

Auswertung von Georadarmessungen auf Lockersedimenten des Rio Palancia (Spanien)

—

**Erweiterte Radarstratigraphie, Laboruntersuchungen der
Dielektrizitätskoeffizienten und Modellierungen**

DISSERTATION

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften
der Johann Wolfgang Goethe – Universität
in Frankfurt am Main

von
Christina Salat
aus Passau

Frankfurt (2010)
(D 30)

vom Fachbereich Geowissenschaften der
Johann Wolfgang Goethe – Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. Robert Pütz

Gutachter: Prof. Dr. Andreas Junge
Prof. Dr. Bernhard Forkmann

Datum der Disputation: 19.10.2010

Kurzfassung

Flusssysteme im mediterranen Raum reagieren besonders sensitiv auf Veränderungen von Umweltbedingungen und stellen damit interessante Objekte zur Erforschung des Einflusses von Neotektonik, Klimaänderungen und Landnutzung auf die Entwicklungsgeschichte von Flusssystemen dar. Geomorphologen und Geophysiker der Goethe-Universität Frankfurt am Main untersuchen in diesem Zusammenhang das Einzugsgebiet des Rio Palancia (Spanien), mit dem übergeordneten Ziel, eine Sediment-Massenbilanzierung zu erstellen. Für die Identifizierung und Quantifizierung unterschiedlicher Sediment-Ablagerungstypen wurde das Georadarverfahren eingesetzt. Es bietet sich aufgrund seines hohen Auflösungsvermögens und einer geeigneten Erkundungstiefe, sowie einer schnellen und zerstörungsfreien Messweise für die großflächige Untersuchung der fluvialen Lockersedimente an. Ziel dieser Arbeit ist es, das Zustandekommen von Radargrammen noch besser zu verstehen und möglichst viel Information über den Untergrund aus einem Radargramm zu extrahieren.

An 30 Standorten wurden Georadarmessungen durchgeführt und teilweise mit Geoelektrikmessungen und Rammkernsondierungen kombiniert. Für die Radargramme wurde eine Bearbeitungs- und Auswertesystematik eingeführt, die die Vergleichbarkeit von Radardaten unterschiedlicher Standorte gewährleistet. Die Besonderheit bei der Datenbearbeitung besteht darin, dass die Radargramme jeweils auf zwei unterschiedliche Arten bearbeitet und dargestellt werden. Einmal liegt der Schwerpunkt auf der Erhaltung der – zumindest relativen – Amplitudencharakteristik und einmal auf der Herausarbeitung der Untergrundstrukturen. Erst dadurch wird eine Auswertung mithilfe der erweiterten Radarstratigraphie-Methode möglich. Diese setzt sich aus der klassischen Radarstratigraphie und der neu entwickelten Reflexionsanalyse zusammen. Über das systematische Markieren von Reflektor-Enden werden Radar-Schichtflächen, Radareinheiten und Radarfazies im Radargramm ermittelt, und anschließend die Amplitudengröße, die Polarität und die Breite entsprechender Reflexionen genauer betrachtet. Die Radarstratigraphie liefert objektive Erkenntnisse über Form und Verlauf von Untergrundstrukturen, während mithilfe der Reflexionsanalyse Aussagen zu relativen Änderungen von Wassergehalt, Korngrößenverteilung und elektrischer Leitfähigkeit möglich sind.

Die Radarstratigraphie-Methode wurde dazu verwendet, die Radarantwort verschiedener Sediment-Ablagerungstypen im Untersuchungsgebiet zu vergleichen. Die Radargramme zeigen unterschiedliche Zusammensetzungen von Radarfazies. Eine Unterscheidung und räumliche Abgrenzung verschiedener Ablagerungstypen mithilfe des Georadars ist somit im Untersuchungsgebiet durchführbar.

Der wichtigste Parameter für das Verhalten elektromagnetischer Wellen ist die Dielektrizität des Mediums. Sie bestimmt, zusammen mit der elektrischen Leitfähigkeit, die Geschwindigkeit und Dämpfung der elektromagnetischen Welle sowie die Reflexionskoeffizienten. Um das Zustandekommen von Radargrammen im Detail nachvollziehen zu können, ist es notwendig, die Dielektrizitätskoeffizienten (DK) der untersuchten Sedimente zum Zeitpunkt der Messung zu kennen, und die Abhängigkeit des DK von petrophysikalischen Parametern zu

verstehen. Deshalb wurden auf einigen repräsentativen Profilen, auf denen zuvor Georadaruntersuchungen stattfanden, Rammkernsondierungen durchgeführt. An den daraus gewonnenen Proben wurden im Labor Wassergehalt, Trockendichte, Korngrößenverteilung und Kalkgehalt bestimmt. Real- und Imaginärteil des DK im Radarfrequenzbereich (mit Schwerpunkt auf 200 MHz) wurden in Abhängigkeit von diesen Parametern mithilfe der Plattenkondensatormethode gemessen. Hierfür war die Konstruktion eines speziellen Probenhalters für Lockermaterial notwendig. Der DK ist in erster Linie vom Wassergehalt abhängig. Basierend darauf konnte eine für die Sedimente im Untersuchungsgebiet charakteristische Wassergehalts-DK-Beziehung ermittelt werden. Die resultierende Kurve ist gegenüber entsprechenden in der Fachliteratur zu findenden Beziehungen verschoben. Dies ist vermutlich auf die hohen Kalkgehalte der Proben zurückzuführen. Für trockene Sedimente wurde auch eine Korrelation des DK mit der Trockendichte festgestellt. Zudem wurden die Absorptionskoeffizienten in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt bestimmt. Auffällig ist dabei, dass Proben mit hohem Tonanteil selbst bei geringen Wassergehalten außerordentlich hohe Dämpfungskoeffizienten aufweisen können.

Die charakteristische Wassergehalts-DK-Beziehung wurde für Modellierungen von Radardaten genutzt, die dann mit Messdaten verglichen wurden. Zur Modellierung einer einzelnen Radarspur wurde die Information (Schichttiefen und -mächtigkeiten sowie *in situ* Wassergehalte) aus einer Rammkernsondierung verwendet. Eine Besonderheit ist dabei der Einfluss einer dünnen Schicht, deren Mächtigkeit an der Grenze der theoretischen Auflösung für die verwendete Radarfrequenz liegt und deren Reflexion im gemessenen Radarogramm nach klassischen Auswertemethoden und ohne zusätzliche Information über den Untergrund wohl nicht als Schicht mit Ober- und Unterkante, sondern nur als Einzelreflektor interpretiert worden wäre. Über die Modellierung einer dünnen Schicht lässt sich dagegen die spezielle Charakteristik der gemessenen Spur erklären. Auf Basis der Erkenntnisse aus der erweiterten Radarstratigraphie an einem Radarogramm auf fluvialen Lockersedimenten war es zudem möglich, ein komplettes Radarogramm zu modellieren. Das modellierte Radarogramm gibt das gemessene Radarogramm vereinfacht, aber in guter Übereinstimmung wieder.

Die Georadarmethode erwies sich als sehr gut geeignet für die Untersuchung, Identifizierung und Quantifizierung fluvialer Sedimente im Palancia-Einzugsgebiet. Die im Rahmen dieser Doktorarbeit entwickelte erweiterte Radarstratigraphie-Methode stellt ein systematisches und weitgehend objektives Verfahren zur Auswertung von Radarogrammen dar, das sich auch auf andere Untersuchungsgebiete übertragen lassen sollte. Durch Laboruntersuchungen wurde der Einfluss petrophysikalischer Parameter auf den DK bestimmt. Über die Modellierungen konnten die Ergebnisse großskaliger Geländemessungen mit denen kleinskaliger Labormessungen verknüpft werden. Die insgesamt gewonnenen Erkenntnisse tragen zu einem besseren Verständnis von Radarogrammen bei.

Abstract

Dryland river systems are particularly sensitive to environmental changes, which makes them very interesting for research on influences of neotectonics, climate changes, or anthropogenic land use on the river system development. In this context, geomorphologists and geophysicists from the Frankfurt University are investigating the Rio Palancia watershed (Spain). The greater aim is to establish a sediment budget. Ground-penetrating radar (GPR) was used for identifying and quantifying different budget components. Because of the high resolution and an adequate penetration depth, as well as being a fast and non-destructive measurement technique, GPR qualifies for an extensive investigation of the fluvial sediments. Objectives of this thesis are to better understand GPR data and to extract as much information as possible from a radar profile.

30 locations have been investigated with GPR, in combination with geoelectrical measurements and corings. A special processing and data-analysis system is introduced to provide comparability of GPR profiles from different sites. A peculiarity is the implementation of two different ways of data processing and display. One is to preserve the – at least relative – amplitude characteristics, the other is to enhance subsurface structures. After that the advanced radarstratigraphic method can be applied. This method consists of the classical radarstratigraphic method and the newly developed reflection analysis. Radar surfaces, radar packages, and radar facies in a GPR profile are identified by marking systematic reflection terminations. Magnitude, width, and polarity of the amplitudes are then examined. Radarstratigraphy provides an objective insight into shape and progression of subsurface structures, whereas reflection analysis allows conclusions about relative changes in water content, grain size composition, and electrical conductivity.

The radarstratigraphic method was used for comparing radar responses of different sediment budget components. The GPR profiles show varying compositions of radar facies. Thus a classification and localisation of different budget components with GPR is possible in the research area.

Dielectric permittivity is the crucial parameter in GPR measurements. In combination with electrical conductivity, it determines velocity and attenuation of electromagnetic waves as well as reflection coefficients. Thus, knowledge of the dependence of the dielectric permittivity of soils on physical properties such as water content, density, and grain-size distribution is essential to understand radar images. Therefore, samples were taken from corings on GPR profiles, and laboratory measurements were performed to establish quantitative relations among these parameters. The real and imaginary parts of the dielectric permittivity were determined in the radar frequency range (with a focus on 200 MHz) with the parallel-plate method in combination with an impedance analyzer. A special sample holder for non-solid sediments had to be constructed to perform these measurements. The results show the well-known increase in dielectric permittivity with increasing water content, as presented in the literature; however, the new values are systematically higher. This deviation may be caused

by the high carbonate content of the samples. A basic relationship between dielectric permittivity and water content was established that is characteristic for soils in the research area. In addition to the dominating influence of water on permittivity, a correlation with dry density was found as well, which is linear for dry samples. Finally, the attenuation coefficients were calculated. High attenuation for samples with high clay fraction were found, even at low water contents.

The characteristic permittivity / water content relationship was used to model radar responses. Those were compared with measured radar data. A 1D model of the permittivity distribution was constructed from borehole data (water content and layer thickness) coincident with a GPR profile and from the laboratory data. A thin layer with a thickness in the range of the theoretical resolution length of radarwaves at the used frequency was present in the data. With a classical interpretation of the radar profil and without further information about the subsurface this layer would probably not have been identified as a layer with an upper and a lower boundary but as a single boundary. By modeling this thin layer the observed radar response could be explained very well. The modeling of a whole radar profile, including the knowledge gained from the advanced radarstratigraphy of a measured radar profile, which was done in this thesis, is unique. The modeled and the measured profile match very well.

The GPR method has proven to be very suitable for the investigation, identification and quantification of fluvial sediments in the Rio Palancia watershed. The newly developed advanced radarstratigraphic method is a systematic and objective tool for radar data analysis and may be used for GPR data in other studies. The influence of physical properties on permittivity was determined by laboratory measurements. Large-scale field measurements could be connected to small-scale laboratory measurements by modeling radar data. The knowledge gained in this thesis adds to a better understanding of radar profiles.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Erweiterte Radarstratigraphie-Methode	5
2.1	Grundlagen zum Georadar	5
2.1.1	Prinzip	5
2.1.2	Theorie	6
2.1.3	Durchführung von Messungen	8
2.2	Datenbearbeitung	9
2.3	Auswertung: Erweiterte Radarstratigraphie-Methode	12
2.3.1	Klassische Radarstratigraphie-Methode	13
2.3.2	Beispiel für Radarstratigraphie	16
2.3.3	Erweiterung um Reflexionsanalyse	17
2.3.4	Beispiel für Reflexionsanalyse	19
2.4	Diskussion	22
2.5	Zusammenfassung	25
3	Geländemessungen: Das Palancia-Projekt	27
3.1	Übersicht Palancia-Projekt	27
3.2	Untersuchungsgebiet	27
3.2.1	Einzugsgebiet Rio Palancia	28
3.2.2	Sediment-Ablagerungstypen	29
3.2.3	Entwicklungsgeschichte des Palancia-Flusssystem	29
3.3	Geländearbeiten	30
3.3.1	Geophysikalische Messungen	30
3.3.2	Rammkernsondierungen	32
3.4	Radarstratigraphie Palancia	33
3.4.1	Hangsedimente	35
3.4.2	Pleistozäne und holozäne fluviale Ablagerungen (Typ H2)	36
3.4.3	Holozäne fluviale Ablagerungen (Typ H3)	40
3.4.4	Holozäne fluviale Ablagerungen (Typ H4)	40
3.5	Diskussion	42
3.6	Zusammenfassung	43
4	Laboruntersuchungen zum Dielektrizitätskoeffizienten	45
4.1	Theoretische Grundlagen	45
4.1.1	Dielektrizität	45
4.1.2	Effektiver Dielektrizitätskoeffizient	47
4.1.3	Dielektrizität von geologischen Materialien	48

4.1.4	Anwendungen	51
4.1.5	Messmethoden	51
4.2	Messgerät	53
4.2.1	Funktionsweise und Aufbau	53
4.2.2	Vorbereitung der Messung	54
4.2.3	Durchführung der Messung	55
4.3	Proben	55
4.3.1	Gewinnung und Präparation	56
4.3.2	Laboruntersuchungen	56
4.4	Messungen	57
4.4.1	Bestimmung der Dielektrizität	57
4.4.2	Bestimmung zusätzlicher Parameter	57
4.5	Ergebnisse	58
4.5.1	Dielektrizität und Frequenz	58
4.5.2	Dielektrizität, Wassergehalt und Trockendichte	58
4.5.3	Dämpfung	61
4.6	Diskussion	61
4.7	Zusammenfassung	65
5	Integration von Gelände- und Laborergebnissen – Modellierungen	67
5.1	Modellierung von Radardaten	67
5.1.1	Modellierung einer Radarspur	67
5.1.2	Modellierung eines Radargramms	71
5.2	Diskussion	74
5.3	Vergleich von Gelände- und Laborergebnissen am Beispiel der Dämpfung	77
5.4	Zusammenfassung	78
6	Zusammenfassung und Ausblick	79
A	Koordinaten der Standorte	83
B	Lage aller untersuchten Standorte	85
C	3D-Profil am Standort Teresa	87
	Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	95
	Abbildungsverzeichnis	97
	Tabellenverzeichnis	99
	Literaturverzeichnis	101
	Danksagung	113
	Lebenslauf	115

1 Einleitung

Das **Georadar-Verfahren** (auch *ground-penetrating radar*, GPR) ist eine effiziente und leistungsfähige geophysikalische Methode zur Abbildung von Eigenschaften des Untergrundes.

Die Grundlagen dazu wurden ab 1910 von Leimbach und Löwy gelegt, die die Lokalisierung von verborgenen Objekten mithilfe von elektromagnetischen Signalen erstmals beschrieben (Daniels, 1996). Das erste – noch analoge – kommerzielle Gerät wurde 1974 angefertigt, in den 1980er Jahren folgten dann die digitalen Georadar-Geräte (Forkmann, 2006). Ab den 1990er Jahren erfuhr das Verfahren aufgrund technischen Fortschritts und steigender Computerkapazitäten zur Datenbearbeitung eine rasante Entwicklung.

Durch die zerstörungsfreie, quasi-kontinuierliche Messweise und das hohe Auflösungsvermögen eignet sich das Georadar-Verfahren für flächenhafte hochauflösende Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes. Wurde die Methode anfangs hauptsächlich für der Kartierung von Polar-Eis genutzt (z.B. Walford, 1964), wird sie heutzutage in verschiedensten Bereichen eingesetzt, wie beispielsweise in der Geologie, Geographie, Archäologie, Glaziologie oder der extraterrestrische Erkundung. Geotechnische Anwendung findet sie im Straßen- und Schienenwegebau, bei der Schadstoffkartierung, der Rohstoffexploration sowie bei Kampfmittelsuche, Hohlraumdetektion und Leitungsortung. Entsprechende Literatur findet sich in den Tagungsbänden der alle zwei Jahre stattfindenden GPR-Tagungen¹.

Immer bedeutender wird das Georadar-Verfahren als Hilfsmittel in der **Geomorphologie und Sedimentologie** zur Identifikation von geologischen Strukturen im oberflächennahen Untergrund (z.B. Bristow et al., 2000; Schrott & Sass, 2008). Dabei hat es sich unter anderem für die Untersuchung von **fluvialen Sedimenten** bewährt (z.B. McMechan et al., 1997; Nobes et al., 2001; Hickin et al., 2009). Nach Overmeeren (1998) und Vandenberghe & Overmeeren (1999) spiegelt sich z.B. die Art eines Flusssystemes (mäandrierendes Flusssystem, Braided-River-System, etc.) in unterschiedlichen Reflexionsmustern in den Radargrammen wieder.

Flusssysteme im mediterranen Raum reagieren besonders sensitiv auf Veränderungen wie menschliche Einwirkungen oder Klimaänderungen. Entsprechend sind sie zum Studium dieser Einflüsse besonders geeignet. Ein mit etwa 900 Quadratkilometern noch verhältnismäßig überschaubares Beispiel für ein Trockengebiets-Flusssystem stellt das Einzugsgebiet des Rio Palancia in Ostspanien dar. Es wurde deshalb als Untersuchungsgebiet von Geomorphologen der Uni Frankfurt ausgewählt.

Motivation und Fragestellung

Die Entwicklungsgeschichte des Rio Palancia Flusssystemes soll mithilfe einer Sediment-Massenbilanzierung erforscht werden, wozu die Identifizierung und Quantifizierung verschiede-

¹ z.B. Proceedings of the 12th International Conference on Ground Penetrating Radar, Birmingham, 2008; Proceedings of the 11th International Conference on Ground Penetrating Radar, Columbus, Ohio, USA, 2006; Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar, Delft, 2004.

ner Sediment-Ablagerungstypen notwendig ist. Die klassische Herangehensweise in der klassischen Sedimentologie zur Interpretation von Flusssedimenten besteht darin, Oberflächenformen und eventuell vorhandene Aufschlüsse zu untersuchen sowie Bohrungen durchzuführen. Dabei muss anhand von Stichproben auf die gesamte Ablagerungsstruktur geschlossen werden. Die Untersuchung von Sedimenten mithilfe des Georadar-Verfahrens ermöglicht es jedoch, punktuelle Ergebnisse aus Bohrungen und Aufschlüssen in die Fläche bzw. den Raum zu bringen. Anstatt zwischen räumlich entfernten Einzelmessungen nur zu interpolieren, können Untergrundstrukturen direkt im Radargramm weiterverfolgt werden. Mit Hilfe von Radarmessungen lassen sich zudem die am besten geeigneten Standorte für Bohrungen bestimmen. Dadurch kann die Anzahl der Bohrungen deutlich reduziert werden. Auch wird die Interpretation der Ablagerungsstrukturen erleichtert, da der dreidimensionale Aufbau, also z.B. Einfallswinkel und -Richtung von Schichten oder der Bezug von Strukturen zueinander, direkt aus den Radargrammen ermittelt werden kann. Solche Details sind bei kleinräumigen Strukturen allein durch Bohrungen nicht auflösbar. Aufgrund dieser Vorteile sollte das Georadar-Verfahren zur Untersuchung der Sedimente im Rio Palancia Flusssystem eingesetzt werden.

Die Durchführung von Bohrungen oder Rammkernsondierungen ist aufwändig und zeitraubend. Deshalb stellte sich die Frage: Kann zur Erstellung der Sediment-Massenbilanzierung auf Bohrungen komplett verzichtet werden und ist es möglich, allein mithilfe des Georadars unterschiedliche Sediment-Ablagerungstypen zu unterscheiden und zu identifizieren?

Bislang wird die Auswertung von Radarmessungen an klastischen Sedimenten vorwiegend auf die Untersuchung von Formen und Strukturen beschränkt, indem markante Reflektoren in Radargrammen nachgezeichnet und als Hauptstrukturen im Untergrund interpretiert werden. Dieses Vorgehen ist subjektiv, und das Ergebnis von der Erfahrung des Bearbeiters abhängig. Zur besseren Vergleichbarkeit von Radargrammen sollte eine weitgehend objektive Auswertesystematik für die Radarmessungen auf den Flusssedimenten im Untersuchungsgebiet entwickelt werden.

Neben der Information über die räumliche Anordnung von Reflexionen können aus Radargrammen zusätzliche Informationen über den Untergrund abgeleitet werden, indem man die Amplitude und Phase der reflektierten Signale betrachtet. Diese werden bei einer klassischen Auswertung von Radargrammen nicht beachtet. Inwieweit sie sich zur Untersuchung von Flusssedimenten nutzen lassen, ist ebenfalls Gegenstand dieser Arbeit.

Obige Fragestellungen setzen ein gutes Verständnis für das Zustandekommen von Radargrammen voraus. Der bestimmende Parameter für das Verhalten elektromagnetischer Wellen in einem Medium ist, neben der Leitfähigkeit, die Dielektrizität. Reflexionsmuster im Radargramm ergeben sich aus Dielektrizitätskontrasten im Untergrund. Um das Zustandekommen von Radargrammen im Detail nachvollziehen zu können, ist es notwendig, die Dielektrizitätskoeffizienten (DK) der untersuchten Sedimente zum Zeitpunkt der Messung zu kennen. Somit war die Untersuchung des DK von entsprechenden Sedimentproben und seine Abhängigkeit von petrophysikalischen Parametern eine weitere Aufgabe.

Wissenschaftliche Herangehensweise

Zur Klärung obiger Fragestellungen wurden auf unterschiedlichen Sediment-Ablagerungstypen im Einzugsgebiet des Rio Palancia Georadarmessungen durchgeführt. Es wurde eine

Methodik entwickelt, diese Radargramme systematisch und objektiv auszuwerten, und möglichst viel Information allein aus den Radardaten zu erhalten. Die Ergebnisse wurden mithilfe von Geoelektrikmessungen und Bohrungen überprüft.

Zusätzlich wurden aus den Bohrungen auf Radarprofilen Proben entnommen, die im Labor auf ihren Dielektrizitätskoeffizienten in Abhängigkeit von Wassergehalt, Trockendichte, Korngrößenverteilung und Kalkgehalt untersucht wurden.

Die gewonnenen Erkenntnisse wurden dazu genutzt, Modellierungen von Radardaten durchzuführen, und diese mit den gemessenen Daten zu vergleichen.

Übersicht

In **Kapitel 2** werden die Grundlagen des Georadar-Verfahrens beschrieben sowie die Bearbeitung und Auswertung der im Palancia-Einzugsgebiet gemessenen Radardaten vorgestellt. Für die Analyse der Daten wird die klassische Radarstratigraphie-Methode durchgeführt und zusätzlich um eine Reflexionsanalyse erweitert. Die beiden Methoden werden jeweils anhand eines Beispiels veranschaulicht. Nach einer Beschreibung des Palancia-Projektes, des Untersuchungsgebietes und der im Gelände durchgeführten Messungen werden in **Kapitel 3** mit der Radarstratigraphie-Methode verschiedene Sediment-Ablagerungstypen im Untersuchungsgebiet charakterisiert. **Kapitel 4** gibt eine Einführung zum Thema Dielektrizität und beschreibt die Labormessungen an den aus Rammkernsondierungen entnommenen Lockermaterialproben. Die Ergebnisse der Messungen des Dielektrizitätskoeffizienten werden in Abhängigkeit verschiedener petrophysikalischer Parameter dargestellt und diskutiert. In **Kapitel 5** werden die großskaligen Gelände- und kleinskaligen Labormessungen im Zusammenhang betrachtet. Dies geschieht einerseits über Modellierungen von Radardaten, und andererseits über einen direkten Vergleich von Messdaten am Beispiel der Dämpfung. **Kapitel 6** fasst den Inhalt dieser Arbeit und die Bedeutung der Ergebnisse zusammen und gibt einen Ausblick auf Anknüpfungspunkte für weitere Forschung und auf Anwendungsmöglichkeiten der entwickelten Methoden und gewonnenen Erkenntnisse.

Als Übersicht findet sich im **Anhang A.1** eine Tabelle mit den Koordinaten aller in dieser Arbeit erwähnten Standorte, inklusive der Angabe, in welchem Kapitel und in welcher Abbildung die Information dazu zu finden ist.

2 Erweiterte Radarstratigraphie-Methode

Das Georadar-Verfahren eignet sich aufgrund seines Auflösungsvermögens und des quasi-kontinuierlichen Messprinzips gut für die Anwendung in der Geomorphologie und Sedimentologie. Im Rahmen des Palancia-Projektes (siehe Kapitel 3) wurde es hauptsächlich zur Untersuchung von Flussablagerungen eingesetzt.

In diesem Kapitel werden das Prinzip und die theoretischen Grundlagen des Georadar-Verfahrens erläutert, und die Datenbearbeitung für die Palancia-Daten vorgestellt. Die Auswertung der Radargramme wird mit der erweiterten Radarstratigraphie-Methode durchgeführt. Diese setzt sich zusammen aus der klassischen Radarstratigraphie-Methode und der Reflexionsanalyse, die jeweils anhand eines Beispiels veranschaulicht werden.

2.1 Grundlagen zum Georadar

Im Folgenden werden das Prinzip des Georadar-Verfahrens und die theoretischen Grundlagen kurz skizziert. Eine gute Einführung in das Thema geben Blindow et al. (1997). Ausführliche Beschreibungen zu Theorie und Anwendungen des Verfahrens und benachbarte Themen finden sich bei Davis & Annan (1989), Daniels et al. (1988) / Daniels (1996) und Jol (2009).

2.1.1 Prinzip

Bei Georadar-Messungen werden hochfrequente elektromagnetische Impulse (im Bereich von 20 MHz-2 GHz) von einer Sendeantenne in den Boden abgestrahlt. An Inhomogenitäten, an denen sich die dielektrischen Eigenschaften ändern, werden die Impulse teilweise reflektiert und gebeugt. Der zurückgestrahlte Teil wird an der Oberfläche von einer Empfangsantenne registriert und vom Georadargerät aufgezeichnet. Gemessen werden die Laufzeit und die Amplitude¹ des reflektierten Signals². An einem Messort ergeben diese Größen die sogenannte Radarspur. Meist haben Sende- und Empfangsantenne einen festen Abstand zueinander (*common offset*-Verfahren). Bewegt man die beiden Antennen entlang des zu messenden Profils und führt in regelmäßigem Abstand Messungen durch, erhält man durch die Aneinanderreihung der Radarspuren ein Radargramm. Da im Untergrund vorhandene Strukturen meist mit Änderungen der dielektrischen Eigenschaften verknüpft sind, bildet ein Radargramm Untergrundstrukturen unter dem Messprofil zweidimensional ab.

¹ Mit Amplitude ist in dieser Arbeit sowohl die Stärke als auch das Vorzeichen des Signals gemeint.

² Hier wird nur die Wirkungsweise eines Impuls-Radar-Systems beschrieben. Dies ist die derzeit am meisten genutzte Methode. Es gibt aber auch Radar-Systeme, die im Frequenzbereich arbeiten, z.B. *continuous wave* und *stepped frequency* Systeme (z.B. Koppenjan, 2009).

2.1.2 Theorie

Radarwellen sind hochfrequente elektromagnetische Wellen. Ihr Verhalten in einem homogenen, isotropen, linearen und stationären Medium lässt sich mit den **Maxwellschen Gleichungen** beschreiben³:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0. \quad (2.4)$$

Es gelten die **Materialgleichungen**

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (2.5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.6)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}. \quad (2.7)$$

Dabei bezeichnet \mathbf{E} das elektrische Feld [V/m], \mathbf{B} den magnetischen Fluss [Vs/m² oder T], \mathbf{H} das magnetische Feld [A/m], \mathbf{j} die Stromdichte [A/m²], \mathbf{D} die dielektrische Verschiebung [As/m² oder C/m²], q die Ladungsdichte [As/m³ oder C/m³], $\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0$ die dielektrische Permittivität [As/Vm oder F/m] (mit der Vakuumdielektrizität $\varepsilon_0 = 8.8542 \cdot 10^{-12}$ F/m und der relativen dielektrischen Permittivität ε_r), $\mu = \mu_r \mu_0$ die magnetische Permeabilität [Vs/Am oder H/m] (mit der magnetischen Permeabilität des Vakuums $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m und der relativen magnetischen Permeabilität μ_r) und σ die elektrische Leitfähigkeit [A/Vm oder S/m]. Näheres zu den komplexen Größen dielektrische Permittivität $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$ und elektrische Leitfähigkeit $\sigma = \sigma' + i\sigma''$ (bestehend jeweils aus Real- und Imaginärteil, mit $i = \sqrt{-1}$) findet sich in Kapitel 4.1.2.

Aus den Gleichungen 2.1 - 2.7 lassen sich die **Wellengleichungen** für das elektrische und das magnetische Feld ableiten. Für \mathbf{E} gilt:

$$\Delta \mathbf{E} - \sigma \mu \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.8)$$

Für eine linear polarisierte ebene Welle mit Ausbreitungsrichtung z ergibt sich die **Lösungsfunktion**

$$\mathbf{E}(z, t) = E_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)}. \quad (2.9)$$

Sie beschreibt eine gedämpfte elektromagnetische (EM) Welle mit der Kreisfrequenz $\omega = 2\pi f$, der Frequenz f , dem **Dämpfungsfaktor**

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu \varepsilon'}{2} \left(\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1 \right)}, \quad (2.10)$$

³ Fettgedruckte Symbole bezeichnen Vektorgrößen.

der Ausbreitungskonstante

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \varepsilon'}{2} \left(\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1 \right)} \quad (2.11)$$

und dem **Verlustfaktor** oder der Dissipation

$$\tan \delta = \frac{\sigma' + \omega \varepsilon''}{\omega \varepsilon' + \sigma''} \quad (2.12)$$

Näherungsweise lässt sich der Verlustfaktor beschreiben durch

$$\tan \delta \approx \sigma' / \omega \varepsilon' \quad (2.13)$$

(z.B. Daniels, 1996). Mehr zur Dissipation findet sich in Kapitel 4.1.2.

Die **Ausbreitungsgeschwindigkeit** der EM Welle ist gegeben durch

$$v = \frac{\omega}{\beta} = \lambda f \quad (2.14)$$

mit der Wellenlänge λ .

Für die **relative magnetische Permeabilität** von geologischen Materialien nimmt man im Allgemeinen den Wert 1 an (Topp et al., 1980). Bei einem sehr hohen Gehalt an ferromagnetischen Mineralen wie Magnetit, Maghemit oder Hematit, wie man ihn in manchen vulkanischen Gesteinen oder eisenreichen Sanden und Böden finden kann, ist diese Annahme nicht mehr gültig (z.B. Cassidy, 2008; Olhoeft & Capron, 1993). Um Georadarmessungen zu beeinflussen, müsste nach Cassidy (2009) z.B. der Volumenanteil von Magnetit in einem Material jedoch mehr als 7 % betragen. Dies ist sehr viel mehr, als in den meisten natürlichen Gesteinen, Sedimenten und Böden enthalten ist. Im Folgenden wird deshalb angenommen, dass $\mu \approx \mu_0$.

Hohe elektrische Leitfähigkeiten führen dazu, dass Radarsignale sehr schnell gedämpft werden. In den Materialien, die mit dem Georadar untersucht werden können, gilt deshalb meist die Annahme, dass ein **verlustarmes Medium** vorliegt, also

$$\tan \delta \ll 1. \quad (2.15)$$

Dann vereinfacht sich die Berechnung der Ausbreitungsgeschwindigkeit mit Gleichung 2.11 und Gleichung 2.14 zu

$$v \approx \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon'_r}}, \quad (2.16)$$

wobei $c_0 = 1/\sqrt{\varepsilon_0 \mu_0} = 2,998 \cdot 10^8$ m/s die Vakuum-Lichtgeschwindigkeit und $\varepsilon'_r = \varepsilon'/\varepsilon_0$ ist. Entsprechend kann die Dielektrizität abgeschätzt werden, wenn die Geschwindigkeit bzw. die Tiefe s des Reflektors und die Zweiwegelaufzeit t bis zum Reflektor bekannt sind:

$$\varepsilon'_r \approx \left(\frac{c_0}{v} \right)^2 = \left(\frac{c_0 t}{2s} \right)^2. \quad (2.17)$$

Aus einem Radargramm kann die Ausbreitungsgeschwindigkeit über Diffractionshyperbeln⁴ bestimmt werden, deren Form von der Tiefenlage des Reflektors und von der Geschwindigkeit im darüber liegenden Medium abhängt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit nutzt man zur Datenbearbeitung, z.B. zur Migration (vgl. Kapitel 2.2), und zur Umrechnung der gemessenen Laufzeit in eine Tiefenangabe.

Trifft die elektromagnetische Welle auf eine Grenze zwischen zwei Medien (Medium 1 und Medium 2), wird ein Teil reflektiert. Die Größe des reflektierten Anteils, und damit die Amplitude der Reflexion, wird durch den **Reflexionskoeffizienten** r bestimmt. Unter verlustarmen Bedingungen und bei senkrechtem Einfall gilt

$$r \approx \frac{\sqrt{\epsilon'_{r1}} - \sqrt{\epsilon'_{r2}}}{\sqrt{\epsilon'_{r1}} + \sqrt{\epsilon'_{r2}}} \approx \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}. \quad (2.18)$$

Beim Georadar-Verfahren können Antennen mit unterschiedlichen **Frequenzen** zum Einsatz kommen. Je nach Fragestellung oder untersuchtem Medium wird die optimale Antenne gewählt. Manchmal kann es auch von Vorteil sein, mit mehreren verschiedenen Antennen zu messen (z.B. Woodward et al., 2003; Bridge, 2009). In der Regel werden breitbandige Antennen eingesetzt, deren Bandweite ungefähr einen Bereich umfasst, der der Mittenfrequenz f_c der Antenne entspricht (z.B. Annan, 2009). Es gilt: Je höher die Frequenz der Antenne, desto besser ist die Auflösung, aber desto geringer ist die maximale Erkundungstiefe. Wichtig ist also, einen passenden Kompromiss zu finden.

Die **vertikale Auflösungslänge** ist nach Annan (2009) gegeben durch

$$\Delta r_v \geq \frac{v}{4f_c}. \quad (2.19)$$

Diesen vertikalen Abstand müssen zwei Reflektoren mindestens haben, um noch getrennt von einander aufgelöst werden zu können. Die **horizontale Auflösung** hängt zusätzlich von der Distanz d der Antenne zum Reflektor ab (Annan, 2009):

$$\Delta r_h \geq \sqrt{\frac{dv}{2f_c}}. \quad (2.20)$$

Um eine Vorstellung über die Größenordnungen zu bekommen, sind in Tabelle 2.1 Geschwindigkeiten und Wellenlängen (nach Gleichungen 2.16 und 2.14) für einige typische Dielektrizitäts-Werte und mehrere Antennen-Mittenfrequenzen zusammengefasst.

