ist die Erfassung der Ausdehnung der einzelnen Kolluvialkörper. Zahlreiche große Aufschlüsse sind in jedem Akkumulationsbereich anzulegen. Der Arbeitsaufwand verhindert die Applikation der Methodik in größeren Wassereinzugsgebieten. Der Einsatz geophysikalischer Verfahren kann dieses gravierende Regionalisierungsproblem lösen. Zerstörungsfreie Messungen mit dem GPR sollen Anwendung als Entscheidungshilfe zum Festlegen der Grabungsstandorte, als Interpolationshilfe zwischen den Aufschlüssen und Bohrpunkten und als Unterstützung der Bilanzierung durch Bestimmung von Kolluvienmächtigkeiten im mittleren und unteren Hangbereich und in Schwemmsandfächern am Hangfuß finden.

In dieser Arbeit werden GPR-Messungen zur Kartierung von Kolluvien zur Ergänzung landschaftsökologischer Untersuchungen eingesetzt und deren Effizienz analysiert. Die Abgrenzung von Kolluvien ist durch deutliche Diskordanzen geprägt. Aufeinanderfolgende Kolluvien können unterschiedliche Korngrößenzusammensetzungen aufweisen, wenn sie aus verschiedenen Abtragsregionen stammen. Somit definieren sich die Schichten auch durch unterschiedliche petrophysikalische Eigenschaften (pF-Kurve) und können einen unterschiedlichen Bodenwassergehalt zum gleichen Zeitpunkt aufweisen. Die zu erwartenden unterschiedlichen EM-Eigenschaften bieten die Möglichkeit der zerstörungsfreien Kartierung durch GPR. Physikalische Schichteigenschaften sollen zugeordnet werden, um Kolluvien oder Kolluvienpakete im unbekanntem Medium zuverlässig wieder zu erkennen. Die Standorte der Untersuchungen liegen im

Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins (siehe Abb. 5-1). Durch die komplexe Genese ist die bodenkundliche Situation in Norddeutschland durch kleinräumige Variation

- der Textur und somit der Bodenart,
- des Schichtaufbaus, der Schichtabfolgen und ihrer Mächtigkeit,
- des Bodentyps,
- des Grundwasserflurabstandes und
- der Geländeoberfläche (Relief), auch historischer Oberflächen (u. a. Holozänbasis) gekennzeichnet.

Die Bodenvariabilität beruht somit auf mehreren Faktoren. Speziell für eine landwirtschaftliche Nutzung dieser Räume bedeutet diese hohe Heterogenität eine besondere Herausforderung. Eine nachhaltige Nutzung, im Sinne der teilschlagspezifischen Bewirtschaftung, ist nur dann zu gewährleisten, wenn detaillierte Bodeninformationen zur Verfügung stehen.

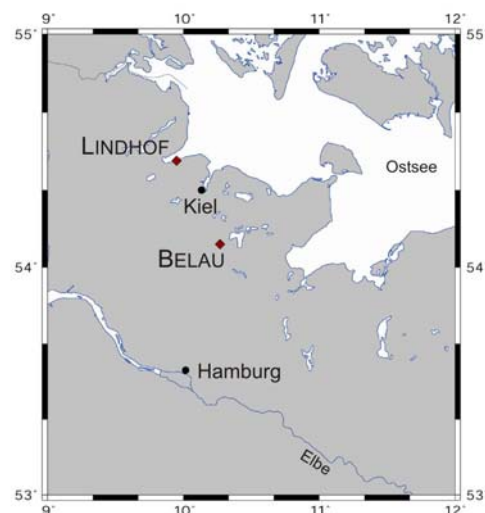


Abbildung 5-1: Karte der Messlokationen in Schleswig-Holstein

5.2 KARTIERUNG VON SUBSTRAT UND WASSERGEHALT - FALLBEISPIEL BELAUER SEE

Die Untersuchungen des erste Fallbeispiels fanden am Ostufer des Belauer See statt. Er ist einer der sechs Seen des Bornhöveder Seensystems, welches südlich von Kiel in Schleswig-Holstein gelegen ist. Der norddeutsche Raum ist gekennzeichnet von glazial geformten Landschaften, deren Geländeoberfläche im Holozän durch allmähliche Klimaänderungen oder Extremereignisse und durch Landschaftsveränderungen des

Menschen überprägt wurden. Somit ist die Genese dieser Landschaften von einem komplexen Zusammenspiel verschiedener Nutzungsformen, wie Rodung, Viehwirtschaft, Ackerbau, Bergbau und Siedlungsaufbau und durch Klimaeinflüsse gekennzeichnet. Anhand der heutigen Oberfläche sind historische landschaftsprägende Prozesse mit ihren rezenten Erscheinungsformen meist nicht identifizierbar.

Das Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 5-2) liegt auf einer Abrasionsterrasse, in welche eine spätglaziale Rinne eingeschnitten ist. Diese Rinne wurde im Verlauf des Holozäns mit Bodensediment nahezu vollständig verfüllt und ist im heutigen Relief nicht mehr zu erkennen (Dreibrodt, 2004). Senkrecht zum Rinnenverlauf wurde ein etwa 20 m langer und bis zu 2,50 m tiefer Aufschluss angelegt. Die ausführliche pedologisch-sedimentologische Feldanalyse (auch die skalierten Profilskizzen), sowie laborbodenkundliche und Datierungsarbeiten sind in DREIBRODT (2005) zusammengetragen und die prozessbasierte Stratigrafie wurde abgeleitet. Fortan werden die Kolluvien mit M bezeichnet, das Ausgangsmaterial mit C. Es wird ersichtlich, dass am Unterhang mehrere Kolluvien abgelagert sind. Um Informationen zum Aufbau des Abtragsgebietes zu erlangen, wurde der Hang oberhalb des Aufschlusses mit dem Pürckhauer-Bohrer beprobt.

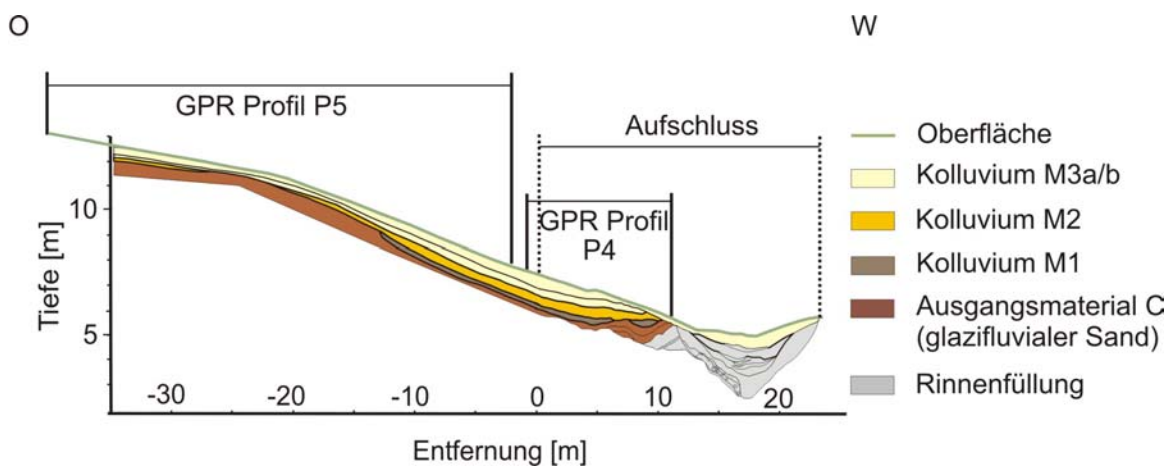


Abbildung 5-2: Hang und verfüllter Graben nahe des Belauer Sees (Norddeutschland).

Entlang der Profile P4 und P5 wurden GPR-Messungen durchgeführt. Der Aufschluss wurde mittels feldbodenkundlicher Methoden aufgenommen.

Die GPR-Messungen erfolgten mit 200 MHz (GSSI 5106) und 400 MHz (GSSI 5103) Antennen und der Mehrkanalaufzeichnungsapparatur SIR 20 der Firma GSSI. Das Profil P4 ist 16 m lang und wurde mit etwa einem Meter Abstand parallel zum Aufschluss aufgezeichnet. Abbildung 5-3 (a) zeigt das Radargramm aufgezeichnet mit einer 400 MHz-Antenne. Die Entfernung (d) wird relativ zur Aufschlusskizze (Abb. 5-3 b) angegeben. Die

Aufzeichnungsdauer beträgt 51,2 ns und es werden 512 Samples pro Scan aufgenommen. Pro Sekunde werden 60 Scans aufgezeichnet. Das Gelände wurde weiträumig mit einem DGPS vermessen. Die Topografie konnte in den Radargrammen mit Luftgeschwindigkeit (0,3 m/ns) korrigiert werden. Die Daten sind bandpassgefiltert und AGC skaliert (Fensterlänge 25 ns). Die mit einem Stern gekennzeichnete Diffraktionshyperbel wird durch eine horizontal vergrabene Metallstange verursacht. Diese Hyperbel dient der Laufzeitüberprüfung der Reflexion an einem Objekt in bekannter Tiefe ($d=0,6$ m). Die grünen Punkte markieren die Messpunkte des Bodenwassergehaltes mit einer mobilen TDR-Sonde. Bei $d=0$ erfolgte senkrecht zum Aufschluss eine CMP-Messung zur späteren Geschwindigkeitsanalyse. Da eine Mehrkanalapparatur verwendet wird und auch zwei baugleiche Antennen (400 MHz) zur Verfügung standen, konnten zwei CMP-Messungen über dem gleichen Mittelpunkt durchgeführt werden (CMP1 und 2). Die Aufschlusskizze (Abb. 5-3 b) ist skaliert und zweifach überhöht.

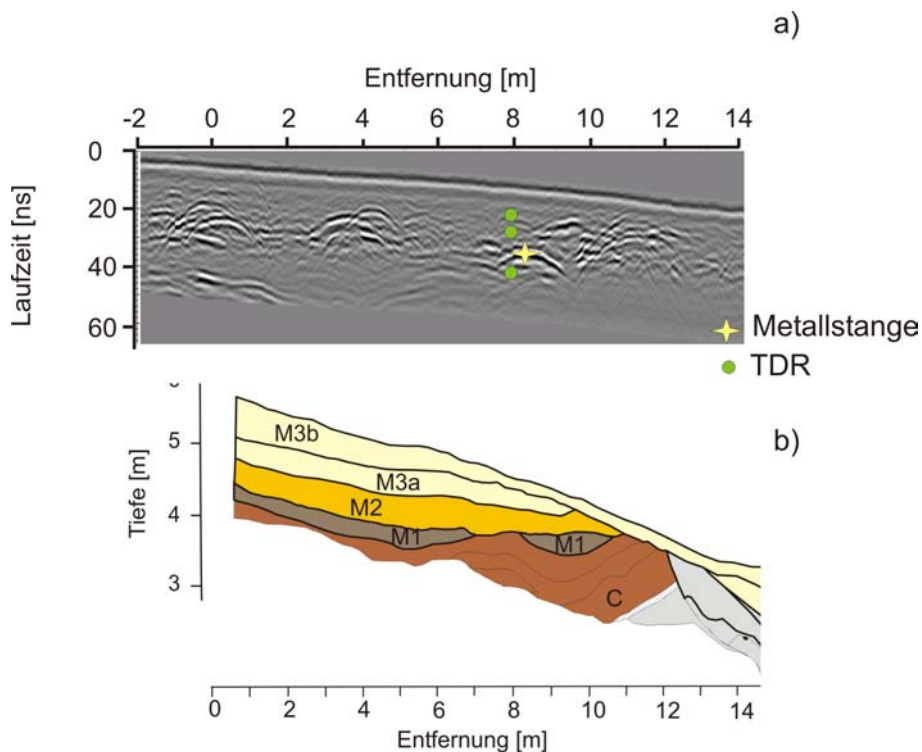


Abbildung 5-3: Radargramm des Profils P4 (a) und zweifach überhöhte Profilsskizze (b) eines Aufschlussabschnittes, aufgenommen mit feldbodenkundlichen Methoden. Das Radargramm ist mit Luftgeschwindigkeit Topografie korrigiert, bandpassgefiltert und mit einem AGC skaliert. Mit einer mobilen TDR-Sonde wurde der Wassergehalt punktuell bestimmt (grüne Punkte). Die eingebaute Metallstange (gelber Stern) bei Profilmeter 8 dient der Bestimmung der Laufzeit mit Reflexion aus 0,6 m Tiefe. Bei Profilmeter 0 wurden senkrecht zur Profilrichtung zwei CMP-Messungen durchgeführt. Die Aufnahme des Aufschlusses (b) erfolgte mit Feldmethoden, aus denen die verschiedenen Kolluvien (M) bestimmt wurden.

5.2.1 Substrateigenschaften

Zur Charakterisierung der physikalischen Eigenschaften wurden CMP-Analysen durchgeführt. In Abbildung 5-4 ist die Messung CMP1 dargestellt. Die Luftwelle konnte eindeutig mit einer Geschwindigkeit von 0,3 m/ns bestimmt werden (gestrichelte Linie). Des Weiteren ist die Bodenwelle mit einer Geschwindigkeit von 0,13 m/ns erkennbar. Mit zunehmender Laufzeit sind weitere Reflexionen erkennbar. Das eindimensionale Geschwindigkeits-Tiefenmodell (Abb. 5-4, rechts) wird aus der Semblanceanalyse abgeleitet. Die Intervallgeschwindigkeiten wurden mit der Dix-Formel (DIX, 1955; YILMAZ, 1987) berechnet. Die Messung CMP2 zeigt eine ähnliche Geschwindigkeitsanalyse mit der Tiefe.

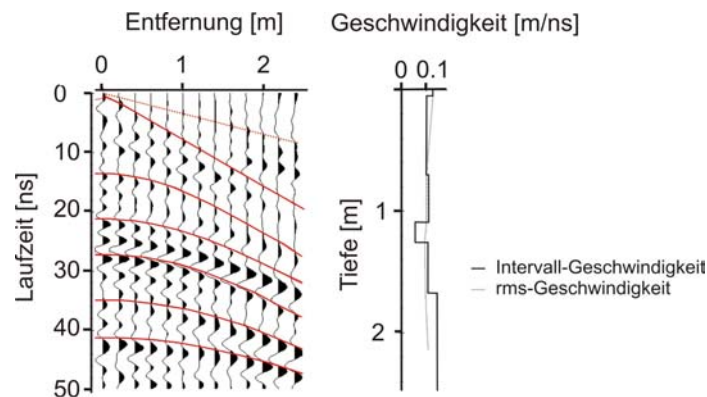


Abbildung 5-4: CMP- Analyse (CMP1) und 1D-Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung bei $d_{p4} = 0m$ abgeleitet aus der Semblanceanalyse. Die Intervallgeschwindigkeiten wurden mit der Dix-Formel (DIX, 1955; YILMAZ, 1987) berechnet.