2.1.3 Durchführung von Messungen

Ein Impuls-Radarsystem besteht üblicherweise aus einem Steuergerät, das auch die gemessenen Daten abspeichert, einer Batterie zur Stromversorgung sowie einer Sende- und einer Empfangsantenne⁵. Antennen mit höheren Mittenfrequenzen (ab 100 MHz) sind meist geschirmt,

⁴ Diese werden durch in Messrichtung nicht ausgedehnte Reflektoren wie z.B. Steine oder Leitungen im Untergrund verursacht, da die Antenne nicht nur senkrecht nach unten strahlt.

⁵ Gelegentlich wird auch nur eine Antenne verwendet und zwischen Senden und Empfangen hin- und hergeschaltet.

Tabelle 2.1: Geschwindigkeit und Wellenlänge (bei verschiedenen Frequenzen) für typische Dielektrizitäts-Werte.

ϵ'_r []	v [m/ns]	λ [m] für folgende f_c [MHz]				
		25	100	200	500	1000
1 (Luft)	0,3	12	3	1,5	0,6	0,3
4 (z.B. trockener Sand)	0,15	6	1,5	0,75	0,3	0,15
9 (z.B. feuchter Sand)	0,10	4	1	0,5	0,2	0,1
25 (z.B. nasser Sand)	0,06	2,4	0,6	0,3	0,12	0,06
81 (Wasser)	0,03	1,3	0,3	0,17	0,07	0,03

um Störungen durch Reflexionen von der Seite oder von oberhalb der Antenne zu vermeiden. Häufig sind solche Sende- und Empfangsantennen dann in einem Gehäuse untergebracht. Zur Messung werden die Antennen entlang des Messprofils über den Boden gezogen (manchmal auch geschoben), um eine gute Ankopplung der EM Signale an den Untergrund zu erreichen. Für ein quasi-3D-Profil werden in dichtem Abstand möglichst viele parallele Profile aufgenommen. Auch wenn nur ein Einzelprofil von Interesse ist, empfiehlt es sich, zur Kontrolle ein oder mehrere Parallelprofile anzulegen, um zumindest einen Überblick über die Heterogenität des Untergrundes zu erhalten. Oft wird bei der Messung ein Laufrad verwendet, das die Bewegung der Apparatur aufnimmt und damit einerseits dafür sorgen kann, dass die einzelnen Radarspuren in einem konstanten räumlichen Abstand gemessen werden, und andererseits die Position der Apparatur entlang des Messprofils bestimmt. Während die Mittenfrequenz des abgestrahlten Impulses durch die jeweilige Antenne vorgegeben ist, können Parameter wie Filter oder Verstärkung für die jeweilige Messung gewählt werden. Details zum Messablauf und zu den Einstellungen der im Palancia-Projekt verwendeten GSSI SIR2000-Apparatur finden sich in Kapitel 3.3.1.

2.2 Datenbearbeitung

Als „Ergebnis“ einer Georadar-Messung erhält man, wie in Kapitel 2.1.1 beschrieben, ein Radargramm. Das Ziel der Datenbearbeitung besteht darin, Strukturen im Radargramm klarer hervorzuheben und Störsignale herauszufiltern. Dies soll ein deutliches Abbild des Untergrundes ermöglichen und die Interpretation erleichtern. Je nach Fragestellung, Messgebiet, Antennen, Radargerät und Störeinflüssen können unterschiedliche Bearbeitungsschritte notwendig sein. Ein allgemein gültiges Rezept gibt es nicht. Jedoch gibt es einen Auswahlkatalog an Filtermethoden, die sich bewährt haben. Für jeden Datensatz sollten die einzelnen Bearbeitungsschritte immer auf ihren Nutzen überprüft werden, indem man die Vorher-/Nachher-Radargramme miteinander vergleicht. Man muss darauf achten, dass nicht zu viel Nutzsignal weggefiltert wird und keine Artefakte eingebracht werden. Eine erfolgreiche Verbesserung der Radargramm-Qualität hängt stark von der Erfahrung des Anwenders ab. Weil nicht nur die favorisierten Bearbeitungsschritte sondern auch die Vorlieben zur Darstellung der Ergeb-

nisse (z.B. Wigglemodus⁶, Graustufenmodus⁷ oder farbig) variieren, können Radargramme sehr unterschiedlich aussehen.

Im Folgenden werden die Bearbeitungsschritte und Darstellungsweisen vorgestellt, die sich für die Radargramme aus dem Untersuchungsgebiet in Ostspanien bewährt haben. Zur besseren Vergleichbarkeit wurde versucht, auch für unterschiedliche Messorte gleiche Bearbeitungsschritte beizubehalten. Einzelne Parameter, z.B. die Verstärkung, variieren dabei jedoch.

Die Bearbeitung der Georadar-Daten wurde mit der ReflexW-Software (© K. J. Sandmeier, Sandmeier, 2009) durchgeführt. Verschiedene Verfahren wurden getestet, wobei folgende Bearbeitungsschritte die besten Resultate ergaben (vgl. Flussdiagramm in Abb. 2.1):

1. **remove header gain**: Die zeitabhängige Verstärkung, die während der Messung auf die Daten angewandt wurde, wird aus dem Datensatz heraus gerechnet. Man erhält somit Rohdaten, in denen die Information über die wahre Amplitude enthalten ist.
2. **move starttime**: Ein Zeitnullpunkt wird gewählt, der der Geländeoberkante entspricht. Alle Radarspuren werden in Zeitrichtung entsprechend verschoben. Die genaue Lage dieses Zeitnullpunktes hängt von der Antennenanordnung und den Untergrundbedingungen ab und kann nur durch aufwändige Zusatzmessungen bestimmt werden. In der Praxis definiert sich jeder Anwender diesen Zeitpunkt selbst, wobei unterschiedliche Ansätze verfolgt werden (Yelf, 2004). Für die hier gezeigten Radargramme wurde als Zeitnullpunkt der Nulldurchgang zwischen den ersten beiden Extrema der Luft-Bodenwelle gewählt.
3. **dewow filter**: Aufgrund der bei Georadarmessungen meist großen Nähe zwischen Send- und Empfangsantenne tritt in Radargrammen häufig ein als „wow“ bezeichneter Effekt auf (Annan, 2009). Er äußert sich als tieffrequente Schwingung, die die Radarspur überlagert. Beim *dewow filter* wird für jeden Abtastpunkt einer Spur über ein vorgegebenes Zeitfenster, das in etwa einer Periode entsprechen sollte, ein laufender Mittelwert berechnet. Dieser Mittelwert wird vom Wert des Abtastpunktes abgezogen. Für die 200 MHz-Radargramme wurde stets ein Fenster von 5 ns gewählt.
4. **manual gain (y)**: Um die gesamte im Radargramm enthaltene Information, vor allem aus größeren Tiefen, erkennen zu können, ist fast immer eine Verstärkung der Daten notwendig. Der *manual gain (y)* erlaubt es, eine selbst definierte zeitabhängige Verstärkung anzuwenden. Diese sollte so gewählt werden, dass die natürliche Signaldämpfung, die Signalabschwächung durch darüber stattfindende Reflexionen und der geometrische Verlust ausgeglichen werden. Nur so bleiben die Amplituden von Reflektoren in unterschiedlichen Tiefen vergleichbar⁸.
5. **Kirchhoff migration**: Eine Radarantenne strahlt nicht nur senkrecht in den Untergrund ab. Entsprechend empfängt sie auch Signale von Reflektoren, die nicht unterhalb der

⁶ Das Radargramm wird als Aneinanderreihung einzelner Radarspuren dargestellt.

⁷ Das Radargramm wird flächenhaft in Graustufen dargestellt, wobei die Graustufen die Amplitudengröße wiedergeben.

⁸ In der Praxis kann eine entsprechende Verstärkung ohne zusätzliche detaillierte Information über den Untergrund nur qualitativ erfolgen. Ein erfahrener Datenbearbeiter kann aber zumindest einen qualitativen Vergleich von Reflektoren ermöglichen.

Antenne liegen. Dies führt dazu, dass sich nicht ausgedehnte (z.B. punktförmige) Reflektoren im Untergrund mit Diffraktionshyperbeln im Radargramm abbilden. Im Fall von stark geneigten Reflektoren werden Lage und Steigung falsch dargestellt. Um diese Effekte auszugleichen, wird die Migration durchgeführt. Bei der Kirchhoff-Migration (z.B. Hood, 1981) wird für jeden Punkt des Radargramms eine gewichtete Summation über eine berechnete Hyperbel (mit vorher definierter Breite) durchgeführt. Für ein gutes Migrationsergebnis ist es notwendig, die Geschwindigkeit des Signals (die die Form der Hyperbel entscheidet) im Untergrund exakt anzugeben⁹. Für die Radargramme im Untersuchungsgebiet wurde die Geschwindigkeit jeweils als konstant über das ganze Profil angenommen und aus im Radargramm vorhandenen Diffraktionshyperbeln ermittelt.

6. `stack traces`: Zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses werden mehrere Spuren durch Berechnung des Mittelwertes gestapelt.

Die aus diesen Bearbeitungsschritten resultierenden Radargramme werden am Besten in Graustufen dargestellt. Nach diesem **Bearbeitungsverfahren A** enthalten die Daten immer noch die Information über die (zumindest relativen) Amplituden und die Dämpfung, allerdings sind möglicherweise manche Strukturen aufgrund ortsabhängiger Dämpfung nicht deutlich erkennbar (siehe Abb. 2.2, oben).

Deshalb wurden im **Bearbeitungsverfahren B** zusätzliche Bearbeitungsschritte angewandt:

7. `automatic gain control`: Diese Verstärkung sorgt für in Zeitrichtung gleich verteilte Amplituden. Kleine Amplituden werden im Vergleich zu größeren stärker gewichtet. Die Information über die wahre Amplitude geht verloren.
8. `scaled window gain`: Die Amplituden werden in Ortsrichtung auf die gleiche Größe gebracht.
9. `bandpass frequency filter`: Der Bandpassfilter wirkt im Frequenzbereich und ermöglicht das Unterdrücken von hoch- und tieffrequentem Rauschen. Für die 200 MHz-Daten wurden die Parameter so gewählt, dass das Frequenzspektrum unterhalb von 20 und oberhalb von 600 MHz auf Null gesetzt wird, während Frequenzen von 40 bis 300 MHz vollständig erhalten bleiben. Die Randbereiche (20-40 MHz und 300-600 MHz) werden zur Vermeidung von Artefakten über ein Kosinusfenster gefiltert.
10. `background removal`: Dieser Filter subtrahiert von jeder Spur eine aus allen gemittelte Spur. Auf diese Weise werden horizontale Strukturen aus dem Radargramm entfernt. Darunter fallen beispielsweise die Luft-/Bodenwelle oder horizontale Streifen, die von Reflexionen innerhalb der Antennenkabel hervorgerufen werden, und die die Reflexionen aus dem Untergrund maskieren können. Die Anwendung des Filters muss mit besonderer Vorsicht geschehen, da dadurch auch horizontale Reflexionen entfernt werden, die durch den Untergrund bedingt sind. Zudem können Artefakte entstehen, wenn horizontale, aber räumlich nicht sehr ausgedehnte Reflektoren vorhanden sind.

⁹ Umgekehrt kann man die Geschwindigkeit über die Qualität der Migrationsergebnisse genauer bestimmen (z.B. Hagrey & Müller, 2000).

Diese nach Bearbeitungsverfahren B bearbeiteten Radargramme betrachtet man am Besten im Wigglemodus. Die Information über die wahre Amplitude ist verloren gegangen, aber Untergrundstrukturen sind deutlich sichtbar, und die im Folgenden beschriebene Radarstratigraphie-Methode kann bequem durchgeführt werden (siehe Abb. 2.2, unten).

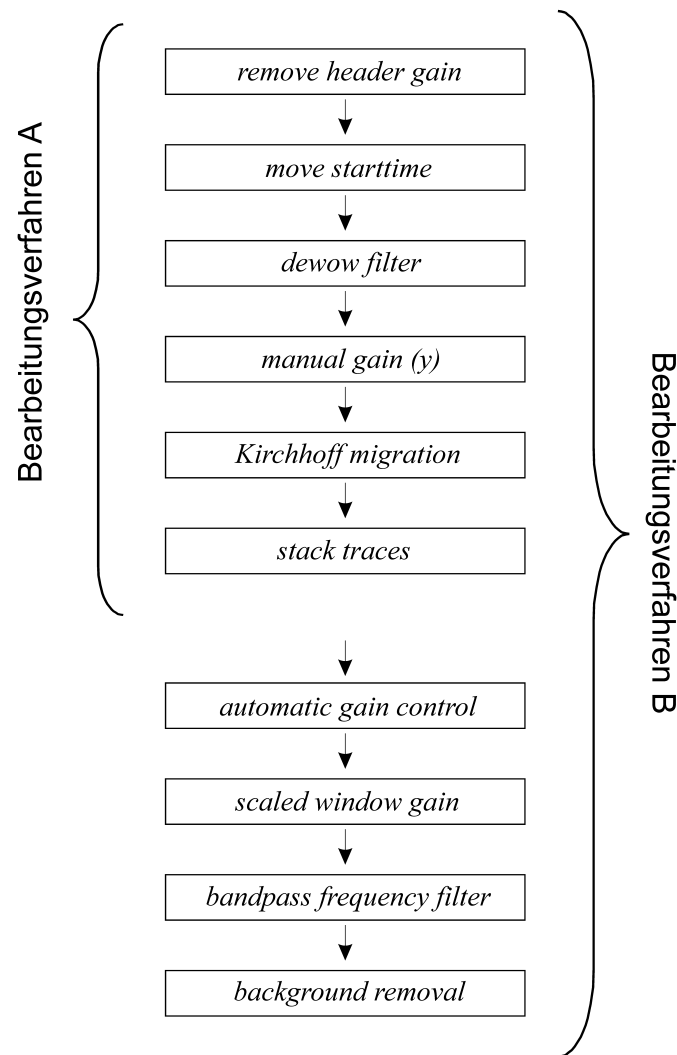


Abb. 2.1: Veranschaulichung der Verfahren A und B zur Bearbeitung der Radargramme aus dem Untersuchungsgebiet.

2.3 Auswertung: Erweiterte Radarstratigraphie-Methode

Für die Auswertung der Radargramme aus dem Untersuchungsgebiet wurde die erweiterte Radarstratigraphie-Methode entwickelt. Sie setzt sich aus der Radarstratigraphie-Methode

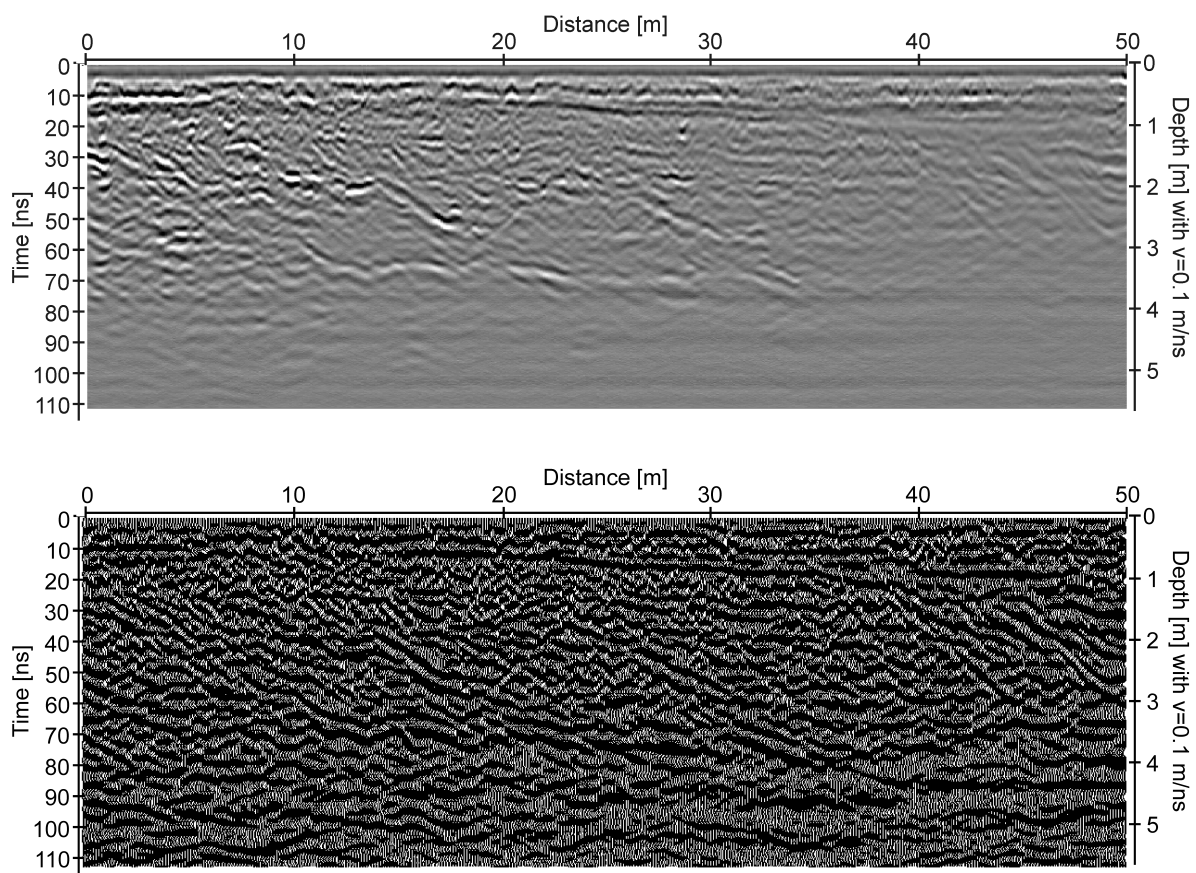


Abb. 2.2: Ein 200 MHz-Radargramm am Standort Teresa wurde nach verschiedenen Verfahren bearbeitet. Diese sind ausführlich im Text beschrieben. Oben: Bearbeitungsverfahren A, Darstellung im Graufstufenmodus. Unten: Bearbeitungsverfahren B, Darstellung im Wigglemodus.

nach Neal (2004) und einer Reflexionsanalyse zusammen. Beide Methoden werden im Folgenden vorgestellt und jeweils anhand eines Beispiels veranschaulicht.

2.3.1 Klassische Radarstratigraphie-Methode

Die klassische Auswertung von Radargrammen, auch im sedimentologischen Bereich, besteht darin, nach der Bearbeitung der Daten mit unterschiedlichen Filtern zur Bildverbesserung markante Reflektoren rein visuell nachzuzeichnen, und diese als bestimmende Untergrundstrukturen zu interpretieren (z.B. Woodward et al., 2003). Für manche Fragestellungen mag dies ausreichen, doch zum Einen ist diese Methode oft sehr subjektiv, zum Anderen können dabei leicht Strukturen übersehen werden, deren Kontrast gering ist, aber deren Existenz und Form für die Interpretation von großer Bedeutung sind. Eine bessere und objektivere Möglichkeit zur Radargramm-Auswertung ist die **Radarstratigraphie-Methode** (z.B. Neal, 2004), die in der Sedimentologie zunehmend genutzt wird (z.B. Gawthorpe et al., 1993; Heinz, 2001; Nobes et al., 2001; O’Neal & McGeary, 2002; Skelly et al., 2003; Møller & Vosgerau, 2006; Kostic & Aigner, 2007; Shukla et al., 2008; Neal et al., 2008). Sie hat sich aus der seismischen Stratigraphie (z.B. Mitchum et al., 1977) entwickelt, und beruht auf der

grundlegenden Annahme, dass Radarreflexionen (innerhalb der Auflösungsgrenzen) direkt die sedimentäre Schichtung im Untergrund widerspiegeln. Zahlreiche Studien bestätigen diese Annahme (z.B. Smith & Jol, 1992; Heinz, 2001; Dam, 2001; Woodward et al., 2003). Zurückzuführen ist dies auf Folgendes: Radarreflexionen entstehen an Dielektrizitätskontrasten. Diese werden zum größten Teil durch Änderungen im Wassergehalt verursacht (vgl. Kapitel 4). Die Fähigkeit von Lockersedimenten, Wasser zu halten, ist stark an die Korngrößenverteilung gekoppelt. Feinkörnige Sedimente besitzen aufgrund erhöhter Kapillarkräfte oft höhere *in situ* Wassergehalte als grobkörnige. Somit können Radarreflexionen über die Wassergehaltsverteilung wechselnde Korngrößenzusammensetzungen im Untergrund abbilden.

Bei der Radarstratigraphie wird ein Radarogramm durch **Radar-Schichtflächen** (*radar surfaces*) unterteilt. An diesen Diskontinuitätsflächen enden systematisch Reflexionen¹⁰. Die dazwischen liegenden Bereiche werden als **Radareinheiten** (*radar packages*) bezeichnet. Radareinheiten werden als genetisch zusammenhängende Ablagerungseinheiten verstanden. Der Begriff **Radarfazies** steht für den Verband von Reflexionen (das „Muster“) zwischen den Radar-Schichtflächen, der eine Radareinheit charakterisiert (Neal, 2004). Nach Neal (2004) wird die Fazies beschrieben durch

1. die Form der Reflexionen,
2. die Neigung der Reflektoren,
3. die Beziehung der Reflexionen zueinander und
4. die Kontinuität der Reflektoren.

Mithilfe der ersten beiden Punkte können auch die Radar-Schichtflächen charakterisiert werden.

Die Radarstratigraphie-Methode wurde genutzt, um Radarogramme aus dem Palancia-Einzugsgebiet auszuwerten. Anhand eines Beispiels wird im Folgenden die **Vorgehensweise** aufgezeigt. In einem nach Verfahren B (siehe Kapitel 2.2) bearbeiteten Radarogramm werden die Reflektor-Endpunkte mit Pfeilen markiert (Abb. 2.3, oben). Deuten mehrere Pfeile systematisch auf eine Diskontinuität, wird diese als Radar-Schichtfläche eingezeichnet (Abb. 2.3, Mitte). Solche Schichtflächen müssen nicht zwingend mit deutlichen Reflektoren zusammenfallen, tun dies aber häufig. Ebenso kann es sein, dass ein auffälliger Reflektor keine Radar-Schichtfläche darstellt, sondern gemeinsam mit anderen Reflektoren eine Radareinheit bildet. Schließlich werden die Radarfazies gekennzeichnet (Abb. 2.3, unten). Dabei wird nicht streng jede einzelne Reflexion nachgezeichnet, sondern das charakteristische Reflexionsmuster zusammengefasst. Die **Benennung** erfolgt mit einem S für die Radar-Schichtflächen und einem F für die Radarfazies mit einer jeweils fortlaufenden Nummerierung „von unten nach oben“, also in einer möglichen Reihenfolge der Ablagerung der Einheiten. Sekundäre Strukturen, also z.B. Reflexionen des Grundwasserspiegels oder Diffraktionshyperbeln (nur in unmigrierten Radarogrammen vorhanden), zählen nicht zu Radar-Schichtflächen oder Radarfazies und werden gesondert benannt. In die Namensgebung geht also bereits eine gewisse Interpretation mit ein.

¹⁰ In seltenen Fällen kann es sich dabei anstatt einer Diskontinuität um einen Bereich handeln, in dem mehrere Schichten ausdünnen und damit nicht mehr einzeln auflösbar bleiben (z.B. Nobes et al., 2001).

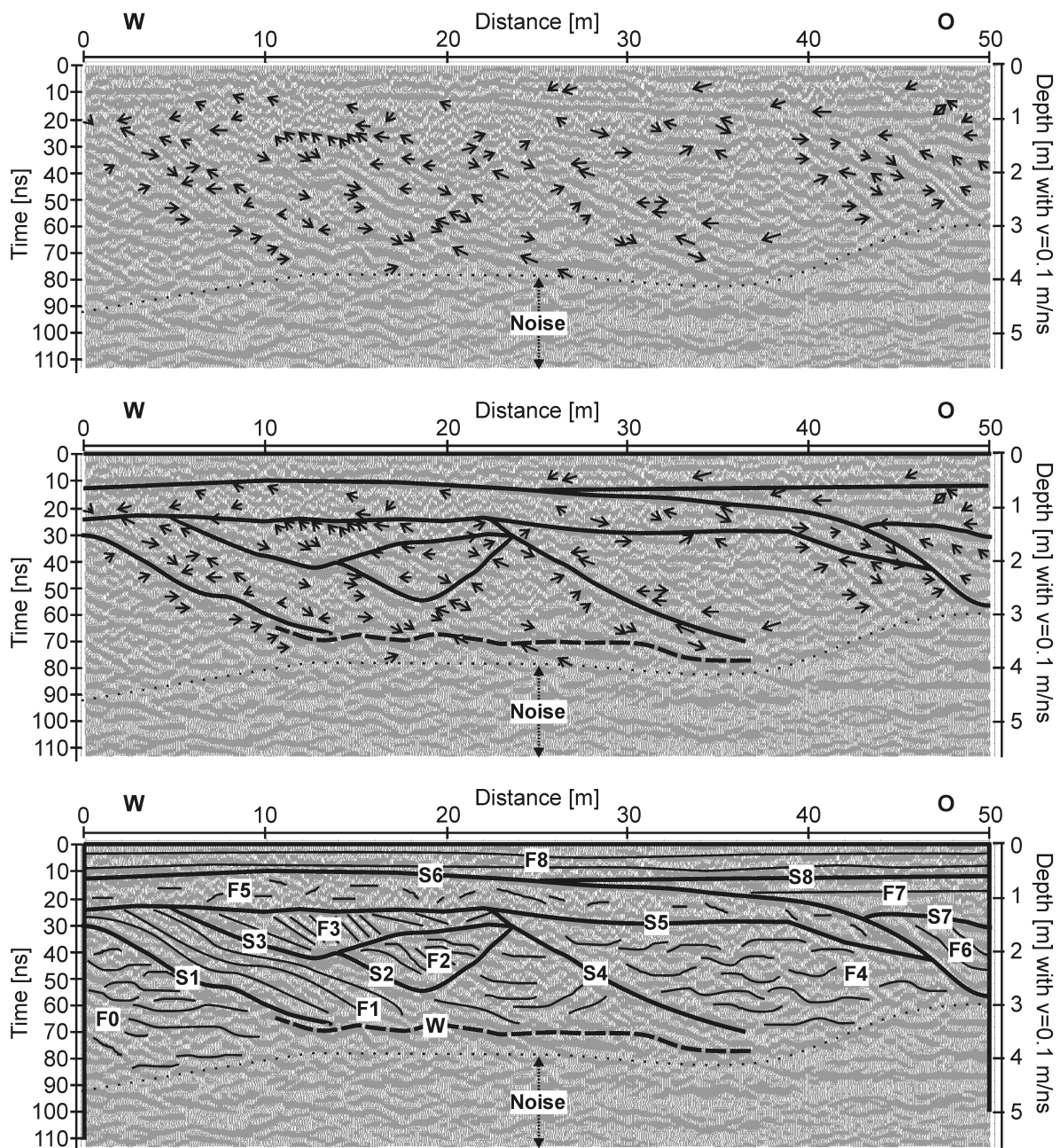


Abb. 2.3: Veranschaulichung der Radarstratigraphie-Methode an einem 200 MHz-Radargramm auf einer Flussterrasse (Standort Teresa). Die heutige Fließrichtung ist von links nach rechts. Mit „Noise“ ist der Bereich bezeichnet, in dem das Rauschen das Nutzsignal überwiegt. Oben: Reflektor-Enden sind mit Pfeilen markiert. Mitte: Deuten Pfeile systematisch auf eine Diskontinuität, wird diese als Radar-Schichtfläche eingezeichnet. Unten: Radar-Schichtflächen und Radarfazies sind gekennzeichnet und benannt.

Je nach Ablagerungsmilieu und Richtung sehen die Radarfazies unterschiedlich aus. In Abbildung 2.4 ist die **Terminologie** für die Beschreibung von Radar-Schichtflächen und Radarfazies zusammengefasst.

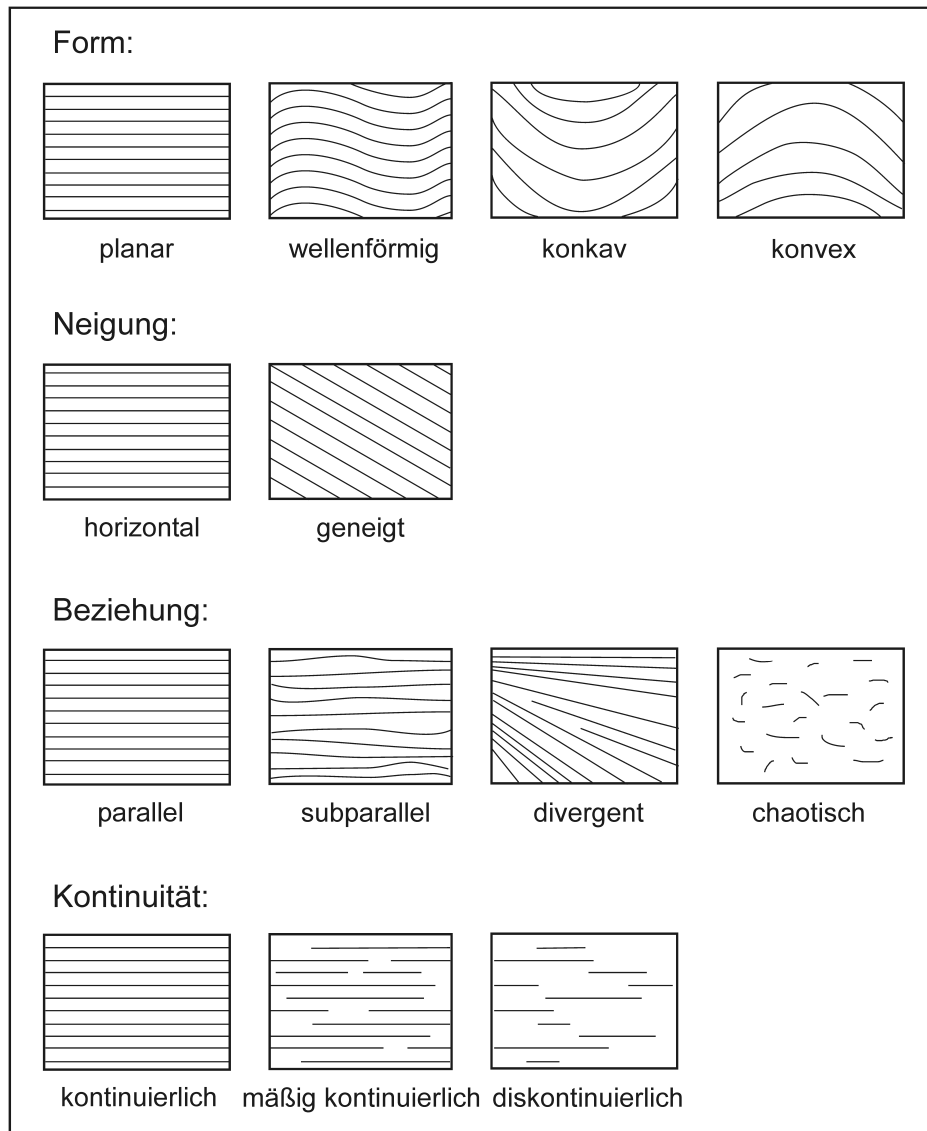


Abb. 2.4: Terminologie zur Beschreibung von Radar-Schichtflächen und Radarfazies. Modifiziert nach Neal (2004).

2.3.2 Beispiel für Radarstratigraphie

Die Anwendung der Radarstratigraphie-Methode ist in Abbildung 2.3 für ein 200 MHz-Radargramm auf einer alluvialen Flussterrasse am Standort Teresa gezeigt. Mehr zu diesem Standort findet sich in Kapitel 3.4.3. Insgesamt wurden in diesem Radargramm acht Radar-Schichtflächen identifiziert (vgl. Tabelle 2.2). Der mit W bezeichnete Reflektor zählt nicht zu

den Radar-Schichtflächen, da er keine primäre Sedimentationsstruktur abbildet, sondern die Oberkante des gesättigten Porenraumes.

Tabelle 2.2: Beschreibung der Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Teresa (vgl. Abb. 2.3).

Name	Form	Neigung
S1	planar bis leicht wellenförmig	mäßig ostwärts geneigt
S2	konkav	–
S3	konkav	–
S4	planar bis leicht wellenförmig	mäßig ostwärts geneigt
S5	planar bis leicht wellenförmig	horizontal
S6	planar (links), konkav (rechts)	horizontal (links)
S7	leicht wellenförmig	horizontal
S8	planar	horizontal
W	Grundwasser-Reflexion	

In Tabelle 2.3 sind die Fazies der neun Radareinheiten beschrieben, die durch die Radar-Schichtflächen eingeteilt werden. In diesem Radargramm findet man viele unterschiedliche Radarfazies.

Tabelle 2.3: Beschreibung der Radarfazies im Radargramm am Standort Teresa (vgl. Abb. 2.3).

Name	Form	Neigung	Beziehung	Kontinuität
F0	wellenförmig	horizontal	subparallel	mäßig kontinuierlich
F1	leicht wellenförmig	mäßig ostwärts geneigt	subparallel	kontinuierlich
	leicht konkav	horizontal	subparallel	mäßig kontinuierlich
F2	leicht wellenförmig	mäßig ostwärts geneigt	subparallel bis divergent	kontinuierlich
F3	planar	steil bis mäßig ostwärts geneigt	divergent	kontinuierlich
F4	wellenförmig	horizontal	subparallel	mäßig kontinuierlich
F5	planar	chaotisch	chaotisch	diskontinuierlich
F6	konkav	–	parallel	kontinuierlich
F7	planar	horizontal	parallel	kontinuierlich
F8	planar	horizontal	parallel	kontinuierlich

Interpretieren lässt sich das Radargramm als Abbild einer Abfolge mehrerer fluvialer Transportkörper und Gerinnebetten. Die konkave Struktur rechts kann über alle benachbarten und einige weiter entfernte Radargramme verfolgt werden und deutet auf einen alten Flusslauf.

2.3.3 Erweiterung um Reflexionsanalyse

Für die Charakterisierung verschiedener Ablagerungstypen hat sich die Methode nach Neal (2004) gut bewährt, allerdings kann man aus einem Radargramm noch zusätzlich Information über den Untergrund erhalten, indem man auch Reflexionseigenschaften wie Amplitudengröße (klein, mittel, groß), Polarität (negativ, positiv) und Reflexionsbreite (schmal, breit) im Detail betrachtet (vgl. Abb. 2.5). Die **Reflexionsamplituden** hängen nicht nur vom Reflexionskoeffizienten, sondern auch von der Ankopplung der Antennen an den Boden, den Bedingungen oberhalb der Reflektors (Geometrie, Dämpfung, Vorhandensein weiterer Reflektoren) und der Datenbearbeitung, also der angewandten Signal-Verstärkung ab. Trotzdem ist es möglich, zumindest relative und qualitative Angaben zu machen. Während die Amplituden von Radar-Schichtflächen ein Maß für Dielektrizitätskontraste sein können, korrelieren

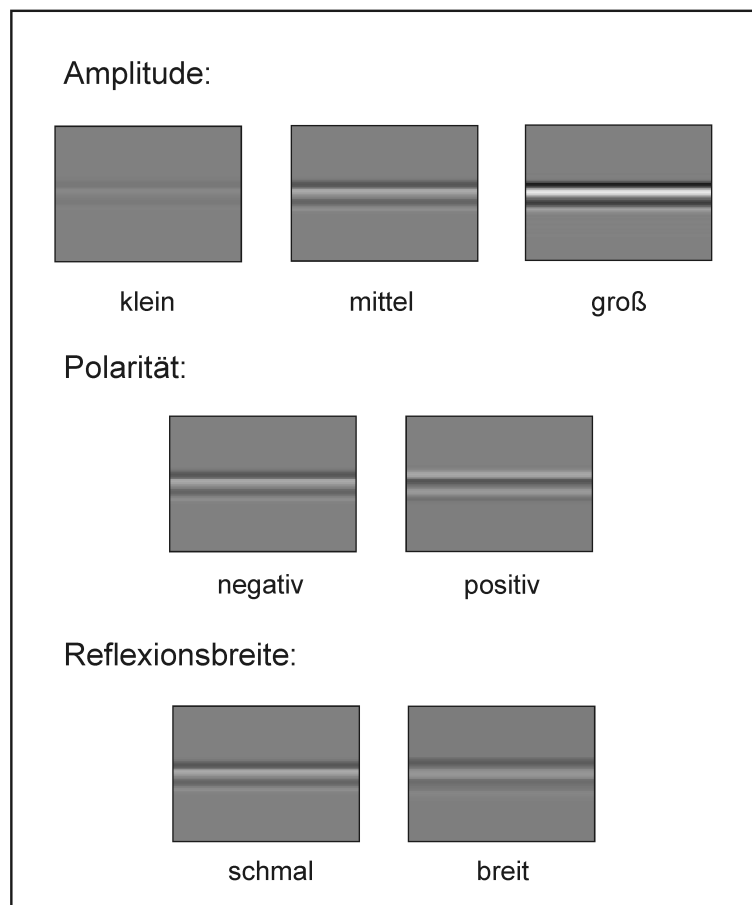


Abb. 2.5: Übersicht über die Parameter, die bei der Reflexionsanalyse genauer betrachtet werden, mit Beispielen.

die Reflexionsamplituden von Radarfazies häufig eher mit der elektrischen Leitfähigkeit des Mediums.

Die **Polarität** einer Reflexion ist aufgrund von Interferenzen manchmal schwer zu identifizieren und kann nur für Einzelreflektoren bestimmt werden. Wo dies aber möglich ist, kann das Vorzeichen des Reflexionskoeffizienten abgeleitet werden.

Die **Reflexionsbreite** (oder die „Wellenlänge“ der Reflexion) ist wiederum stark abhängig von den Bedingungen oberhalb des Reflektors (z.B. stärkere Dämpfung von hohen Frequenzen bei hoher Leitfähigkeit), kann aber auch in Zusammenhang stehen mit der Schärfe von Grenzen. Young & Sun (1999) finden niedrigere Frequenzen, also breitere Reflexionen, für die Reflexion des Wasserspiegels in feinkörnigem Material. Für feinere Korngrößen existiert meist keine scharfe Grenze zwischen nassem und trockenem Material, sondern eine gewisse Übergangszone.

Alle drei Parameter ermöglichen im Idealfall also zusätzliche Aussagen über das Medium. Eine Interpretation obiger Aspekte muss zwar immer mit Vorsicht geschehen, sollte aber dennoch nicht vernachlässigt werden.

Die **Vorgehensweise** bei der Reflexionsanalyse wird anhand des bereits als Beispiel für die

Radarstratigraphie genutzten Radargramms vom Standort Teresa aufgezeigt. Die mit Hilfe der Radarstratigraphie-Methode ermittelten Radar-Schichtflächen im nach Verfahren B bearbeiteten Radargramm (Abb. 2.7, oben) werden in das nach Verfahren A bearbeitete Radargramm übertragen (Abb. 2.7, Mitte). Die Fazies der verschiedenen Radareinheiten und die Radar-Schichtflächen können dann nach Amplitude, Polarität und Reflexionsbreite charakterisiert werden. Für die Beschreibung der Radar-Schichtflächen empfiehlt sich der Vergleich mit dem reinen Radargramm (Abb. 2.7, unten). Die **neue Benennung** setzt sich zusammen aus dem Schichtfläche-Namen, Doppelpunkt, Abkürzung der Amplitudencharakteristik (k klein, m mittel, g groß), Vorzeichen der Reflexion (-, +) und Abkürzung der Reflexionsbreite (s schmal, b breit). Die Benennung der Fazies verläuft entsprechend, allerdings ohne Beschreibung der Polarität. Ist keine Aussage möglich, wird dies mit „0“ gekennzeichnet. Ein „v“ bezeichnet eine starke Variation eines Parameters (zur Benennung vgl. Abb. 2.6). Manchmal ändern sich die Eigenschaften einer Schichtfläche oder einer Fazies räumlich. Dann trennt ein Schrägstrich die verschiedenen Charakterisierungen (vgl. Tabelle 2.4).

Mit Hilfe dieser detaillierten Beschreibung können dann zusätzlich zur Wiedergabe der Form von Strukturen noch weitere Aussagen zum Untergrund getroffen werden.

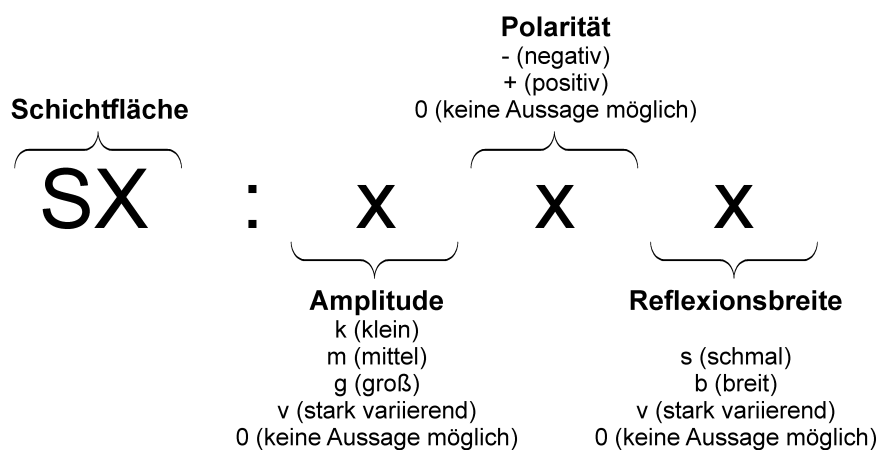


Abb. 2.6: Neue Benennung von Radar-Schichtflächen unter Einbeziehung der Reflexionsanalyse. Die Benennung der Radarfazies verläuft entsprechend, ohne die Beschreibung der Polarität.

2.3.4 Beispiel für Reflexionsanalyse

Die Anwendung der Reflexionsanalyse ist exemplarisch am Flussterrassen-Radargramm vom Standort Teresa gezeigt (Abb. 2.7).

In Tabelle 2.4 sind die einzelnen Radar-Schichtflächen und -fazies beschrieben und neu benannt. Die Polarität wurde dabei jeweils „negativ“ genannt, entsprechend einem negativen **Reflexionskoeffizienten**, wenn die Reflexion „weiß“ wirkt (also sich aus einem schwarz-weiß-schwarzen Wellenzug zusammen setzt), und „positiv“, wenn sie „schwarz“ erscheint (die Reflexion also weiß-schwarz-weiß ist; vgl. Abb. 2.5). Auf einige Strukturen und ihre Zuordnung wird im Folgenden genauer eingegangen.

Ein sehr deutlicher Reflektor ist W:g-b. Er verläuft horizontal und zeigt eine große Amplitude mit negativem Reflexionskoeffizienten (RK), also einen Übergang von kleinerem zu

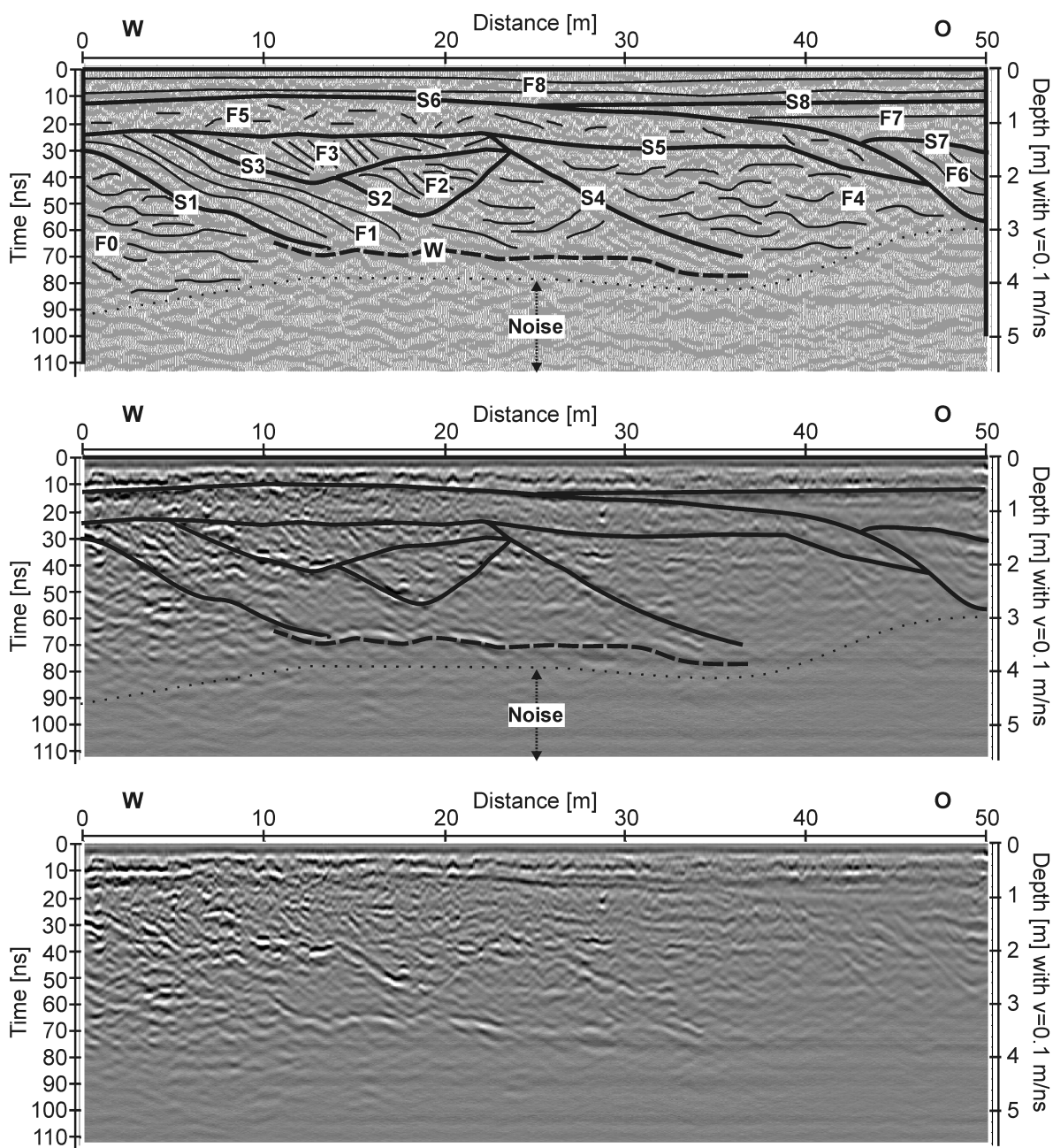


Abb. 2.7: Veranschaulichung der Reflexionsanalyse für das 200 MHz-Radargramm am Standort Teresa. Die aus den Radargrammen gewonnenen Informationen werden anschließend in einer Tabelle (2.4) zusammengefasst. Oben: Ergebnis der Radarstratigraphie. Mitte: Die ermittelten Radar-Schichtflächen werden auf das nach Verfahren A bearbeitete Radargramm, in dem noch Amplitudeninformation steckt, übertragen. Die Fazies der verschiedenen Radareinheiten zwischen den Radar-Schichtflächen können dann nach Amplitude, Polarität und Reflexionsbreite charakterisiert werden. Unten: Zur Reflexionsanalyse der Radar-Schichtflächen greift man auf das reine Radargramm zurück.

Tabelle 2.4: Beschreibung der Reflexionseigenschaften von Radar-Schichtflächen und Radarfazies im Radargramm am Standort Teresa (vgl. Abb. 2.7).

Name	Position	Amplitude	Polarität	Reflexionsbreite	neuer Name
S1		klein	-	breit	S1:k-b
S2	links	groß	+	breit	S2:g+b/k0s
	rechts	klein	0	schmal	
S3	links	0	0	0	S3:000/k+s
	rechts	klein	+	schmal	
S4		mittel	-	breit	S4:m-b
S5		v	0	breit	S5:v0b
S6	oben links	groß	+	schmal	S6:g+s/k-s
	unten rechts	klein	-	schmal	
S7		mittel	+	breit	S7:m+b
S8		mittel	+	breit	S8:m+b
W		groß	-	breit	W:g-b
F0		mittel/groß		schmal	F0:m/gs
F1	links oben	groß		schmal	F1:gs/k0
		klein		0	
F2		groß		schmal	F2:gs
F3		groß		schmal	F3:gs
F4		mittel/klein		schmal	F4:m/ks
F5		mittel		schmal	F5:ms
F6		klein		schmal	F6:ks
F7		klein		schmal	F7:ks
F8		groß		schmal	F8:gs

größerem Dielektrizitätskoeffizienten (DK) mit verhältnismäßig hohem Kontrast. W:g-b wird deshalb als Reflexion der Oberkante des gesättigten Porenraumes interpretiert¹¹. Dies konnte durch eine Rammkernsondierung bestätigt werden, die auf einem benachbarten Profil durchgeführt wurde (Kap. 3.3.2); in diesem tritt derselbe Reflektor auf. Die breite Reflexion deutet auf eine Übergangszone hin, was auf eher feinkörniges Material in diesem Bereich schließen lässt. Im Rammkern findet man als Matrix schluffigen Sand.

S8:m+b, S7:m+b und S6:g+s (im oberen linken Bereich) weisen einen positiven RK auf. Man hat also einen Übergang von höherem zu niedrigerem DK. Eine Änderung in der Dielektrizität ist meist durch den Wassergehalt verursacht (vgl. Kapitel 4). Also deutet der positive RK auf einen mit der Tiefe abnehmenden Wassergehalt hin. Das aufliegende Material ist also feuchter, und damit wahrscheinlich feinkörniger. Deshalb und aufgrund der horizontalen und kontinuierlichen Fazies F8:gs und F7:ks werden die entsprechenden Bereiche als feinkörnige Hochflutsedimente interpretiert. Auch diese Schlussfolgerungen konnten durch Rammkernsondierungen verifiziert werden (vgl. Kap. 3.3.2).

Wegen der positiven RK von S8:m+b und S7:m+b geht man davon aus, dass das Material, das ganz rechts im Radargramm abgebildet wird, bis zu einer Tiefe von knapp 3 m immer trockener wird. Dort trifft man auf die Schichtfläche S6:k-s, die eine Grenze zu feuchterem Material anzeigt. S6 setzt sich also aus zwei unterschiedlich charakterisierten Teilen zu S6:g+s/k-s zusammen. Diese Schichtfläche erstreckt sich in verschiedener Tiefenlage über das ganze Ra-

¹¹Während der DK trockener Sedimente im Bereich von 2-6 liegt, hat Wasser einen DK von 81 (vgl. Kapitel 4).

dargramm¹². Allerdings wechselt sie ihre Farbe von „schwarz“ (0-ca. 40 m) zu „weiß“ (ca. 44-50 m). Links oben hat man also einen Übergang von feuchtem (oberhalb des Reflektors) zu trockenerem Material (unterhalb des Reflektors), während rechts unten der Übergang umgekehrt von trockenerem zu feuchterem verläuft. Dazwischen muss ein Bereich sein, in dem der Wassergehalt ober- und unterhalb der Schichtfläche S6 gleich ist. Dies ist vermutlich zwischen den Profilmeter 40-44 in einer Tiefe von etwa 1,2-1,6 m der Fall.

Die großen Amplituden in F2:gs und F3:gs deuten auf einen Bereich hohen elektrischen Widerstands. Generell werden in diesem Radargramm die Amplituden nach rechts hin immer kleiner, wo die Auflageschicht (repräsentiert durch F8 und F7, evtl. auch F6) immer dicker wird. Auch die Erkundungstiefe nimmt nach rechts hin ab. Die Auflageschicht scheint eine dämpfende Wirkung zu haben und ist demzufolge wahrscheinlich höher leitfähig. Dies wurde durch Geoelektrikmessungen bestätigt (vgl. Kapitel 3.3.1, Abb. 3.2). Die hohe Leitfähigkeit unterstützt die Interpretation als Hochflutsedimentschicht und weist auf lehmige oder tonige Zusammensetzung hin.

2.4 Diskussion

Um von der Messung zur Interpretation der Radardaten zu gelangen, wurden mehrere Auswertungsschritte durchgeführt, immer unter Berücksichtigung der Anforderung, Radargramme von unterschiedlichen Standorten mit unterschiedlichen Messbedingungen vergleichbar zu machen. Eine solche Vergleichbarkeit kann nur durch eine Systematisierung der Auswertung gewährleistet werden. Die Datenbearbeitung bildet die Grundlage für die weitere Auswertung von Radargrammen. Die Anwendung der Radarstratigraphie-Methode gibt Aufschluss über geometrische Strukturen im Untergrund und liefert bereits eine Basis für die sedimentologische Interpretation. Bei der Radarstratigraphie-Methode werden die einzelnen Strukturen identifiziert und sortiert. Erst danach ist eine systematische Reflexionsanalyse möglich. Diese wiederum kann zusätzliche Information zur Interpretation der Radargramme beisteuern.

Datenbearbeitung

Um die Vergleichbarkeit von Radargrammen auf verschiedenen Sediment-Ablagerungstypen in einem großen Untersuchungsgebiet zu ermöglichen, war es notwendig, ein einheitliches, für alle dort gemessenen Radargramme geeignetes Bearbeitungsverfahren zu entwickeln. Für die erweiterte Radarstratigraphie wurden für alle 200 MHz-Radargramme, mit Ausnahme des *background removal*, der nicht immer notwendig war bzw. Artefakte auslöste, alle angegebenen Einzelschritte durchgeführt. Unterschiedlich waren nur einzelne Parameter: Die Zeit, um die bei *move starttime* verschoben wird, ist Radargramm-spezifisch. Die Dämpfung hängt vom Standort der Messung ab, weshalb die Verstärkung beim *manual gain* (y) verschieden gewählt werden musste. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der EM Welle ist je nach Messort unterschiedlich. Dieser Parameter variiert also bei der *Kirchhoff migration*, und führt zudem zu einer individuellen Kalibrierung der Tiefenskalen.

¹² Diese Schichtfläche ist auch in allen 17 benachbarten Radargrammen mit ähnlichem Verlauf erkennbar.

Einzelne Bearbeitungsschritte können Informationsgehalte betonen, oder aber, während vielleicht ein anderer Aspekt verdeutlicht wird, auslöschen. Weil für die erweiterte Radarstratigraphie sowohl der Verlauf aller Untergrundstrukturen als auch die Information über Amplituden und Dämpfung von Interesse sind, wurden **zwei Bearbeitungsverfahren** entwickelt, die jeweils Unterschiedliches hervorheben. Die resultierenden Radargramme stehen gleichwertig nebeneinander. Dieses Vorgehen mag zunächst aufwändig erscheinen, erleichtert aber – ohne Informationsverlust – die anschließende Auswertung.

Radarstratigraphie-Methode

Die Auswertung von Radargrammen erfolgt bisher in der Literatur meist auf rein visueller Basis und ist damit subjektiv und von der Erfahrung des Bearbeiters abhängig. Zur besseren Vergleichbarkeit verschiedener Radargramme (aus unterschiedlichen Messgebieten und/oder von unterschiedlichen Autoren) ist es daher sinnvoll, ein möglichst objektives Auswerteverfahren zu nutzen. Dies bietet die Radarstratigraphie-Methode. Hierbei beruht die Identifizierung verschiedener Radareinheiten auf einem systematischen Ansatz. Erst die Anwendung der Methode grenzt also die Bereiche bestimmter Fazies ab, die anschließend genauer charakterisiert werden können.

Dem entgegen wird in einigen Veröffentlichungen (z.B. Jol & Smith, 1991; Beres & Haeni, 1991; Overmeeren, 1998; Vandenberghe & Overmeeren, 1999; Wooldridge & Hickin, 2005; Costas et al., 2006; Hickin et al., 2009; Rice et al., 2009) zur Interpretation von Radargrammen eine **Radarfazies-Analyse** verwendet, die genau umgekehrt funktioniert. Zuerst werden Bereiche gleicher Fazies identifiziert. Dies geschieht meist rein visuell. Moysey et al. (2006) vergleichen unterschiedliche Methoden zum Erkennen von Radarfazies mit Hilfe von neuronalen Netzen. Radarfazies-Bereiche sind, ebenfalls in Anlehnung an das seismische Konzept nach Mitchum et al. (1977), definiert als Gruppen von Radarreflexionen, deren Parameter (interne Konfiguration, Amplitude, Kontinuität, Polarität, Abstände und externe Geometrie) sich von denen benachbarter Gruppen unterscheiden (Jol & Smith, 1991) oder einfach als Bereiche mit „sichtbaren Unterschieden im Reflexionsmuster eines Radargramms“ (Overmeeren, 1998). Die Abfolge mehrerer Faziesbereiche wird dann oft als Stratigraphie bezeichnet. Overmeeren (1998) definiert Radarstratigraphie als das Ableiten von Beschaffenheit und geologischer Geschichte von Sediment und jeweiliger Ablagerungsumgebung aus Radargrammen. Wegen der Verwendung gleicher Begrifflichkeiten trotz unterschiedlicher Verfahren ist also beim Sichten von entsprechenden Veröffentlichungen Aufmerksamkeit angebracht. Nicht immer jedoch lassen sich die Verfahren genau trennen.

Gegenüber der Radarfazies-Analyse und erst recht gegenüber dem Nachzeichnen von markanten Reflektoren ermöglicht die in dieser Arbeit angewandte **Radarstratigraphie-Methode** eine objektivere, wiederholbare Identifikation und eine methodisch konsistente und nachvollziehbare Beschreibung relevanter Untergrundstrukturen. Zudem gibt sie über die Benennung eine chronologische Ordnung der Ablagerungseinheiten an. Damit stellt sie ein sehr gutes Werkzeug zur Auswertung von Radar-Daten in der Sedimentologie dar. Aufgrund der Komplexität der Daten und der visuell gestützten Auswertung kann eine gewisse Subjektivität bei der Datenauswertung aber nicht völlig vermieden werden. Diese kann jedoch noch weiter reduziert werden, indem man benachbarte Radargramme in die Auswertung mit einbezieht.

Die mit der Radarstratigraphie-Methode erzielten Ergebnisse können als **Grundlage zur**

Interpretation der Ablagerungen und zur Identifizierung unterschiedlicher Ablagerungstypen dienen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Radarstratigraphie zur Unterscheidung verschiedener Ablagerungstypen eingesetzt. Die detaillierte Entstehungsgeschichte einzelner Sedimentkörper ist dabei nicht Fragestellung. Hierfür wäre es sinnvoll, die dreidimensionale Form von Radar-Schichtflächen, -einheiten und -fazies zu betrachten, da sich diese je nach Profilschnitt-richtung unterschiedlich darstellen können (z.B. Gawthorpe et al., 1993; Bridge, 2009).

Reflexionsanalyse

Die Information, die neben Form und Verlauf von Untergrundstrukturen in einem Radarogramm steckt, wurde bisher soweit aus Veröffentlichungen ersichtlich nicht oder zumindest nicht systematisch genutzt. Die in dieser Arbeit entwickelte Reflexionsanalyse ist so aus der Literatur nicht bekannt. Sie wird hier zwar für klastische Sedimente des Rio Palancia Einzugsgebietes präsentiert, kann aber prinzipiell auf alle Radarogramme, die eine Phaseninformation enthalten, angewandt werden, da es sich zuerst einmal um ein rein beschreibendes Verfahren handelt. Es ist zu berücksichtigen, dass sich die **Beschreibung** mit der vorgestellten Nomenklatur auf relative Größen bezieht, und Reflexionen im Radarogramm von der Ankopplung der Antenne, den Bedingungen im Medium oberhalb des Reflektors und von der Datenbearbeitung beeinflusst werden. Erst bei der **Interpretation** der Ergebnisse muss die Übertragbarkeit der Schlussfolgerungen auf ein anderes Untersuchungsgebiet geprüft werden. Auch hier ist zu beachten, dass meist nur Aussagen zu relativen Veränderungen im Untergrund möglich sind. Folgende stark **vereinfachende Annahmen** fließen in die Interpretation der Palancia-Radarogramme mit ein:

1. Eine Änderung des DK ist nur durch eine Änderung des Wassergehaltes bedingt.
2. Wenige und/oder schwache Reflexionen beruhen auf stärkerer Dämpfung.
3. Stärkere Dämpfung ist durch höhere elektrische Leitfähigkeit bedingt.
4. Eine Änderung der elektrischen Leitfähigkeit beruht großräumig auf veränderter Materialzusammensetzung (unterschiedliches Muttergestein, unterschiedlicher Ablagerungstyp; z.B. Kapitel 3.4.2) und kleinräumig auf Änderungen in Korngrößenzusammensetzung und Wassergehalt.
5. Feinkörniges Material hat unter ähnlichen äußeren Bedingungen einen höheren Wassergehalt und eine höhere Leitfähigkeit als grobkörnigeres Material.

Dies sind keine allgemein gültigen Aussagen, und müssen bei der Interpretation stets hinterfragt werden. Für die Palancia-Radarogramme konnten die Interpretationsergebnisse durch Zusatzmessungen (Geoelektrik, Rammkernsondierungen) bestätigt werden, wodurch sich einerseits die vereinfachenden Annahmen als gerechtfertigt erwiesen und andererseits das Potenzial der Methode, zusätzliche Erkenntnisse aus Radarogrammen zu extrahieren, aufgezeigt wurde.

2.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde, neben den theoretischen Grundlagen, die Bearbeitungs- und Auswertesystematik vorgestellt, die für die Radardaten im Untersuchungsgebiet erarbeitet wurde. Die Anwendung und Leistungsfähigkeit der angewandten Methoden wurden jeweils an einem Beispiel demonstriert.

Für die umfassende Datenanalyse („erweiterte Radarstratigraphie-Methode“) werden zwei nach verschiedenen Verfahren (A und B) bearbeitete Radargramme herangezogen, in denen jeweils unterschiedliche Informationen über den Untergrund betont werden.

Zuerst wird die klassische Radarstratigraphie-Methode durchgeführt, indem alle Radar-Schichtflächen über eine systematische Auswertung von Reflektor-Enden identifiziert und gemeinsam mit den Radarfazies der verschiedenen Radareinheiten beschrieben werden. Im Verhältnis zu anderen derzeit häufiger angewandten Methoden ist die Radarstratigraphie-Methode ein objektiveres Werkzeug zur Auswertung von Radardaten in der klastischen Sedimentologie und liefert eine konsistente und nachvollziehbare Beschreibung von Lage, äußerer Form und innerer Struktur, sowie der chronologischen Ordnung von Ablagerungseinheiten. Damit bilden die Ergebnisse der Radarstratigraphie eine ausgezeichnete Grundlage für die Interpretation der Ablagerungen durch Sedimentologen oder Geomorphologen. Dass mit Hilfe der Radarstratigraphie eine Unterscheidung verschiedener Sediment-Ablagerungstypen möglich ist, wird im folgenden Kapitel gezeigt.

Radargramme enthalten darüber hinaus mehr Informationen, die mit Hilfe der hier neu eingeführten Reflexionsanalyse ausgewertet werden können. Hierzu wurde, als Erweiterung zur Radarstratigraphie-Methode, eine Systematik zur Beschreibung und Benennung von Reflexionsamplituden, -polarität und -breite entwickelt. Damit sind zusätzlich Aussagen zum relativen Wassergehalt, zu Korngrößen und zur Leitfähigkeit im Untergrund möglich.

3 Geländemessungen: Das Palancia-Projekt

Die Geländemessungen wurden im Einzugsgebiet des Rio Palancia in Ostspanien durchgeführt. Im Folgenden wird das entsprechende DFG-Projekt WU206/2-1 „*Morphology, Sedimentology, and Radarstratigraphy of Depositional Sink Types in a Dryland River System (Rio Palancia Catchment, Spain)*“ mit dem Kurztitel „Palancia-Projekt“ vorgestellt, und das Untersuchungsgebiet mit den dort auftretenden unterschiedlichen Sediment-Ablagerungstypen beschrieben. Die durchgeführten Geländearbeiten werden aufgezeigt, und die Ergebnisse der Radarstratigraphie an den einzelnen Ablagerungstypen veranschaulicht.

3.1 Übersicht Palancia-Projekt

Das Palancia-Projekt findet in enger Zusammenarbeit zwischen Geomorphologen und Geophysikern der Goethe-Universität Frankfurt am Main statt. Das übergeordnete Ziel ist es, die fluvialmorphologische Entwicklung des Rio Palancia-Einzugsgebietes mit Hilfe des Sediment-Budget-Ansatzes (Sedimenthaushaltansatzes) zu analysieren. Zahlreiche Untersuchungen haben gezeigt, dass die Flusssysteme des mediterranen Raumes besonders sensitiv auf Veränderungen ihrer Umweltbedingungen reagieren (z.B. Ibbeken & Schleyer, 1991; Macklin et al., 1995, 2002; Hooke, 2006; Santisteban & Schulte, 2007). Das macht sie besonders interessant für die Untersuchung der kausalen Rolle von Neotektonik, Klimaänderungen und Landnutzung für die beobachteten Reaktionen mediterraner Flusseinzugsgebiete.

Ein Sediment-Budget (oder eine Sediment-Massenbilanz) beschreibt quantitativ die Sedimentation und Erosion in verschiedenen Elementen eines Systems. Es veranschaulicht, wie viel Sediment in jeweils unterschiedlichen Elementen eines Kaskadensystems produziert, transferiert und gespeichert wird. Dazu ist es nötig, unterschiedliche Sediment-Ablagerungstypen oder Budget-Komponenten zu identifizieren und zu quantifizieren. Hierfür wurde ein integrativer Ansatz aus fluvialer Morphologie, fluvialer Sedimentologie und oberflächennahen geophysikalischen Erkundungsmethoden gewählt. Der geophysikalische Schwerpunkt liegt dabei auf dem Georadarverfahren, da es sowohl die Erfassung von Strukturen im Untergrund, als auch die flächeneffiziente Bestimmung von Schichtmächtigkeiten und lateraler Ausdehnung von Sedimentkörpern ermöglicht. Das Potenzial der Georadar-Methode sollte unter den Bedingungen im Palancia-Einzugsgebiet untersucht und eine geeignete Auswertemethodik entwickelt werden.

3.2 Untersuchungsgebiet

Im Folgenden wird eine kurze Übersicht über das Einzugsgebiet und die dort auskartierten Budget-Komponenten gegeben. Eine ausführliche Beschreibung findet sich bei Hoinkis (2010) und Houben et al. (eingereicht).

3.2.1 Einzugsgebiet Rio Palancia

Das Einzugsgebiet des Trockengebietsflusses¹ Rio Palancia liegt in den Regionen Castellón und Valencia in Ostspanien. Der Rio Palancia entwässert nahe Sagunto, etwa 40 km nördlich von Valencia, ins Mittelmeer, wo er ein Delta formt (siehe Abb. 3.1). Der Haupt-Flusslauf ist 85 km lang. Das 986 km² große Einzugsgebiet ist Teil der südlichen Iberischen Kette.

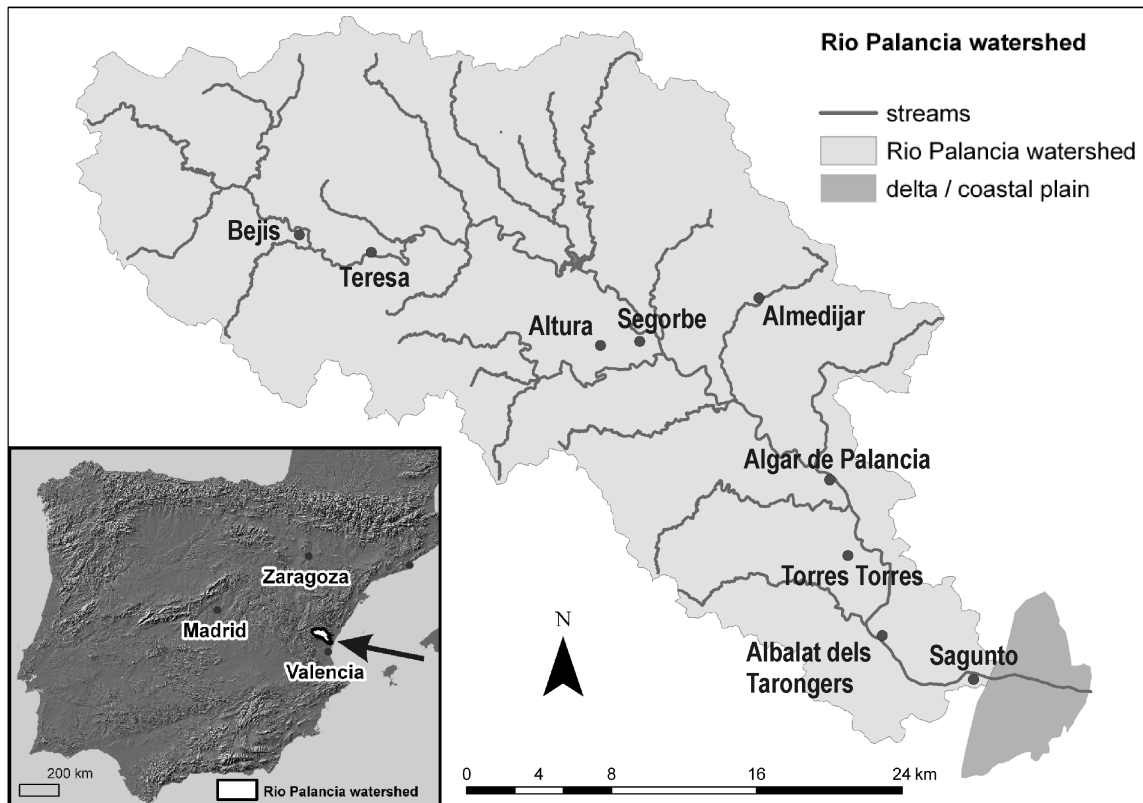


Abb. 3.1: Kleines Bild: Lage des Untersuchungsgebietes in Spanien. Großes Bild: Das Einzugsgebiet des Rio Palancia. Markiert sind einige Städte und Ortschaften im Untersuchungsgebiet.