Zur Erstellung des 2D-Geschwindigkeitsmodelles (Abb. 5-5, links) werden die Ergebnisse der CMP-Analysen (Mittelwert CMP1 und CMP2) und die Geschwindigkeitsanalyse der Diffraktionshyperbeln, verursacht durch die Metallstange und andere Objekte (Steine), herangezogen. Das Geschwindigkeitsmodell wird nachfolgend für die Migration der Radargramme verwendet. Abbildung 5-5 (rechts) zeigt eine Übersicht der aus der Radargeschwindigkeit abgeleiteten physikalischen Parameter und des Bodenwassergehaltes der Schichten bestimmt nach TOPP et al. (1980). Es wird deutlich, dass der Reflexionskoeffizient (R ; vgl. Gleichung 2.9) der intrakolluvialen Schichtgrenze (M3-M2) am geringsten ist. Die Schichtgrenze zwischen Kolluvium und Ausgangsmaterial ist durch einen höheren und negativen Reflexionskoeffizienten geprägt. Der größte Dielektrizitätskontrast tritt bei einer Schichtgrenze innerhalb des Ausgangsmaterials auf.

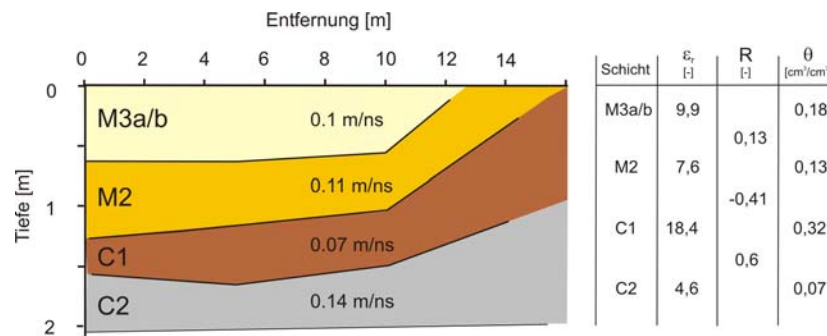


Abbildung 5-5: 2D-Geschwindigkeitsmodell Profil P4 (links) und charakteristische Parameter (rechts) abgeleitet aus den Radarmessungen. Das Geschwindigkeitsmodell wurde mit Hilfe der CMP-Analyse bei $d=0\text{m}$ und den Diffraktionshyperbeln (Metall in bekannter Tiefe und Steine) bestimmt.

Im Labor wurde die Korngrößenzusammensetzung analysiert. Die Porosität wurde nach der bodenkundlichen Kartieranleitung (ARBEITSGRUPPE-BODEN, 2005) aus der Lagerungsdichte abgeleitet. In Abbildung 5-6 wird deutlich, dass die Korngrößenzusammensetzung und die Porosität der Kolluvien M3a/b und M2 sehr ähnlich sind. Trotzdem ist ein Anstieg der Radarwellengeschwindigkeit mit der Tiefe zu verzeichnen. Das Kolluvium M1 ist sehr gering mächtig und tritt nur unregelmäßig auf (vgl. Abb. 5-3). Beides kann Ursache dafür sein, dass die Schichtgrenze in der CMP-Analyse nicht identifiziert werden konnte. Die Mittelfrequenz der Messungen liegt bei etwa 200 MHz, bei einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 0,11 m/ns beträgt die vertikale Auflösung etwa 0,13 m. Die Periode des Signals beträgt 5 ns. Der Bodenwassergehalt, bestimmt mit der mobilen TDR-Sonde und mit der Topp-Gleichung abgeleitet aus der dielektrischen Leitfähigkeit, stimmt nur in den Kolluvien M3a/b und M2 überein. Die Messungen im Ausgangsmaterial liegen um fast $0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ auseinander.

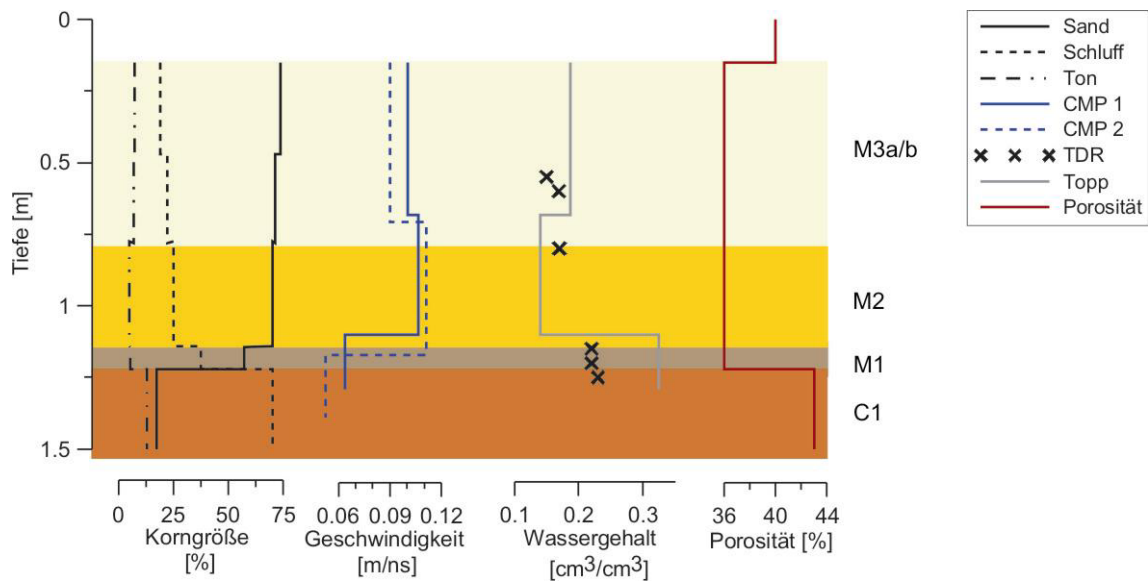


Abbildung 5-6: Vergleich von Korngröße, Radar-Geschwindigkeit, Wassergehalt und Porosität.

Alle Parameter wurden am Aufschluss bestimmt. Der Wassergehalt wurde zum einen mit TDR-Messungen bestimmt, zum anderen aus den Radargeschwindigkeiten mittels der Topp-Gleichung abgeleitet. Die Schichtgrenze zwischen den Kolluvien M und dem Ausgangsmaterial C kann eindeutig durch den hohen Geschwindigkeitskontrast bestimmt werden.

Als weitere Schichtgrenzeigenschaft wird das Amplitudenverhalten der Reflexionen untersucht. Dazu wurde die Verstärkungskurve zurückgerechnet. Ausgewählt wurde ein Radargrammausschnitt in Bereich der parallelen Kolluvienlagerung (siehe Abb. 5-7, a und b), $d=0,75$ m. Die angerissenen Einsätze sind gekennzeichnet. Es wurden die Enveloppen gebildet und die geometrische Amplitundivergenz im Zeitbereich mit zunehmender Laufzeit korrigiert. Die übereinander gelegten Enveloppen sind in Abbildung 5-7 (c) dargestellt. Die Luftwelle hat die größte Amplitude. Zum besseren Vergleich ist der Zeitbereich nach dem Eintreffen der Luftwelle in Abbildung 5-7 (d) ausgeschnitten.

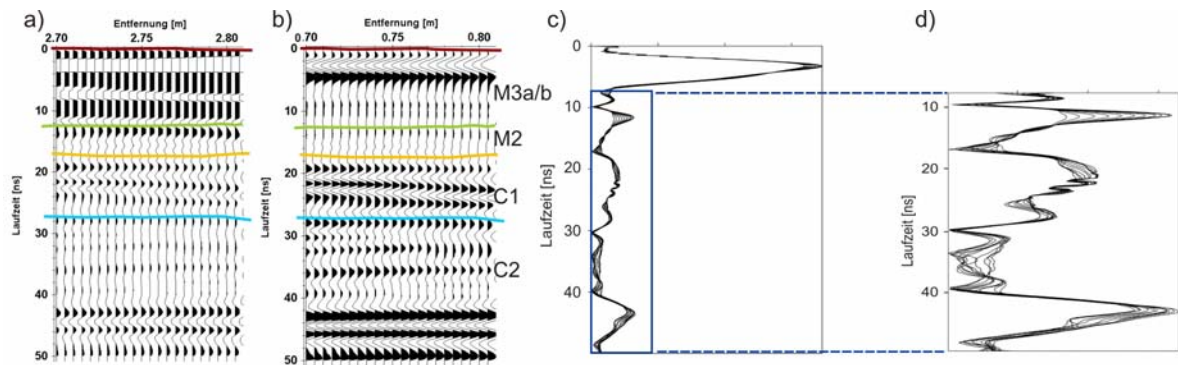


Abbildung 5-7: Ausschnitt Profil P4, Spur 540 bis 560 (a, b) und Darstellung der Enveloppen (c, d) (a) Radargramm ohne Verstärkung und abgeschnitten, (b) Radargramm mit AGC (Fenstergröße 20 ns) (c) Enveloppen der Spuren übereinander gelegt, die geometrische Divergenz der Amplituden mit der Tiefe wurde korrigiert, (d) Ausschnitt der Enveloppen im Zeitbereich 8-50 ns. In der Wiggle-Darstellung sind die angerissenen Einsätze der Schichtgrenzen dargestellt.

Die Grenze M3a/b - M2 kann klar bei 11 ns identifiziert werden, obwohl der Reflexionskoeffizient vergleichsweise gering ist. Ein weiteres Amplitudenmaximum bei 42 ns befindet sich im eiszeitlichen Ausgangsmaterial und wurde nicht näher untersucht. Aus den bodenkundlichen Untersuchungen ist bekannt, dass die größten Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung, in der Porosität und im Wassergehalt an der Grenze zwischen M2 und C1 auftreten. Zwischen dieser Schichtgrenze liegt jedoch stellenweise ein dünnes Band des Materials M1. Der zu erwartende klare Einsatz der Grenze M2 - C1 bei etwa 20 ns wird von einem zweiten Signal überlagert. Die Abfolge der Reflexionen der Schichten M2 - M1 - C1 vermischt sich in einer Enveloppe zwischen 20 ns und 30 ns. Die Schichtgrenzen liegen unterhalb des Auflösungsvermögens ($\Delta v=0,13$ m). Der Einsatz bei 28 ns stammt von der Reflexion an der Grenze C1 - C2.

Der Einsatz der Reflexion an der unteren Grenze des Materials M2 kann sehr gut durch das negative Wavelet (- + -) zugeordnet werden.

5.2.2 Landschaftsgenetische Interpretation

Zur Zuordnung der kartierten Schichten im gesamten Radargramm wurden die Daten zunächst mit dem erstellten 2D-Geschwindigkeitsmodell migriert (Kirchhoff-Migration). Die Schichtgrenzen wurden unter Zuhilfenahme der in Kap. 5.2.1 gewonnenen Informationen, u.a. Reflexionskoeffizient und Amplitudenstärke, angerissen und mittels der Schichtgeschwindigkeiten in eine tiefenabhängige Darstellung überführt (Abb. 5-8). Das Anreißen der Reflexionseinsätze erfolgte mit dem Softwarepaket ReflexW (SANDMEIER, 1998). Die skalierte Profilskizze kann direkt mit der Radargramminterpretation verglichen

werden. Das Kolluvium (M2) und das Ausgangsmaterial (C) des Profils P4 unterscheiden sich deutlich in der Korngrößenzusammensetzung, im Wassergehalt und in der Porosität. Die zu erwartende Reflexion ist im untersuchten Datenbeispiel (Abb. 5-7) allerdings undeutlich, da sie durch die zusätzliche Überlagerung des Ausgangsmaterials C1 von Schicht M1, nicht eindeutig von dieser zweiten Reflexion getrennt werden kann. Im Radargramm lässt sich auch die Schichtgrenze zwischen M3a und M3b erkennen und über mehrere Meter verfolgen. In der CMP-Messung konnte diese sehr oberflächennahe Reflexion nicht bestimmt werden. Alle Schichtgrenzen stimmen gut mit den kartierten Grenzen überein. Teilweise sind die kontinuierlichen Reflektoren im Radargramm nur sehr undeutlich zu erkennen, bei entsprechender Verstärkung des Signals im Ausschnittfenster können die stärker reflektierenden Bereiche aber sinnvoll verbunden werden und das Anreißen einer kontinuierlichen Linie ist begründet.

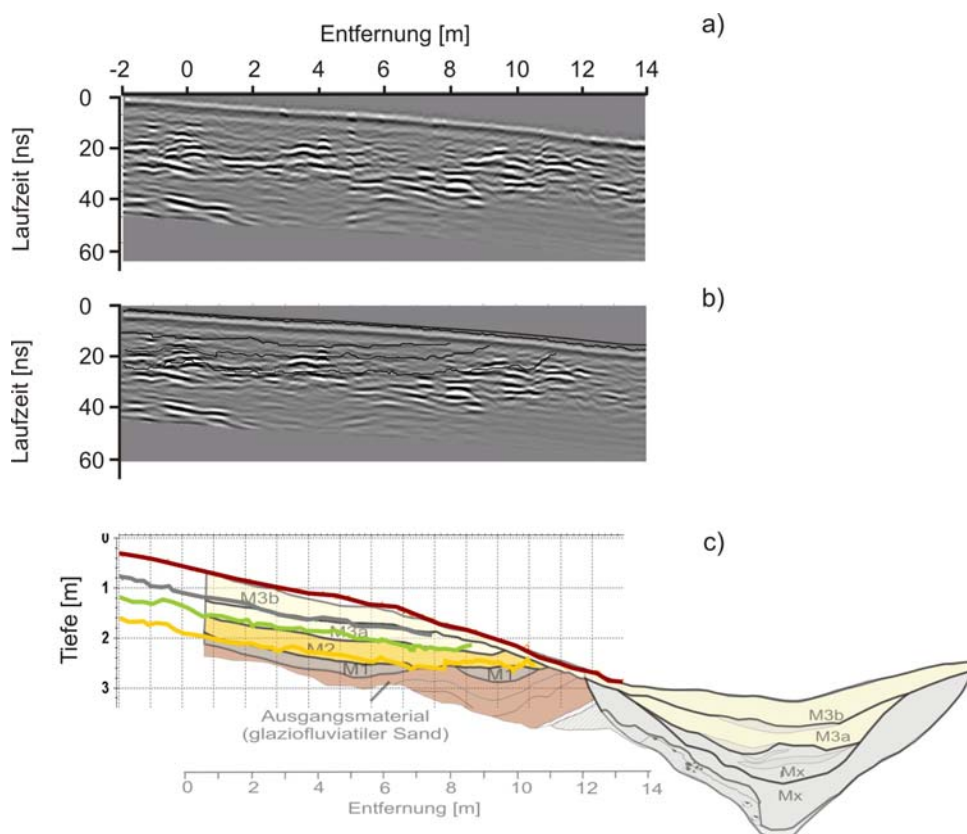


Abbildung 5-8: Radargramm migriert (a), mit angerissenen Einsätzen (b) und mit Schichtgeschwindigkeit in Tiefen überführt (c) zum Vergleich mit der skalierten Profilskizze. Radargramminterpretation und kartierte Realität stimmen gut überein.