Mesozoische Tonsteine, Kalke und Sandsteine formen das anstehende Gestein, und bilden somit die Quellen für die Sedimente im Einzugsgebiet.

Das ganze Gebiet ist geprägt von der Bewirtschaftung durch den Menschen. An den Berghängen wurden bis an die obere Wasserscheide mithilfe von Trockenmauern Kulturterrassen angelegt, auf denen zumeist Oliven- und Mandelbäume stehen. Heutzutage sind die hoch liegenden Terrassen allerdings weitgehend aufgelassen. Auf den Kulturterrassen in tieferen Lagen und auf flachen Talböden findet intensive Bewirtschaftung statt, meist in Form von bewässerten Obstplantagen² sowie Mandel- und Olivenhainen.

¹ Ein Trockengebietsfluss-System ist geprägt durch lange Trockenperioden und kurzzeitige Starkregenereignisse.

² zu deren Bewässerung sehr viel Wasser dem Fluss entnommen wird,

3.2.2 Sediment-Ablagerungstypen

Im Rahmen des geomorphologischen Teilprojekts wurden im Palancia-Einzugsgebiet neben Hangsedimenten und den Ablagerungen im Delta³ fünf morphostratigraphische Typen von fluvialen Sedimenten identifiziert, die die fluvialen Budget-Komponenten ausmachen:

- P = **Pleistozäne** Ablagerungen: rötliche Sande und Kiese, deren Bestandteile verwittert und häufig von Tonhäutchen überzogen sind. Sie sind oft in ausgedehnten ebenen Schichten abgelagert, teilweise auch in Gerinnebettverfüllung mit Kreuzschichtung (*channel cross bedding*), und bilden weit verbreitete, mächtige Talfüllungen. Die heutige flach geneigte Oberflächenform ist in einzelne Erosionsterrassen⁴ unterteilbar.
- H1 = **Holozäne** Ablagerungen: leicht rötliche, braun-graue Sande und Kiese mit angewitterten Oberflächen, häufig zementiert. Die heutige Oberflächenform ist in einzelne Erosionsterrassen unterteilbar.
- H2 = **Holozäne** Ablagerungen: braun-graue Sande und Kiese, die meist direkt in P eingeschnitten sind. Die heutige Oberflächenform ist in einzelne Erosionsterrassen unterteilbar.
- H3 = **Holozäne** Ablagerungen: Diese Ablagerungen bilden alluviale Flussterrassen, die sich als unterste Terrassen im Flusstal finden. Sie bestehen aus Rambla-Ablagerungen⁵, die von gut geschichtetem feinkörnigem Material überdeckt sind.
- H4 = **Holozäne** Ablagerungen: Sie bestehen vorwiegend aus Rambla-Ablagerungen und bilden das heutige Flussbett.

Die oben genannten fluvialen Sedimente entsprechen einer chronostratigraphischen Abfolge P - H1 - H2 - H3 - H4, wobei die H4 die gegenwärtigen Flussbett-Sedimente darstellen. P, H1, H2 haben eine ähnliche sedimentologische Ablagerungsform, unterscheiden sich aber im Alter, im Verwitterungsgrad und teilweise in der Materialzusammensetzung. Eine detaillierte Beschreibung der morphostratigraphischen Typen findet sich bei Hoinkis (2010).

3.2.3 Entwicklungsgeschichte des Palancia-Flusssystemes

Aus der räumlichen Verbreitung der einzelnen Budget-Komponenten und aus Altersbestimmungen konnten die Geomorphologen auf die fluvialmorphologische Entwicklungsgeschichte des Rio Palancia schließen: Im Pleistozän stellt sich das Flusssystem überwiegend als breites Braided River⁶-System dar. Mächtige Talfüllungen (P), bestehend aus Sanden und Kiesen,

³ Die Deltaablagerungen werden von den spanischen Kooperationspartnern untersucht (Mediato & Santisteban, 2006; Mediato et al., 2006, 2007) und deshalb im Folgenden nicht weiter behandelt.

⁴ In dieser Arbeit wird der Begriff „Erosionsterrassen“ für alluviale Lockersedimente mit terrassenförmig erodierten Oberflächen verwendet.

⁵ Dabei handelt es sich um unsortiertes Material von Sand bis zu großen Blöcken, das durch turbulente Ereignisse transportiert und abgelagert wird.

⁶ Im Braided River-System verzweigen und vereinen sich bei meist breiter Talsohle im Normalzustand viele kleine Flussläufe, wobei sie kleine Sand- und Kiesbänke umfließen. Bei Hochwasser ist die gesamte Talsohle überschwemmt. Im deutschen Sprachgebrauch selten auch „verwilderter Fluss“ genannt.

werden abgelagert. Eine tektonisch bedingte Hebung des Einzugsgebietes gibt den Impuls zur Versteilung des Systems. Dies führt zu einer Angleichung des Talgradienten und damit zur langfristigen Abtragung der Sedimente bereits im Pleistozän. Diese tektonische Komponente wirkt im Holozän immer noch nach. Es bilden sich Erosionsterrassen. Das abgetragene Material wird flussabwärts wieder abgelagert (H1, H2) und später zum großen Teil erneut erodiert. Zwischen 100 und 1300 n. Chr. beginnt eine neue Phase der Einschneidung mit rapider Tieferlegung und Verengung des Flusssystemes. Durch die landwirtschaftliche Nutzung, speziell durch das Anlegen von Kulturterrassen mit Stützmauern, die das Lockermaterial zurückhalten, wird die Sedimentzulieferung von den Hängen zunehmend abgekoppelt. Dadurch führt der Fluss weniger Fracht und kann deshalb mehr Material im Flussbett abtransportieren, d.h. Sohlenerosion setzt ein. Turbulente Hochwasserereignisse führen zu Rambla-Ablagerungen, die von geschichtetem feinkörnigem Material überlagert werden. Es bilden sich Flussterrassen (H3). Das heutige Flussbett ist teilweise ins Anstehende eingeschnitten. Es überwiegt die Rambla-Aktivität (H4), verursacht durch erhebliche Wasserentnahme zur Bewässerung sowie eine weitere Abkopplung von Sedimentquellen durch vermehrte Landnutzung.

3.3 Geländearbeiten

In mehreren mehrwöchigen Messkampagnen wurden geophysikalische und geomorphologische Geländearbeiten durchgeführt.

3.3.1 Geophysikalische Messungen

In diese Arbeit fließen die geophysikalischen Daten von drei Feldkampagnen ein. Diese fanden im Herbst 2006, im Frühjahr 2007 und im Frühjahr 2008 statt. Dabei wurden 30 Standorte⁷ mit Georadar und/oder Geoelektrik untersucht. Ein Datensatz aus insgesamt 431 Radarprofilen und 74 Multielektroden-Geoelektrikprofilen wurde erzielt.

Georadar

Die Georadar-Messungen wurden mit einem GSSI SIR2000 Impuls-Radargerät durchgeführt. Verschiedene Antennen kamen zum Einsatz: MLF⁸, 100 MHz-, 200 MHz-, und 500 MHz-Antenne. Die geschirmte bistatische 200 MHz-Antenne erwies sich in Bezug auf Rauschverhalten, Erkundungstiefe, Auflösung und Handhabung als am Besten geeignet für das Gelände im Palancia-Einzugsgebiet und wurde vorwiegend genutzt. Damit konnte eine Erkundungstiefe von bis zu 5,5 m erreicht werden. Das Radargerät bietet die Möglichkeit, punktweise oder kontinuierliche Messungen mit oder ohne Laufrad durchzuführen. Um die Radargramme exakt mit anderen Geländebefunden vergleichen zu können, wurde stets ein Laufrad verwendet und dieses an jedem Standort auf die lokal vorherrschenden Oberflächenverhältnisse kalibriert.

Einige Messparameter sind einstellbar, um den jeweiligen Erfordernissen und Fragestellungen gerecht zu werden:

⁷ Eine Karte, in die die 30 Standorte eingetragen sind, findet sich im Anhang B.

⁸ *multi low frequency*-Antenne mit einer einstellbaren Mittenfrequenz zwischen 16 und 80 MHz.

Zur Reduzierung von Störsignalen bei der Messung können Filter benutzt werden. Für die 200 MHz-Antenne wurde der Hochpassfilter auf 30 MHz und der Tiefpassfilter auf 400 MHz gesetzt. Als Spurbstand wurden meist 4 cm gewählt. Außerdem wurde zur Rauschreduktion ein horizontaler Glättungsfilter über drei Spuren eingesetzt. Jede Spur setzt sich aus 512 Datenpunkten zusammen, die mit 16 Bit aufgezeichnet wurden.

Der Beginn der Datenaufzeichnung (*Position*) wurde so gesetzt, dass die Luft-Bodenwelle vollständig erfasst wird.

Die Länge des Aufzeichnungsfensters (*Range*) wird in Nanosekunden angegeben und bestimmt die maximal mögliche Tiefe der Erkundung. Sie richtet sich nach den Bedingungen am Mess-Standort und sollte etwa ein Drittel länger gewählt werden als die Zeit, bis zu der während der Messung noch Nutzsignal in den Daten erkennbar ist. Mit geeigneter Datenbearbeitung können dann aus scheinbar verrauschten Bereichen eventuell noch Signale herausgearbeitet werden. Meist wurden für die Länge der Aufzeichnung 120 ns gewählt.

Um schon im Gelände die Qualität der Messung beurteilen zu können, werden die Daten bei der Aufzeichnung verstärkt, wofür die SIR2000 verschiedene Verstärkungsfunktionen (*Gain*) bietet. Für die Palancia-Daten wurden Funktionen mit fünf Verstärkungspunkten gewählt. Über *Auto-Gain* passt das System automatisch die Verstärkung an. Die Verstärkungswerte der einzelnen Gain-Punkte können anschließend manuell optimiert werden. Eine optimale Verstärkung sorgt für eine gleichmäßige Amplitudenverteilung entlang der gesamten Spur. Dabei wurde darauf geachtet, dass die Messwerte nicht übersteuern. Zur Vergleichbarkeit von parallelen Radarprofilen sollte *Gain* während der Messung nicht auf *Auto* gesetzt sein, da ansonsten die Verstärkung immer wieder neu ermittelt und verändert wird.

Um einen möglichst geraden Verlauf der Messstrecken im Gelände zu gewährleisten, wurden Maßbänder ausgelegt, an denen entlang die Antenne gezogen wurde. Es wurden stets mehrere parallele Profile gemessen. Neunmal wurden quasi-3D-Datensätze mit mindestens acht parallelen Profilen im Abstand von 50 bzw. 60 cm angelegt. Ein Beispiel hierfür findet sich im Anhang C. Bei 3D-Messungen ist es besonders wichtig, auf korrekte Start- und Endpunkte der einzelnen Profile zu achten.

Im Kapitel 3.4 werden Ergebnisse der Radarmessungen auf verschiedenen Sediment-Abtragungstypen gezeigt.

Geoelektrik

Beim hier verwendeten geoelektrischen Messverfahren wird über zwei Elektroden Strom in den Untergrund eingespeist, und an zwei weiteren Elektroden die entsprechende Spannung gemessen. Variiert man den Abstand der Elektroden, können daraus Aussagen über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund getroffen werden. Für die Messungen im Untersuchungsgebiet wurde vorwiegend das Dipol-Dipol-Verfahren eingesetzt⁹.

Für die Geoelektrikmessungen wurde ein Multielektrodengeoelektrik-Aufbau verwendet. Hierbei nutzt man, statt vier Elektroden für jede Messung systematisch zu versetzen, eine ganze Kette von Elektroden, die einmal aufgebaut wird. Für die Messung wird automatisch die Kombination der an der Messung beteiligten Elektroden verändert. Der Aufbau besteht aus einer Mess- und Steuereinheit („4-Punkt light hp“ bzw. „4-Punkt light 10W“) mit einer

⁹ Mehr zu Theorie und Anwendung von Geoelektrik findet sich z.B. in Knödel et al. (1997).

Kette von aktiven Elektroden („ActEle“) der Firma LGM (Lippmann geophysikalische Messgeräte). Betrieben wird die Anlage über das Messprogramm GeoTest (© Dr. A. Rauen). Zur Auswertung werden die Daten mit dem Programm DC2Dinvres (© Dr. T. Günther) nach der Gauss-Newton-Methode invertiert (vgl. Günther, 2004).

Für die Messungen im Palancia-Einzugsgebiet wurden jeweils zwischen 25 und 100 aktive Elektroden verwendet. Die Auslagenlänge betrug zwischen 36 und 296 m mit Elektrodenabständen zwischen 0,8 und 5 m. Damit konnten Erkundungstiefen von mehr als 30 m erreicht werden (Felber, 2008). Die gemessenen Widerstände im Palancia-Gebiet variierten zwischen 10 und 3000 Ωm . Manchem anstehendem Gestein bzw. Sediment konnte ein typischer Widerstandswert zugeordnet werden (z.B. etwa 10 Ωm für feuchte tonige Sedimente, etwa 100 Ωm für Mergel und mehr als 2000 Ωm für jurassischen Kalkstein). Eine Beschreibung und Auswertung der Multielektrodengeoelektrik im Palancia-Gebiet findet sich bei Felber (2008).

In Abbildung 3.2 ist exemplarisch das Ergebnis einer Geoelektrikmessung dargestellt. Es wurde an der selben Stelle wie das Radargramm in den Kapiteln 2.3.2 und 2.3.4 auf einer Flussterrasse am Standort Teresa gemessen. Zum Vergleich sind die Ergebnisse der Radarstratigraphie dem Geoelektrikprofil überlagert.

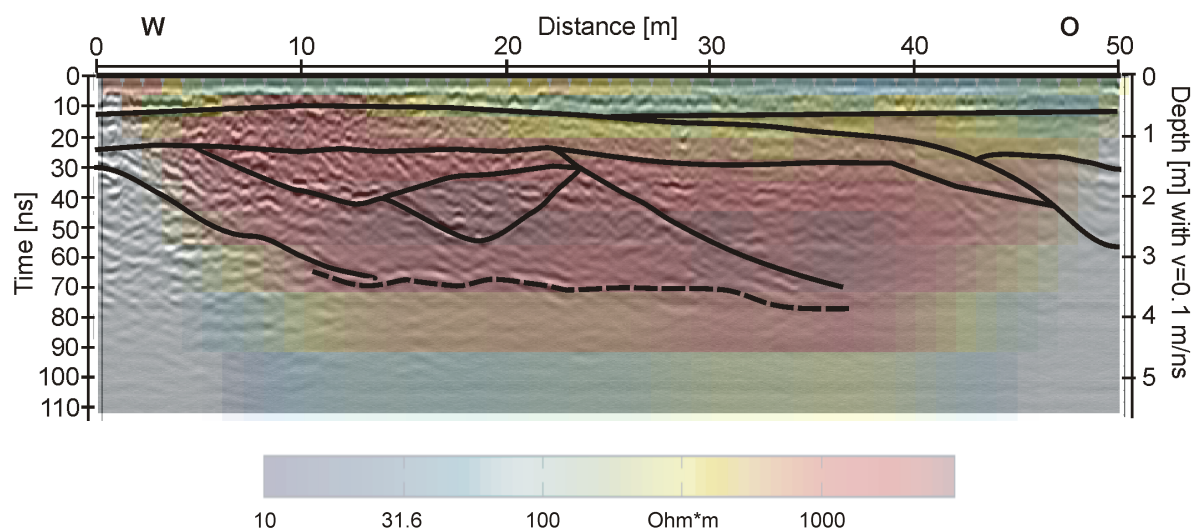


Abb. 3.2: Elektrikprofil am Standort Teresa. Zusätzlich ist das entsprechende Radargramm mit Radarstratigraphie gezeigt.

Auffällig ist eine Auflageschicht mit sehr niedrigen Widerständen, deren Mächtigkeit nach rechts hin zunimmt. In Tiefen zwischen 1,5 und 3,5 m herrschen hohe Widerstände über 1000 Ωm vor. Zwischen Profilmeter 8 und 28 nehmen die Widerstandswerte ab einer Tiefe von 3,5 m wieder ab. Alle diese Merkmale zeigen gute Übereinstimmung mit den aus den Radargrammen prognostizierten Untergrundeigenschaften (vgl. Kap. 2.3.4).

3.3.2 Rammkernsondierungen

Alle geomorphologischen Geländearbeiten sind ausführlich bei Hoinkis (2010) dargelegt. Unter anderem wurden 12 Rammkernsondierungen an drei unterschiedlichen Standorten durchgeführt (Teresa, Bejis und Altura II; vgl. Abb. A.1 und Tabelle A.1). Interessante Positionen

wurden aufgrund vorausgegangener Georadarmessungen gewählt. Der Durchmesser der Sonden betrug 10 bzw. 8 cm. Es wurde eine maximale Tiefe von 3,8 m erreicht. Die Durchführung von Rammkernsondierungen erwies sich als schwierig und zeitaufwändig, da der Bohrwiderstand in allen Sondierungen meist sehr hoch war. Die verschiedenen Schichten im Bohrkern wurden bodenkundlich erfasst. Aus jeder Schicht wurde eine Probe entnommen und auf ihren gravimetrischen Wassergehalt und ihre Korngrößenverteilung untersucht (Details dazu finden sich in Kapitel 4.3). An einem Teil der Proben (50 aus acht Bohrungen) wurden zusätzlich Dielektrizitätsmessungen durchgeführt. Diese sind datailliert in Kapitel 4 beschrieben.

Exemplarisch wird in Abbildung 3.3 das Ergebnis einer der Rammkernsondierungen vom Standort Teresa gezeigt. Sie befindet sich bei Profilmeter 13 auf einem Radarprofil, das im Abstand von 1,5 m parallel zum in den Kapiteln 2.3.2, 2.3.4 und 3.3.1 gezeigten Profil verläuft, und in dem sich die gleichen Strukturen abbilden.

Die oberste Schicht hat einen Kiesanteil von 25 % und einen gravimetrischen Wassergehalt von 17 %. Die Matrix besteht aus sandigem Lehm. Dann folgt eine mächtige Schicht mit sehr hohem Kiesanteil und einem sehr geringen Wassergehalt. Die unterste erbohrte Schicht hat einen Kiesanteil von 60 % und eine schluffig-sandige Matrix. In einer Tiefe von ca. 3,35 m ändert sich der gravimetrische Wassergehalt von 7 auf 15 %. Dieser Befund passt zu den in Kapitel 2.3.4 mit der Reflexionsanalyse getroffenen Aussagen.

Das Ergebnis einer weiteren Bohrung am Standort Altura II findet sich in Kapitel 5.1.1.

3.4 Radarstratigraphie Palancia

Zur Erstellung des Sediment-Budgets ist es notwendig, alle Ablagerungen im Einzugsgebiet des Rio Palancia den verschiedenen morphostratigraphischen Typen zuzuordnen, sowie ihre vertikale und laterale Ausdehnung zu bestimmen. In vielen Fällen ist dies aufgrund von Aufschlüssen, geomorphologischen Merkmalen und der photogrammetrischen Auswertung hochaufgelöster Luftbilder mithilfe eines Geographischen Informationssystems (GIS) möglich¹⁰. In einigen Fällen ist es jedoch nicht realisierbar. Hier können die geophysikalischen Erkundungsmethoden weitere Informationen liefern.

Im Folgenden ist für jeden Ablagerungstyp¹¹ exemplarisch an einem entsprechenden Standort die Radarstratigraphie dargestellt und erläutert. Im Anhang A auf Seite 84 findet sich eine Tabelle mit den Koordinaten der in Kapitel 3.4.1 bis 3.4.4 beschriebenen Standorte.

Alle Radargramme mit Radarstratigraphie sind zur besseren Vergleichbarkeit im gleichen Maßstab dargestellt. Sie bilden jeweils eine Entfernung von 50 Metern und eine Zweigelauflaufzeit von 110 ns ab. Diese Laufzeit entspricht unterschiedlichen metrischen Tiefen, da die Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Standort zu Standort variieren. In den Stratigraphie-Abbildungen ist auf der rechten Achse die Tiefe von 5 m jeweils mit einem schwarzen Balken markiert. Alle Radargramme sind überhöht (etwa mit Faktor 3) dargestellt. Für diese Arbeit wurden nur Radarprofile ausgewählt, die mit einer 200 MHz-Antenne gemessen wurden.

Bei der Datenbearbeitung wird aufgrund der Verstärkung des Signals bei höheren Laufzeiten auch das Rauschen verstärkt. Durch weitere Bearbeitung (v.a. durch Migration, vgl.

¹⁰ Die Herangehensweise ist ausführlich bei Hoinkis (2010) beschrieben.

¹¹ Mit Ausnahme von H1, der erst später als eigener Typ erkannt wurde und nicht mehr mit dem Georadar untersucht werden konnte.

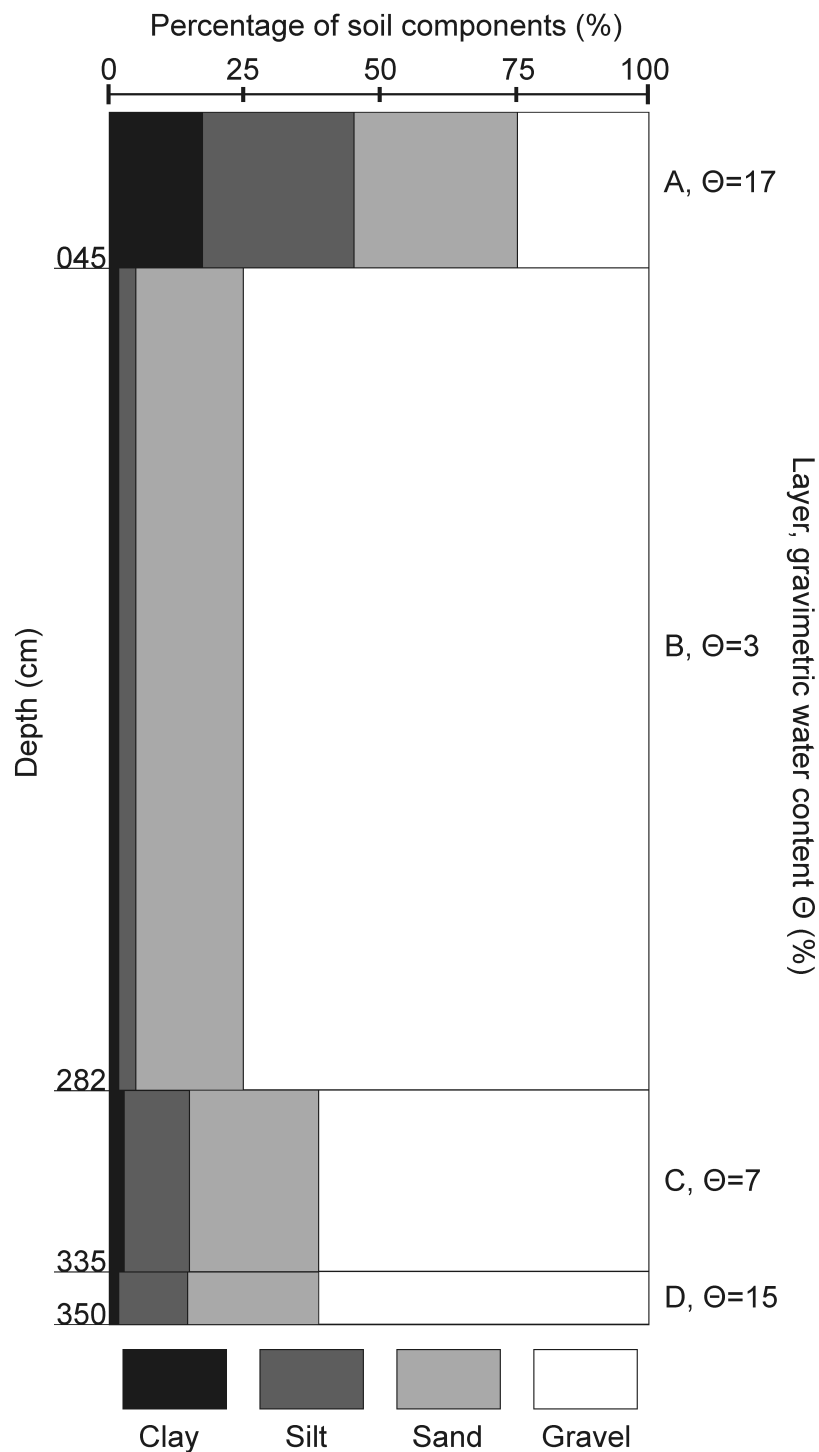


Abb. 3.3: Ergebnis der Rammkernsondierung am Standort Teresa. Dargestellt sind der Prozentanteil der verschiedenen Korngrößen (Ton, Schluff, Sand, Kies) und der gravimetrische Wassergehalt der Schichten A bis D. (Zur Bestimmung des Wassergehalts wurde jeweils eine Probe aus jeder Schicht entnommen. Der Wassergehalt ist bei mächtigen Schichten, wie z.B. Schicht B, möglicherweise nicht für die gesamte Schicht repräsentativ.)

Kapitel 2.2) werden in diesem Bereich manchmal Strukturen vorgetäuscht, die keinen Schichtungsmerkmalen im Untergrund entsprechen. Der Bereich, in dem das Rauschen das Nutzsignal überwiegt, wird daher mit „Noise“ bezeichnet¹².

Die Unterscheidung in den Radarfazies zwischen kontinuierlich, mäßig kontinuierlich und diskontinuierlich wurde nicht nach einer absoluten Länge der Reflektoren getroffen, sondern nach ihrer Ausdehnung im Verhältnis zur Größe der jeweiligen Radareinheit.

3.4.1 Hangsedimente

Das Radarogramm in Abbildung 3.4 wurde auf einer Kulturterrasse an einem Berghang in der Nähe der Ortschaft Val de Almonacid aufgenommen. Aufgrund der Lage und der Beurteilung des angrenzenden Aufschlusses wurden die vorhandenen Lockersedimente als Hangsedimente identifiziert. Das Radarogramm und die Radarstratigraphie sind in Abbildung 3.4 gezeigt.

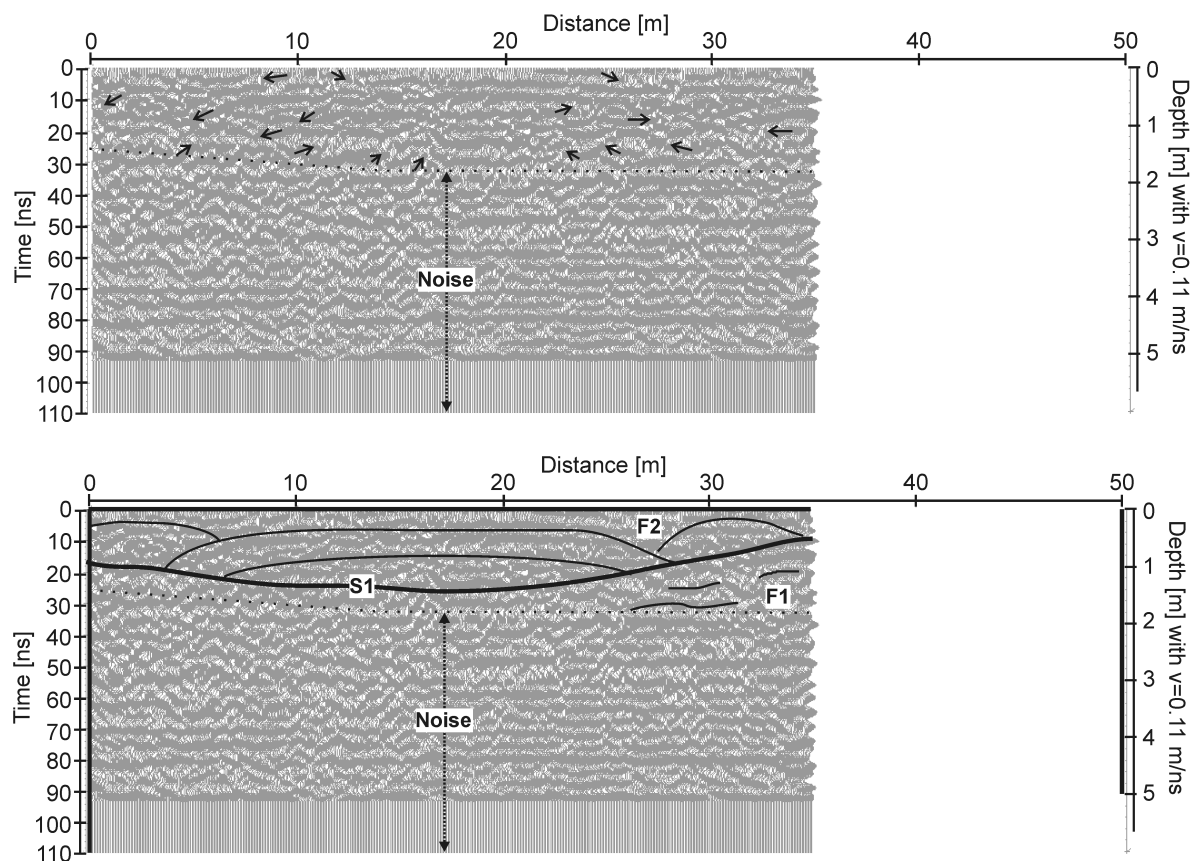


Abb. 3.4: Radarstratigraphie eines 200 MHz-Radargramms auf Hangsedimenten am Standort Val de Almonacid. Oben: Reflektor-Endpunkte sind markiert. Unten: Radarstratigraphie.

Die einzige Radar-Schichtfläche S1 trennt mäßig kontinuierliche, leicht wellenförmige Fazies (F1) von einer kontinuierlichen (mit teilweise mehr als 20 m Ausdehnung) konvexen Fazies (F2) (vgl. Tabellen 3.1 und 3.2).

¹² Die Bezeichnung bezieht sich teilweise auch auf den Bereich, in dem keine Daten mehr aufgezeichnet wurden.

Tabelle 3.1: Beschreibung der Radar-Schichtfläche im Radargramm am Standort Val de Almonacid (vgl. Abb. 3.4)

Name	Form	Neigung
S1	leicht wellenförmig bis konkav	horizontal

Tabelle 3.2: Beschreibung der Radarfazies im Radargramm am Standort Val de Almonacid (vgl. Abb. 3.4)

Name	Form	Neigung	Beziehung	Kontinuität
F1	leicht wellenförmig	horizontal	subparallel	mäßig kontinuierlich
F2	konvex	horizontal	parallel	kontinuierlich

Konvexe Ablagerungsformen sind typisch für Hangrutschmaterial. Die ursprünglichen Sedimentstrukturen scheinen sich also auf dieser Terrasse erhalten zu haben ohne durch die Bewirtschaftung verändert worden zu sein. S1 repräsentiert eine Erosionsfläche in einer Tiefe zwischen 0,6 und 1,2 m.

3.4.2 Pleistozäne und holozäne fluviale Ablagerungen (Typ H2)

Senkrecht zur Fließrichtung

Das Radargramm in Abbildung 3.5 wurde am Standort Altura I auf einer mit Olivenbäumen bepflanzten Terrasse oberhalb eines Aufschlusses gemessen. Das Radargramm ist eines von mehreren, die senkrecht auf den Aufschluss zulaufen, und damit Profile senkrecht zur heutigen Fließrichtung darstellen. Im Aufschluss ist erkennbar, dass an dieser Stelle holozänes Material (H2) in pleistozänes (P) eingeschnitten ist.

Die im Radargramm identifizierten Radar-Schichtflächen und Radarfazies (Abb. 3.5, Mitte) sind in den Tabellen 3.3 und 3.4 zusammengefasst. Sowohl Schichtflächen als auch Fazies verlaufen im Radargramm ähnlich. Sie haben eine planare bis wellenförmige Form, und sind mit Ausnahme von S3 und S4 bzw. F3 und F4 horizontal. Meist stellen sich die Fazies subparallel und mäßig kontinuierlich dar. F2 und F6 bilden sich kontinuierlich ab.

Tabelle 3.3: Beschreibung der Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Altura I (vgl. Abb. 3.5)

Name	Form	Neigung
S1	wellenförmig bis konvex	horizontal
S2	wellenförmig	horizontal
S3	leicht wellenförmig	mäßig ostwärts geneigt
S4	leicht wellenförmig	mäßig westwärts geneigt
S5	planar bis leicht wellenförmig	horizontal
S6	planar bis leicht wellenförmig	horizontal

Auffällig ist, dass zwei sehr unterschiedliche Bereiche im Radargramm auftreten, deren Grenze im Bereich der Profilmeter 37-39 sehr steil verläuft. In den obersten 80 cm ist der Verlauf dieser Grenze nicht ganz so deutlich. Im linken Bereich finden sich nur wenige Radareinheiten, die sich in ihrer Fazies kaum unterscheiden. Rechts wirken die Strukturen klein-

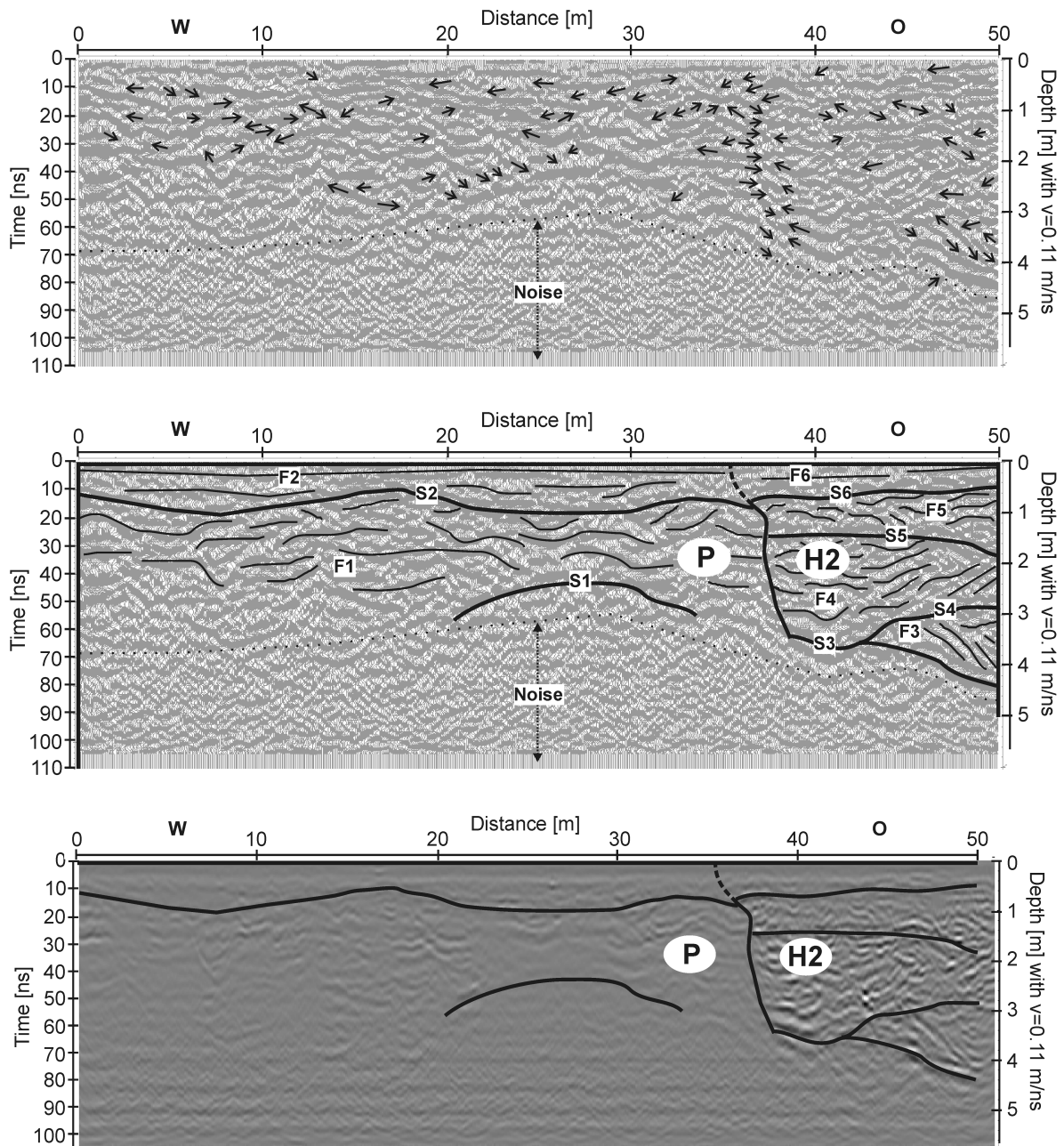


Abb. 3.5: Radarstratigraphie eines 200 MHz-Radargramms auf pleistozänen und holozänen Sedimenten (P und H2) am Standort Altura I, senkrecht zur aktuellen Fließrichtung (Die Terrassenkante zum Fluss befindet sich rechts). Oben: Reflektor-Endpunkte sind markiert. Mitte: Radar-Schichtflächen und -fazies sind eingezeichnet. Unten: Radargramm nach Bearbeitungsverfahren A mit Radar-Schichtflächen.