Für die landschaftsökologischen Untersuchungen ist der weitere Verlauf der Kolluvien Hang aufwärts und der Abstand des Ausgangsmaterials zur Oberfläche für die

Bilanzierung der verlagerten Substrate von besonderer Wichtigkeit. Deshalb wurde in östliche Richtung ein weiteres Radarprofil (P5) gemessen (vgl. Abb. 5-2). Die Aufzeichnung erfolgte mit der 200 MHz Antenne, da aus den Messungen an Profil P4 die begrenzte Eindringtiefe der 400 MHz Antenne unter den gegebenen Feldbedingungen bekannt ist. Zunächst wurde bei $d = 0$ m überprüft, ob die beiden Antenne vergleichbare Signale liefern. Die Antennenmittelfrequenz der 200 MHz Antenne liegt bei 150 MHz, die der 400 MHz Antenne bei 200 MHz. Die Radargramme der Antennen liefern fast übereinstimmende Reflexionen mit der Tiefe. Die vertikale Auflösung der 200 MHz Antenne liegt bei $\Delta v = 0,17$ m.

Das Radargramm P5 wurde bandpassgefiltert, AGC-skaliert, migriert und mit Luftgeschwindigkeit, entsprechend der DGPS-Vermessung Topografie, korrigiert. Die Daten sind in Abbildung 5-9 (a) dargestellt. Das Anreißen der Reflexionen erfolgte in Anlehnung an die Erkenntnisse der Analyse von Profil P4. Die Reflexionskoeffizienten der Schichtgrenzen und die Reflexionsamplituden wurden beachtet. Der Verlauf der angerissenen Einsätze ist in Abbildung 5-9 (b) dargestellt. Die Grenze zwischen den Kolluvien M3a/b und M2, wie auch der Übergang von M2 zum Ausgangsmaterial lässt sich über das gesamte Profil eindeutig bestimmen. Auch das langsame Auslaufen und Wiedereinsetzen der Schicht M2 am Mittelhang bei $d = -25$ m ist deutlich kartierbar. Das Ausgangsmaterial C1 ist am Oberhang gut vom unterliegenden Material C2 zu trennen. Am Mittelhang deutet die graue Linie die Schichtgrenze zwischen C1 und C2 an, sie ist aber über diese Linie hinaus nicht eindeutig zuzuordnen.

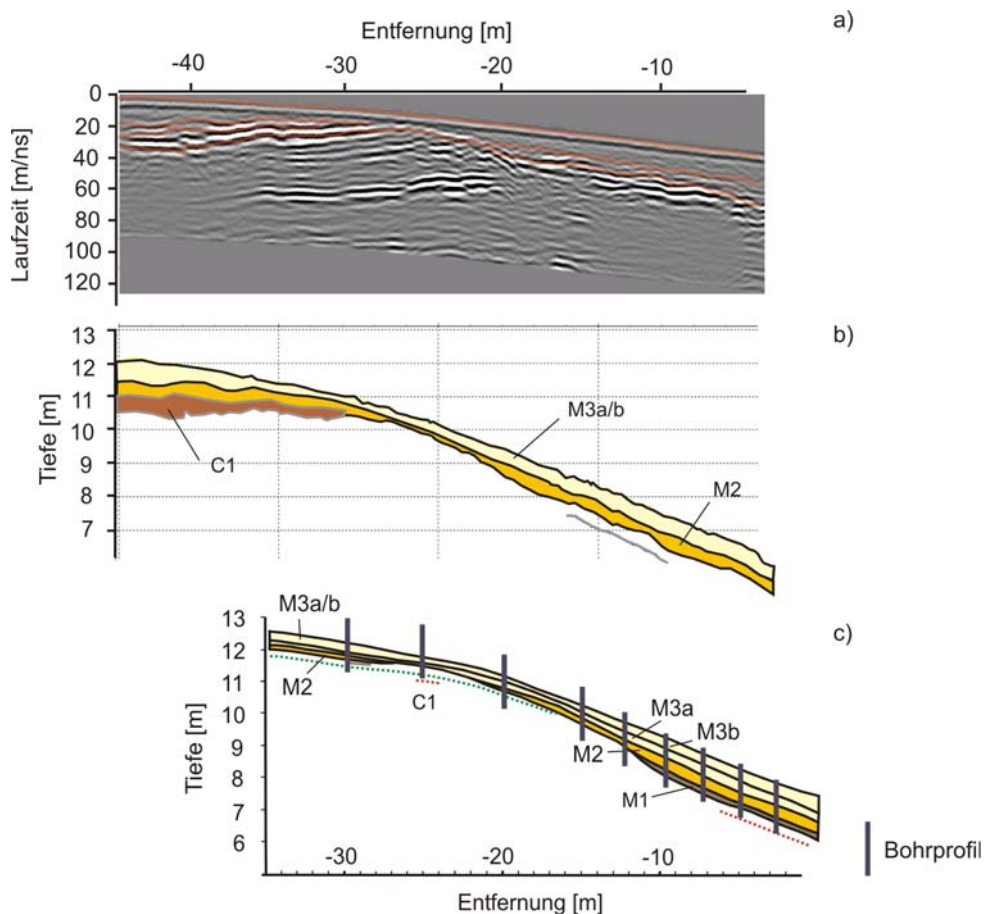


Abbildung 5-9: Radargramm Profil P5 (a), Interpretation der angerissenen Einsätze (b) und Vergleich mit den interpolierten Bohrstockergebnissen (c). Die Daten von Profil P5 wurden migriert, Topografie korrigiert und AGC skaliert. Die Zuordnung der Schichtgeschwindigkeiten für die Tiefeninterpretation erfolgt anhand der Analysen von P4.

Zur Kartierung des weiteren Verlaufs der Kolluvien wurde der Hang durch Bohrprofile beprobt, vgl. DREIBRODT (2005). Der Abstand der Bohrpunkte betrug am Mittelhang 2,5 m, am Oberhang 5 m. Die kartierten Schichten wurden für Abbildung 5-8 (c) interpoliert. Der Vergleich von Radarinterpretation und Bohrkartierung zeigt eine gute Übereinstimmung des Schichtverlaufes.

5.2.3 Diskussion

Die 2D-Kirchhoff-Migration der Daten, die Topografiekorrektur und die Verwendung einer AGC-Skalierung erweisen sich als die optimale Nachbearbeitung der Radargramme für die spätere Interpretation der Schichtgrenzen. Der Vergleich am Aufschluss zeigt, dass die Schichtgrenzen mit hohem Dielektrizitätskontrast, wie zu erwarten mit dem GPR kartiert werden können. Auch Grenzen mit geringem dielektrischem Kontrast, wie M3a/b und M2 können eindeutig bestimmt werden. Die Geschwindigkeitsdifferenz beträgt nur 0,01 m/ns

an dieser Grenze. Die Einbeziehung des Reflexionskoeffizienten beim Anreißen der Schichten erwies sich als sehr zweckmäßig. Wenn immer die erste maximale bzw. minimale Amplitude des Wavelets angerissen wird, beträgt bei einer Durchschnittsgeschwindigkeit des Mediums von 0,11 m/ns der Unterschied zwischen maximaler positiver und negativer Amplitude 0,08 m, was bei der späteren Bilanzierung zu erheblichen Fehlern führen kann. Die Enveloppenbildung unterstützt zusätzlich beim Anreißen der Reflektoren, da die vertikale Auflösung des Radargramms verdeutlicht wird. Das Zurückrechnen der Verstärkungskurve mit anschließender Spreading-Korrektur ist für den Vergleich der Enveloppenamplituden sehr geeignet. Der starke Kontrast der Kolluvien zum Ausgangsmaterial spiegelt sich in der Amplitudenanalyse nicht so deutlich wieder wie erwartet. Die schmale Schicht M1 hat deutlichen Einfluss auf die Vermischung der Reflexionen. Im Radargramm P5 ist die Grenze M2 – C1 am Oberhang durch eine sehr deutliche Reflexion geprägt, die Schicht M1 ist am Mittelhang langsam ausgelaufen. Durch die eindeutige Zuordnung der Grenze zwischen den Kolluvien und dem unterliegenden pleistozänem Material wird der Abstand der Geländeoberfläche zum Ausgangsmaterial messbar und kann bei der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung berücksichtigt werden. In Abbildung 5-9 ist am Mittelhang die geringe Mächtigkeit des Ober- und Unterbodenhorizontes zu erkennen. Bei fortwährendem Pflügen der Fläche kommt es zum Transport des pleistozänen Materials aus dem Untergrundhorizont an die Oberfläche. In der Folge wird die Ertragsfähigkeit des Bodens erheblich beeinträchtigt. Durch die flächenhafte Kartierung der gefährdeten Hangbereiche können Boden schonende Bewirtschaftungsmaßnahmen gezielt eingeleitet werden.

An diesem Standort ist das GPR eine sehr effiziente Methode, um landschaftsökologisch relevante Schichten flächenhaft zu kartieren. Die Kolluvienmächtigkeiten können nachfolgend durch Messungen in einem 3D-Raster für das gesamte Einzugsgebiet zerstörungsfrei und bei hohem Messfortschritt bestimmt werden. Die flächenhafte Kartierung kann in die Bilanzierung der Bodenabträge [t/ha·a] im Rahmen der vierdimensionalen Landschaftsanalyse einfließen und stellt eine verfügbare Methode als Alternative zur Kartierung mit dem Bohrstock dar.

Auf Grund der Genese, kann davon ausgegangen werden, dass es sich zwischen den Kolluvien um ebenförmige Schichtgrenzen handelt. Die Kartierung am Aufschluss bestätigt diese Annahme. Das Auslaufen der Schichten erfolgt allmählich. Die ebene Lage der Reflektoren impliziert somit eine homogene oder sich kontinuierlich ändernde

Feuchteverteilung. Die flächenhafte Kartierung des Einzugsgebietes würde eine Erfassung der Bodenfeuchte nach LUNT et al. (2005) erlauben.

5.3 JAHRESZEITLICHE VARIATION VON SUBSTRAT UND WASSERGEHALT - FALLBEISPIEL LINDHOF

Auch das zweite Fallbeispiel befindet in der norddeutschen Jungmoränenlandschaft. Der Lindhof, ein Versuchsgut der Universität Kiel, liegt an der Eckernförder Bucht. Das Gebiet zählt zum Dänischen Wohld, der durch flachkuppige und küstentypische Landschaftselemente geprägt ist. Die glaziale Morphologie dieses Landschaftsraumes wurde von der flächenhaften Inlandeisbedeckung beim Höchststand der letzten Vereisung (Weichselvereisung) angelegt (RUSOK, 2004a). Die Abbildung 5-10 zeigt das Untersuchungsgebiet auf dem Lindhof. Zur zeitlichen Einordnung und Erfassung der flächenmäßigen Verteilung der spätglazialen und holozänen Sedimente wurden vier Aufschlüsse angelegt. Drei Aufschlüsse liegen nahe der Bucht und gaben Hinweise auf eine neolithische Siedlung (RUSOK, 2004b). Um das Einzugsgebiet der Grabungen näher zu untersuchen, wurde ein vierter Aufschluss (Li9) entsprechend der Hauptentwässerungsrichtung senkrecht zur Tiefenlinie angelegt. Der Aufschluss ist 8 m lang und bis zu 2,5 m tief und wurde feld- und laborbodenkundlich analysiert. Die gefundenen Holzkohlen wurden datiert und eine prozessbasierte Stratigrafie entwickelt.

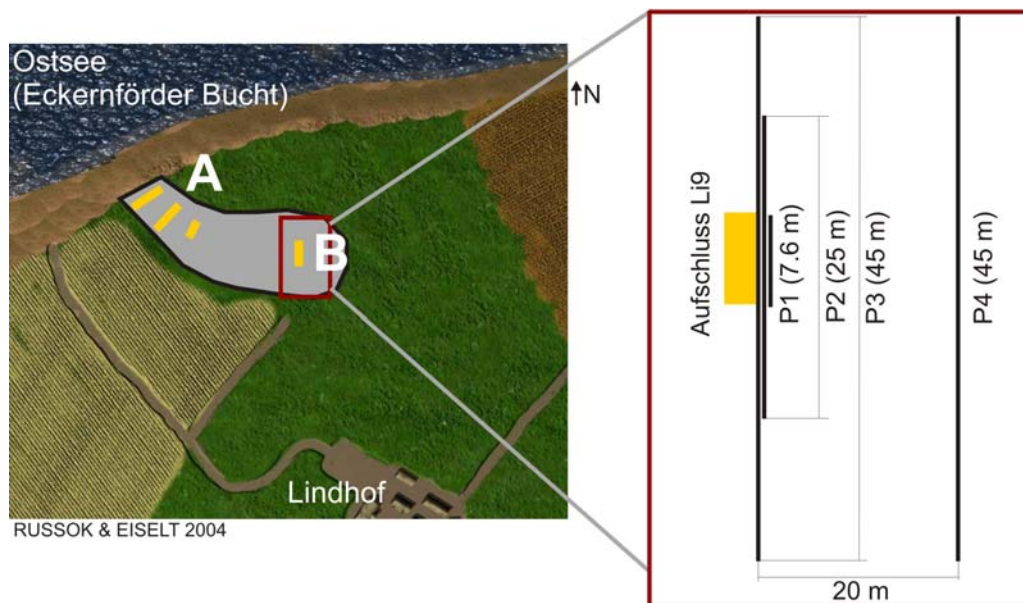


Abbildung 5-10: Skizze des Untersuchungsgebietes am Lindhof (Norddeutschland)

Markiert sind (A) drei Aufschlüsse, die in Zusammenhang mit landschaftsgenetischen Untersuchungen stehen und (B) der in dieser Arbeit wesentliche Aufschluss Li9 mit den aufgenommenen GPR-Profilen (rechts).

Die Radarprofile P2, P3 und P4 (vgl. Abb. 5-10, rechts) wurden jeweils mit einer 200 MHz und einer 400 MHz Antenne aufgezeichnet. Das Profil P1 wurde mit der 400 MHz Antenne gemessen und im Abstand von 1,5 m zum Aufschluss Li9 aufgenommen. Innerhalb des Messrasters wurden an verschiedenen Punkten CMP-Messungen mit zwei 400 MHz Antennen durchgeführt. Die Reflexions- und CMP-Messungen erfolgten zweimal, bei unterschiedlichen Bodenfeuchtebedingungen - im Herbst und im Frühjahr. Die Wiederholungsmessung im Frühjahr findet unter veränderten Bodenwassergehaltsbedingungen statt. In Abbildung 5-11 sind die Radargramme der Herbstmessung (a), der Frühjahrmessung (b) und die skalierte Aufschlussskizze (c) dargestellt. Die Radargramme sind mit Luftgeschwindigkeit Topografie korrigiert, bandpassgefiltert, AGC-skaliert und mit einem 2D-Geschwindigkeitsprofil (vgl. Abb. 5-12) migriert (Kirchhoff-Algorithmus). Mit Hilfe eines DGPS wurden die Messprofile und die Topografie vermessen.

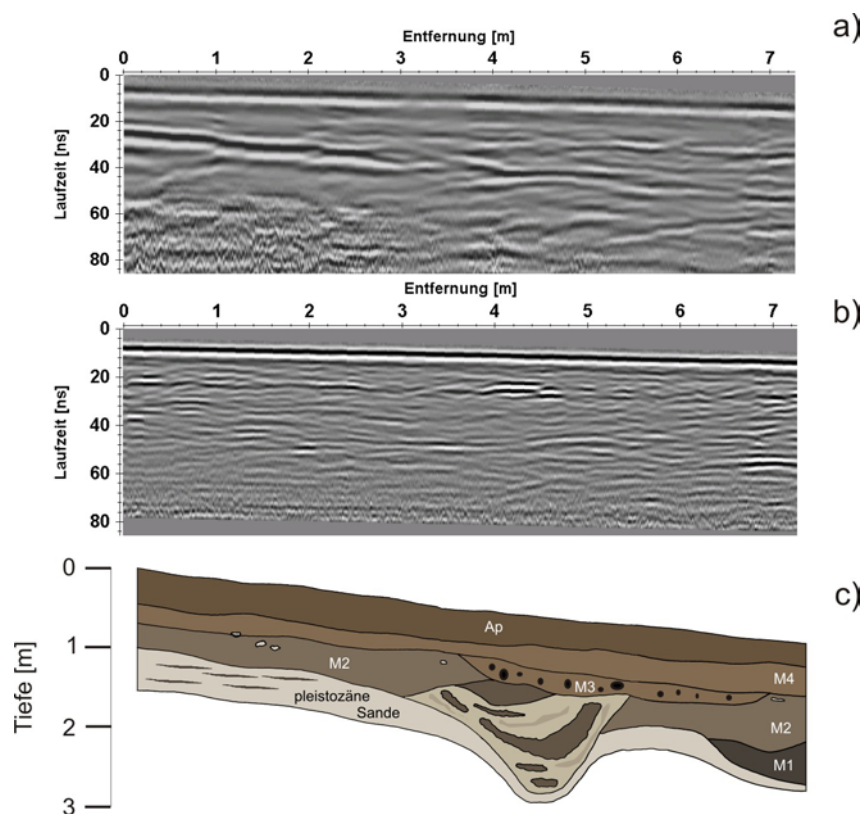


Abbildung 5-11: Radargramme Profil P1 der Herbstmessung (a), der Frühjahrmessung (b) und skalierte Aufschlusssskizze Li9 (WERBAN et al., 2005)(c).

Die Radardaten sind bandpassgefiltert, migriert und AGC-skaliert. Die Topografie wurde mit Luftgeschwindigkeit korrigiert. Die oberflächennahe parallele Schichtung ist in den Radargrammen zu erkennen, die Störung bei $d=4$ m bis 5 m wird in den Radargrammen nicht erfasst.

5.3.1 Substrateigenschaften

Zur detaillierten Analyse der GPR-Geschwindigkeiten erfolgten CMP-Messungen bei $d=1$ m und $d=7$ m auf der Profillinie P1 im Herbst und im Frühjahr. Die Messungen der beiden Punkte wurden verglichen, da sie kaum von einander abweichen, wurde jeweils der Mittelwert gebildet. Abbildung 5-12 zeigt die Ergebnisse der Herbst- und Frühjahrmessung. Die Berechnung der Intervallgeschwindigkeiten erfolgte mit der Dix'schen Formel. Bei der Herbst-Messung lassen sich zwei Schichten über dem Ausgangsmaterial identifizieren. Die Frühjahrs-Messung zeigt drei Schichten. Auffällig ist der große Geschwindigkeitsunterschied im Ausgangsmaterial, die Differenz zwischen den Jahreszeiten beträgt $0,05$ m/ns. Oberflächennah ist die Geschwindigkeit annähernd gleich. Das Kolluvium M2 hat im Herbst eine Geschwindigkeit von $0,1$ m/ns, im Frühjahr liegt sie bei $0,13$ m/ns. Die errechneten Reflexionskoeffizienten weichen deutlich von einander ab. Während im Herbst der Reflexionskoeffizient an der Schichtgrenze M2 - C am größten ist,

zeigt er im Frühjahr an Schichtgrenze M4 - M2 ein Maximum. Der Feuchtegehalt wird aus der Topp-Gleichung abgeleitet. Es muss festgestellt werden, dass der tatsächliche Wassergehalt überschätzt wird. Die Feuchte im Herbst wurde zwar nur mit feldbodenkundlichen Mitteln nach der bodenkundlichen Kartieranleitung (ARBEITSGRUPPE-BODEN, 2005) eine Woche vor der Radarmessung bestimmt, aber gesättigte Verhältnisse im Ausgangsmaterial wurden keinesfalls erreicht.

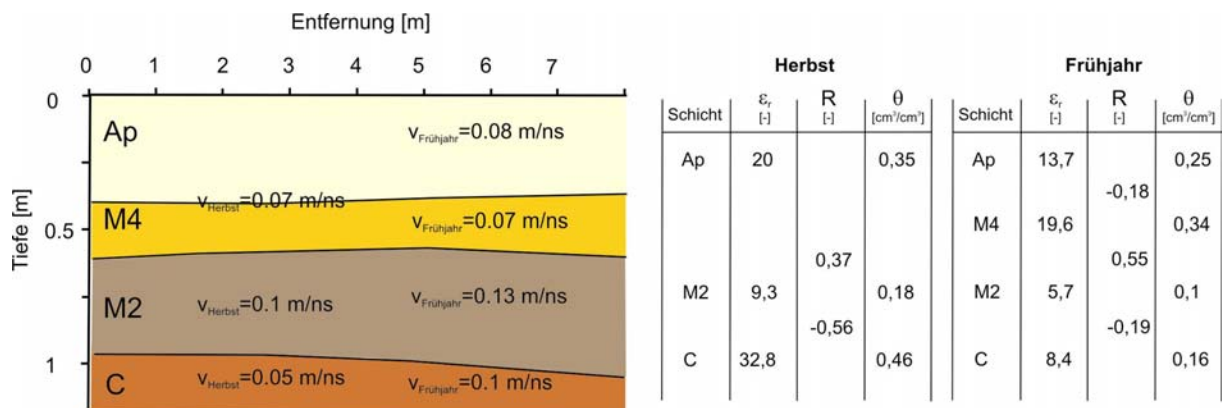


Abbildung 5-12: 2D-Geschwindigkeitsmodell Profil Li9 (links) und Parameter (rechts)

Die Geschwindigkeiten wurden aus CMP-Messungen abgeleitet.

Die Korngrößenverteilung und die Porosität sind in Abbildung 5-13 dargestellt. Da Laboranalysen fehlen, wurde die Porosität aus der Bodenart und der Lagerungsdichte nach der bodenkundlichen Kartieranleitung (ARBEITSGRUPPE-BODEN, 2005) abgeleitet. Diese Methode ist fehlerbehaftet, weshalb die angegebenen Porositäten nur in qualitativer Hinsicht interpretiert werden sollen. Die Textur der Kolluvien und des Ausgangsmaterials unterscheiden sich nur geringfügig voneinander. Der größte Kontrast ist bei der Porosität zu verzeichnen.

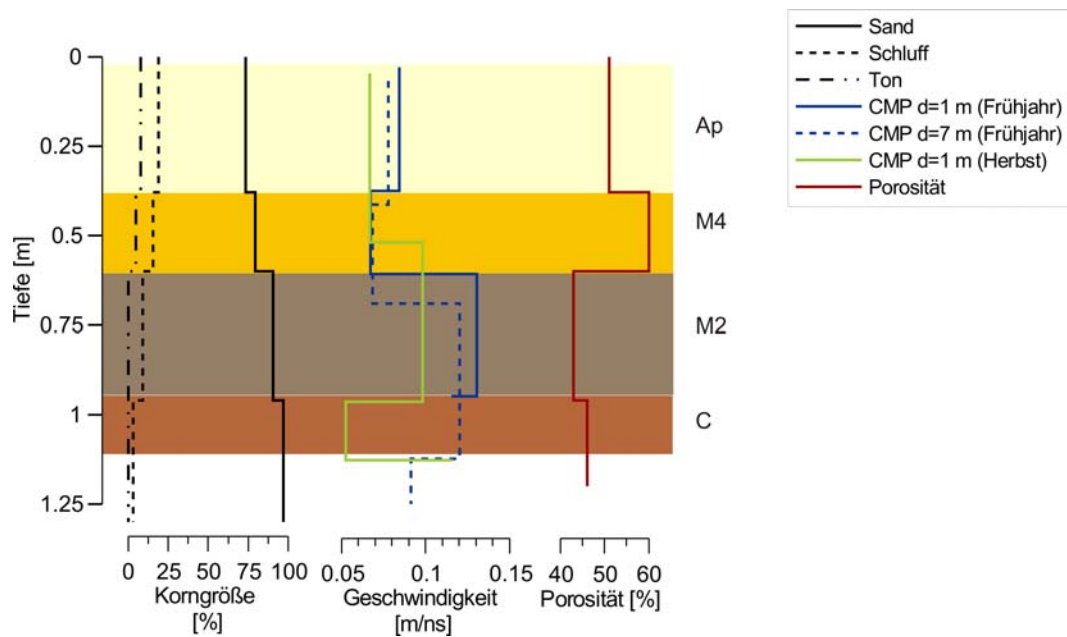


Abbildung 5-13: Vergleich von Korngröße, Radar-Geschwindigkeit, Wassergehalt und Porosität
 Alle Parameter wurden am Aufschluss Li9 bestimmt. Die Schichtgrenzen zwischen den Kolluvien M und dem Ausgangsmaterial C und innerhalb der Kolluvien (Grenze M4-M2) können eindeutig durch den Geschwindigkeitskontrast bestimmt werden.

Tabelle 5-1 gibt Auskunft über die physikalischen Parameter der Radarmessungen im Herbst und Frühjahr. Die Zentralfrequenz der Antennen (f) weicht erheblich voneinander ab. Für die Ableitung der vertikalen Auflösung (Δv) wurde die mittlere Geschwindigkeit (v) der Schichten verwendet. Die vertikale Auflösung ist bei der Frühjahrsmessung höher als im Herbst.

Zeit	f [MHz]	v [m/ns]	λ [m]	Δv [m]	T [ns]
Herbst	140	0,08	0,6	0,14	7
Frühjahr	230	0,09	0,41	0,1	4

Tabelle 5-1: Übersicht der physikalischen Parameter der Radarmessung P1

λ - Wellenlänge; T= Periodendauer

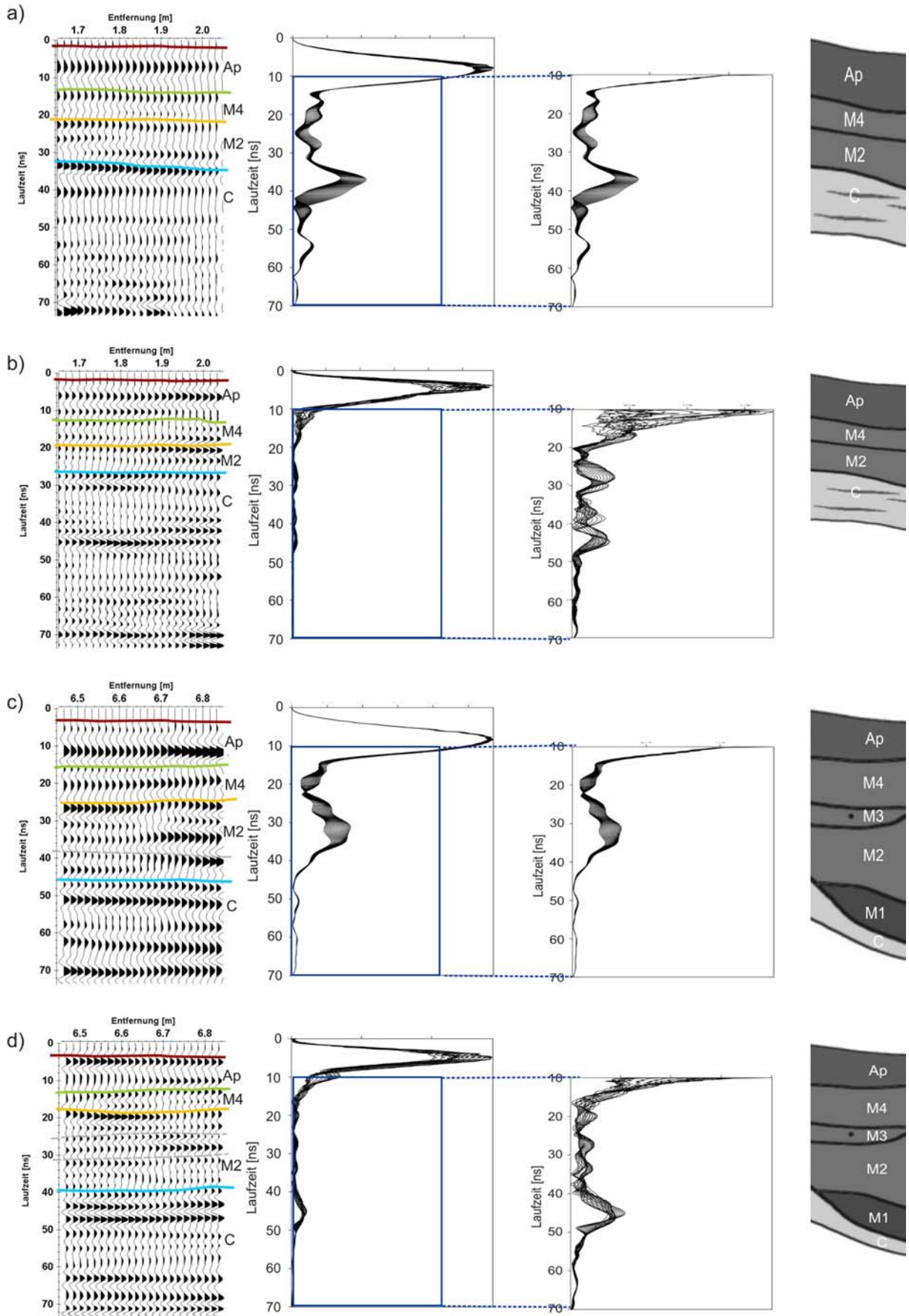


Abbildung 5-14: Ausschnitte Profil P1, Spur 100 bis 120 (a, b) und Spur 400-420 (c, d)

(a) und (c) entstammen der Herbstmessung, (b) und (d) sind Ausschnitte der Frühjahrsmessung, jeweils: (links) Radargramm AGC-skaliert (Fenstergröße 20 ns) (Mitte links) Enveloppen der Spuren übereinander gelegt, die geometrische Divergenz der Amplituden mit der Tiefe wurde korrigiert, (Mitte rechts) Ausschnitt der Enveloppen im Zeitbereich 10-50 ns, (rechts) Ausschnitte der skalierten Profilskizze. In der Wiggle-Darstellung sind die angerissenen Einsätze der Schichtgrenzen dargestellt.