Tabelle 3.4: Beschreibung der Radarfazies im Radargramm am Standort Altura I (vgl. Abb. 3.5)

Name	Form	Neigung	Beziehung	Kontinuität
F1	wellenförmig	horizontal	subparallel	mäßig kontinuierlich
F2	planar / leicht wellenförmig	horizontal	subparallel	kontinuierlich / mäßig kontinuierlich
F3	planar	steil ostwärts geneigt	divergent	kontinuierlich
F4	leicht wellenförmig	horizontal / mäßig westwärts geneigt	subparallel	mäßig kontinuierlich
F5	leicht wellenförmig	horizontal	subparallel	mäßig kontinuierlich
F6	planar	horizontal	parallel	kontinuierlich

skaliger, und es gibt mehrere unterschiedliche Fazies. Wendet man die Kriterien der Reflexionsanalyse an (Kapitel 2.3.3 und 2.3.4), so zeigen die Amplitude und Reflexionsbreite der Fazies beider Bereiche (Abb. 3.5, unten), dass die Amplituden rechts (F3, F4, F5) viel größer und die Reflexionsbreiten geringer¹³ sind als links (F1, F2). Beide Eigenschaften deuten auf hohe Widerstände im rechten Bereich und geringere Widerstände links. Dieses wird durch eine Geoelektrikmessung auf demselben Profil bestätigt. Abbildung 3.6 zeigt, dass im linken Bereich Widerstände zwischen 40 und 500 Ωm auftreten, während rechts Widerstände über 1000 Ωm vorherrschen.

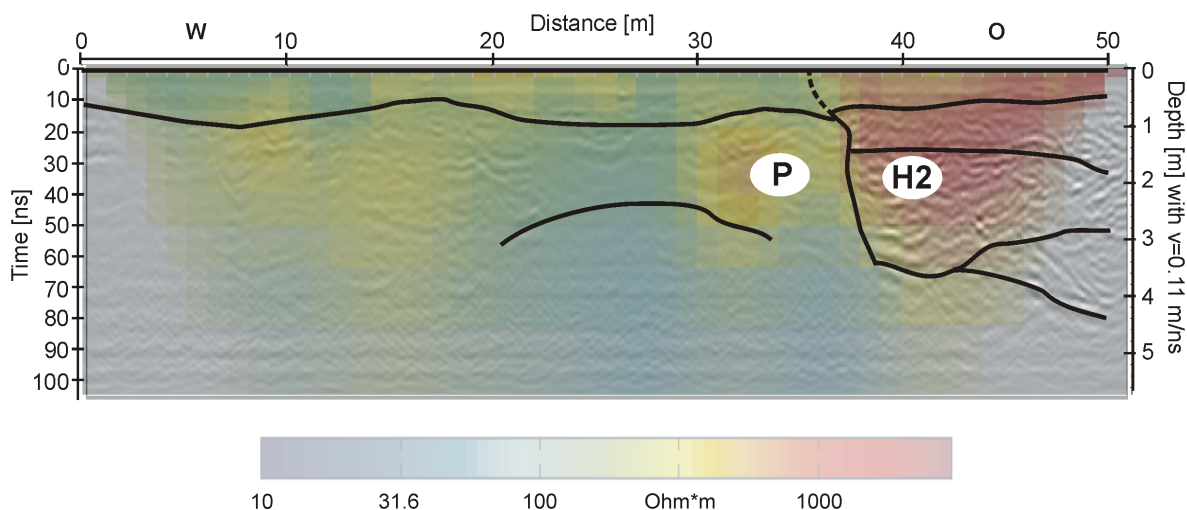


Abb. 3.6: Das 200 MHz-Radargramm auf pleistozänen und holozänen Sedimenten (P und H2) am Standort Altura I, wie in Abb. 3.5, mit Radar-Schichtflächen, unterlegt mit Geoelektrikprofil. Die Dämpfung im Radargramm ist links, wo niedrigere Widerstandswerte auftreten, erkennbar höher (P). H2-Ablagerungen haben wesentlich höhere Widerstandswerte, was sich in stärkeren Reflexionsamplituden im Radargramm äußert.

Aus dem angrenzenden Aufschluss lassen sich beide Bereiche verschiedenen morphostratigraphischen Typen zuordnen: die Ablagerungen rechts gehören zu H2 und sind in P (links) eingeschnitten. Ob S2 und S6 bzw. F2 und F6 die ungestörten Sedimentstrukturen abbilden, ist nicht eindeutig. Möglicherweise sind sie durch die Anlage der Kulturterrasse entstanden.

¹³ Dies ist auch in Abbildung 3.5, Mitte, am geringeren Abstand der Reflektoren erkennbar.

Parallel zur Fließrichtung

Das 200 MHz-Radargramm in Abbildung 3.7 wurde auf einer bewirtschafteten Erosionsterasse am Standort Torres Torres I aufgenommen. Das Profil verläuft oberhalb eines Aufschlusses parallel zur aktuellen Fließrichtung des Rio Palancia. Diese verläuft von rechts nach links. Aus dem Aufschluss ist zu erkennen, dass es sich bei den Ablagerungen um pleistozäne Sedimente (P) handelt, die von holozänen Sedimenten (H2) überlagert werden. Aufgrund der horizontalen Strukturen wurde bei der Datenbearbeitung auf den *background removal* (vgl. 2.2) verzichtet. Die Signale der obersten 12 ns sind folglich von Luft- und Bodenwelle dominiert.

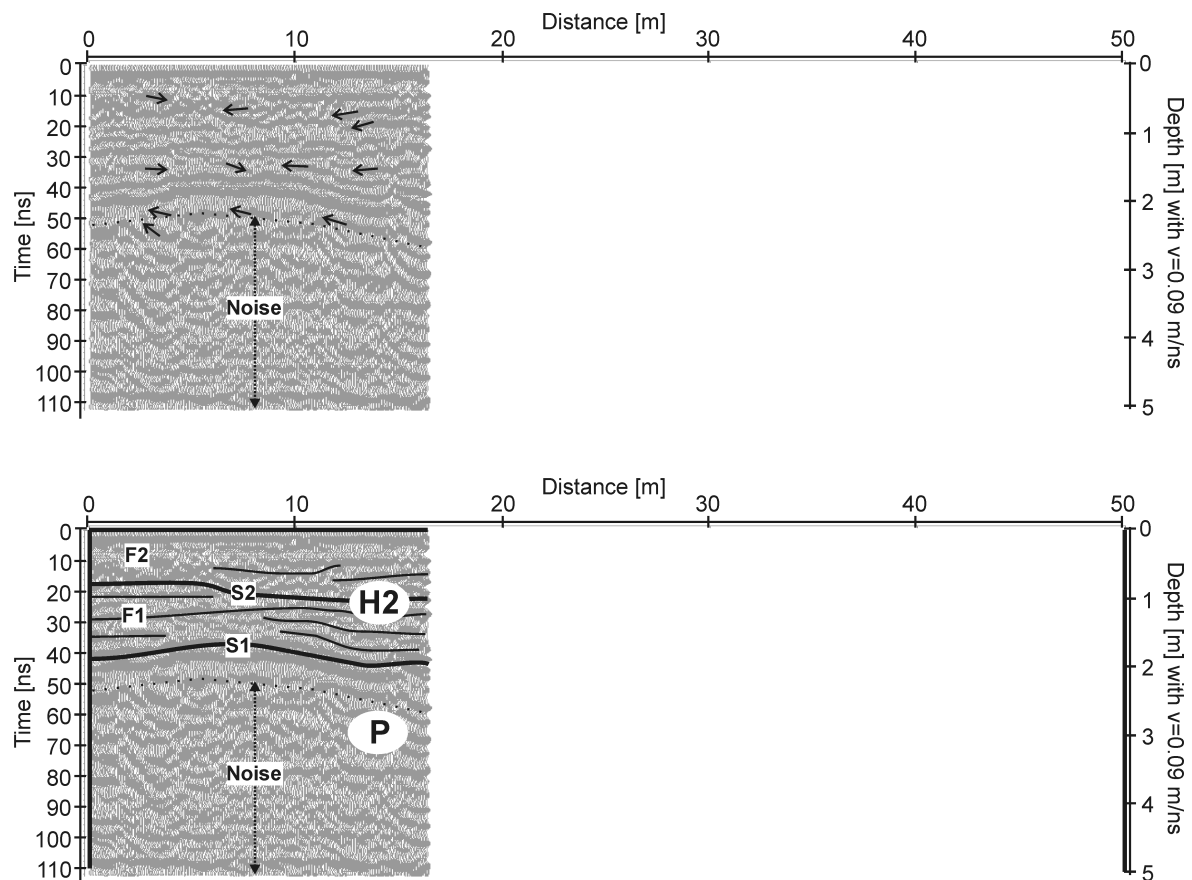


Abb. 3.7: Radarstratigraphie eines 200 MHz-Radargramms auf pleistozänen und holozänen Sedimenten (P und H2) am Standort Torres Torres I, parallel zur aktuellen Fließrichtung. Diese verläuft von rechts nach links.

Alle Radar-Schichtflächen und Radarfazies verlaufen horizontal und planar bis leicht wellenförmig (Tab. 3.5 und 3.6). Unterhalb von S1 ist kein Nutzsignal mehr erkennbar. Folglich ist der Reflexionskoeffizient von S1, und/oder die Dämpfung im darunter liegenden Material sehr groß¹⁴.

¹⁴ Eine weitere Erklärung könnte das Fehlen jeglicher Reflektoren in diesem Bereich sein. Dies ist aber aufgrund erkennbarer Schichtung im Aufschluss unwahrscheinlich.

Tabelle 3.5: Beschreibung der Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Torres Torres I (vgl. Abb. 3.7).

Name	Form	Neigung
S1	planar bis leicht wellenförmig	horizontal
S2	planar bis leicht wellenförmig	horizontal

Tabelle 3.6: Beschreibung der Radarfazies im Radargramm am Standort Torres Torres I (vgl. Abb. 3.7).

Name	Form	Neigung	Beziehung	Kontinuität
F1	planar bis leicht wellenförmig	horizontal	subparallel	kontinuierlich
F2	leicht wellenförmig	horizontal	subparallel	mäßig kontinuierlich

Analog zum Standort Altura I, wo sich die pleistozänen Sedimente als stark leitfähig darstellen, werden die Ablagerungen unterhalb von S1 als P und die Ablagerungen darüber als H2 interpretiert. Die Lage von S1 stimmt mit der Tiefe der im Aufschluss ermittelten Grenze überein.

3.4.3 Holozäne fluviale Ablagerungen (Typ H3)

Der Standort Teresa liegt etwas westlich der Ortschaft Teresa in einer kleinräumigen Talweitung am Oberlauf des Rio Palancia. Das Messgebiet befindet sich auf der dritten von vier mit geringen Höhenunterschieden aufeinander folgenden Terrassen. Aufgrund ihrer Morphologie, einer Aufgrabung und dem Vergleich mit anderen Standorten wurde die Terrasse als H3 identifiziert. Eine 8,5 x 50 m große Fläche wurde auf 18 parallelen Profilen im Abstand von 0,5 m mit dem Georadar untersucht. Dadurch wird praktisch eine 3D-Darstellung des Untergrundes ermöglicht (vgl. Anhang C). Eines der Profile dient als Beispiel für die Datenbearbeitungsverfahren, die Anwendung der Radarstratigraphie-Methode und die Reflexionsanalyse (Kapitel 2, Abb. 2.2, 2.3, 2.7). In den Kapiteln 2.3.2 und 2.3.4 werden die Ergebnisse der erweiterten Radarstratigraphie beschrieben.

3.4.4 Holozäne fluviale Ablagerungen (Typ H4)

Das Radargramm in Abbildung 3.8 wurde am Standort Torres Torres II aufgenommen. Das Profil liegt mitten im heutigen Flussbett, das meist nur in einem schmalen Gerinnebett Wasser führt. Das Profil verläuft parallel zur Fließrichtung (von rechts nach links) über Rambla-Ablagerungen.

Die Radarstratigraphie ergibt ein buntes Gemisch aus zahlreichen Radareinheiten mit kleinskaligen Radar-Schichtflächen und sehr unterschiedlichen Fazies (vgl. Tabellen 3.7 und 3.8). In vielen Fällen erscheint die Fazies chaotisch. Dazwischen finden sich aber auch kontinuierliche geordnete (divergente, subparallele und parallele) Fazies.

Rambla-Ablagerungen bestehen meist aus unsortierten Material, das in turbulenten Ereignissen transportiert und abgelagert worden ist. Dies entspricht der chaotischen Fazies. Dazwischen finden sich Bereiche, deren Sedimente eine deutliche Schichtung aufweisen, und demzufolge vermutlich in gleichförmigeren Phasen im Fließgeschehen abgelagert worden

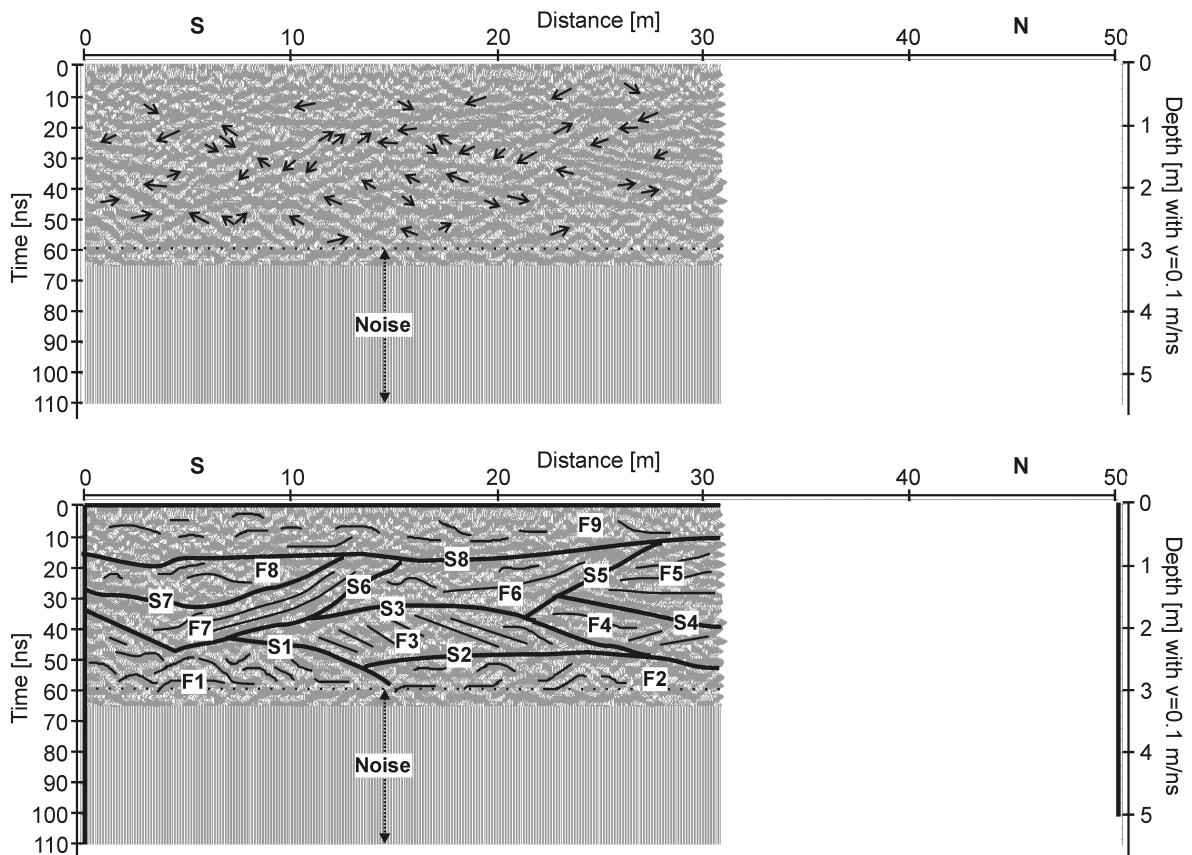


Abb. 3.8: Radarstratigraphie eines 200 MHz-Radargramms auf Rambla-Ablagerungen (H4) im heutigen Flussbett am Standort Torres Torres II, parallel zur aktuellen Fließrichtung. Diese verläuft von rechts nach links.

Tabelle 3.7: Beschreibung der Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Torres Torres II (vgl. Abb. 3.8).

Name	Form	Neigung
S1	leicht wellenförmig	nordwärts geneigt
S2	planar	horizontal
S3	konvex	–
S4	planar	mäßig nordwärts geneigt
S5	planar	steil südwärts geneigt
S6	konkav	–
S7	konkav	–
S8	planar bis leicht wellenförmig	horizontal

Tabelle 3.8: Beschreibung der Radarfazies im Radargramm am Standort Torres Torres II (vgl. Abb. 3.8).

Name	Form	Neigung	Beziehung	Kontinuität
F1	wellenförmig	chaotisch	chaotisch	diskontinuierlich bis mäßig kontinuierlich
F2	leicht wellenförmig	chaotisch	chaotisch	diskontinuierlich
F3	planar	mäßig nordwärts geneigt	divergent	kontinuierlich
F4	planar bis leicht wellenförmig	chaotisch	chaotisch	mäßig kontinuierlich
F5	planar bis leicht wellenförmig	horizontal	divergent bis subparallel	kontinuierlich
F6	keine charakteristische Ausprägung			
F7	leicht konkav gebogen	mäßig südwärts geneigt	parallel	kontinuierlich
F8	keine charakteristische Ausprägung			
F9	leicht wellenförmig	horizontal	subparallel	diskontinuierlich

sind. Die Form und große Anzahl der Radar-Schichtflächen zeigt, dass die Einheiten unter immer wechselnden Bedingungen (z.B. unterschiedliche lokale Fließrichtungen) abgelagert, erodiert, und überlagert worden sind.

3.5 Diskussion

Das Georadar ist gut geeignet zur Abbildung von Strukturen in den Sedimentkörpern des Palancia-Einzugsgebietes¹⁵. Die Radarstratigraphien verschiedener Ablagerungstypen weisen unterschiedliche Merkmale auf. Die Anwendung der Radarstratigraphie-Methode ermöglicht folglich eine Unterscheidung verschiedener Budget-Komponenten mithilfe des Georadars. Die unterschiedlichen Merkmale basieren nicht allein auf unterschiedlichen Radarfazies, da diese sich auch bei verschiedenartigen Ablagerungstypen gleichen können. Beispielsweise finden sich Radareinheiten mit (leicht) wellenförmiger, horizontaler, subparalleler, mäßig kontinuierlicher bzw. diskontinuierlicher Fazies in allen hier gezeigten Radargrammen. Die Erstellung eines reinen „Radarfazieskatalogs“ für das Palancia-Einzugsgebiet, wie ursprünglich im Projekt geplant war, erscheint nicht sinnvoll. Anwendbare Unterscheidungsmerkmale – ohne explizit auf die sedimentologische Geschichte der Ablagerungen einzugehen – liefern vielmehr die Menge und Ausdehnung der einzelnen Radareinheiten, ihre geometrische Beziehung zueinander, der Verlauf der Radar-Schichtflächen, die räumliche Anordnung verschiedener Radarfazies, sowie, in einigen Fällen¹⁶, die Bewertung der Reflexionen nach den Gesichtspunkten der Reflexionsanalyse. Für die Erstellung eines „**Radar-Merkmalkatalogs**“ für alle morphostratigraphischen Typen im Palancia-Einzugsgebiet wäre eine statistisch belastbare Auswertung weiterer Standorte notwendig. Dafür wurden mit den in dieser Arbeit gezeigten Radarstratigraphie-Beispielen und der in den Messkampagnen erworbenen beträchtlichen Datenmenge die Grundlagen gelegt. Mit einem solchen Radar-Merkmalkatalog lassen sich verschiedene Ablagerungstypen allein durch Georadarmessungen identifizieren.

An Orten, wo mehrere Ablagerungstypen aneinander grenzen, ermöglicht die Radarstratigraphie-Methode das Auffinden der Kontaktflächen und somit die Bestimmung von Mächtigkeiten und lateraler Ausdehnung (z.B. am Standort Altura I, Abb. 3.5). Eingeschränkt wird

¹⁵ Mit Ausnahme von hier nicht gezeigten Hangsedimenten, die von Mergeln und Tonen aus dem Keuper stammen. Diese weisen Widerstände von weniger als 100 Ωm auf. Radarmessungen an solchen Standorten sind aufgrund der starken Dämpfung und/oder schlechter Antennenankopplung an den Boden zwecklos.

¹⁶ z.B. für die Unterscheidung von P und H2.

die Mächtigkeitsbestimmung durch die relativ geringe Eindringtiefe von Radarsignalen. Für größere Tiefen bietet sich eine geoelektrische Untersuchung an. Diese hat sich bei der Unterscheidung zwischen H2 und P, in das H2 eingeschnitten ist, auch bei größeren Mächtigkeiten bewährt.

3.6 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden die Fragestellungen des Palancia-Projektes erläutert, z.B. die Identifizierung und Quantifizierung von verschiedenen Sediment-Ablagerungstypen im Palancia-Einzugsgebiet im Rahmen einer Erstellung eines Sediment-Budgets. Das Untersuchungsgebiet mit seinen Budget-Komponenten und die dort durchgeführten Messungen wurden beschrieben. Dabei liegt der Schwerpunkt der geophysikalischen Untersuchungen auf der Georadarmethode. Exemplarisch wurden einzelne Radargramme verschiedener Ablagerungstypen nach der Radarstratigraphie-Methode ausgewertet. Dabei zeigt sich, dass sich die Merkmale der jeweiligen Stratigraphien unterscheiden. Auch Schichtmächtigkeiten und laterale Ausdehnung können bestimmt werden. Die im vorherigen Kapitel beschriebene Radarstratigraphie-Methode ist also geeignet und sinnvoll für die Untersuchung der Sedimente im Palancia-Einzugsgebiet. In einigen Fällen ist es empfehlenswert, auch die Reflexionsanalyse einzusetzen. Zwei Beispiele von Messungen weisen darauf hin, dass allein durch die Beurteilung eines Radargramms qualitative Aussagen über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund möglich sein können.

Mit dieser Arbeit wurden die Grundlagen für die Erstellung eines Kataloges gelegt, in dem die für verschiedene Ablagerungstypen charakteristischen Radarstratigraphie-Merkmale zusammengefasst werden. Dieser würde die Identifizierung unterschiedlicher Budget-Komponenten im Palancia-Einzugsgebiet allein mithilfe von Radarmessungen ermöglichen.

Im Zuge der Geländeaufenthalte in Spanien wurden auch Rammkernsondierungen auf Radarprofilen durchgeführt, und Proben aus den Bohrkernen entnommen. Die Untersuchung dieser Proben im Labor dient dem Verständnis der Radargramme und ist im folgenden Kapitel ausführlich beschrieben.

4 Laboruntersuchungen zum Dielektrizitätskoeffizienten

Der Dielektrizitätskoeffizient (DK, auch Dielektrizitätszahl, Dielektrizitätskonstante, dielektrische Permittivität) ist die entscheidende Größe bei Radarmessungen. In Kombination mit der elektrischen Leitfähigkeit bestimmt er Ausbreitungsgeschwindigkeit, Reflexionskoeffizienten und Auflösung. Eine genaue Kenntnis der Eigenschaften des DK ist also Grundlage für die Arbeit mit Georadar. Systematische Untersuchungen im Labor bieten gegenüber Geländemessungen den Vorteil kontrollierter Bedingungen. Es gibt verschiedene Methoden, den DK im Labor zu bestimmen. Eine Möglichkeit ist, das zu untersuchende Medium als Dielektrikum zwischen zwei Kondensatorplatten zu geben und über die gemessene Kapazität den DK zu berechnen. Nach dieser Methode funktioniert auch das DK-Messgerät an der Uni Frankfurt. Damit wurden Messungen an 50 Lockersedimentproben aus dem Palancia-Gebiet durchgeführt, und die Ergebnisse mit den petrophysikalischen Parametern der Proben (Wassergehalt, Trockendichte, Korngrößenverteilung und Kalkgehalt) verglichen, um quantitative Beziehungen zwischen relevanten Parametern zu erhalten. Die hier gezeigten Ergebnisse sind auch in Salat & Junge (2010) veröffentlicht.

4.1 Theoretische Grundlagen

Im Folgenden werden die theoretischen Grundlagen zu Dielektrizität, Polarisation und zum effektiven Dielektrizitätskoeffizienten erläutert. Es wird beschrieben, mit welchen petrophysikalischen Eigenschaften der DK von geologischen Materialien in Beziehung steht, wo seine Messung Anwendung findet, und mit welchen Methoden er gemessen werden kann.

4.1.1 Dielektrizität

Der komplexe DK ist eine Materialgröße und beschreibt das Verhalten eines (idealerweise nicht elektrisch leitenden) Mediums in einem elektrischen Feld. Der Realteil des DK ist ein Maß für die Fähigkeit des Mediums, Energie in Form von elektrischer Polarisation zu speichern, wenn ein äußeres elektrisches Feld angelegt wird.

Bei einem Nichtleiter in einem elektrischen Feld können folgende Polarisationseffekte auftreten (Rost, 1978):

1. Elektronenpolarisation: Der Ladungsschwerpunkt der negativ geladenen Elektronenhülle verschiebt sich gegenüber dem positiv geladenen Atomkern.
2. Ionenpolarisation (auch Atom- oder Gitterpolarisation): Bei Molekülen mit überwiegender Ionenbindung kommt es zu unterschiedlichen Verrückungen der Atome aus ihren Gleichgewichtslagen; in jedem Molekül wird ein Dipolmoment induziert.

3. Orientierungspolarisation: Bei Stoffen, deren Moleküle bereits durch eine unsymmetrische Ladungsverteilung permanente elektrische Dipolmomente besitzen (i.A. ist deren Orientierung durch die Wärmebewegung statistisch verteilt), bewirkt ein elektrisches Feld eine gemeinsame Ausrichtung der Dipole.
4. Grenzflächenpolarisation: Ladungsträger wandern unter dem Einfluss des elektrischen Feldes durch das Gefüge des Dielektrikums, werden aber an Inhomogenitäten oder Zwischenschichten gebremst und gesammelt und bewirken durch die entstehenden Raumladungen eine zusätzliche Polarisation.

Betrachtet man ein elektrisches Wechselfeld, so kann man diese Polarisierungseffekte experimentell voneinander trennen: Einer zeitlichen Änderung des Feldes können Anteile der Polarisation am schnellsten folgen, die auf der Bewegung der leichtesten Teilchen beruhen. Die Einstellzeit der Elektronenpolarisation beträgt etwa 10^{-14} bis 10^{-15} s, die der Ionenpolarisation etwa 10^{-12} bis 10^{-13} s, und die Relaxationszeiten permanenter elektrischer Dipole liegen bei 10^{-9} bis 10^{-11} s (Rost, 1978). Demnach hängt die Polarisierbarkeit eines Stoffes in charakteristischer Weise von der Frequenz des elektrischen Wechselfeldes ab.

Um einen Stoff zu polarisieren, also seine „Bausteine“ zu verrücken, muss Arbeit durch das elektrische Feld aufgewandt werden, die im polarisierten Stoff gespeichert und nach Abschalten des äußeren Feldes wieder freigesetzt wird. Ein Teil der zugeführten Energie geht dabei durch Umwandlung in Wärme, d.h. durch die Bewegung der Bausteine, verloren. Diese Energieverluste sind besonders groß, wenn es zu einer Resonanzanregung bestimmter Polarisierungsvorgänge im elektrischen Wechselfeld kommt¹. Durch deren charakteristische Frequenz lässt sich auf die jeweiligen Polarisierungsmechanismen schließen (Rost, 1978). Verluste werden durch den Imaginärteil des DK beschrieben. In elektrisch leitendem Material geht auch durch elektrische Leitfähigkeit Energie verloren.

Anschaulich kann man sich den frequenzabhängigen Polarisierungsprozess folgendermaßen vorstellen: Legt man an zwei entgegengesetzte Ladungen ein periodisches Wechselfeld an, so haben bei kleiner Frequenz die Ladungen genug Zeit, sich soweit auseinander zu bewegen, bis das äußere Feld kompensiert ist. Damit wird Energie in Form von Polarisation gespeichert. Die Ladungen bewegen sich nur einen Bruchteil der Zeit und verbringen die restliche damit zu warten, bis sich das Feld umkehrt. Auf diese Weise wird eine maximale Energiespeicherung und ein minimaler Verlust pro Periode des äußeren Wechselfeldes erreicht. Bei hohen Frequenzen können die Ladungen nicht die ganze Distanz zurücklegen, die zum Ausgleich des äußeren Feldes notwendig wäre, bevor sich das Feld umkehrt. Es wird also Energie gespeichert, proportional zum Abstand zwischen den Ladungen, und es geht Energie verloren, proportional zur zurückgelegten Distanz. Bei einer Frequenz dazwischen bewegen sich die Ladungen die maximale Distanz, die nötig ist zum Ausgleich des Feldes, in genau der Zeit, die einer Periode des Wechselfeldes entspricht. Diese so genannte Relaxationsfrequenz bringt maximalen Verlust, da die Ladungen fortwährend in Bewegung sind, und eine Energiespeicherung in Höhe des Mittelwertes aus den Niedrig- und Hochfrequenzwerten (Olhoeft, 1998).

Ein wichtiges Medium stellt Wasser dar. Wasser hat aufgrund seiner permanenten Dipole eine starke Orientierungspolarisation. Die theoretische Relaxationsfrequenz von flüssigem

¹Dieser Effekt wird z.B. für das Erhitzen von Speisen im Mikrowellenofen genutzt.

Wasser liegt bei 18 GHz, die von Wasserdampf bei 22.2 GHz. Eine ausführliche Diskussion der Dielektrizität von Wasser findet sich z.B. bei Igel (2007).

4.1.2 Effektiver Dielektrizitätskoeffizient

Die Dielektrizität ε und die elektrische Leitfähigkeit σ sind komplexe und frequenzabhängige Parameter (z.B. Jackson, 1975). Erstere charakterisiert die Polarisation in einem Material, während Zweitere den Ladungstransport beschreibt. Nach Konvention schreibt man: $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$ und $\sigma = \sigma' + i\sigma''$ mit $i = \sqrt{-1}$. Dabei steht ε' für die Energieübertragung durch dielektrische Verschiebestrome und ε'' für den Energieverlust bei der Polarisation. σ' repräsentiert die Ohm'sche Leitfähigkeit und σ'' den Energieverlust durch Faraday'sche Diffusion. Die Gesamtstromdichte \mathbf{j} lässt sich damit schreiben als

$$\mathbf{j} = \mathbf{j}_L + \mathbf{j}_V = (\sigma + i\omega\varepsilon)\mathbf{E} = \{(\sigma' + i\sigma'') + i\omega(\varepsilon' - i\varepsilon'')\} \mathbf{E}. \quad (4.1)$$

Dabei stehen \mathbf{j}_L und \mathbf{j}_V jeweils für die Leitungs- bzw. Verschiebestrome, \mathbf{E} für das elektrische Feld, und ω für die Kreisfrequenz. Die Real- und Imaginärteile des komplexen DK und der komplexen Leitfähigkeit können zu sogenannten „effektiven Parametern“ kombiniert werden:

$$\mathbf{j} = \{(\sigma' + \omega\varepsilon'') + i(\sigma'' + \omega\varepsilon')\} \mathbf{E} \quad (4.2)$$

oder

$$\mathbf{j} = \left\{ \left(\varepsilon' + \frac{\sigma''}{\omega} \right) - i \left(\varepsilon'' + \frac{\sigma'}{\omega} \right) \right\} \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}. \quad (4.3)$$

Der äquivalente Ausdruck ist

$$\mathbf{j} = \varepsilon_e \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = (\varepsilon'_e - i\varepsilon''_e) \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (4.4)$$

mit dem effektivem Dielektrizitätskoeffizienten ε_e , dessen Realteil

$$\varepsilon'_e = \varepsilon' + \frac{\sigma''}{\omega} \quad (4.5)$$

und Imaginärteil

$$\varepsilon''_e = \varepsilon'' + \frac{\sigma'}{\omega} \quad (4.6)$$

jeweils messbare Größen sind. Normalerweise werden im Labor oder Gelände nur effektive Dielektrizitäts-Werte bestimmt, da nur die gleichphasige und die gegenphasige Komponente des Gesamtstroms gemessen werden (z.B. Hollender & Tillard, 1998; Knoll, 1996). Die Aufteilung in einen ε' -Beitrag und einen σ'' -Beitrag oder die Unterscheidung zwischen dem Beitrag von ε'' und dem von σ' ist sehr schwierig und erfordert sehr genaue Messungen mit vier Elektroden über einen breiten Frequenzbereich hin sowie aufwändige Berechnungen (Knoll, 1996).

Ebenso wie der relative Dielektrizitätskoeffizient $\varepsilon_r = \varepsilon/\varepsilon_0$ ist der komplexe effektive relative Dielektrizitätskoeffizient ε_{er} definiert als $\varepsilon_{er} = \varepsilon_e/\varepsilon_0$, mit der Vakuumdielektrizität $\varepsilon_0 = 8.8542 \cdot 10^{-12}$ F/m. Um die umständliche Benennung zu vermeiden ist im Folgenden

mit dem Begriff „Dielektrizitätskoeffizient (DK)“, sofern nicht anders erläutert, ε_{er} gemeint. Wird der DK über eine Geschwindigkeitsmessung bestimmt (vgl. Gleichung 2.17), also nicht getrennt nach Einfluss von Real- oder Imaginärteil, so spricht man vom „scheinbaren DK“ ε_{ar} (*apparent permittivity*). Dies ist z.B. beim *Time Domain Reflectometry* (TDR)-Verfahren (vgl. Kapitel 4.1.5), aber auch bei der DK-Bestimmung aus Georadarmessungen der Fall.