Für zwei Ausschnitte des Profils P1 wurden in Abbildung 5-14 die Enveloppen der Spuren gebildet und übereinander gelegt, zuvor wurde die Verstärkungskurve zurückgerechnet und die geometrische Divergenz im Zeitbereich korrigiert. Aus Darstellungsgründen sind die Wiggle-Abbildungen (links) AGC-skaliert (Fensterlänge 20 ns). Die Ausschnitte 5-14 (a) und (b) spiegeln den Schichtaufbau der CMP-Messung wider. Die Ausschnitte 5-14 (c) und (d) enthalten ein zusätzliches Kolluvium. Die markanteste Reflexion im Herbst ist die Grenze zwischen M2 und C. Das entspricht der Erwartung der Berechnung des Reflexionskoeffizienten. Die Grenze zwischen Ap und M4 konnte im Radargrammausschnitt kartiert werden, bei der CMP-Analyse konnte keine klare Trennung festgestellt werden. Deshalb wurde den Schichten Ap und M4 eine Durchschnittsgeschwindigkeit zugeordnet. In der Frühjahrsmessung tritt die Grenze zwischen M2 und C mit einer hohen Enveloppenamplitude zum Vorschein. Alle anderen Grenzen ergeben nur ein Mischsignal, obwohl die berechnete vertikale Auflösung höher ist, als bei den Herbstmessungen.

Beim zweiten Datenbeispiel liegt die Grenze zwischen Kolluvien und Ausgangsmaterial tiefer, aber es existiert ein zusätzliches Kolluvium. Im Herbst überlagern sich die Reflexionen. Im Frühjahr können sie jedoch voneinander getrennt werden. Insbesondere die Obergrenze vom C1 kann deutlich kartiert werden. Ob zwischen M2 und C1 das Kolluvium M1 zwischengelagert ist, kann auf Grund der begrenzten Auflösung nicht unterschieden werden.

5.3.2 Landschaftsgenetische Interpretation

Die Radarprofile wurden für die Interpretation mit dem 2D-Geschwindigkeitsmodell der CMP-Messung migriert. Das Anreißen erfolgte mit Hilfe der abgeleiteten Reflexionskoeffizienten.

Die im Aufschluss durch pedologisch-sedimentologische Analyse aufgenommenen Kolluvien können in den Radargrammen wieder gefunden werden. Die sich Aufschluss abzeichnende verfüllte Form ($d= 4\text{ m}$ bis $d= 5\text{ m}$) kann in beiden Radargrammen nicht kartiert werden.

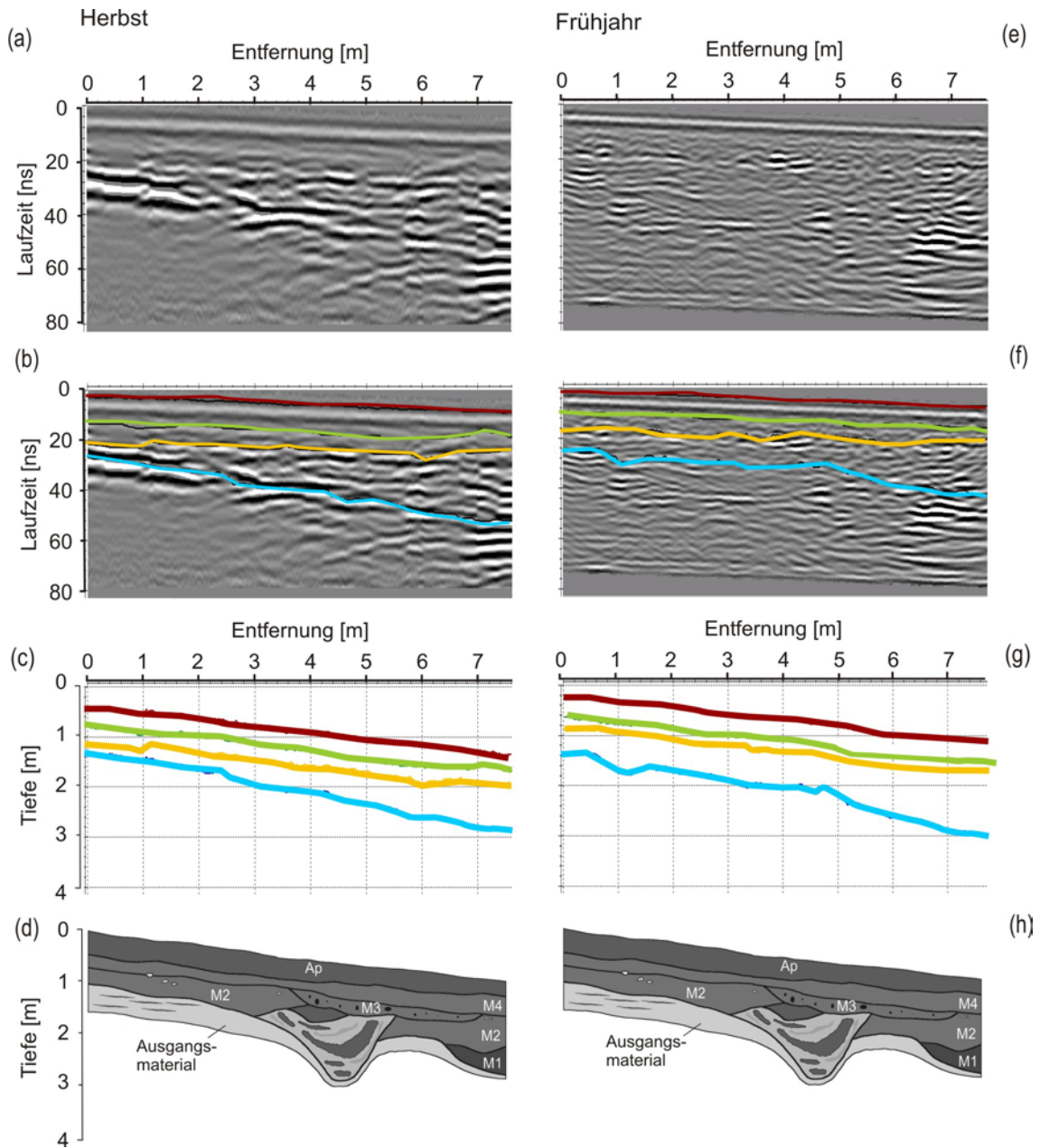


Abbildung 5-15: Profil P1 aufgezeichnet bei unterschiedlichem Bodenwassergehalt im Herbst (links) und Frühjahr (rechts). (a) und (e) zeigen das Radargramm, bandpassgefiltert, Topografie korrigiert und 2D-migriert (Kirchhoff-Algorithmus), (b) und (f) mit angerissenen Schichten, (c) und (g) zeigen die mit Geschwindigkeiten aus der CMP-Analyse tiefenkonvertierten Schichten, in (d) und (h) ist die skalierte Aufschlusskizze abgebildet.

Um die Kolluvien über den Aufschluss hinaus verfolgen zu können, wurde Profil P2 mit der 400 MHz Antenne gemessen (siehe Abb. 5-16). Die in P1 kartierten Schichten können abermals zugeordnet werden. Die laterale Ausdehnung kann nachvollzogen werden und für Bilanzierungen der Kolluvienmächtigkeiten verwendet werden. Über die Kartierung der oberflächennahen Schichten hinaus, sind im Radargramm deutlich abtauchende Einsätze zu erkennen.

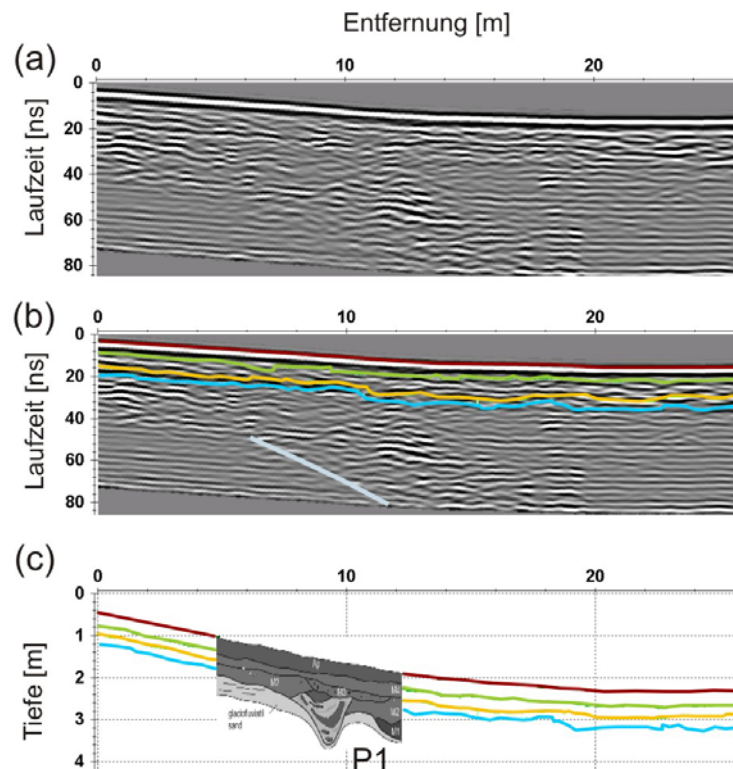


Abbildung 5-16: Radargramm P2 (400 MHz Antenne), bandpassgefiltert, Topografie korrigiert, AGC-skaliert (a), mit angerissenen Reflexionen (b) und Interpretation der Schichten (c), die Schichtgeschwindigkeiten wurden aus den CMP-Analysen abgeleitet, im Vergleich zur skalierten Aufschlusskizze.

Um die abtauchenden Einsätze in größere Laufzeittiefen verfolgen zu können, wurde das Profil mit der 200 MHz Antenne vermessen (Abb. 5-17). Es zeigt sich eine ausgeprägte Rinnenstruktur, deren Tiefenlinie deutlich erkennbar ist.

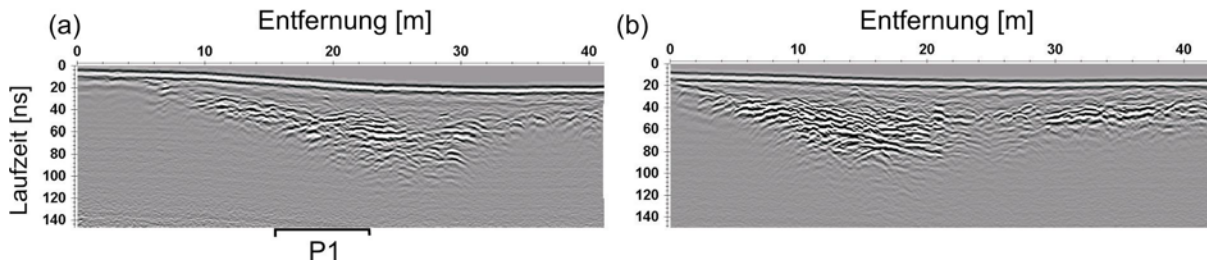


Abbildung 5-17: Radargramm (200 MHz Antenne), bandpassgefiltert, Topografie korrigiert, AGC--skaliert, (a) P3, (b) P4

5.3.3 Diskussion

Die Messungen fanden bei unterschiedlichen Bodenwasserverhältnissen statt. Die Kartierung der Schichtgrenzen im Radargramm war in jedem Fall möglich. Unterschiede gab es bei der Analyse der CMP-Messungen. Unter den feuchteren Bedingungen und der damit verbundenen geringeren vertikalen Auflösung konnte die Schichtgrenze Ap - M2 nicht abgegrenzt werden. Bei trockeneren Verhältnissen ist die vertikale Auflösung höher. Die prominenteste Reflexion nach der Luftwelle stammt bei den Herbstmessungen von der Obergrenze des Ausgangsmaterials, verursacht durch den hohen Geschwindigkeitskontrast. Bei den Frühjahrsmessungen konnte dieser Zusammenhang nicht bestätigt werden. Im Frühjahr liegt der größte Geschwindigkeitskontrast zwischen Schicht M2 und M4. Aber auch diese Schichtgrenze zeigt nicht die höchste Reflexionsamplitude. Im Ausgangsmaterial finden die größten Veränderungen des Bodenwassergehaltes statt. Die oberflächennahen Schichten zeigen hingegen kaum Veränderungen des Bodenwassergehaltes zu den unterschiedlichen Zeitpunkten.

Auf Grund der Genese der Schichtung, kann davon ausgegangen werden, dass die Schichtmächtigkeiten keine kleinräumigen Variationen aufweisen. Die Radarreflektoren sind durch einen ebenförmigen Verlauf charakterisiert, was auf eine homogene laterale Feuchteverteilung schließen lässt. Auch in diesem Fallbeispiel wurde die glaziale Basis eindeutig kartiert. Möglicherweise eignet sich diese Grenze als natürlicher Marker für zukünftige flächenhafte multitemporale Messungen des Bodenwassergehaltes.

Die verfüllte Form in P1 kann in den Radargrammen nicht wieder gefunden werden, obwohl das Material der Verfüllung einen ausreichenden Dielektrizitätskontrast liefern sollte. Da die Radarprofile mit einem Abstand von 1,5 m zum Aufschluss gemessen wurden, handelt es sich wahrscheinlich um eine lokal begrenzte Form, eine Grube. Die Hypothese der landschaftsökologischen Untersuchungen, dass es sich um eine kleine Rinne handelt, wurde somit widerlegt. Die Grube reicht bis ins pleistozäne Material und ist

von Kolluvien überlagert. Es ist denkbar, dass sie durch frühe menschliche Aktivität angelegt wurde, die Grubenkante indiziert in diesem Fall die Geländeoberfläche während des Neolithikums. Datierungen der gefundenen Holzkohlen werden zeigen, ob das Ausheben der Grube in Zusammenhang mit den menschlichen Aktivitäten Hang abwärts übereinstimmen.

Die Messungen mit der 200 MHz Antenne erweisen sich als ideal, um die periglazialen Strukturen des Einzugsgebietes zu kartieren. Es wurde eine glaziale Rinne gefunden, vermutlich eine Schmelzwasserbahn, die periglazial vollständig verfüllt wurde. Die Tiefenlinie der glazialen Schmelzwasserrinne verläuft nicht entsprechend der heutigen Tiefenlinie.

5.4 ZUSAMMENFASSUNG

GPR-Messungen sind durch ihre effiziente, hoch auflösende und zerstörungsfreie Anwendung eine sehr gute Ergänzung der landschaftsogenetischen Untersuchungen. Die Kolluvien konnten flächenhaft kartiert werden und können zukünftig für die Erosionsbilanzierung verwendet werden. Auch Grenzen mit geringem dielektrischem Leitfähigkeitskontrast konnten bestimmt werden, zum Teil betrug der Geschwindigkeitskontrast nur 0,01 m/ns. Das Auffinden von verschütteten Rinnen, als potentielle Geoarchive, vereinfacht die Standortwahl für Grabungen.

Die Untersuchungen fanden an verschiedenen Standorten und mit unterschiedlichem Bodenwassergehalt statt. Die punktuellen bodenkundlichen Feldaufnahmen am Aufschluss oder an Bohrungen konnten effektiv durch GPR-Messungen interpoliert werden. Dabei dient die Laufzeit- und Amplitudenanalyse der Zuordnung von Schichtattributen. Die inhaltliche Auflösung der Radargramme wurde gesteigert. Es wurde nicht nur kartiert in welcher Tiefe die Reflexion verursacht wird, sondern auch durch welche Eigenschaften der Reflektor gekennzeichnet ist. Dabei stimmen die physikalischen Parameter nicht in jedem Fall mit den durch hydrologische Eigenschaften zu erwartenden Effekten überein.

Die Nutzung von natürlichen Reflektoren zur Wassergehaltsanalyse oder zum Monitoring der Bodenfeuchte ist möglich. Durch die Ebenheit der Reflektoren kann auf Wassergehaltsheterogenitäten geschlossen werden. Im Jungmoränengebiet Norddeutschlands wurde die Grenze vom holozänen zum pleistozänen Material als geeigneter Marker erkannt. Die Auswahl der Reflektoren für multitemporale Messungen des Bodenwassergehaltes mit GPR sollte im landschaftsökologischen Kontext erfolgen.

6 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Kartierung der Bodenwassergehaltsheterogenitäten

Die Messung mit der Gleichstrom-Geoelektrik in Zeitschritten erwies sich als zuverlässiges Werkzeug zur flächenhaften Aufzeichnung des Tagesgangs der Bodenwassergehaltsvariation im Topfversuch mit Pflanzenbewuchs. Die Untersuchungen zeigen, dass die größten Variationen des Bodenwassergehaltes während des Tages zu verzeichnen sind. Auch im Feldversuch konnte die Bodenwassergehaltsabnahme verursacht durch die Wasseraufnahme der Wurzeln mit der Zeit kartiert werden. Die statistische Analyse verdeutlicht das Defizit punktueller bzw. gemittelter Betrachtungen der Wassergehaltsverteilung, denn die räumliche Verteilung kann nur in der mehrdimensionalen Darstellung kartiert werden. Je nach Anordnung und Abstand der Elektroden können somit Quantifizierungen des Bodenwassergehaltes auf unterschiedlichen Skalen stattfinden. Der im Laborversuch verwendete Elektrodenabstand von 2 cm ist hier als die untere Grenze der räumlichen Auflösung anzusehen. Mit Hilfe dreidimensionaler Anordnungen sollte es möglich sein, die Gesamtbilanz der Wasseraufnahme durch Wurzeln zu erfassen. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass umfangreiche geoelektrische Messungen unter Verwendung einer Vielzahl von Elektrodenkonfigurationen mit einem gewissen Messzeitbedarf einhergehen, auch bei der Verwendung von Multikanal-Messsystemen.

Die Ableitung des Wassergehaltes aus dem elektrischen Widerstand erfolgt in dieser Arbeit über die empirische Formel von Archie. Die Gleichung gilt herkömmlich für den ungesättigten Boden, bestehend aus einem 3-Phasen-Gemisch (Substrat-Wasser-Luft) und musste für den verwendeten Boden mit Wurzelgehalt um diese 4. Phase ergänzt werden. Die Wurzeln haben einen erheblichen Einfluss auf die Anpassungsparameter der Gleichung. Für das Laborexperiment konnte eine zweigeteilte Archie-Beziehung entwickelt werden. Für Sättigungen $S < 0,5$ übernehmen die Feinwurzeln höchstwahrscheinlich eine bedeutende Rolle bei der Leitung des elektrischen Stroms. Dieser Effekt sollte in weiteren Experimenten näher untersucht werden.

Die TDR-Sonden können den Wassergehalt mit hoher zeitlicher Auflösung messen. Sehr vorteilhaft erwies sich der geringe Messaufwand, die Geräte sind sehr handlich und liefern schnell Ergebnisse. Bei der Analyse der Messungen sind allerdings Störeffekte, wie die Gerätetemperatur, zu berücksichtigen. Des Weiteren handelt es sich immer um invasive

Punktmessungen, die für räumliche Darstellungen zunächst interpoliert oder extrapoliert werden müssen.

Mit Hilfe von multitemporalen Georadarmessungen können jahreszeitliche Variationen des Bodenwassergehaltes gut kartiert werden. Die Analyse der Radarlaufzeit erfolgt dabei an einem prominenten Reflektor, der unkompliziert wieder gefunden werden kann. Radarantennen können eine Gerätedrift aufweisen, die mit der Zeit nach Inbetriebnahme abnimmt. Für die durchgeführten kleinräumigen Labormessungen ist das Georadar auf Grund der Wellenlänge der zur Verfügung stehenden Antennenmodelle ungeeignet.

Kartierung von Substratheterogenitäten

Die Georadarmessungen fanden an verschiedenen Standorten bei unterschiedlichem Bodenwassergehalt statt. Es konnten Schichtgrenzen im Feld kontinuierlich kartiert und zur Interpolation von punktuellen Messungen herangezogen werden. Dabei erfolgte der Vergleich mit der Bodenansprache sowohl durch „common offset“- als auch mit CMP-Messungen. Die Zuordnung der Schichten erfolgte mittels der Laufzeit- und Amplitudenanalyse, wodurch die inhaltliche Auflösung der Georadarmessungen gesteigert werden konnte. Die Kartierung der Kolluviengrenzen war bei geringem Kontrast der Korngrößenzusammensetzung möglich, da die Schichten einen unterschiedlichen Wassergehalt aufwiesen. Es kann geschlussfolgert werden, dass Messungen mit dem Georadar eine sinnvolle Ergänzung der vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse darstellen (vgl. Kap. 1.2.2). Insbesondere können sie eingesetzt werden in Ergänzung zu Punkt (i) und (ii) als Entscheidungshilfe zum Festlegen der Grabungsstandorte, zu Punkt (iii) während der detaillierten Feldaufnahme zur Ergänzung der Bohr- und Grabungspunkte und als Interpolationshilfe und zu Punkt (viii) bei der Quantifizierung von Bodenerosion und Sedimentation, z.B. bei der Bestimmung von Kolluvienmächtigkeiten im mittleren und unteren Hangbereich und am Hangfuß (Schwemmsandfächer), bei der Identifizierung von Abtragsgebieten, beim Auffinden gekappter Profile und bei der Kartierung pleistozäner Schichten. Aus der dreidimensionalen Kartierung der Kolluvien oder pleistozäner Schichten können anschließend historische Oberflächen rekonstruiert werden.

Die pedologisch-sedimentologische Aufnahme des Bodens im Gelände erfolgt an Bohrungen oder Aufschlüssen. Ergänzend können Parameter laboranalytisch erfasst

werden. Die Datenerfassung erfolgt mit hoher Genauigkeit, aber nur punktuell und zerstörend.

Geoelektrische Untersuchungen werden nicht für die Kartierung von Schichtmächtigkeiten herangezogen. Die Methode erreicht bei der Anwendung in sehr heterogenen Böden nicht die benötigte vertikale Auflösung im cm-Bereich.

7 LITERATUR

- Aaltonen, J., 2001. Seasonal resistivity variations in some different Swedish soils, *European Journal of Environment & Engineering Geophysical Society*, **6**, 3-31.
- Annan, A. P., *Ground Penetrating Radar - Principles, Procedures & Application*, 293 S., Sensors & Software Inc., Mississauga, Canada, 2004.
- Arbeitsgruppe-Boden, *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 438 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover, 2005.
- Archie, G. E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transactions of the American Institute of Mining Engineers*, **146**, 54-62.
- Barker, R. & Moore, J., 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies, *The Leading Edge*, **17**, 1454-1458.
- Beblo, M., ed., *Umweltgeophysik*, 465 S., Ernst & Sohn, Berlin, 1997.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. & Winship, P., 2002a. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging, *J. Hydrol.*, **267**, 147-159.
- Binley, A., Winship, P., West, J. L., Pokar, M. & Middleton, R., 2002b. Seasonal variations of moisture content in unsaturated sandstone inferred from borehole radar and resistivity profiles, *J. Hydrol.*, **267**, 160-172.
- Bork, H.-R., Bork, H., Dalchow, C., Faust, B., Piorr, H.-P. & Schatz, T., *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: Wirkungen des Menschen auf Landschaften*, 328 S., Klett-Perthes, Gotha, 1998.
- Bourennane, H., King, D., Le Parco, R., Isambert, M. & Tabbagh, A., 1998. Three-dimensional Analysis of Soils and Surface Materials by Electrical Resistivity Survey, *Eur. J. of Env. & Eng. Geophysics*, **3**, 5-23.
- Buchwald, K. & Engelhardt, W., Hrsg., *Schutz des Bodens*, 157 S., Economica Verlag, Band 4, Umweltschutz - Grundlagen und Praxis, 1999.
- Conein, J. & Barker, R., The effects of tree roots on the electrical properties of Triassic clay: Extended Abstracts, in *8th Ann. Mtg., Env. & Eng. Geophys. Soc., Eur. Sect.*, pp. 4, Aveiro, Portugal, 2002.
- Curl, E. A. & Truelove, B., *The Rhizosphere*, 288 S., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1986.
- Daniels, D. J., *Surface-Penetrating Radar*, 300 S., The Institution of Electrical Engineers, London, 1996.
- Davis, J. L. & Annan, A. P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, **37**, 531-551.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J., Wendroth, O., Jarvis, N., Oostindie, K., Pohl, W., Larsson, M. & Gaudet, J.-P., 1999. Moisture distributions and wetting rates of soils at experimental fields in the Netherlands, France, Sweden and Germany, *J. Hydrol.*, **215**, 4-22.
- Dix, C. H., 1955. Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, **20**, 20-73.
- Dotterweich, M., 2003, Land Use and Soil Erosion in northern Bavaria during the last 5000 years, in: *Long term hillslope and fluvial system modelling. Concepts and case studies*

- from the Rhine river catchment. Lecture Notes in Earth Sciences*, Bd. 101, S. 201-229, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Dreibrodt, S., 2004, Halbtagesexkursion Belauer See, *in: Streifzug durch 6000 Jahre Landnutzungs- und Landschaftswandel in Schleswig-Holstein*, Bd. 41, S. 176-205, Ecosys, Supl.,
- Dreibrodt, S., 2005. *Integrative Analyse von Kolluvien und Seesedimenten zur Rekonstruktion der Bodenerosionsgeschichte im Einzugsgebiet des Belauer Sees (Schlewig-Holstein)*, Diss., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel, 252 S.
- Dyck, S. & Perschke, G., *Grundlagen der Hydrologie*, 536 S., Verlag für Bauwesen, Berlin, 1995.
- Erkul, E., Klein, C., Rabbel, W. & Stümpel, H., 2005. Multi-sensor geophysical prospecting of the archaeological site of Metaponte (Gulf of Tarant, Italy), *Archaeological Prospection*.
- Ferreira, I. & Arruda, C., Rio Frio Experimental Site - DESCRIÇÃO DO PERFIL DO SOLO, pp. 5, WATERUSE project, 2002.
- Ferreira, I. F. R., Silva, R. M. & do Paço, T. A., Medção da evapotranspiração em cobertos descontínuos: Montado de sobro na região de Lisboa, *in 7º Congresso da Água*, pp. 11, Lisboa, 2004.
- Freeland, R. S., Yoder, R. E. & Ammons, J. T., 1998. Mapping shallow underground features that influence site-specific agricultural production, *Journal of Applied Geophysics*, **40**, 19-27.
- Friedel, S., 2000. *Über die Abbildungseigenschaften der geoelektrischen Impedanztomographie unter Berücksichtigung von endlicher Anzahl und endlicher Genauigkeit der Meßdaten*, PhD, University of Leipzig, Leipzig, 204 S.
- Frielinghaus, M., Petelkau, H. & Schmidt, R., 1992. Wassererosion im norddeutschen Jungmoränengebiet, *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung*, **33**, 22-33.
- Fuchs, M., 2002. *Methoden zur objektiven Ableitung von Bodenkarten im Folgemaßstab - Unterstützung der geometrisch-begrifflichen Generalisierung von Bodenkarten durch erweiterte Werkzeuge in einem Geo-Informationssystem*, PhD, FU Berlin, Berlin, 186 S.
- Furman, A., Ferre, T. P. A. & Warrick, A. W., 2004. Optimization of ERT Surveys for Monitoring Transient Hydrological Events Using Perturbation Sensitivity and Genetic Algorithms, *Vadose Zone J*, **3**, 1230-1239.
- Galagedara, L. W., Parkin, G. W., Redman, J. D., von Bertoldi, P. & Endres, A. L., 2005. Field studies of the GPR ground wave method for estimating soil water content during irrigation and drainage, *J. Hydrol.*, **301**, 182-197.
- Garambois, S., Sénéchal, P. & Perroud, H., 2002. On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations, *J. Hydrol.*, **259**, 32-48.
- Gisi, U., Schenker, R., Schulin, R., Stadelmann, F. X. & Sticher, H., *Bodenökologie*, 350 S., Georg Thieme Verlag, Stuttgart, New York, 1997.
- Grasmueck, M., Weger, R. & Horstmeyer, H., 2004. Three-dimensional ground-penetrating radar imaging of sedimentary structures, fractures, and archaeological features at submeter resolution, *Geology*, **32**, 933-936.