Die Dissipation (auch Verlustleitwert oder Verlustfaktor) ist definiert als

$$\tan \delta = \frac{\varepsilon_e''}{\varepsilon_e'} \quad (4.7)$$

Sind Real- und Imaginärteil des DK bekannt, so kann daraus der Dämpfungsfaktor α' berechnet werden:

$$\alpha' = \frac{\omega}{c_0} \sqrt{\frac{\varepsilon'_{er}}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1)} \text{ in m}^{-1}, \quad (4.8)$$

wobei $c_0 = 2.998 \cdot 10^8$ m/s die Vakuum-Lichtgeschwindigkeit ist. Der Absorptionskoeffizient a ergibt sich zu

$$a = \frac{20}{\ln 10} \alpha' \approx 8.686 \cdot \alpha' \text{ in dB/m} \quad (4.9)$$

(Blindow et al., 1997).

4.1.3 Dielektrizität von geologischen Materialien

Der DK von geologischen Materialien (Fest- und Lockergesteine) hängt von vielen Faktoren ab: von der Frequenz, dem Wassergehalt, der Dichte bzw. Porosität, der Leitfähigkeit bzw. dem Salzgehalt des Porenwassers, der Temperatur, der Mineralogie und dem Tongehalt. Besonders bei Böden bzw. Lockergesteinen ist es dabei schwierig, die verschiedenen Einflussfaktoren voneinander zu trennen. Die Dichte und Korngrößenverteilung sind eng verbunden mit der Mineralogie, und diese Faktoren beeinflussen zusätzlich den natürlichen Wassergehalt. Ein Vergleich verschiedener Studien zum DK von geologischem Material ist heikel, da Forscher einen weiten Bereich unterschiedlicher Proben in Abhängigkeit verschiedenster Parameter unter unterschiedlichen Bedingungen untersucht haben. Im Folgenden werden einige Studien vorgestellt.

Frequenz

Einkomponentige homogene Materialien haben laut Oh et al. (2007) bis etwa 1 GHz fast konstante DK-Werte. Auch der DK von trockenen Böden ändert sich im Allgemeinen nur gering mit der Frequenz (Logsdon, 2005). Dabei liegen die DK-Werte bei niedrigeren Frequenzen höher und nehmen mit zunehmender Frequenz ab (z.B. Taherian et al., 1990). Der DK von Wasser weist eine starke Frequenzabhängigkeit auf, die bei reinem Wasser aber erst jenseits des üblichen Radarfrequenzbereichs auftritt (siehe Kapitel 4.1.1). Ist jedoch geologisches Material mit Wasser gemischt, zeigt sich die Wechselwirkung zwischen Wassermolekülen und Feststoffpartikeln durch eine deutlichere Frequenzabhängigkeit des DK (z.B. Olhoeft & Capron, 1993).

Wassergehalt

Die größte Abhängigkeit des DK besteht zum Wassergehalt. Wasser besitzt einen DK von 81, während die Werte von trockene Böden zwischen 3 und 8 liegen (Davis & Annan, 1989). Anhand von numerischer Modellierung bestätigen Martinez & Byrnes (2001) einen signifikanten Einfluss des Grades der Wassersättigung, wohingegen die Porosität und Mineralogie eine zwar merkliche, aber geringere Rolle spielen. Weit verbreitet und häufig genutzt in den Bodenwissenschaften ist die empirische Beziehung zwischen Wassergehalt und scheinbarem DK von Topp et al. (1980) (vgl. Kapitel 4.5.2).

Dichte und Oxide

Während Topp et al. (1980) keinen signifikanten Einfluss unterschiedlicher Trockendichten auf den DK feststellen, ergeben die Messungen von Perdok et al. (1996) an Böden, dass nicht nur der Wassergehalt sondern auch die Dichte² den DK bestimmen. Nach Sengwa & Soni (2006) hängt der DK-Realteil von trockenen Kalksteinproben bei Mikrowellenfrequenzen nur von der Dichte und dem Anteil verschiedener Oxide in der chemischen Zusammensetzung der Proben ab, während im niederfrequenten Bereich auch die Korngrößenverteilung einen Beitrag liefert. DK-Messungen an Mars-ähnlichen Proben zeigen im Real- und im Imaginärteil ansteigende Werte sowohl mit steigendem Eisenoxid-Gehalt als auch mit zunehmender Dichte (Carley & Heggy, 2006).

Porosität

Messungen von Knoll (1996) zeigen, dass der DK von trockenen Sand-Ton-Gemischen von der Porosität bestimmt ist. Diese kann einerseits vom Grad der Verdichtung abhängen, wobei eine Abnahme in der Porosität mit einer Zunahme des DK einhergeht. Andererseits kann die Porosität auch von einer Änderung in der Lithologie abhängen, indem die Poren durch Ton verfüllt werden, ohne die Kompaktion zu verändern. Der Einfluss dieses Effekts auf den DK ist komplex und ausführlich bei Knoll (1996) beschrieben.

Porenraum und Partikeleigenschaften

Nicht nur die Dichte bzw. Porosität an sich beeinflussen den DK-Wert. Modellierungen von Endres & Bertrand (2006) von wassergesättigten tonfreien Sand- und Kalksteinen ergeben deutlich, dass die Zusammensetzung der Porengrößen signifikant auf die Beziehung zwischen Porosität und DK wirkt. Außerdem korreliert eine Änderung in der Porenraumkonnektivität mit der dielektrischen Antwort: höherer DK korrespondiert mit besserer Konnektivität für eine gegebene Porosität. Eine ausführliche Diskussion des Einflusses von Partikelform und -orientierung sowie der Korngrößenverteilung findet sich bei Friedman et al. (2006).

² Wobei aus dieser Veröffentlichung nicht hervorgeht, ob mit dem englischen Begriff *bulk density* wirklich die Dichte anstatt der Trockendichte gemeint ist. Die Dichte ist im Gegensatz zur Trockendichte vom Wassergehalt abhängig.

Salzgehalt

Arcone, Grant & Boitnott (2008) untersuchen und diskutieren den Einfluss unterschiedlicher Kationen auf den DK trockener Tone. Das Vorhandensein von Kationen im Porenwasser sorgt nach Oh et al. (2007) für eine Abnahme im Realteil und eine Zunahme im Imaginärteil des DK. Nach Topp et al. (1980) und Malicki & Walczak (1999) beeinflusst der Salzgehalt des Porenwassers die Beziehung zwischen DK-Realteil und Wassergehalt nicht.

Kalkgehalt

Um experimentelle Daten von Taherian et al. (1990) zu erklären, benutzen Endres & Bertrand (2006) in ihren Modellen größere DK-Werte für Karbonate (zwischen 6,5 und 10) als für Sandsteine (zwischen 3 und 6,5). Lebron et al. (2004) korrelieren aufgrund eigener Messungen an zwei kalzithaltigen Böden höhere Kalkgehalte mit größerem DK.

Temperatur

Der Einfluss der Temperatur auf trockene Böden ist vernachlässigbar (Gong et al., 2003). Der DK von Wasser nimmt jedoch mit steigender Temperatur zu. Gong et al. (2003) beschreiben eine wassergehaltsabhängige Temperaturabhängigkeit des DK von feuchten Böden.

Tone

Sowohl die Menge an enthaltenen Tonen als auch ihre mineralische Zusammensetzung haben einen nicht zu verachtenden Einfluss auf DK-Werte, falls Wasser beteiligt ist, was in den meisten geologischen Gegebenheiten der Fall ist. Koh & Kelley (2008) berichten von hohem Dämpfungsverhalten (das mit dem DK-Imaginärteil korreliert) von salzarmen, tonreichen Wüstenböden schon bei kleinen Wassergehalten (<10 %). Sie legen für tonreiche Böden die Existenz eines Wassergehalt-Grenzwertes nahe, oberhalb dessen eine weitere Erhöhung des Wassergehalts nur noch einen minimalen Einfluss auf die Dämpfungswirkung hat. Dies wird dem Effekt von gebundenem Wasser zugeschrieben, das bei hohem Tonanteil erhöht ist. Bei feinkörnigen Böden sorgt die direkte Interaktion von Wassermolekülen und Feststoffpartikeln auch dafür, dass die Polarisierbarkeit dieser Wassermoleküle abnimmt, und damit der Realteil des DK geringer wird (z.B. Friedman et al., 2006). Peplinski et al. (1995) beschreiben große Variationen des DK bei Tonen mit unterschiedlicher spezifischer Oberfläche. Saarenketo (1998) diskutiert den Einfluss verschiedener Kationenaustauschkapazitäten von Tonen auf die dielektrischen Werte.

Für die zahlreichen hier beschriebenen Abhängigkeiten können aufgrund der Komplexität der Studien und den unterschiedlichen Bedingungen meist keine absoluten Zahlenwerte angegeben werden. **Zusammenfassend** lässt sich aber festhalten, dass der Wassergehalt den größten Einfluss auf den DK hat. Der DK feuchter Materialien weist zudem eine starke Frequenzabhängigkeit auf. Die Dichte/Porosität und die Zusammensetzung wirken sich zweitrangig auf den DK aus, während Temperatur- und Salzgehaltvariationen nur in Extremfällen Veränderungen im DK zur Folge haben.

4.1.4 Anwendungen

Durch die dominierende Abhängigkeit des DK vom Wassergehalt findet die Messung des DK große Anwendung in der Abschätzung des Wassergehalts von Böden. Evett & Parkin (2005) geben dazu einen guten Überblick über den Stand von Forschung und Technik in Bezug auf die *Time Domain Reflectometry*- und die Resonanzkapazitätsmethode (vgl. 4.1.5), während Huisman et al. (2003) vier verschiedene Möglichkeiten zur Wassergehaltsbestimmung mit dem Georadar beschreibt. Eine neue Methode, basierend auf der Analyse der ersten Nanosekunden von reflektierten Georadarsignalen, stellen DiMatteo et al. (2008) vor. Aus den gemessenen DK-Werten können die Wassergehalte über verschiedene Mischungsmodelle (*dielectric mixing models*) abgeschätzt werden. Es steht eine große Auswahl verschiedener Modelle zur Verfügung, die sich nach ihrer Herkunft in fünf Kategorien einteilen lassen: empirisch, semiempirisch, phänomenologisch, volumetrisch und nach dem Modell des effektiven Mediums. Eine sehr gute Zusammenstellung dieser Modelle mit den jeweiligen Vor- und Nachteilen findet sich bei Knoll (1996). Die in der Bodenkunde am häufigsten genutzte Beziehung ist die von Topp et al. (1980) empirisch ermittelte Formel zur Abhängigkeit zwischen ε_{ar} und dem volumetrischen Wassergehalt (vgl. 4.5.2).

4.1.5 Messmethoden

Viele Autoren leiten charakteristische materialabhängige Dielektrizitätszahlen direkt aus Georadarmessungen ab, sowohl aus Messungen im natürlichen Gelände (z.B. Davis & Annan, 1989) als auch auf Testfeldern (z.B. Gerber et al., 2007; Hagrey & Müller, 2000). Eine andere Möglichkeit zur Untersuchung des DK sind Labormessungen. Diese bieten den großen Vorteil kontrollierter Bedingungen. Geländemessungen hängen von vielen Faktoren ab, die unbekannt oder unkontrollierbar sind, wie den Untergrundstrukturen, Bodencharakteristika und -heterogenitäten, etwaigen antropogenen Störeffekten oder dem Wetter. Im Labor kann man sich definierte Bedingungen schaffen. Labormessungen lassen sich in groß- und kleinskalige Versuche unterteilen.

Großskalige Labormethoden

Lambot et al. (2005) benutzen eine Radar-Hornantenne und einen mit Sand gefüllten Tank zur Untersuchung der Frequenzabhängigkeit des DK von sandigem Boden mithilfe von Signal-Inversion. Lai et al. (2006) haben eine Experimentieranlage gebaut, um mit Georadar im Labor den DK von Asphalt und Boden in einem breiten Bereich kontrollierter Wassersättigungsgrade bestimmen zu können. Schmalholz et al. (2004) beobachten die Wassergehaltsverteilung in einem Lysimeter mithilfe von Radar-Tomographie. Wollny (1999) verwendet einen mit Feinsand gefüllten Holztrog und verschiedenen durchfeuchtete Gasbetonplatten, um die Nutzbarkeit der Bodenwelle zur Feuchtigkeitsbestimmung zu untersuchen.

Kleinskalige Labormethoden

Um den DK kleiner Volumina geologischen Materials bei Radarfrequenzen im Labor zu bestimmen, gibt es viele unterschiedliche Methoden. Eine Übersicht über verschiedene Verfah-

ren bieten z.B. Josh et al. (2007). Im Folgenden werden einige Methoden kurz erläutert und Studien vorgestellt, die die unterschiedlichen Messmethoden anwenden.

Ein Zeitbereichsreflektometer (*Time domain reflectometer*) misst die Laufzeit eines Spannungsimpulses entlang eines Signalleiters (*transmission line*). Daraus kann über die Länge des Signalleiters die Geschwindigkeit des Impulses und damit der scheinbare DK des umgebenden Materials berechnet werden (vgl. Gleichung 2.17). Die effektive Messfrequenz wird häufig mit etwa 1 GHz angegeben (z.B. Evett & Parkin, 2005). Sie hängt jedoch stark vom untersuchten Stoff ab, da in leitfähigem Material höhere Frequenzen gedämpft werden, und kann nach Friel & Or (1999) Werte deutlich unter 500 MHz annehmen. Weil der Signalleiter direkt in das zu untersuchende Material gesteckt werden kann, ist für die sogenannte **TDR-Methode** (*Time domain reflectometry*) kein spezieller Probenhalter notwendig. TDR wird viel genutzt bei der Untersuchung von Böden (z.B. Schwartz et al., 2009; Kelleners et al., 2005; Malicki & Walczak, 1999). Ein leicht transportables Gerät und einfache Sonden, sowie die Möglichkeit zur Untersuchung (fast) ungestörter Proben führen auch zu weit verbreitetem Einsatz der TDR-Methode bei Geländemessungen. In bodenkundlichen Anwendungen besteht der Signalleiter meistens aus zwei oder mehr Metallstäben, die in den Boden gesteckt werden. Robinson & Friedman (2000) nutzen flache rostfreie Stahlplatten anstelle von zylindrischen Stahlstäben. Robinson & Friedman (2003) benutzen eine TDR-Sonde, um den effektiven DK von granulatformigen Proben zu messen, die in verschiedenen dielektrischen Flüssigkeiten gelöst wurden, und leiten daraus den DK der festen Phase ab. Topp et al. (1980) kombinieren ein Zeitbereichsreflektometer mit einer Koaxialzelle³.

Thomas et al. (2008) haben ein neues Verfahren (*quarter-wavelength analysis*, **QWA**) entwickelt, das es erlaubt, ein Spektrum von scheinbaren DK im Bereich von 100 MHz bis mehr als 1 GHz für Böden zu bestimmen, während die gleichen Sonden wie beim TDR-Verfahren zum Einsatz kommen.

Die **offene Koaxial-Sonde** (*open-ended coaxial probe*) ist ein an einem Ende offener, d.h. nicht über einen Widerstand abgeschlossener, Signalleiter (Agilent Technologies, 2006). Das Material wird durch einfaches Aufsetzen der Sonde auf die Oberfläche eines festen Materials untersucht (Szerbiak et al., 2006) oder mithilfe eines speziellen Koaxial-Probenhalters für Böden (Logsdon, 2005). Das reflektierte Signal wird gemessen und kann in DK-Werte umgerechnet werden. Das Material bleibt ungestört, allerdings werden nur die Eigenschaften der Probe innerhalb eines sehr geringen Tiefenbereichs bestimmt, die nicht unbedingt für das ganze Material repräsentativ sind. Häufig wird die Koaxial-Sonde mit einem Netzwerkanalysator in einem Frequenzbereich zwischen 10 MHz und 1 GHz betrieben.

Die **Signalleitermethode** (*transmission line method*) ist ein weiteres Laborverfahren, das einen Netzwerkanalysator in ähnlichem Frequenzbereich nutzt. Das zu testende Material wird in einen Teil eines über einen Widerstand abgeschlossenen Signalleiters, bestehend aus einem Hohlleiter (z.B. Kenyon, 1984) oder einem hohlen Koaxialleiter (z.B. Johnson & Poeter, 2005; Wensink, 1993), eingebracht. Es werden sowohl das reflektierte als auch das transmittierte Signal gemessen.

Auch die **Resonanzkapazitätsmethode** (*capacitance method*, **CAP**, oder *resonant capacitance technique*) wird im Frequenzbereich angewandt. Die Probe wird in einen Schwingkreis

³ Eine amüsante Abhandlung über die Anfangszeiten der TDR-Messungen und die Entstehung der „Topp-Kurve“ findet sich bei Topp (2006).

eingebaut und die Resonanzfrequenz gemessen, aus der über die Kapazität der DK bestimmt werden kann (Kelleners et al., 2005).

Bei der **Plattenkondensator-Methode** (*parallel plate capacitor method*) wird das Material zwischen die beiden Platten eines Kondensators gegeben. Der DK kann aus der bei verschiedenen Frequenzen mit einem Impedanz- oder Materialanalysator gemessenen Kapazität berechnet werden. Sengwa & Soni (2006) verwenden 100 Hz-100 kHz, Knoll (1996) 10 Hz-10 MHz und Fechner et al. (2004) 0,3 MHz-1 GHz. Carley & Heggy (2006) messen zwischen 1 MHz und 1 GHz und benutzen Schutzringe Elektroden.

4.2 Messgerät

Für die Labormessungen des DK wurde an der Goethe-Universität Frankfurt die Plattenkondensator-Methode gewählt. Diese Methode ist für die Untersuchung von Lockermaterialien geeignet und ermöglicht zudem einen relativ einfachen Einbau der Proben in die Messzelle. Außerdem erfolgen die Messungen über einen weiten Frequenzbereich (1 MHz-3 GHz), der die interessierenden Radar-Frequenzen (ca. 20 MHz-1,5 GHz) mit einschließt. Durch das kleine Volumen der Messzelle (vgl. 4.2.1) ist auch die erforderliche Probenmaterial-Menge gering, was die Probennahme aus dem verhältnismäßig kleinen Volumen eines Bohrstocks erlaubt. Andererseits hat die geringe Größe der Messzelle aber den Nachteil, dass sie nur für die Messung von feinkörnigem Material geeignet ist.

4.2.1 Funktionsweise und Aufbau

Das DK-Gerät an der Goethe-Universität Frankfurt besteht aus einem Impedanzanalysator der Firma Agilent mit einer Messzelle der Firma Novocontrol. Die zylinderförmige Probe wird in der geschirmten Messzelle zwischen zwei parallele Kondensatorplatten eingespannt (siehe Abb. 4.1).



Abb. 4.1: Fotos des Frankfurter DK-Geräts. Links: Impedanzanalysator und Messzelle. Rechts: Messzelle vergrößert; gut sichtbar sind die beiden Kondensatorplatten, zwischen die das zu untersuchende Medium gegeben wird. Zur Messung wird die Schirmung geschlossen.

Der Impedanzanalysator bestimmt in einem Frequenzbereich von 1 MHz bis 3 GHz die Impedanz am zu untersuchenden Material. Dabei wird die Probe mit einem Wechselstromsignal angeregt, und die Spannung am Material gemessen (Agilent Technologies, 2006). Nach einer geräteinternen Umrechnung werden die Kapazität an der Probe C_P und die Dissipation D , d.h. der Verlustfaktor, ausgegeben. Daraus lassen sich mit der Höhe h und dem Durchmesser d der Probe der Real- und der Imaginärteil des DK berechnen:

$$\varepsilon'_{er} = \frac{h \cdot C_P}{(d/2)^2 \cdot \pi \cdot \varepsilon_0} \quad (4.10)$$

$$\varepsilon''_{er} = D \cdot \varepsilon'_{er} \quad (4.11)$$

Die Messanordnung wurde für die Untersuchung fester Materialien entwickelt. Die Probe muss in zylindrischer Form vorliegen (Durchmesser 12 mm, Höhe maximal 5,5 mm) und sollte möglichst ebene Grundflächen besitzen, damit die Kondensatorplatten dicht am Material anliegen und keine Lufteinschlüsse auftreten können, die die Messung verfälschen würden.

Für die Untersuchung von Lockermaterialien war es notwendig, einen geeigneten Probenhalter zu konstruieren (vgl. Abb. 4.2). Dieser besteht aus einem dünnen, 6 mm hohen Teflonring mit einem Durchmesser von 12,15 mm. Er umschließt die beiden Kondensatorplatten so dicht, dass dazwischen gefülltes Lockermaterial nicht herausfallen kann. Der DK von Teflon ist über den genutzten Frequenzbereich hin konstant (Agilent Technologies, 2006) und bietet sich deshalb als Probenhaltermaterial an.

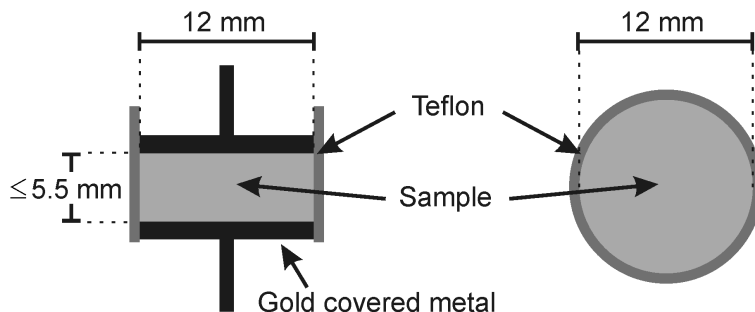


Abb. 4.2: Skizze des Probenhalters für die Untersuchung von Lockermaterialien in der Plattenkondensator-Messzelle (Salat & Junge, 2010). Querschnitt und Aufsicht (ohne obere Platte).

Aufgrund der geringen Dimensionen der Messzelle und des Probenhalters können nur feinkörnige Proben mit einem Korndurchmesser kleiner als 2 mm untersucht werden.

4.2.2 Vorbereitung der Messung

Der Impedanzanalysator bietet verschiedene Messmodi. Aus diesen wird der Impedanz-Messmodus ausgewählt und die gewünschten Messparameter, z.B. der Frequenzbereich, eingestellt.

Bevor mit der eigentlichen Messung begonnen werden kann, muss der Impedanzanalysator kalibriert werden. Dafür steht ein so genanntes „Kalibrier-Kit“ vom Hersteller zur Verfügung. Der Messaufbau (ohne Messzelle) wird dabei einmal kurzgeschlossen, einmal offen gemessen. Außerdem werden ein $50\ \Omega$ -Widerstand und ein verlustarmer Kondensator zur Kalibrierung genutzt. Eine Kalibrierung ist jedes Mal notwendig, wenn das Gerät neu eingeschaltet wird.

Nach der Kalibrierung wird inklusive der Messzelle auf die später verwendete Messanordnung kompensiert. Dieser Schritt muss immer durchgeführt werden, wenn an der Anordnung etwas verändert wird, wenn also z.B. andere Kondensatorplatten oder ein neuer Probenhalter verwendet werden. Für die Kompensation wird einmal im kurzgeschlossenen und einmal im offenen Zustand gemessen.

Als Standardreferenz zur Kontrolle von Kalibrierung und Kompensation wird Teflon benutzt. Wiederholungsmessungen an Teflon ergeben Abweichungen kleiner als 0,1 im DK. Diese Kontrollmessung sollte mindestens einmal pro Messtag durchgeführt werden.

4.2.3 Durchführung der Messung

Für die Messung an Lockersedimenten wird der als Probenhalter genutzte Teflonring auf die untere Kondensatorplatte gesetzt. In das entstandene „Schüsselchen“ gibt man das zu untersuchende Material. Es empfiehlt sich, – je nach Wassergehalt – durch leichtes Dagegenklopfen oder durch Zusammenpressen das Material zu verdichten. Anschließend wird die obere Kondensatorplatte aufgesetzt und festgedrückt. Der befüllte Probenhalter wird auf den Messfuß gesteckt und die Messzelle aufgeschraubt. Über einen Stempel drückt man die obere Platte noch einmal fest auf die Probe und fixiert die Anordnung mit Hilfe einer Schraube. Für die Messung wird die Messzelle geschlossen, so dass der Kondensator mit der Probe von einer Abschirmung umgeben ist. Anschließend wird die Messung gestartet. Meist wird über 16 Durchläufe, die jeweils einmal über den ganzen eingestellten Frequenzbereich messen, gestapelt. Die Kapazität und Dissipation in Abhängigkeit von der Frequenz werden als ASCII-Datensatz gespeichert.

4.3 Proben

Die vermessen Proben stammen aus dem Untersuchungsgebiet in Spanien, dem Einzugsgebiet des Rio Palancia (vgl. Kapitel 3). Drei Flussterrassen (Standorte: Teresa, Bejis, Altura II; Koordinaten: vgl. Tabelle A.1) wurden für die Probennahme aus Bohrungen und für die begleitenden Georadar- und Geoelektrikmessungen ausgewählt (siehe Abb. 4.3). Aus geomorphologischen Beobachtungen und/oder geophysikalischen Messungen ist bekannt, dass dabei alle drei der in Kapitel 3.2.2 beschriebenen Ablagerungstypen P, H2 und H3 vertreten sind. Nachdem sie aber teilweise ineinander verwoben sind oder aufeinander liegen, ist es nicht ohne Weiteres möglich, einzelne Sedimentschichten im Bohrkern einem bestimmten Ablagerungstyp sicher zuzuordnen.

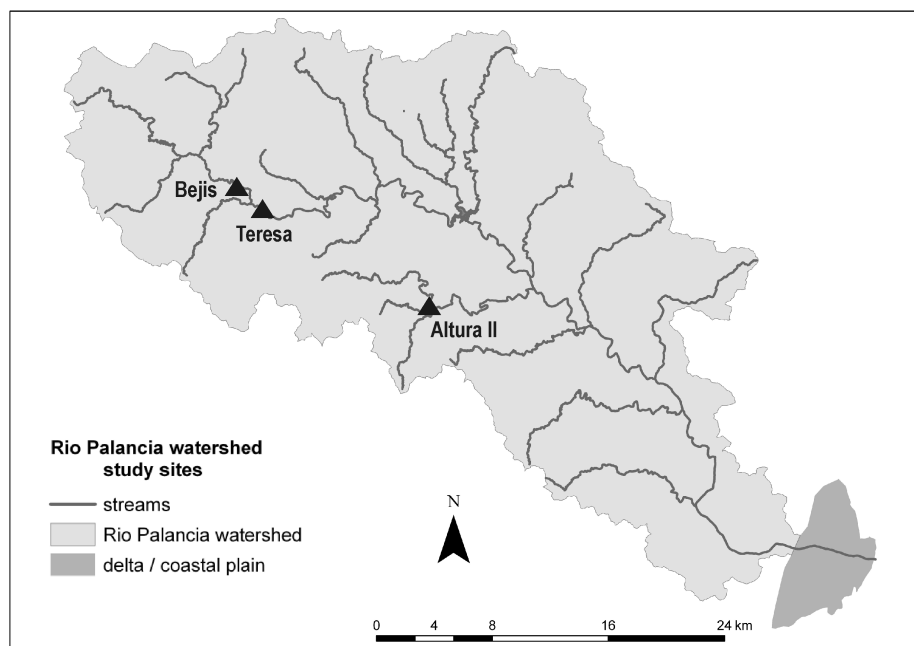


Abb. 4.3: Lage der drei Standorte im Untersuchungsgebiet, an denen Rammkernsondierungen mit Probennahme für die DK-Messungen durchgeführt wurden.

4.3.1 Gewinnung und Präparation

An den drei Standorten wurden insgesamt acht Rammkernsondierungen mit einem Durchmesser von 10 bzw. 8 cm bis zu einer Tiefe von maximal 3,5 Meter niedergebracht. Die Bohrkern wurden bodenkundlich erfasst, und aus jeder der sich in Farbe, Textur und/oder Feuchtigkeit unterscheidenden Schichten jeweils eine Probe entnommen. Schichtdicken variierten dabei zwischen 0,1 und 2,3 m. Der Bereich, aus dem die Probe genommen wurde, war zwischen 0,05 und 0,35 m mächtig. Insgesamt wurden 50 Sedimentproben entnommen⁴.

Kurz nach der Probennahme wurde für jeweils drei Teilproben durch Wiegen, Ofentrocknen bei 105°C für 24 Stunden und erneutes Wiegen der gravimetrische Wassergehalt bestimmt.

Für weitere Untersuchungen im Labor wurden nur noch die feinkörnigen Anteile der Sedimentproben, also das Material mit Korngrößen kleiner als 2 mm verwendet. Diese Anteile machen zwischen 5 und 100 % einer Sedimentprobe aus.

4.3.2 Laboruntersuchungen

Im Labor der Physischen Geographie wurden die Feinkornanteile der Sedimentproben auf ihren Kalkgehalt und ihre Korngrößenverteilung hin untersucht. Die **Karbonatgehalte** wurde nach DIN 19 684, Teil 5⁵ durch gasvolumetrische Messung mit einer Scheibler-Apparatur

⁴ Nur zwei der Rammkernsondierungen erreichten den Grundwasserspiegel. Mit Ausnahme von zwei Proben wurden die Untersuchungen also unter ungesättigten Bedingungen durchgeführt.

⁵ Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau; Chemische Laboruntersuchungen – Teil 5: Bestimmung des Carbonatgehaltes im Boden (1977-02).

bestimmt. Alle Proben weisen sehr hohe Kalkgehalte zwischen 34 und 92 % auf. Die **Korngrößenbestimmung** erfolgte nach DIN 19 683, Teil 1⁶ und Teil 2⁷. Nach Humuszerstörung und anschließender Dispergierung mit 0,4 N Na₄P₂O₇ wurden die Kornfraktionen bis 63 μm mit Nasssiebung und die Kornfraktionen kleiner als 63 μm mit der Köhn Pipettmethode (kurz beschrieben in Hagedorn & Rother, 1992) analysiert. Die Bandbreite der Proben reicht von Schluff bis Grobsand mit Tongehalten von 5-29 %. Aufgrund der hohen Kalkgehalte wurde vor der Korngrößenbestimmung keine Karbonatzerstörung durchgeführt. Dies kann zu einer systematischen Überschätzung der Korngrößen führen, da kleine Partikel möglicherweise durch Kalkausfällungen zusammenkleben.

4.4 Messungen

Aufgrund der Dauer der Messkampagne begannen die DK-Messungen erst einige Wochen nach der Probennahme. Eine Abnahme des Wassergehaltes der Proben während des Transports und der Lagerung ließ sich nicht vermeiden. Das Material besaß also nicht mehr den *in situ* Wassergehalt. Die Messungen wurden in einem Labor mit nahezu gleich bleibender Raumtemperatur durchgeführt.

4.4.1 Bestimmung der Dielektrizität

Zuerst wurde der DK der feuchten Sedimentproben untersucht. Dazu wurden je Probenmaterial drei bis vier Einzelproben wie in 4.2.3 beschrieben im DK-Gerät gemessen. Dann wurden die Sedimentproben für 24 Stunden im Trockenschrank bei 105°C getrocknet. Nach dem Abkühlen im Exsikkator, um eine Feuchteaufnahme aus der Luft zu vermeiden, wurde erneut der DK von drei bis vier Einzelproben bestimmt. Insgesamt wurden 323 Messungen ausgeführt.

4.4.2 Bestimmung zusätzlicher Parameter

Neben den Werten, die der Impedanzanalysator ausgibt, wurden bei jeder Einzelmessung noch weitere Größen bestimmt: Die Dicke der Probe im DK-Gerät sowie ihre Masse vor und nach dem Trocknen im Trockenschrank (24 Stunden bei 105°C).

Aus den gemessenen Werten werden weitere Größen berechnet. Das Volumen V ergibt sich aus der Höhe h und dem Durchmesser d der Probe, der dem Innendurchmesser des Teflonrings entspricht

$$V = \pi h (d/2)^2. \quad (4.12)$$

Die mittlere Trockendichte ρ in g/cm³ ergibt sich aus der Division der Masse der getrockneten Einzelprobe m_{tr} durch das Volumen des (feuchten) Materials während der Messung

$$\rho = \frac{m_{tr}}{V}. \quad (4.13)$$

⁶ Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau; Physikalische Laboruntersuchungen – Teil 1: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Siebung (1973-04).

⁷ Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau; Physikalische Laboruntersuchungen – Teil 2: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat (1973-04).

Die Trockendichten entsprechen also nicht den *in situ* Dichten und decken nicht das gesamte Spektrum an im Gelände auftretenden Trockendichten ab! Durch die Bestimmung von Masse m und Trockenmasse m_{tr} kann der gravimetrische (θ_g) und über die Trockendichte und die Dichte von Wasser $\rho_W=1,0 \text{ g/cm}^3$ auch der volumetrische Wassergehalt θ_v berechnet werden:

$$\theta_g = \frac{m - m_{tr}}{m_{tr}} \quad (4.14)$$

$$\theta_v = \frac{\rho}{\rho_W} \cdot \theta_g. \quad (4.15)$$

ε'_{er} und ε''_{er} (in Abhängigkeit von der Frequenz) lassen sich über die Gleichungen 4.10 und 4.11 bestimmen.

Die Trockendichte ρ steht in Beziehung zur Porosität P :

$$\rho = \rho_m - \rho_m P = \rho_m(1 - P). \quad (4.16)$$

Wenn keine Poren oder Zwischenräume in der Probe vorhanden wären, würde die Trockendichte der (mittleren) Mineraldichte ρ_m entsprechen. Ist die Porosität ungleich Null, nimmt die Trockendichte mit zunehmender Porosität ab.

Für die Datenaufbereitung wurde ein MATLAB-Rechenprogramm geschrieben, das die obigen Berechnungen automatisch durchführt, gewünschte Zusatzinformation (also z.B. die Ergebnisse von Kalkgehalts- und Korngrößenbestimmung) einfügt, und alle Messungen zu einem Datensatz zusammenfasst.

4.5 Ergebnisse

Die wichtigsten Ergebnisse der DK-Messungen werden im Folgenden beschrieben.

4.5.1 Dielektrizität und Frequenz

Abbildung 4.4 zeigt ein Beispiel für das Ergebnis der DK-Messungen an einer Lockersedimentprobe. Während Real- und Imaginärteil des DK der trockenen Einzelproben im beobachteten Frequenzbereich (10 MHz-1 GHz) nahezu konstant bleiben, nimmt der DK des feuchten Sediments (Wassergehalte der Einzelproben zwischen 8 und 10 %) mit abnehmender Frequenz deutlich zu.

Der Imaginärteil der trockenen Proben ist so gering, dass er unterhalb der Messgenauigkeit des Gerätes liegt, und ab 300 MHz negative Werte annimmt.

Die folgenden Ergebnisse konzentrieren sich auf den Realteil des effektiven DK ε'_{er} bei 200 MHz, was der nominalen Frequenz der im Gelände hauptsächlich verwendeten Radaranterie entspricht.

4.5.2 Dielektrizität, Wassergehalt und Trockendichte

Alle 323 DK-Messwerte wurden in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt dargestellt (Abb. 4.5). Trotz der unterschiedlichen Materialien ergibt sich eine glatte Kurve mit

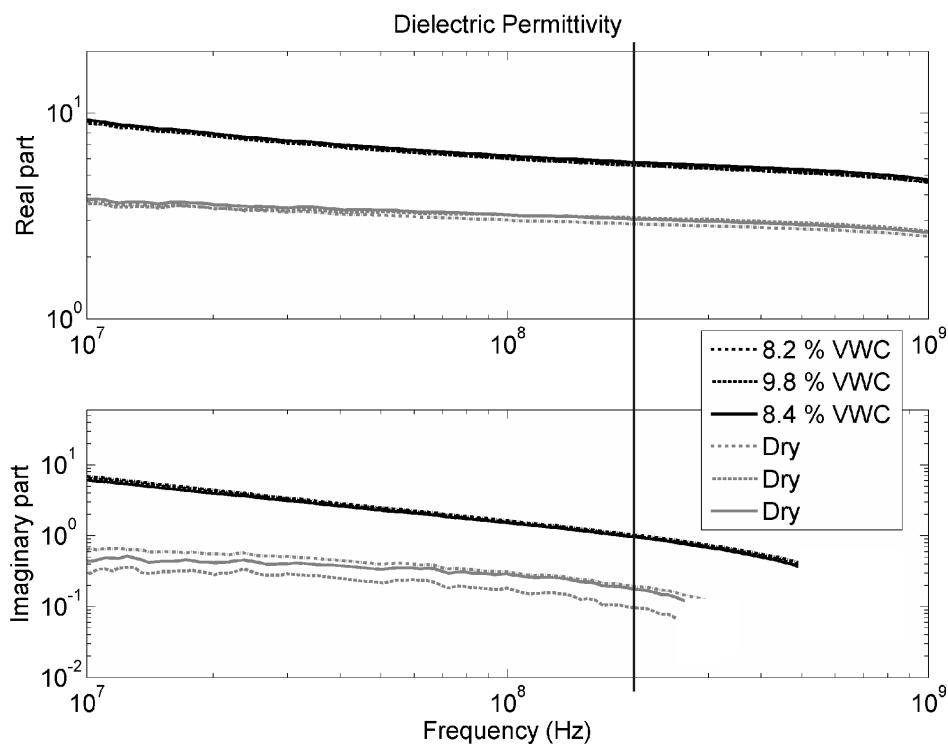


Abb. 4.4: Beispiel für Real- und Imaginärteil des DK einer Sedimentprobe von 10 MHz bis 1 GHz (Salat & Junge, 2010). Es wurden jeweils drei Messungen im feuchten (volumetrische Wassergehalte (VWC) von 8,2 %, 8,4 % und 9,8 %) und im getrockneten Zustand durchgeführt, wobei der Probenhalter von Messung zu Messung neu mit dem Material befüllt wurde. (Die Frequenz von 200 MHz entspricht der Nennfrequenz der im Gelände verwendeten Radarantenne und ist durch die vertikale Linie markiert.)

verhältnismäßig geringer Streuung. Wie erwartet nimmt der DK mit steigendem Wassergehalt zu. Auf diesen Zusammenhang wird später genauer eingegangen. Zusätzlich zeigen die Messwerte aber auch einen Zusammenhang mit der Trockendichte. Bei konstantem Wassergehalt, z.B. 13 %, 24 % oder 33 % sind die zugehörigen DK-Werte umso größer, je höher die Trockendichte (in Abb. 4.5 farblich kodiert) ist.

Besonders auffällig ist die Korrelation mit der Trockendichte bei den Proben mit 0 % Wassergehalt. Wegen der großen Anzahl von Messungen an trockenen Proben ist dies in Abbildung 4.5 nur bedingt erkennbar. Deshalb werden im folgenden Abschnitt ausschließlich die getrockneten Proben betrachtet.

Dielektrizität und Trockendichte

Stellt man nur die trockenen Proben dar (Abb. 4.6), kann der Zusammenhang zwischen DK ϵ'_{er} und Trockendichte ρ [g/cm³] gut linear angepasst werden: $\epsilon'_{er} = 2,9\rho - 0,73$. Der Tonanteil, d.h. der Massenprozentanteil an Korngrößen kleiner als 0,002 mm, ist durch verschiedene Farben in Abbildung 4.6, links, gekennzeichnet. Ein hoher Tonanteil korreliert mit kleinen Trockendichten und damit mit kleinen DK. Abbildung 4.6, rechts, zeigt den Einfluss des Kalkgehalts auf den DK. Proben mit hohem Kalkgehalt korrelieren mit größeren Trockendichten

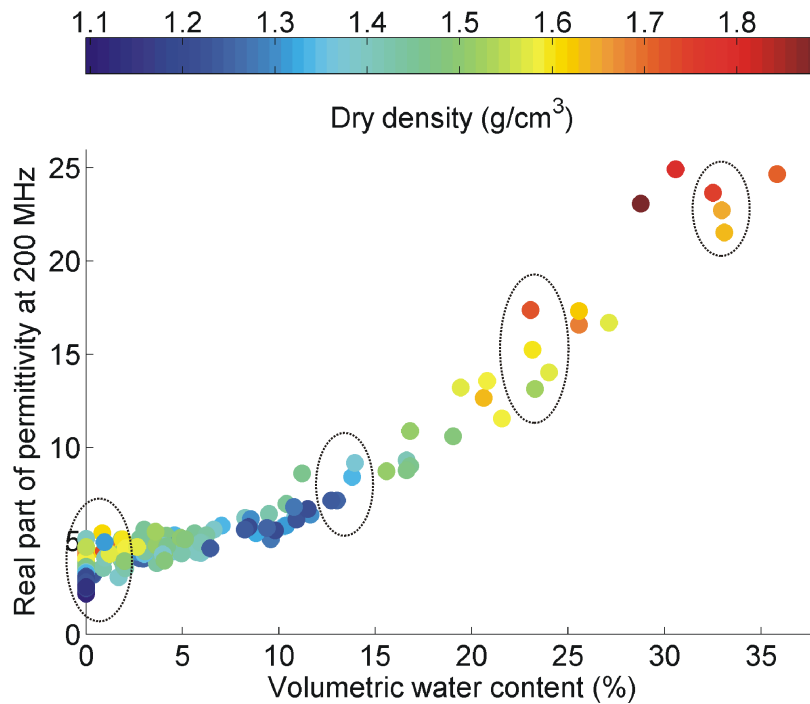


Abb. 4.5: DK (Realteil bei 200 MHz) in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt (Salat & Junge, 2010). Die Farbkodierung gibt die Trockendichte wieder. In den eingekreisten Bereichen ist die Korrelation des DK mit der Trockendichte besonders deutlich zu erkennen.

und somit mit größeren DK.

Dielektrizität und Wassergehalt

Die bekannteste und in der Bodenkunde wohl am häufigsten genutzte Beziehung zwischen DK und Wassergehalt ist die „Topp-Kurve“ (Topp et al., 1980). Die Autoren stellten durch TDR-Messungen an vier unterschiedlichen Böden eine empirische Formel auf, die den scheinbaren DK ε_{ar} von Böden zum volumetrischen Wassergehalt θ_v [cm^3/cm^3] in Bezug setzt:

$$\varepsilon_{ar} = 3,03 + 9,3\theta_v + 146,0\theta_v^2 - 76,7\theta_v^3. \quad (4.17)$$

In Abbildung 4.7 wird der DK der nicht getrockneten Proben in Abhängigkeit vom Wassergehalt mit der Topp-Kurve verglichen. Die Form der Datenkurve ist ähnlich, aber die Werte sind grundsätzlich höher (+2 bei kleinen Wassergehalten bis +8 bei hohen Wassergehalten). Benutzt man wie Topp et al. (1980) eine kubische Anpassung für die gemessenen DK-Werte, so ergibt sich

$$\varepsilon'_{er} = 4,2 - 3,1\theta_v + 269,7\theta_v^2 - 253,7\theta_v^3. \quad (4.18)$$

Jedoch lassen sich die Werte auch gut mit einer quadratischen Anpassung gemäß

$$\varepsilon'_{er} = 4,0 + 9,8\theta_v + 152,3\theta_v^2. \quad (4.19)$$

wiedergeben, da die Residuen nur geringfügig größer sind (10,1 gegenüber 9,8).

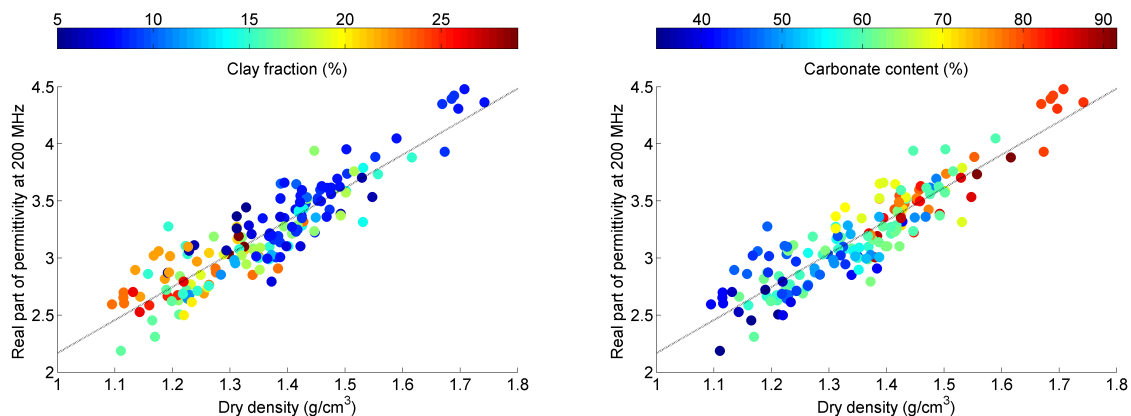


Abb. 4.6: DK (Realteil bei 200 MHz) der trockenen Proben gegenüber der Trockendichte (Salat & Junge, 2010). Links: Die Farbkodierung repräsentiert den Tonanteil. Rechts: Die Farbkodierung repräsentiert den Kalkgehalt.

Betrachtet man im Gegensatz dazu Proben, die keinen Kalkgehalt aufweisen, so lässt sich deren DK-Wassergehalts-Beziehung gut durch die Topp-Kurve wiedergeben. In Abbildung 4.7 sind zusätzlich die DK-Werte von Sand- und Lateritproben⁸ (jeweils ohne Kalkanteil) bei unterschiedlichen Wassergehalten gezeigt, die gut zur Topp-Kurve passen.

4.5.3 Dämpfung

Aus dem Real- und dem Imaginärteil des DK wurden die Dämpfungskoeffizienten der Sedimentproben bei 200 MHz nach Gleichungen 4.8 und 4.9 berechnet. Abbildung 4.8 stellt die Dämpfungskoeffizienten in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt dar. Mit zunehmendem Wassergehalt nimmt die Dämpfung zu. Während trockene Proben Dämpfungskoeffizienten zwischen 0 und 4,5 dB/m aufweisen, wurden Werte bis 25 dB/m für feuchte Proben ermittelt. Je nach Tonanteil (Farbkodierung) gibt es verschiedene „Zweige“: Je höher der Tongehalt, desto größer die Dämpfung. Auffällig sind einige Proben, die sogar bei niedrigen Wassergehalten von unter 5 % einen großen Dämpfungskoeffizienten zwischen 10 und 15 dB/m besitzen. Diese Proben haben einen besonders hohen Tonanteil.

4.6 Diskussion

Nachdem keine signifikante Variation der DK-Eigenschaften der Sedimentproben von den unterschiedlichen Terrassen festgestellt werden konnte, obwohl diese durch unterschiedliche Prozesse und zu unterschiedlichen Zeiten entstanden sind, kann man davon ausgehen, dass die Proben repräsentativ für die Flussterrassen im nordwestlichen Teil des Einzugsgebietes, und wahrscheinlich sogar für die Flussterrassen im ganzen Untersuchungsgebiet sind. Für die Untersuchung grundlegender Beziehungen, also z.B. von welchen Parametern der DK von Lockersedimenten allgemein beeinflusst wird, ist es nicht notwendig, dass der Zustand der

⁸ Diese Proben stammen aus einer anderen Studie.

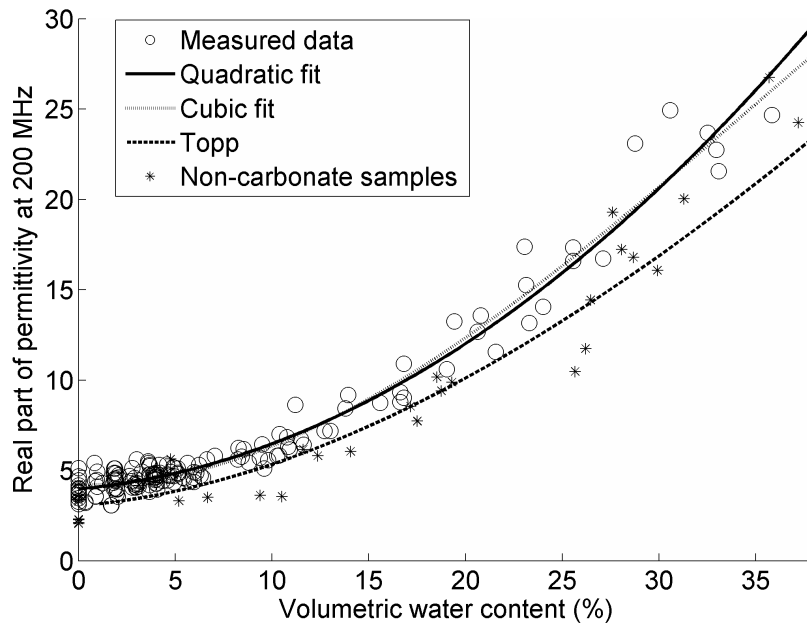


Abb. 4.7: DK (Realteil bei 200 MHz) der ungetrockneten Sedimentproben in Abhängigkeit vom Wassergehalt (Salat & Junge, 2010). Anpassung: quadratisch (durchgezogene Linie) und kubisch (gepunktete Linie). Zum Vergleich ist die Kurve von Topp et al. (1980) gezeigt (gestrichelte Linie). Die Sternchen repräsentieren DK-Werte von Lockermaterial-Proben ohne Kalkanteil.

Proben (Trockendichte, Wassergehalt) den *in situ* Bedingungen entspricht. Derzeit existiert auch noch kein anwendungsreifes Verfahren, das es erlaubt, den DK von Sedimentproben unter *in situ* Bedingungen im Labor zu messen. Es wäre jedoch von Vorteil, eine Methode zur Entnahme und Untersuchung ungestörter Proben zu entwickeln, um den DK direkt bestimmen zu können.

Bei der Auswertung der Messdaten haben sich zahlreiche Abhängigkeiten gezeigt, die im Folgenden diskutiert werden.

Die **Frequenzabhängigkeit** des DK nimmt mit dem Wassergehalt zu (Abb. 4.4). Eine typische Bandbreite eines 200 MHz Radarsignals reicht von 80-350 MHz. Exemplarisch wird in Tabelle 4.1 anhand des Beispiels aus Abbildung 4.4 gezeigt, wie der DK innerhalb dieses Frequenzbereichs bei einer feuchten und einer trockenen Probe variieren kann. Bei der feuchten Probe könnten aufgrund einer stärkeren Variation der DK-Werte Dispersionseffekte auftreten, während diese für trockene Böden vernachlässigbar sind.

Tabelle 4.1: DK der Sedimentprobe aus Abbildung 4.4 in Abhängigkeit von Frequenz und Wassergehalt für eine typische Bandbreite einer 200 MHz-Antenne.

	80 MHz	350 MHz
$\theta_v = 0\%$	3,2	3,0
$\theta_v = 9,8\%$	6,2	5,3

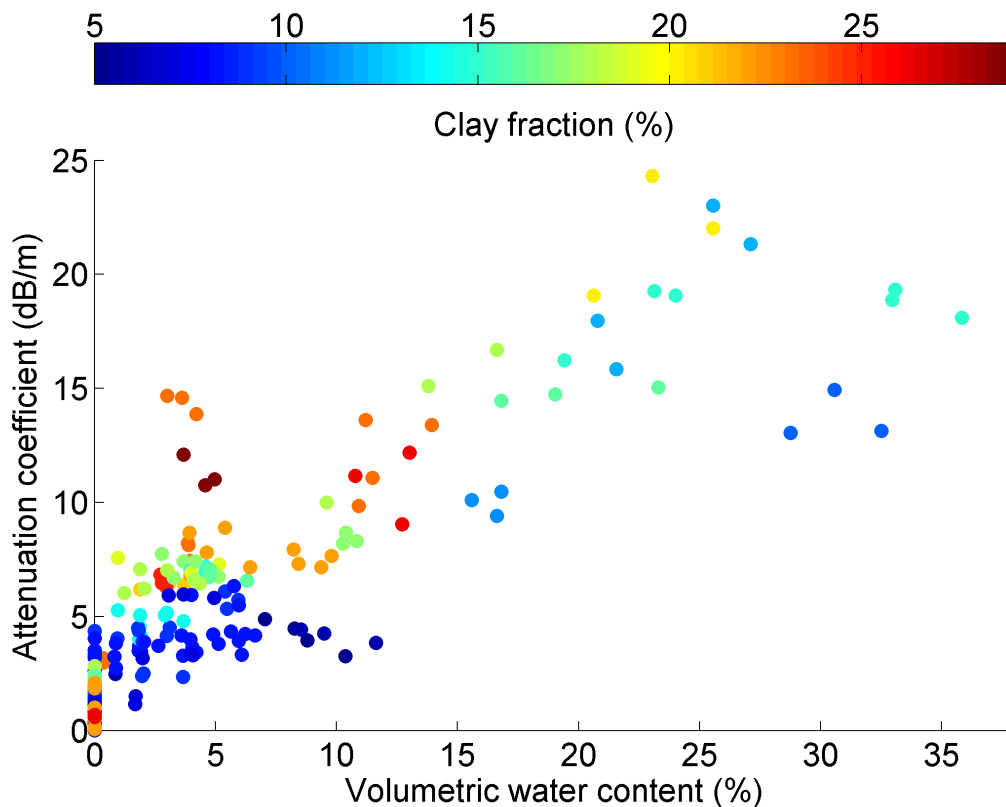


Abb. 4.8: Dämpfungskoeffizient der Sedimentproben bei 200 MHz in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt der Proben (Salat & Junge, 2010). Farblich kodiert ist der Tonanteil der Proben.

Trockene Sedimente

Bei den getrockneten Sedimentproben findet man einen linearen Zusammenhang zwischen der **Trockendichte** und dem DK (Abb. 4.6). Trockene Proben lassen sich als Zwei-Komponenten-Systeme betrachten, die aus dem festen Material und Luft bestehen. Da die Minerale, die man üblicherweise im Palancia-Messgebiet findet, alle ähnliche Minerale aufweisen (z.B. Quarz $2,648 \text{ g/cm}^3$, Kalzit $2,71 \text{ g/cm}^3$; vgl. Schön, 2004), muss die große Bandbreite an gemessenen Trockendichten zwischen $1,1$ und $1,8 \text{ g/cm}^3$ in der unterschiedlichen Porosität der Proben begründet liegen. In trockenen Proben sind Poren und Zwischenräume mit Luft gefüllt. Nachdem $\varepsilon'_r(\text{Luft}) = 1$ kleiner als das der Minerale ist, kann die Abhängigkeit des DK vom Luftanteil die Korrelation mit der Trockendichte erklären.

Die unterschiedlichen Porositäten und damit die unterschiedlichen Trockendichten rühren, neben leichten Variationen, die beim Einbau der Proben entstehen können, von den verschiedenen Korngrößen-Zusammensetzungen der Sedimentproben. Hohe **Tongehalte** korrelieren mit kleinen Trockendichten (Abb. 4.6, links). Dies entspricht den Literaturwerten von Hartge & Horn (1999), nach denen Tonböden geringere Trockendichten als Schluff- und Sandböden aufweisen können. Die geringeren Dichten führen zu kleineren DK-Werten. Eine umgekehrte Beziehung hat der **Kalkgehalt** zum DK. Proben mit hohem Kalkanteil korrelieren mit größeren Trockendichten und mit höheren DK-Werten (Abb. 4.6, rechts). Da Kalzit mit

$\varepsilon'_r(\text{Kalzit}) \approx 8-9$ einen höheren DK hat als Quarz mit $\varepsilon'_r(\text{Quarz}) = 4,6$ (Lebron et al., 2004), sollte der DK auch direkt vom Kalkgehalt abhängen. Dies ist in den Messergebnissen aufgrund des überdeckenden Dichteeinflusses allerdings nicht quantifizierbar. Systematische Messungen an Proben, die unterschiedliche Kalkgehalte, aber identische Dichten aufweisen, wären nötig, um diese Abhängigkeit genauer zu untersuchen.

Feuchte Sedimente

Im Gegensatz dazu stellen die untersuchten feuchten Proben aufgrund der zusätzlichen Wasser-Komponente sehr viel komplexere Systeme dar. **Wasser** kann in Böden in verschiedenen Phasen auftreten (Adsorptionswasser (gebundenes Wasser), viskoses Wasser oder freies Wasser), die jeweils unterschiedliche DK-Werte haben. Während $\varepsilon'_r(\text{freies Wasser}) = 81$, kann $\varepsilon'_r(\text{Adsorptionswasser})$ so geringe Werte wie 3 annehmen, abhängig vom Grad der Bindung der Wassermoleküle um den Boden-Partikel (Topp et al., 1980; Saarenketo, 1998). Der DK von viskosem Wasser liegt vermutlich zwischen diesen Extremen. Die unterschiedlichen Formen von Wasser scheinen die Form der Kurve in Abbildung 4.7 zu beeinflussen. So ist anzunehmen, dass bei kleinen Wassergehalten primär gebundenes Wasser in den Proben vorhanden ist, da der DK bei feuchten Proben bis zu einem volumetrischen Wassergehalt von 8 % nur leicht zunimmt. Die Steigung ist sehr viel größer für höhere Wassergehalte, bei denen freies Wasser in der Probe vorhanden ist.

Die Daten lassen sich gut durch eine quadratische Funktion beschreiben (Gleichung 4.19). Die Standardabweichung der Residuen, also der Differenz zwischen gemessenen Daten und der quadratischen Anpassung beträgt etwa 0,8. Dies entspricht einer Obergrenze, da die Residuen durch Einbeziehung weiterer Materialeigenschaften (z.B. der Dichte) reduziert werden könnten.

Die gemessenen DK-Werte sind signifikant höher als die von Topp et al. (1980). Ursache könnten die unterschiedlichen Messverfahren sein. Die DK-Werte wurden bei der Plattenkondensatormethode bei einer Frequenz von 200 MHz bestimmt. Beim TDR-Verfahren hängt die effektive Messfrequenz vom untersuchten Material ab. Meist wird aber davon ausgegangen, dass keine Dispersion auftritt, weshalb die wirkliche Messfrequenz nicht von Interesse ist und nicht bestimmt wird. Deshalb findet man in der Literatur keine genauen, oder sogar widersprüchliche Angaben über die Frequenzen, bei denen die **Topp-Kurve** entstanden ist. Diese Messfrequenz liegt wohl zwischen 200 MHz (Perdok et al., 1996) und 1 GHz, dem häufig angegebenen Richtwert für TDR-Messungen. Um eine so große Abweichung der Werte zu erhalten, müsste die Frequenzabhängigkeit der untersuchten Materialien außergewöhnlich stark sein. Eine weitere Begründung für die Abweichung könnte in den unterschiedlichen Messgrößen ε'_{er} und ε_{ar} liegen. Bei der Bestimmung von ε_{ar} über eine Geschwindigkeitsmessung (vgl. Kapitel 4.1.2, S. 48) wird der Imaginärteil des DK ignoriert, obwohl er im Allgemeinen ungleich Null ist. Nach Topp et al. (2000) ist das gemessene ε_{ar} bei Wassergehalten über 15 % jedoch größer, wenn Leitfähigkeit und dielektrischer Verlust aufgrund von gelösten Ionen oder Ton auftraten, als das gemessene ε_{ar} von verlustfreiem Material. Wäre also ein ignoriertes Imaginärteil in der Topp-Kurve vorhanden, so hätte er diese bereits zu höheren Werten hin verschoben. Gegen die beiden obigen Annahmen als Ursache für die Abweichung der gemessenen DK-Werte von der Topp-Kurve sprechen zudem die Messungen, die mit derselben Apparatur an anderen Proben (Sand und Laterit) durchgeführt wurden,

und die die Topp-Kurve gut widerspiegeln. Diese Proben weisen keinen Kalkgehalt auf. Eine wahrscheinlichere Erklärung für die Abweichung sind also die außergewöhnlich hohen Kalkgehalte der Sedimentproben. Auch bei Lebron et al. (2004) resultieren höhere Kalkgehalte in erhöhten DK-Werten.

Neben dem dominierenden Einfluss des Wassers auf den DK von geologischem Lockermaterial konnte die Korrelation mit der **Trockendichte**, und damit der Porosität, auch in den feuchten Proben festgestellt werden (Abb. 4.5). In den ungesättigten Proben nimmt mit abnehmender Porosität der Anteil an Luft ab, während der relative Anteil an Mineralkörnern steigt. Bei einem konstanten volumetrischen Wassergehalt führt also eine größere Trockendichte zu einem höherem DK, da die Mineralkörner höhere DK-Werte als Luft besitzen. Bei Proben mit hohem Kalkgehalt wird dieser Effekt zusätzlich durch den größeren DK-Wert von Kalk verstärkt. In gesättigtem Material sollte sich der Effekt umkehren, da hier eine größere Porosität bedeutet, dass pro Volumeneinheit mehr Wasser in der Probe vorhanden ist.

Die gemessenen Daten erlauben keine Unterscheidung zwischen dem Einfluss von Dichte und **Materialzusammensetzung**. Ausgedehnte Messreihen an synthetischen Proben mit einer systematischen Variation jeweils eines einzelnen Parameters wären notwendig, um diese Abhängigkeiten im Detail zu bestimmen.

Dämpfung

Die Materialzusammensetzung, speziell der Tongehalt, hat einen deutlichen Einfluss auf die Dämpfung bei verschiedenen Wassergehalten (Abb. 4.8). Der Dämpfungskoeffizient steigt nicht nur mit zunehmendem Wassergehalt, sondern auch mit zunehmendem Tonanteil. So können sehr hohe Dämpfungskoeffizienten für stark tonhaltige Proben auftreten, auch für sehr kleine Wassergehalte. Dies wurde auch von Koh & Kelley (2008) an stark tonhaltigen Wüstenböden beobachtet. Nach Saarenketo (1998) ist dieser Effekt auf die Kationenaustauschkapazität zurückzuführen, die in Tonen hohe Werte annimmt. Die Identifizierung von einzelnen Tonmineralen in den Proben war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Zweifelsohne hat die Mineralzusammensetzung der Tone aber einen relevanten zusätzlichen Einfluss auf die Leitungs- und Dämpfungsmechanismen (z.B. Arcone, Grant, Boitnott & Bostick, 2008).

4.7 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde die Anwendbarkeit der Plattenkondensator-Methode für Dielektrizitäts-Messungen an Lockermaterial im Radarfrequenzbereich demonstriert, wobei die Ergebnisse der Messungen meist für eine Frequenz von 200 MHz dargestellt und diskutiert wurden. Für die Untersuchung von Lockermaterial wurde ein spezieller Probenhalter konstruiert. Der Feinkornanteil von 50 unterschiedlichen Sedimentproben aus dem Einzugsgebiet des Rio Palancia wurden in feuchtem und trockenem Zustand untersucht, und die Ergebnisse mit den petrophysikalischen Parametern Wassergehalt, Trockendichte, Tongehalt und Kalkgehalt verglichen. Die Ergebnisse zeigen, dass der Haupteinflussfaktor auf den DK der Wassergehalt ist, der mögliche andere Beziehungen teilweise überdeckt. Trotzdem konnte auch eine eindeutige Korrelation mit der Trockendichte, und damit mit der Porosität, gezeigt werden. Ein expliziter Einfluss von Korngröße oder Kalkgehalt lässt sich nicht nachweisen, da beide Parameter nicht

unabhängig voneinander sind, und zudem eng mit der Trockendichte verknüpft sind.

Durch Messung sowohl des Real- als auch des Imaginärteils des effektiven relativen Dielektrizitätskoeffizienten war es möglich, Dämpfungskoeffizienten zu berechnen. Für Sedimentproben mit hohem Tonanteil wurde trotz geringer Wassergehalte eine außergewöhnlich hohe Dämpfung beobachtet.

Es wurde eine grundlegende Beziehung, angepasst durch eine quadratische Funktion, zwischen DK und Wassergehalt aufgestellt, die für die Lockersedimente im Rio Palancia Einzugsgebiet charakteristisch ist. Durch diese empirische Annäherung ist es möglich, Radarspuren und Radargramme mit realistischen DK-Werten zu modellieren, und diese mit gemessenen Daten zu vergleichen. Dies wird im folgenden Kapitel gezeigt.

5 Integration von Gelände- und Laborergebnissen – Modellierungen

In den vorhergehenden Kapiteln wurden sowohl die Ergebnisse aus großskaligen Geländemessungen als auch aus kleinskaligen Labormessungen präsentiert. In diesem Kapitel sollen diese nun miteinander verknüpft und Zusammenhänge aufgezeigt werden. Die Verknüpfung geschieht über zwei Modellierungen: Die Modellierung einer einzelnen Radarspur anhand der Daten aus einer Rammkernsondierung und der Labordaten sowie die Modellierung eines vollständigen Radargramms. Beide Modellierungen werden mit Messdaten verglichen.

5.1 Modellierung von Radardaten

Die Modellierungen wurden mit dem Programm ReflexW (© K. J. Sandmeier) durchgeführt, das mithilfe von Finite-Differenzen(FD)-Methoden die Simulation von elektromagnetischer Wellenausbreitung auf der Basis der Maxwell-Gleichungen (Gleichungen 2.1 bis 2.4) erlaubt. Ergebnis der Simulation ist ein Wellenfeld, das von den Koordinaten x , z und der Zeit t abhängt. Das Wellenfeld zu einem bestimmten Zeitpunkt wird aus dem Wellenfeld des vorhergehenden Zeitpunktes berechnet (Sandmeier, 2009).

Als Eingangssignal wurde ein gedämpftes Küpper-Wavelet mit vier Extrema (Sandmeier, 2009) genutzt, das dem gemessenen Radarsignal ähnelt. Als Frequenz wurde 200 MHz gewählt, was der Mittenfrequenz der im Gelände verwendeten Antenne entspricht. Für die Randbedingungen wurde eine exponentielle Dämpfung (*big exponential absorbing range*) verwendet. Als Signal-Quelle wurde das *exploding reflector*-Verfahren benutzt. Es erlaubt die Simulation einer *zero-offset*¹-Sektion in einer einzigen FD-Simulation. Bei dem Verfahren werden zur Startzeit $t=0$ alle Punkte, die zu einem Reflektor zählen, zu Startpunkten einer Huygens'schen Elementar-Welle mit einer Amplitude, die proportional zum Reflexionskoeffizienten für den senkrechten Einfall ist. Quellstärken und Polaritäten werden bereits während der Gitter-Generierung für das Untergrundmodell berechnet. Divergenzverluste, wie sie bei realen Radarmessungen auftreten, können nicht berücksichtigt werden, weshalb die Amplituden die Realität nur eingeschränkt wiedergeben (Sandmeier, 2009).

5.1.1 Modellierung einer Radarspur

Exemplarisch wird das Radarreflexionsmuster anhand der Modellierung einer Radarspur auf Grundlage der DK-Eigenschaften einer Rammkernsondierung auf einem **Radarprofil** erklärt. Dieses wurde am Standort Altura II gemessen (Abb. 5.1). Dabei wurden 30 Spuren pro

¹ Die Position von Sende- und Empfangsantenne ist identisch. Die Antennen werden gemeinsam entlang des Messprofils bewegt.

Meter mit einem Laufzeitinkrement von 0,234 ns aufgezeichnet. Bearbeitet wurde das Radargramm mit `remove header gain`, `dewow filter`, `manual gain (y)`, `Kirchhoff migration`, `stack traces` und `bandpass frequency filter` (vgl. Kapitel 2.2). Aufgrund der auftretenden horizontalen Reflektoren wurde auf einen `background removal` verzichtet.

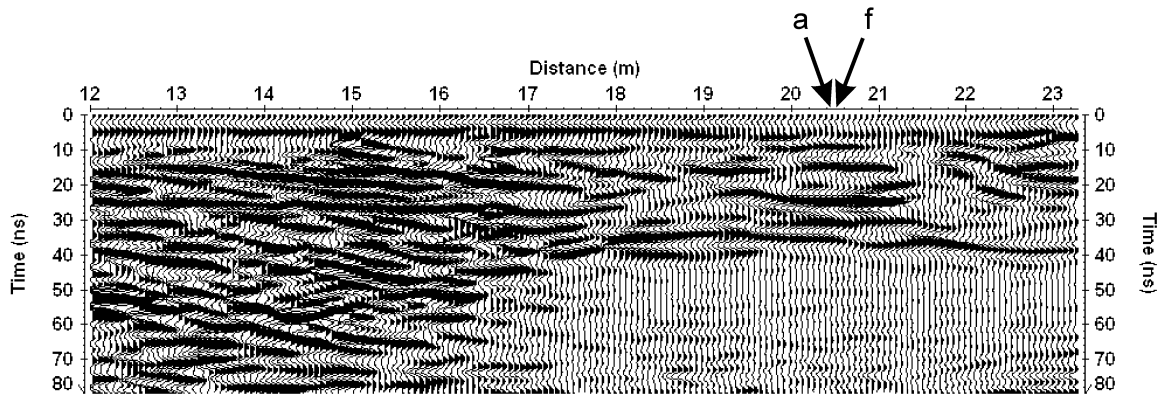


Abb. 5.1: 200 MHz-Radargramm am Standort Altura II (Salat & Junge, 2010). Eine Rammkernsondierung wurde bei Profilmeter 20,5 durchgeführt. Die entsprechenden Radarspuren a und f sind gekennzeichnet.

Eine **Rammkernsondierung** wurde bei Profilmeter 20,5 durchgeführt. Die am Ort der Bohrung gemessenen Radarspuren sind in Abbildung 5.1 und vergrößert in Abbildung 5.3 (Spuren a, f) dargestellt. Die Rammkernsondierung wurde teils im Gelände, teils im Labor untersucht. Dabei wurden Schichttiefen und -mächtigkeiten², der Anteil an Korngrößenfraktionen und der gravimetrische Wassergehalt bestimmt (Abb. 5.2).