- Grasmueck, M., Weger, R. & Horstmeyer, H., 2005. Full-resolution 3D GPR imaging, *Geophysics*, **70**, K12-K19.
- Greaves, R. J., Lesmes, D. P., Lee, J. M. & Toksöz, N. M., 1996. Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar, *Geophysics*, **61**, 683-695.
- Grote, K., Hubbard, S. & Rubin, Y., 2003. Field-Scale Estimation of Volumetric Water Content using GPR Groundwave techniques, *Water Resour. Res.*, **39**, pp. 13.
- Hagrey, S. A., al, Schubert-Klempnauer, T., Wachsmuth, D., Michaelsen, J. & Meissner, R., Flow paths in a full scale model, in *4th Meeting Environmental and Engineering Geophysics, European Section*, pp. 4, Barcelona, Spain, 1998.
- Hagrey, S. A., al & Michaelsen, J., 1999. Resistivity and percolation study of preferential flow in vadose zone at Bokhorst, Germany, *Geophysics*, **64**, 746-753.
- Hagrey, S. A., al & Müller, C., 2000. GPR study of pore water content and salinity in sand, *Geophysical Prospecting*, **48**, 63-85.
- Hagrey, S. A., al, GPR mapping toluene infiltration in a sand model, in *8th Ann. Mtg., Env. & Eng. Geophys. Soc., Eur. Sect.*, pp. 4, Aveiro, Portugal, 2002.
- Hagrey, S. A., al, 2004. GPR application for mapping toluene infiltration in a heterogeneous sand model, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **9**, 79-85.
- Hagrey, S. A., al, Meissner, R., Werban, U., Ismaeil, A. & Rabbel, W., 2004. Hydro-, Bio-Geophysics, *The Leading Edge*, **23**, 670-674.
- Hartge, K.-H. & Horn, R., *Einführung in der Bodenphysik*, 304 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1999.
- Hecht, S., *Anwendung refraktionsseismischer Methoden zur Erkundung des oberflächennahen Untergrundes*, 165 S., 2001.
- Heimovaara, T. J., Huisman, J. A., Vrugt, J. A. & Bouten, W., 2004. Obtaining the Spatial Distribution of Water Content along a TDR Probe Using the SCEM-UA Bayesian Inverse Modeling Scheme, *Vadose Zone J*, **3**, 1128-1145.
- Herbst, M., 2001. *Regionalisierung von Bodeneigenschaften unter Berücksichtigung geomorphometrischer Strukturen für die Modellierung der Wasserflüsse eines mikroskaligen Einzugsgebietes*, PhD, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn, 138 S.
- Herkelrath, W. N., Hamburg, S. P. & Murphy, F., 1991. Automatic, Real-Time Monitoring of Soil Moisture in a Remote Field Area With Time Domain Reflectometry, *Water Resour. Res.*, **27**, 857-864.
- Horn, R. & Hartge, K.-H., 2001. Das Befahren von Ackerflächen als Eingriff in den Bodenwasserhaushalt, *Wasser & Boden*, **53**, 13-19.
- Hubbard, S., Grote, K. & Rubin, Y., 2002. Mapping the volumetric soil water content of a California vineyard using high-frequency GPR ground wave data, *The Leading Edge*, **21**, 552-559.
- Huisman, J. A., Hubbard, S. S., Redman, J. D. & Annan, A. P., 2003. Measuring soil water content with ground penetrating radar; a review, *Vadose Zone J*, **2**, 476-491.
- IMKO, Theorie der Material- und Bodenfeuchtemessung mit der TRIME Methode, pp. 20, IMKO Micromodultechnik GmbH, Ettlingen, 2000.

- Keller, G. V. & Frischknecht, F. C., *Electrical methods in geophysical prospecting*, S., Pergamon Press, Inc., 1966.
- Knödel, K., Krummel, H. & Lange, G., Hrsg., *Geophysik*, 1102 S., Springer, Berlin, Heidelberg, 2. überarbeitete Auflage, Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien, 2005.
- Lang, S., 1999. *Ökophysiologische und anatomische Untersuchungen zum Saftfluss in verschiedenen Splintholzbereichen von Fagus sylvatica L.*, PhD, Karlsruhe, 180 S.
- Leclerc, R. F. & Hickin, E. J., 1997. The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia, *Geomorphology*, **21**, 17-38.
- Legchenko, A. V. & Shushakov, O. A., 1998. Inversion of surface NMR logging, *Geophysics*, **63**, 75-84.
- Leopold, M., 2002. *Multivariate Analyse von Geoarchiven zur Rekonstruktion eisenzeitlicher Landnutzung im Umfeld der spätlatènezeitlichen Viereckschanze von Poign, Lkr. Regensburg*, PhD, Universität Regensburg, Regensburg, 260 S.
- Lieberoth, I., *Bodenkunde - Aufbau, Entstehung, Kennzeichnung und Eigenschaften der landwirtschaftlich genutzten Böden der DDR*, 432 S., VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag, Berlin, 1982.
- Loeffler, O. & Bano, M., 2004. Ground Penetrating Radar Measurements in a Controlled Vadose Zone: Influence of the Water Content, *Vadose Zone J*, **3**, 1082-1092.
- Loke, M. H. & Barker, R., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosection, *Geophysics*, **60**, 1682-1690.
- Loke, M. H. & Barker, R., 1996a. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, **44**, 131-152.
- Loke, M. H. & Barker, R., 1996b. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion, *Geophysical Prospecting*, **44**, 499-524.
- Loke, M. H., Time lapse resistivity imaging inversion, in *5th Meeting Environmental and Engineering Geophysics, European Section*, pp. 4, Budapest, 1999.
- Loke, M. H., *RES2DINV*, vers. 3.54, Geotomo Software, Penang, Malaysia, 2004.
- Lück, E., Eisenreich, M. & Domsch, H., 2002, Innovative Kartiermethoden für die teilschlagspezifische Landwirtschaft, in: *Stoffdynamik in Geosystemen*, 155 S. Im Selbstverlag der Arbeitsgruppe Stoffdynamik in Geosystemen, Postdam.
- Lunt, I. A., Hubbard, S. & Rubin, Y., 2005. Soil moisture content estimation using ground-penetrating radar reflection data, *J. Hydrol.*, **307**, 254-269.
- Lüttge, U., Kluge, M. & Bauer, G., *Botanik*, 625 S., WILEY-VCH Verlag GmbH, Weinheim, 2002.
- Maidment, D. R., *Handbook of Hydrology*, S., McGraw- Hill, Inc., 1993.
- Marcinek & Rosenkranz, *Das Wasser der Erde*, 328 S., Justus Perthes Verlag, Gotha, 1996.
- Marshall, T. J., Holmes, J. W. & Rose, C. W., *Soil Physics*, 453 S., Cambridge University Press, 1996.
- McNeill, J. D., 1980. Electrical conductivity of soils and rocks. TN-6, Geonics Ltd.
- Militzer, H. & Weber, F., *Angewandte Geophysik II, Geoelektrik, Geothermik, Radiometrie, Aerophysik*, 371 S., Springer Verlag, 1998.

- Moore, J. & Barker, R., Controlled Laboratory Experiment to Test the Validity of Time-Lapse Electrical Monitoring, in *8th Ann. Mtg., Env. & Eng. Geophys. Soc., Eur. Sect.*, pp. 4, Aveiro, Portugal, 2002.
- Müller, M., Mohnke, O., Schmalholz, J. & Yaramanci, U., 2003. Moisture assessment with small-scale geophysics - The interurban project, *Near Surface Geophysics*, **1**, 176-181.
- Müller, M., Mohnke, O., Schmalholz, J. & Yaramanci, U., Geophysical Assessment of Water Dynamics in Urban Soils - Interurban, in *Near Surface 2005, 11th European Meeting Environmental and Engineering Geophysics*, pp. 4, European Association of Geoscientists & Engineers, Palermo, Italy, 2005.
- Munsell, *Munsell Soil Color Charts*, S., Kallmorgan Corporation, Baltimore, Maryland, 1975.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress, *Earth-Science Reviews*, **66**, 261-330.
- Nielsen, D. R., van Genuchten, M. T. & Biggar, J. W., 1986. Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zone, *Water Resour. Res.*, **22**, 89-109.
- Niller, H.-P., *Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg - Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt*, 429 S., Regensburg, 1998.
- O'Connell, P. E. & Todini, E., 1996. Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview, *J. Hydrol.*, **175**, 3-16.
- Oswald, B., Benedickter, H. R., Bachtold, W. & Fluhler, H., 2004. A Single-Rod Probe for Time Domain Reflectometry Measurements of the Water Content, *Vadose Zone J*, **3**, 1152-1159.
- Persson, M., Bendz, D. & Flyhammar, P., 2004. Time-Domain Reflectometry Probe for Water Content and Electrical Conductivity Measurements in Saline Porous Media, *Vadose Zone J*, **3**, 1146-1151.
- Peter, B. & Weibel, R., Usind Vector and Raster-Based Techniques in Categorical Map Generalization, in *Third ICA Workshop on Progress in Automated Map Generalization*, pp. 14, Ottawa, 1999.
- Petersen, H., Fleige, H., Rabbel, W. & Horn, R., 2005. Anwendbarkeit geophysikalischer Prospektionsmethoden zur Bestimmung von Bodenverdichtungen und Substratheterogenitäten landwirtschaftlich genutzter Flächen, *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **168**, 68-79.
- Ravina, I., 1983. The influence of vegetation on moisture and volume changes, *Geotechnique*, **33**, 151-157.
- Rein, A., Hoffmann, R. & Dietrich, P., 2004. Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements, *J. Hydrol.*, **285**, 215-232.
- Reis, R. & Goncalves, M., O clima de Portugal, in *Fascículo XXXII. Caracterização climática da região agrícola do Ribatejo e Oeste*, INMG, Lisboa, 1981.
- Robinson, D. A., Jones, S. B., Wraith, D. O. & Friedman, S. P., 2003. A Review of Advantages in Dielectric and Electrical Conductivity Measurements in Soils Using Time Domain Reflectometry, *Vadose Zone J*, **2**, 444-475.
- Rohdenburg, H., 1969. Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Wetsafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias, *Giessener Geographische Schriften*, **20**, 57-152.

- Rohdenburg, H., *Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie*, 352 S., Gießen, 1971.
- Roth, K., Schulin, R., Flübler, H. & Attinger, W., 1990. Calibration of Time Domain Reflectometry for Water Content Measurements Using a Composite Dielectric Approach, *Water Resour. Res.*, **26**, 2267-2273.
- Rubin, Y. & Hubbard, S. S., *Hydrogeophysics*, 523 S., Springer, Dordrecht, The Netherlands, 2005.
- Russok, C., 2004a, Das östliche Hügelland und der Dänische Wohld - Ein geologischer Überblick, in: *Streifzug durch 6000 Jahre Landnutzungs- und Landschaftswandel in Schleswig-Holstein – Ein Exkursionsführer*, S. 153-160, EcoSys, Suppl. Bd. 41,
- Russok, C., 2004b, Untersuchungen zur klima- und landnutzungsbedingten Bodenerosion am Versuchsgut Lindhof, in: *Streifzug durch 6000 Jahre Landnutzungs- und Landschaftswandel in Schleswig-Holstein – Ein Exkursionsführer*, S. 161-175, EcoSys, Suppl. Bd. 41,
- Sandmeier, K. J., *REFLEXW: program for processing and interpretation of reflection and transmission data*, vers. 3.5.7, Karlsruhe, 1998.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P., *Lehrbuch der Bodenkunde*, 491 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1989.
- Schlichting, E., Blume, H.-P. & Stahr, K., *Bodenkundliches Praktikum*, 295 S., Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin, Wien, 1995.
- Schmalz, B., Lennartz, B. & Wachsmuth, D., 2002. Analysis of soil water content variations and GPR attribute distributions, *J. Hydrol.*, **267**, 217-226.
- Schmidt, R., 1991. Genese und anthropogene Entwicklung der Bodendecke am Beispiel einer typischen Bodencatena der Nrddeutschen Tieflandes, *Petermanns Geographische Nachrichten*, **135**, 29-37.
- Schmidtchen, G. & Bork, H.-R., 2003, Changing human impact during the period of agriculture in Central Europe. The case study Biesdorfer Kehlen, Brandenburg, Germany., in: *Long term hillslope and fluvial system modelling. Concepts and case studies from the Rhine river catchment. Lecture Notes in Earth Sciences*, 101, S. 183-200, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Schneider, W. A., 1978. Integral formulation for migration in two and three dimensions, *Geophysics*, **43**, 49-76.
- Schön, J. H., *Petrophysik - Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen*, 405 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1983.
- Schön, J. H., 1997, Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics, in: *Handbook of Geophysical Exploration - Section I Seismic Exploration (on CD-ROM)*, Volume 18, S. K. Helbig & S. Treitel, Elsevier Science Ltd.,
- Sitte, P., Weiler, E. W., Kadereit, J. W., Bresinsky, A. & Körner, C., *Strasburger - Lehrbuch der Botanik*, 1123 S., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, 2002.
- Souza, C. F., Or, D. & Matura, E. E., 2004. A Variable-Volume TDR Probe for Measuring Water Content in Large Soil Volumes, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68**, 25-31.
- Sperl, C., Du, S. & Fuß, C., 1995. Erweiterung des Georadar- Verfahrens zur Erfassung der Bodenfeuchte vom 2- dimensionalen auf den 3- dimensionalen Raum, *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG)*, **76**, 1275-1278.

- Stacheder, M., *Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik - Messung von Wassergehalt, elektrischer Leitfähigkeit und Stofftransport*, 166 S., Schriftenreihe Angewandte Geologie 40, Karlsruhe, 1996.
- Stummer, P., Maurer, H. & Green, A. G., 2004. Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information, *Geophysics*, **69**, 120-139.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E., *Applied Geophysics*, 770 S., Cambridge University Press, Cambridge, 1990.
- Tinapp, C., *Geoarchäologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung der südlichen Leipziger Tieflandsbucht*, 275 S., Trier, 2002.
- Topp, G. C., Davis, J. L. & Annan, A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content; measurements in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, **16**, 574-582.
- Trinks, I., Wachsmuth, D. & Stümpel, H., 2001. Monitoring water flow in the unsaturated zone using georadar, *First break*, **19**, 679-684.
- van Nostrand, R. G. & Cook, K. L., *Interpretation of resistivity data*, 310 S., U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C., 1966.
- Vogel, H.-J. & Roth, K., 2003. Moving through scales of flow and water transport in soil, *J. Hydrol.*, **272**, 95-106.
- Vrugt, A. J., Hopmans, J. W. & Simunek, J., 2001. Calibration of a Two-Dimensional Root Water Uptake Model, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **65**, 1027-1037.
- Walker, J., P., Willgoose, G., R. & Kalma, J., D., 2004. In situ measurements of soil moisture: a comparison of techniques, *J. Hydrol.*, **293**, 85-99.
- Waxman, M. H. & Smits, L. J. M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, *Society of Petroleum Engineers Journal*, **8**, 107-122.
- Werban, U., Russok, C. & Rabbel, W., 2005. Ground Penetrating Radar as a tool for reconstruction of landscape history, *Near Surface Geophysics*, eingereicht.
- Wollschläger, U. & Roth, K., Estimating the three-dimensional hydraulic structure of soils from ground-penetrating radar measurements, in *Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar*, Delft, The Netherlands, 2004.
- Yaramanci, U., Lange, G. & Knödel, K., 1999. Surface NMR within an geophysical study of an aquifer at Haldensleben (Germany), *Geophysical Prospecting*, **47**, 923-943.
- Yilmaz, Ö., *Seismic Data Processing*, 526 S., Society of Exploration Geophysics, Tulsa, 1987.

Anhang I

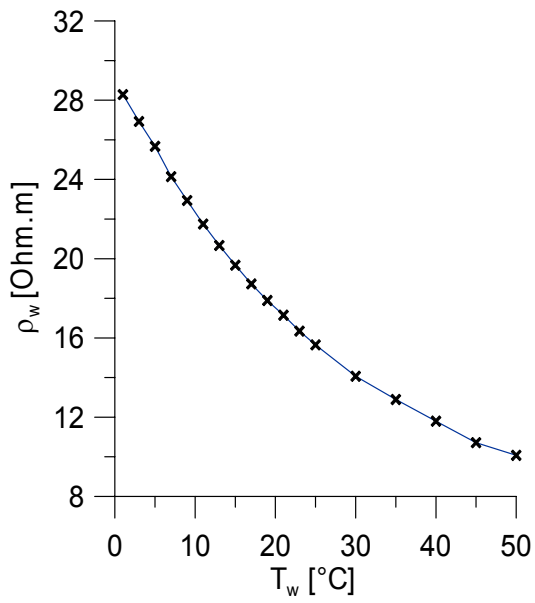


Abbildung A-1: Spezifischer elektrischer Widerstand des Leitungswassers in Kiel in Abhängigkeit der Wassertemperatur

Anhang II

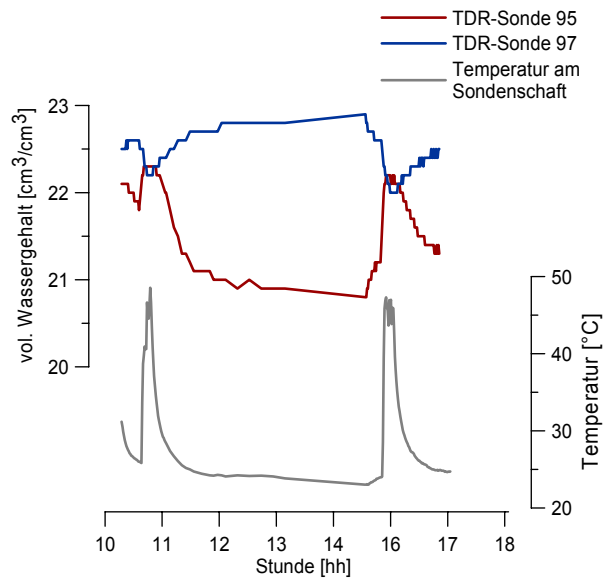


Abbildung A-2: Messwert des Wassergehalts der TDR-Sonden im Vergleich zur Sondenschaft-Temperatur mit der Zeit

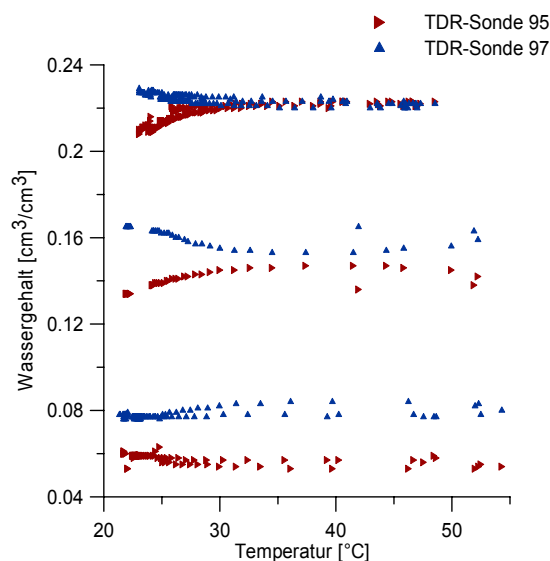


Abbildung A-3: Messwert des Wassergehalts der TDR-Sonden in Abhängigkeit der Sondenschaft-Temperatur

Der Einfluss der Temperatur auf den Messwert ist bei den Soden wahlweise proportional oder indirekt proportional. Dies ist möglich, da beim Bau der Sonden keine Einheitselektronik verwendet wird und es somit zur Bauteilstreuung kommt (freundl. mündl. Mittgl. Herr Pitzal, Firma IMKO). Weiterhin zeigt sich, dass es beim Einfluss der Temperatur wiederum Unterschiede abhängig vom jeweiligen Hintergrundwassergehalt des Testbodens gibt.

Anhang III

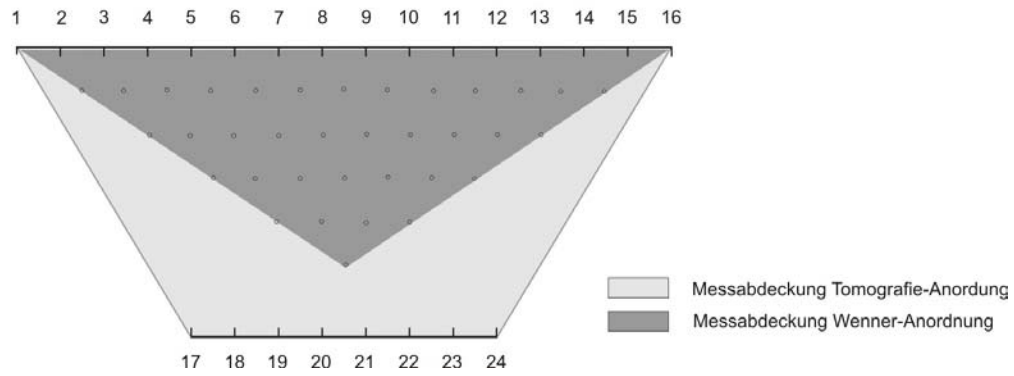


Abbildung A-4: Anordnung der Oberflächenelektroden (1-16) und vergrabenen Elektroden (17-24) während des Lupinen-Experiments

Anhang IV

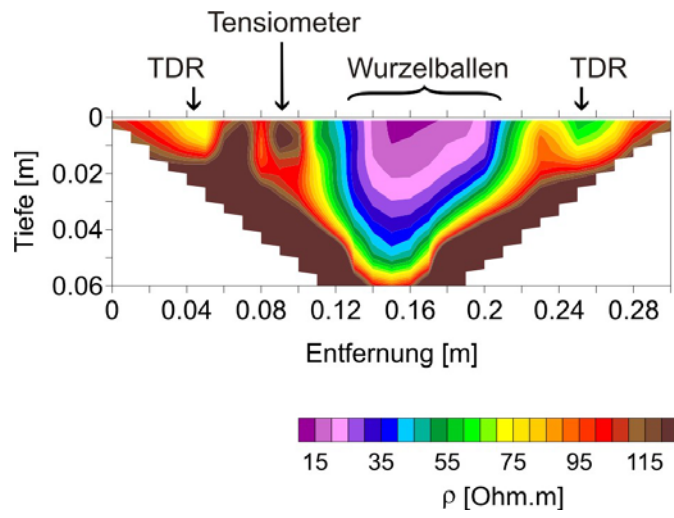


Abbildung A-5: scheinbare spezifische Widerstände der elektrischen Widerstandskartierung bei Verwendung von Oberflächenelektroden während des Hibiskus-Experimentes

Anhang V

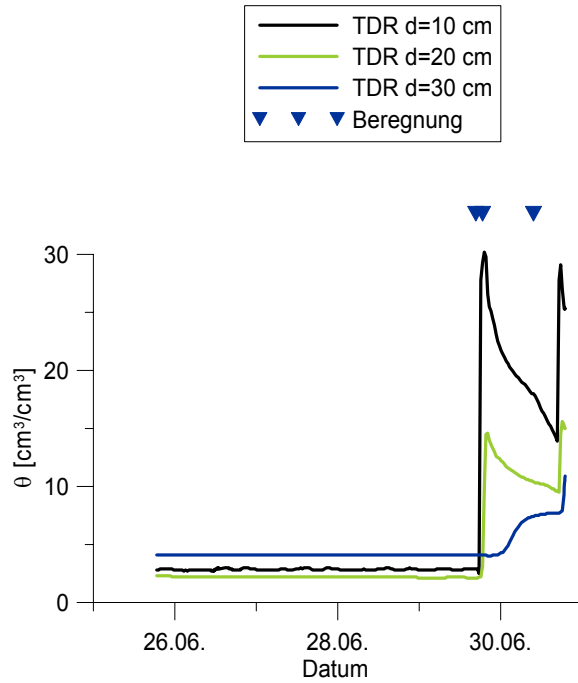


Abbildung A-6: TDR-Messungen nahe dem Geoelektrikprofil im Korkeichenhain von Rio Frio
 Die Installation der TDR-Sonden erfolgte in einer Grube, die nach Einbau geschlossen wurde. Nach der Referenzmessung (26.6.-29.6.) wurden Infiltrationsexperimente durchgeführt.

Es bleibt Danke zu sagen. Dank all denjenigen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben!
Ganz besonders danken möchte ich

Prof. Dr. Wolfgang Rabbel, meinem Doktorvater, er begleitete jede Phase der Arbeit sehr sachkundig und richtungweisend, ohne all die konstruktiven und motivierenden Anmerkungen wäre es schwer geworden,

Prof. Dr. Hans-Rudolf Bork, nicht nur für die Bereitschaft, das Korreferat zu übernehmen, und wertvolle Anregungen, auch für die wohlwollende und herzliche Aufnahme in das Team des ÖZK's,

Dr. Said Attia al Hagrey, für fachlichen Rat, unermüdliche Diskussion und die einmalige Gelegenheit der Mitarbeit in den Projekten WATERUSE und GeoModel, die Grundlage dieser Arbeit waren,

Dr. Harald Stümpel, für strategische Meisterleistungen bei der Koordination der unzähligen Feldmessungen und des Gerätegerangels, sowie für die Einblicke in die bisherige Forschungsarbeit der Abteilung Ingenieurgeophysik,

allen WATERUSE-Partnern, für die vielfältigen Einblicke in die unterschiedlichen Wissenschaftsdisziplinen und für die spannende gemeinsame Zeit der Feldarbeiten,

Christian Russok und Dr. Stefan Dreibrodt, für das Interesse an geophysikalischen Messungen in „ihren“ Untersuchungsgebieten, die Bereitstellung der bodenkundlichen Daten und die anregenden Unterhaltungen in Feld und Flur,

Prof. Dr. Hans-Jürgen Götze und Prof. Dr. Ron Hackney, für die vortrefflichen Kommentare und Korrekturen,

Matthias Strahser, für stets bereitwillige geophysikalische Auskunft, multilinguistischen Rat, wiederholtes Retten des Tees und tatkräftige Unterstützung im Feld,

Ali Ismaeil, Christina Klein, Marcus Schütt und Matthias Bahns, Euch fleißigen Feldmitstreitern, für's Baggern, Antennen ziehen, Vermessen und Batterien tragen,

Ercan Erkul, für die allzeit umgehende Hilfe bei der Bewältigung aller technischen Schwierigkeiten,

Susi, Christof, Harald, Christina, Hauke, ihr „Bewohner“ des 3. Stockes, für eine so unglaublich angenehme Arbeitsatmosphäre, jederzeit offene Ohren für Fragen aller Art, Beistand bei den Tücken des Alltags, Erweiterung meines wissenschaftlichen Horizontes, zahlreiche wohltuende after-work-Getränke und, und, und ... ach ihr kommt einfach zu kurz bei dieser Aufzählung!

Micha, Saskia und Heike, für die moralische Unterstützung aus der Ferne, Plauderei und guten Rat, dem FC St. Pauli, Aufstiegsfeierlichkeiten hätten mich nur von der Arbeit abgehalten,

Heiko, für deine unendliche Geduld, die Begleitung durch alle Höhen und Tiefen dieser Arbeit und tatkräftige Unterstützung immer dann, wenn's eng wurde,

Nicht zuletzt gilt mein größter Dank meinen lieben Eltern für ihre uneingeschränkte Unterstützung!

Lebenslauf

Name: Ulrike Werban
Geburtsdatum: 31.01.1976
Geburtsort: Leipzig
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: ledig

Berufstätigkeit

seit 10/2002 wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Christian-Albrechts
Universität zu Kiel (Institut für Geowissenschaften, Abteilung
Geophysik oder Ökologiezentrum, Abteilung Ökotechnik und
Ökosystementwicklung)

Schulbildung und Studium

09/1996 - 07/2002 Diplom-Studium der Geoökologie an der Universität Potsdam
Diplomarbeit: „Niederschlag-Abflussmodellierung im Mudurnutal
(NW-Türkei)“
09/1995 - 08/1996 Freiwilliges Ökologisches Jahr
09/1990 – 07/1995 Gymnasium Calau, Abitur
09/1982 – 07/1990 Polytechnische Oberschule Vetschau

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit abgesehen von der Beratung durch den Betreuer nach Inhalt und Form meine eigene Arbeit ist, die ich ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus anderen Quellen direkt oder indirekt übernommenen Daten und Konzepte sind unter Angabe der Quelle gekennzeichnet.

Diese Arbeit wurde in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt oder veröffentlicht.

Ulrike Werban