Für die Modellierung der Radarspuren wurde ein horizontal geschichtetes **Untergrundmodell** erstellt, das die im Bohrkern identifizierten Schichten jeweils in Tiefe und Mächtigkeit wiedergibt. Zur Reduzierung möglicher Randeffekte (z.B. Seitenreflexionen) hat das Modell eine Länge von 10 m und eine Tiefe von 3 m; nur eine Spur aus dem mittleren Bereich wird betrachtet. Das Laufzeitinkrement der modellierten Spur beträgt 0,05 ns. Die für die Modellierung verwendeten Werte sind in Tabelle 5.1 zusammengefasst. Die relative magnetische Permeabilität wurde stets auf 1 gesetzt.

Grundlage für die Bestimmung des **Dielektrizitätskoeffizienten** (DK) jeder Schicht bilden die gemessenen „*in situ*“ Wassergehalte³. Mithilfe der im Labor ermittelten Wassergehalts-DK-Beziehung für Proben aus dem Palancia-Einzugsgebiet (Gleichung 4.19) wurden daraus die entsprechenden „*in situ*“ DK-Werte ermittelt. Die Umrechnung vom gemessenen gravimetrischen Wassergehalt in einen volumetrischen Wassergehalt geschah nach Gleichung 4.15 mit einer geschätzten mittleren Trockendichte von $\rho = 1,5 \text{ g/cm}^3$. Die mittlere Trockendichte

² Der Begriff „Schicht“ ist in diesem Zusammenhang nicht direkt mit einer Schicht im geologischen oder bodenkundlichen Sinne gleichzusetzen. Gemeint ist zuallererst eine Materialeinheit im Bohrkern, die sich vom benachbarten Material unterscheidet. Verbunden damit ist natürlich aber auch die Annahme, dass sich diese Einheit auch rund um die Rammkernsondierung fortsetzt.

³ Gemeint sind die Wassergehalte, die direkt nach der Probennahme aus dem Bohrkern durch Wiegen, Ofentrocknen und erneutes Wiegen bestimmt wurden.

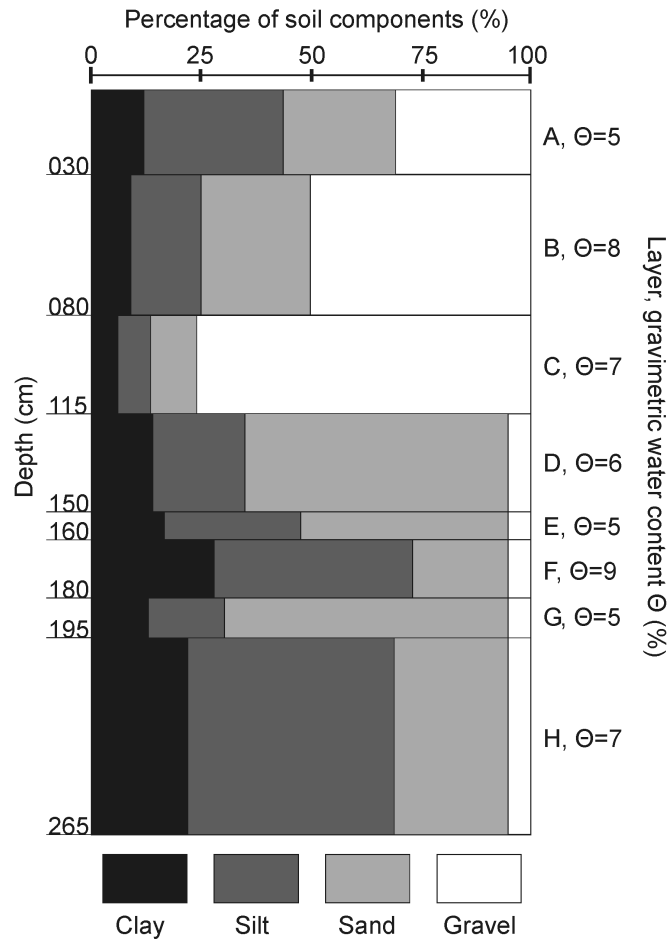


Abb. 5.2: Ergebnis der Rammkernsondierung am Standort Altura II (Salat & Junge, 2010). Dargestellt sind der Prozentanteil der verschiedenen Korngrößen (Ton, Schluff, Sand, Kies) und der gravimetrische Wassergehalt der Schichten A bis H.

Tabelle 5.1: Zusammenstellung der Werte, die für das Schichtmodell zur Modellierung einer Radarspur verwendet wurden.

Schicht	Dicke [m]	gemessener grav. Wassergehalt [%]	berechneter vol. Wassergehalt [%]	DK []	elektr. Leitfähigkeit [S/m]
A'	–	–	–	6,5	0,01
D	0,35	6	9,0	6,1	0,009
E	0,1	5	7,5	5,6	0,009
F	0,2	9	13,5	8,1	0,016
G	0,15	5	7,5	5,6	0,006
H	–	7	10,5	6,7	0,02

bei den DK-Messungen im Labor betrug $1,4 \text{ g/cm}^3$. Durch die Wahl⁴ eines höheren Wertes wurde berücksichtigt, dass die Dichte *in situ* aufgrund stärkerer Kompaktion wahrscheinlich höher ist⁵.

Die **elektrischen Leitfähigkeiten** σ' wurden aus den Labormessungen von ε''_{er} abgeschätzt:

$$\sigma' \approx \varepsilon''_e \omega = \varepsilon_0 \varepsilon''_{er} \omega. \quad (5.1)$$

Dieser Zusammenhang folgt aus Gleichung 4.6 (der Definition des Imaginärteils des effektiven Dielektrizitätskoeffizienten), unter der Annahme, dass die dielektrischen Verluste im Vergleich zu den Verlusten durch Leitfähigkeit vernachlässigbar sind. Die Labormessungen wurden an den durch die lange Lagerung bereits etwas trockeneren Proben (im Vergleich zum *in situ* Wassergehalt) durchgeführt. Nachdem die Leitfähigkeit mit dem Wassergehalt zunimmt, könnte die Leitfähigkeit *in situ* höher gewesen sein. Jedoch ergaben die Labormessungen, dass die Leitfähigkeitsvariationen im entsprechenden Wassergehaltsbereich meist geringer als 20 % sind. Änderungen dieser Größenordnung in diesem Leitfähigkeitsbereich wirken sich auf Georadarmessungen und -modellierungen nicht signifikant aus. Auf dem Radarprofil wurden auch Gleichstromgeoelektrikmessungen durchgeführt. Die im Gelände gemessenen Leitfähigkeitswerte variieren zwischen $0,0025$ und $0,0125 \text{ S/m}$ und sind damit in der gleichen Größenordnung wie die im Labor ermittelten Werte (Tab. 5.1). Allerdings ist die Auflösung nicht ausreichend, um Leitfähigkeitswerte für die einzelnen Schichten erhalten zu können.

Die Labormessungen des DK konnten wegen der geringen Messzellengröße nur an feinkörnigen Proben durchgeführt werden. Somit können aufgrund der hohen Grobkornanteile von bis zu 75 % keine verlässlichen DK-Werte für die obersten drei Schichten im Bohrkern bestimmt werden. Daher wurden für die Modellierung die Schichten A bis C durch eine „**Hilfsschicht**“ A' ersetzt, und nur die Schichten D bis H vollständig dem Bohrkern entsprechend modelliert. Der DK und die Leitfähigkeit für A' sind Mittelwerte der aus den Feinkornanteilen der Schichten A bis C im Labor bestimmten Werte und weichen damit zwangsläufig von den *in situ* Werten ab. Die modellierte Laufzeit bis zur ersten Reflexion (zwischen A' und D) kann also nicht der gemessenen Laufzeit entsprechen und muss angepasst werden: der größte Korrelationskoeffizient zwischen der gemessenen Spur f und der modellierten Spur wurde durch ein Verschieben der modellierten Spur um $-3,3 \text{ ns}$ erreicht. Dies deutet darauf hin, dass der mittlere DK der oberen drei Schichten kleiner ist als der bei der Modellierung für A' angenommene DK von 6,5. Er berechnet sich nach Gleichung 2.17 zu 4,5. Diese Beobachtung kann dadurch erklärt werden, dass diese Schichten durch den hohen Kiesanteil vermutlich trockener waren, als die Bestimmung des *in situ* Wassergehalts an den prozedurbedingt verhältnismäßig kleinen Teilproben⁶ ergeben hat. Die **resultierende Radarspur** ist in Abbildung

⁴ Bei der Probennahme mithilfe von Rammkernsondierungen wird zwangsläufig das Korngefüge des Bodens gestört. Dies führt dazu, dass die *in situ* Porosität bzw. die *in situ* Trockendichte nicht direkt bestimmbar ist. Man kann jedoch davon ausgehen, dass die untersuchten Lockersedimente eine ähnliche Entwicklungsgeschichte haben und daher der gleichen Verdichtungsarbeit ausgesetzt waren.

⁵ Variierte man bei obiger Berechnung die Trockendichte um $\pm 0,2 \text{ g/cm}^3$, würde dies zu einer Abweichung in den DK-Werten von 6 % für $\theta_g=5 \%$ und von 11 % für $\theta_g=9 \%$ führen. Diese gravimetrischen Wassergehalte sind die Minimum- und Maximumwerte der für die Modellierung verwendeten Wassergehalte.

⁶ Aus dem Material, das aus einer Schicht aus der Rammkernsondierung stammt, wurden jeweils drei Teilproben für die Wassergehaltsbestimmung entnommen. Darin waren zumeist keine oder nur wenige „große Steine“ enthalten.

5.3, Spur e, gezeigt. Sie ähnelt den gemessenen Spuren a und f stark, sowohl in den relativen Amplitudengrößen als auch im Abstand der Nulldurchgänge. Beispielsweise sind letztere zwischen 26 und 32 ns sowohl in den gemessenen Spuren als auch in der modellierten Spur deutlich größer als zu anderen Zeiten.

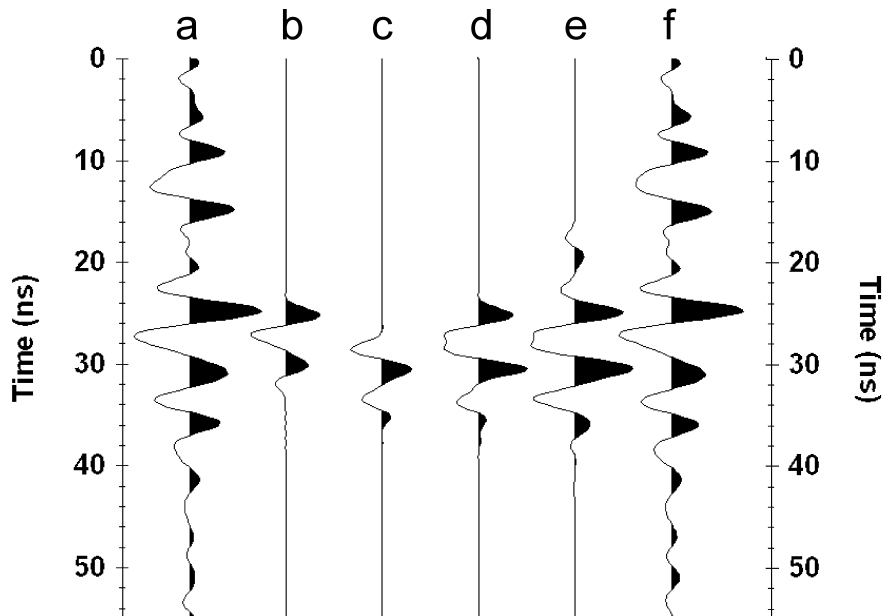


Abb. 5.3: Vergleich der gemessenen (a, f) und modellierten (b-e) Radarspuren (Salat & Junge, 2010). Spur b gibt die Schichtgrenze E/F wieder (vgl. Abb. 5.2), Spur c die Grenze F/G, Spur d zeigt die konstruktive Interferenz von b und c beim Zusammensetzen beider Schichtmodelle (Schichten E/F/G), und Spur e zeigt die aus dem Gesamtschichtmodell (vgl. Tab. 5.1) resultierende Radarspur.

Die Spuren b und c in Abbildung 5.3 zeigen den Einfluss der Schichtgrenze zwischen E und F, bzw. zwischen F und G. Die Reflexionskoeffizienten haben entgegengesetztes Vorzeichen, so dass der Ausschlag des reflektierten Signals einmal negativ, einmal positiv ist. Durch die Laufzeitunterschiede interferieren die beiden Signale konstruktiv (Spur d), wenn man beide Schichtmodelle zusammensetzt. Dies führt zu einer Verbreiterung des negativen Ausschlags bei 28 ns und einer Zunahme der Amplitude des folgenden positiven Ausschlags. Die beiden Einzelreflexionen sind nicht voneinander unterscheidbar. Die obere und die untere Schichtgrenze werden also nicht mehr getrennt voneinander aufgelöst, und das reflektierte Signal kann leicht als Reflexion einer einzelnen Schichtgrenze missinterpretiert werden.

5.1.2 Modellierung eines Radargramms

In Kapitel 2 wurde über die erweiterte Radarstratigraphie versucht, möglichst viel Information über den Untergrund aus dem Radargramm am Standort Teresa zu gewinnen. Viele Erkenntnisse konnten durch Bohrungen oder Geoelektrikmessungen bestätigt werden. Nun sollen all

diese Ergebnisse dazu genutzt werden, nicht nur einzelne Radarspuren, sondern ein ganzes Radarogramm zu modellieren, um es mit dem gemessenen Radarogramm zu vergleichen. Radarogramme stellen sehr komplexe Datensätze dar. Das Programm ReflexW bietet eine Vielzahl von Optionen und Einstellungsmöglichkeiten für Modellierungen. Ziel dieser Modellierung war es, mit einem möglichst einfachen Untergrundmodell die gemessenen Daten anzunähern.

Aus der Radarstratigraphie (Abb. 5.4, a)) wurde die **Anordnung und Form** der dominierenden Radar-Schichtflächen für die Grenzen zwischen den Einheiten A bis F übernommen (Abb. 5.4, b)). Soweit möglich, wurde die Tiefenlage von Schichtgrenzen aus der in Abbildung 3.3 gezeigten Bohrung verwendet (z.B. die Grenzen A/B und C/D). Zwar wurde die Rammkernsondierung nicht direkt auf diesem Profil, sondern bei Profilmeter 13 im Abstand von 1,5 m vom gezeigten Radarprofil durchgeführt, allerdings sind die relevanten Radar-Schichtgrenzen auch in dem zugehörigen Radarogramm in gleicher Tiefe zu finden.

Tabelle 5.2: Zusammenstellung der Werte, die zur Modellierung des Radargramms in Abb. 5.4 verwendet wurden (ϵ_r : relative Dielektrizitätszahl, μ_r : relative magnetische Permeabilität, σ : elektrische Leitfähigkeit, ρ : elektrischer Widerstand).

Bereich	ϵ_r []	μ_r []	σ [S/m]	ρ [Ω m]	Random layer	Korrelationslänge		Varianz []	Übergangs- zone [m]
						x [m]	z [m]		
A	10	1	0,015	67	<i>discontinuous</i>	15	0,1	2	–
B1	7	1	0,001	1000	<i>discontinuous</i>	1	0,1	2	–
B2	7,5	1	0,0025	400	<i>discontinuous</i>	1	0,1	2	–
C	6,5	1	0,0005	2000	<i>discontinuous</i>	2	0,1	1	–
D	11	1	0,002	500	<i>discontinuous</i>	2	0,1	1	0,2
E	8	1	0,005	200	<i>discontinuous</i>	3	0,1	1	–
F	6	1	0,002	500	<i>discontinuous</i>	3	0,1	1	–

Für das Modell des Untergrundes wurden die in Tabelle 5.2 zusammengefassten Werte gewählt. Die relative magnetische Permeabilität wurde stets auf 1 gesetzt. Die Werte für die **elektrische Leitfähigkeit** richten sich nach den Ergebnissen der Multielektrodengeoelektrik-Messungen (Abb. 3.2). Weil sich die Widerstände in Schicht B lateral deutlich ändern, wurde B im Modell in B1 und B2 aufgeteilt.

Auf dem Profil selbst wurde keine Bohrung durchgeführt, so dass die Dielektrizität des Untergrundes nicht direkt bestimmt werden konnte. Deshalb wurden die für das Untergrundmodell verwendeten **DK-Werte** in einem iterativen Prozess optimiert. Eine erste Orientierungshilfe lieferten die aus den gemessenen *in situ* Wassergehalten (vgl. Abb. 3.3) ermittelten DK-Werte des Materials aus der benachbarten Rammkernsondierung. Mit einbezogen wurden die in Kapitel 2.3.4 mithilfe der erweiterten Radarstratigraphie erzielten Aussagen zu relativen Änderungen des DK. Dann wurden die DK-Werte angepasst, um die gemessenen Laufzeiten zu erreichen. Dabei wurden vor allem die Grenze zwischen Auflageschicht (A) und dem Darunterliegenden (B1, B2, E) sowie die Oberkante des gesättigten Porenraumes (Grenze C/D) betrachtet, deren Tiefenlagen aus der Rammkernsondierung gut bekannt sind. Das Untergrundmodell bezüglich der DK-Werte ist in Abbildung 5.4 b) gezeigt. Zur Modellierung der Inhomogenitäten innerhalb der Einheiten wurden zufällig angeordnete **DK-Diskontinuitäten** in das Modell eingebaut (*random layers*, siehe Sandmeier, 2009). Diese wurden über die Angabe von Korrelationslängen in x- und z-Richtung sowie einer Varianz definiert, wodurch die mittlere laterale und vertikale Erstreckung sowie der DK-Kontrast zur Umgebung charakte-

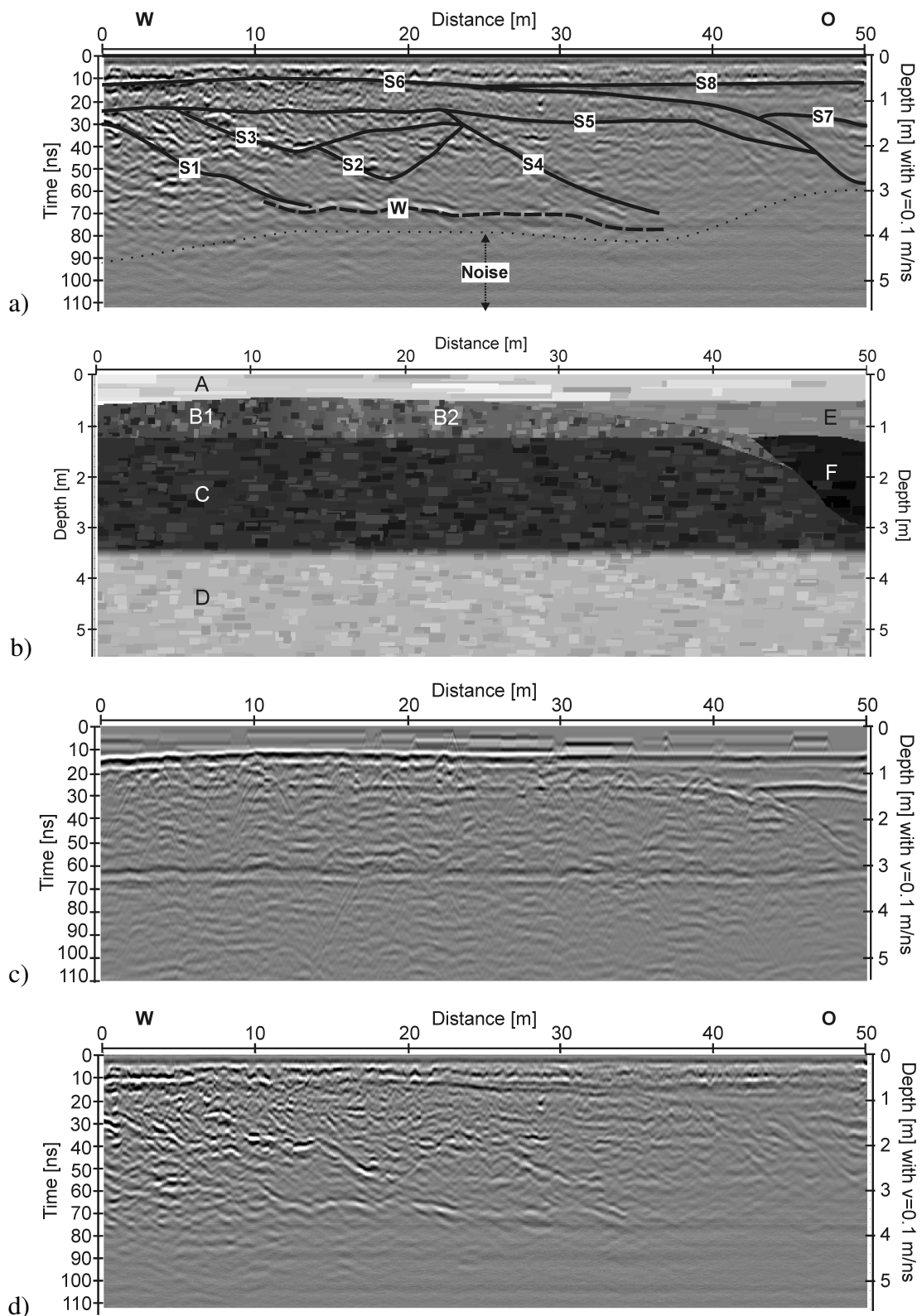


Abb. 5.4: Modellierung des Radargramms am Standort Teresa. a) Radar-Schichtflächen im gemessenen Radargramm. b) Vereinfachtes Untergrundmodell. Helle Grautöne geben einen hohen Dielektrizitätskoeffizienten an, dunkle einen niedrigen. Die entsprechenden Zahlenwerte finden sich in Tabelle 5.2. c) Ergebnis der Modellierung. d) Gemessenes Radargramm.

risiert werden. Der Einbau der Diskontinuitäten wurde so einfach wie möglich gehalten: Für alle Schichten wurde die selbe Korrelationslänge in z-Richtung gewählt, und nur die Korrelationslänge in x-Richtung variiert. Sie ist umso länger, je kontinuierlicher sich die Radarfazies darstellt (vgl. Tabelle 2.3). Die gewählte Varianz orientiert sich an der Amplitudenstärke der Reflexionen in den einzelnen Radareinheiten (vgl. Tabelle 2.4)⁷. Die Grenze zwischen Schicht C und D soll den als Oberkante des gesättigten Porenraumes interpretierten Reflektor W wiedergeben. Sie wurde als 20 cm breite lineare **Übergangszone** realisiert.

Für die Modellierung eines Radargramms wurde ein Spurbstand von 0,025 m und ein Laufzeitinkrement von 0,08 ns gewählt. Die maximal modellierte Laufzeit wurde auf 110 ns gesetzt. Das Ergebnis der Modellierung findet sich in Abbildung 5.4 c). Zum Vergleich ist das gemessene Radargramm in Abbildung 5.4 d) dargestellt.

Das **modellierte Radargramm** gibt die dominanten Strukturen und Reflexionseigenschaften (vgl. Tabelle 2.4) des gemessenen Radargramms gut wieder: Beispielsweise stellt sich der Reflektor W als breite Reflexion mit großer, negativer Amplitude dar. Die Radar-Schichtfläche S5 bildet sich nicht durchgehend ab. S7 und S8 sind als deutliche Reflektoren mit positiver Polarität erkennbar. Die abtauchende Radar-Schichtfläche S6 ändert ihre Polarität von positiv zu negativ.

5.2 Diskussion

Beide Modellierungen dienen dazu, gemessene Radargramme besser zu verstehen und Gelände- und Labormessungen miteinander zu verknüpfen. Während für die Modellierung der Radarspur nur die Daten aus einer Rammkernsondierung und die Erkenntnisse aus den Labormessungen die Grundlage bilden, wurden für die Modellierung des Radargramms zusätzlich die Ergebnisse aus der erweiterten Radarstratigraphie und einer Geoelektrikmessung verwendet. Etwas problematisch ist die Wahl des Eingangssignals für die Modellierung, weil der Radarimpuls bei der Messung nicht genau bekannt ist. Seine Form ist abhängig von der Antenne und ihrer Ankopplung an den Untergrund. Da hohe Frequenzen im Untergrund stärker gedämpft werden als niedrigere Frequenzen, verändert sich das Signal zudem während der Ausbreitung im Untergrund (z.B. Cassidy, 2009). Das verwendete Küpper-Wavelet mit vier teilweise gedämpften Schwingern (siehe Sandmeier, 2009) scheint aber der Realität sehr nahe zu kommen, da sich beim Vergleich mit den gemessenen Daten eine gute Übereinstimmung zeigt.

Modellierung der Radarspur

Nachdem die DK-Werte im Labor nur für den Feinkornanteil der Sedimentproben bestimmt werden konnten, wurde die Modellierung von Radarspuren auf Grundlage von Rammkernsondierungen auf Schichten mit geringem Kiesanteil beschränkt. Dies grenzt die Auswahl an verwendbaren Bohrdaten ein, da in allen 12 durchgeführten Rammkernsondierungen viele

⁷ Weitere in ReflexW variierbare Parameter wurden der Einfachheit halber für alle Schichten identisch gewählt. Die räumliche Verteilung der Inhomogenitäten sowie die statistische Verteilung der Materialeigenschaften erfolgte mit der Einstellung „white“. Die erlaubte „Dichte“ der Inhomogenitäten wurde auf 100 % gesetzt. Der Mittelwert für den konstanten Offset bei der Variation der DK-Werte der Inhomogenitäten soll Null sein.

grobkörnige Bereiche oder auch Kernverluste auftreten. Das hier gezeigte Beispiel beweist jedoch, dass unter geeigneten Bedingungen mithilfe der Modellierung von Radarspuren aufgrund von Bohrdaten das beobachtete Radarreflexionsmuster gut erklärt werden kann.

Ein direkter Vergleich der absoluten **Amplituden** ist nicht möglich. Hierzu wäre die Kenntnis von Antennenabstrahlcharakteristik und Antennenankopplung notwendig. Auch die Datenbearbeitung, speziell die angewandte Verstärkung, müsste mit einbezogen werden. Zudem müsste die räumliche Verteilung der Untergrundparameter (DK, Leitfähigkeit, Dämpfungskoeffizienten) und ihre Variabilität sehr viel genauer bekannt sein. In dieser Arbeit wurden die Daten aus einzelnen Proben einer Rammkernsondierung genutzt. Dies stellt jedoch nur eine punktuelle Beprobung eines heterogenen Mediums dar. Einen Einfluss auf die Amplituden haben jedoch auch das den Bohrkern umgebende und das den zu modellierenden Bereich überlagernde Material sowie vorhandene Inhomogenitäten. Die *exploding reflector*-Modellierungsmethode ist nicht auf eine absolut naturgetreue Amplitudenwiedergabe ausgelegt. Das Amplitudenverhalten (Dämpfung, Divergenz) des Modellierungsprogrammes müsste genau den realen Bedingungen entsprechen. Viele der genannten Größen sind kaum oder nur mit sehr großem Aufwand bestimmbar. Der Vergleich von modellierter mit gemessener Spur kann hier also nur qualitativ erfolgen. Trotzdem gibt die modellierte Spur die gemessene gut wieder.

Eine Besonderheit stellt Schicht F dar. Mit einer Mächtigkeit von 20 cm liegt sie an der Grenze der theoretischen vertikalen Auflösung der verwendeten Radarfrequenz (vgl. Kapitel 2.1.2; Gleichung 2.19 und Tabelle 2.1). Beim Betrachten des Radargramms oder der gemessenen Spur neigt man dazu, das entsprechende Reflexionsmuster als einzelnen Reflektor zu interpretieren. Doch erst durch die **Modellierung einer dünnen Schicht** mit Ober- und Unterkante lassen sich die größeren Amplituden und der verbreiterte Abstand der Nulldurchgänge erklären. Somit liegt hier ein einzigartiges Beispiel vor, in denen eine dünne Schicht⁸ mit dem Georadar gemessen, und deren Reflexionsmuster über die Modellierung verständlich gemacht wurde.

Die Erkenntnisse aus der Modellierung der dünnen Schicht sind auch wertvoll für die zukünftige Interpretation von Radargrammen. Sind **dünne Schichten** vorhanden, so wirken deren Reflexionen auf die reflektierten Signale darunter liegender Schichtgrenzen. Es gliedert sich nicht einfach ein weiterer Ausschlag an, sondern bestehende Reflexionsmuster werden durch Interferenz verändert. Dieser Effekt trägt auch dazu bei, dass die obersten Ausschläge in der modellierten Spur nur bedingt aussagekräftig sind. Eventuell vorhandene Schichtgrenzen, die im Bohrkern aufgrund der grobkörnigen Zusammensetzung nicht identifiziert werden konnten, könnten die Form der gemessenen Radarspur in diesem Bereich signifikant beeinflusst haben. Zudem ist der DK-Kontrast zwischen C und D nicht bekannt, sondern wird durch den Kontrast zwischen A' und D nur angenähert.

Für weitere Modellierungen von Radarspuren anhand von Rammkernsondierungen wird eine dichtere Probennahme empfohlen (anstatt einer Probe pro Schicht z.B. eine Probe alle 10 cm).

⁸ = Schicht, deren Mächtigkeit im Bereich oder unterhalb der theoretischen vertikalen Auflösungslänge der verwendeten Radarfrequenz liegt.

Modellierung des Radargramms

Ein Vergleich von modelliertem und gemessenem Radargramm ist über den Vergleich der enthaltenen Strukturen und deren Lage (in Bezug auf Laufzeiten) möglich. Für das Untergrundmodell wurden die Anordnung und Form der dominierenden **Strukturen** aus der Radarstratigraphie gewonnen, und nicht durch Nachzeichnen der stärksten Reflektoren. Die gute Übereinstimmung mit dem gemessenen Radargramm bestätigt daher die Richtigkeit der Radarstratigraphie.

Die **Laufzeit** im Radargramm ergibt sich durch die metrische Tiefe des Reflektors (also die Mächtigkeit des überlagernden Materials) und die Geschwindigkeit der EM-Welle bzw. den DK des Mediums. Jene Größen können nicht getrennt aus der Radarstratigraphie abgeleitet werden. Eine Laufzeit kann mit wachsender Schichtmächtigkeit gleich bleiben, wenn gleichzeitig eine höhere Geschwindigkeit, also ein kleinerer DK, auftritt (und umgekehrt). Für die Modellierung des Radargramms wurden hier deshalb Schichtmächtigkeiten aus der benachbarten Rammkernsondierung als Anhaltspunkt gewählt. Eine Verwendung dieser Daten scheint gerechtfertigt, da sich, was die Tiefenlage der entsprechenden Reflektoren betrifft, der Untergrund in allen Radargrammen der Parallelprofile sehr ähnlich darstellt (vgl. Abb. C.1). Für das Untergrundmodell lassen sich dann die DK-Werte so anpassen, dass die Laufzeiten aus dem gemessenen Radargramm erreicht werden. Zudem können hier die Erkenntnisse aus der erweiterten Radarstratigraphie mit einfließen, so dass auch Bereichen ohne zusätzlicher Information aus Bohrungen DK-Werte zugewiesen werden können. Über die aus den Labormessungen ermittelte Gleichung 4.19 lassen sich die DK-Werte dann in volumetrische Wassergehalte umrechnen.

Anhand der Proben aus der Rammkernsondierung wurde der gravimetrische *in situ* Wassergehalt bestimmt. Dieser kann über die Multiplikation mit der Trockendichte (vgl. Gleichung 4.15) in einen volumetrischen Wassergehalt umgerechnet werden.

Vergleicht man nun diese aus der Bohrung ermittelten volumetrischen Wassergehalte mit den im Rahmen der Modellierung angepassten Werten, so zeigt sich, dass in der Auflage-schicht A die beiden deutlich voneinander abweichen (25,5 % gegenüber 17 %). Dabei wurde für ersteren Wassergehalt, wie bei der Modellierung der Radarspur, eine mittlere Trockendichte von $\rho = 1,5 \text{ g/cm}^3$ für das Sediment angenommen. Vermutlich ist dieser Wert für die verhältnismäßig tonige Schicht zu hoch. Dies würde sich auch mit den Beobachtungen aus den Labormessungen (vgl. Kapitel 4.6) und den Literaturwerten von Hartge & Horn (1999) decken, nach denen Tonböden geringere Trockendichten als Schluff- und Sandböden aufweisen können. Ein direkter Vergleich von modellierten Werten mit *in situ* gemessenen Werten ist also schwierig, wenn keine zusätzliche Information über die Dichte / Porosität vorliegt.

Für den mittleren Bereich des Radargramms stimmen die Werte besser überein. Der modellierte DK von 6,5 für Schicht C würde einen volumetrischen Wassergehalt von 10 % voraussetzen, während im Rammkern im entsprechenden Bereich zwischen 4,5 % und 10,5 % (mit einer mittleren Trockendichte von $\rho = 1,5 \text{ g/cm}^3$) ermittelt wurden. Allerdings überwiegt hier der trockenere Bereich anteilmäßig. Die aus dem gravimetrischen Wassergehalt bestimmten Werte scheinen also eher zu niedrig. Hier könnte die Ursache in einer aufgrund des hohen Kiesanteils etwas größeren mittleren Trockendichte liegen. Zudem macht der hohe Kiesanteil die Wassergehaltsbestimmung ungenauer, da sie aus logistischen Gründen an verhältnismäßig kleinen Teilproben (zwischen 14 und 74 g Trockenmasse) durchgeführt wurde. Er erschwert

auch die Identifikation von unterschiedlichen Einheiten im Bohrstock. So wurden mithilfe der Radarstratigraphie im entsprechenden Bereich mehr Radareinheiten gefunden als im Bohrkern Schichten angesprochen wurden. Für den gesamten Mächtigkeitbereich der Schichten B und C von 2,9 m wurden nur zwei Proben genommen. Es ist wahrscheinlich, dass der Wassergehalt innerhalb der Schichten variiert. Zur Abklärung dieser Effekte wäre eine dichtere Beprobung wünschenswert gewesen.

Nichtsdestotrotz entspricht das modellierte Radarogramm gut dem gemessenen. Es ist also gelungen, über eine Integration unterschiedlicher Methoden die Strukturen und petrophysikalischen Parameter des Untergrundes zu reproduzieren. Die Modellierung eines ganzen Radarogramms im sedimentologischen Bereich zum Vergleich mit einem gemessenen ist in dieser Art und Weise einzigartig.

5.3 Vergleich von Gelände- und Laborergebnissen am Beispiel der Dämpfung

In den Kapiteln 2 und 3 wurde gezeigt, dass die Daten der verschiedenen Geländemessungen (Georadar, Geoelektrik, Rammkernsondierungen) gut zusammenpassen. Doch auch die Ergebnisse aus Gelände und Labor fügen sich überzeugend zusammen. Dies soll exemplarisch anhand der Messungen am Standort Altura II verdeutlicht werden. Abbildung 5.5 zeigt das selbe Radarprofil wie Abbildung 5.1, auch mit der selben Datenbearbeitung, allerdings in einem größeren Ausschnitt und in Graustufen. Es ist klar zu erkennen, dass die maximale Erkundungstiefe im Radarogramm rechts (ab etwa 16 m) viel geringer ist (ca. 42 ns) als links (> 95 ns). In dem Bereich tritt also eine starke Dämpfung auf.

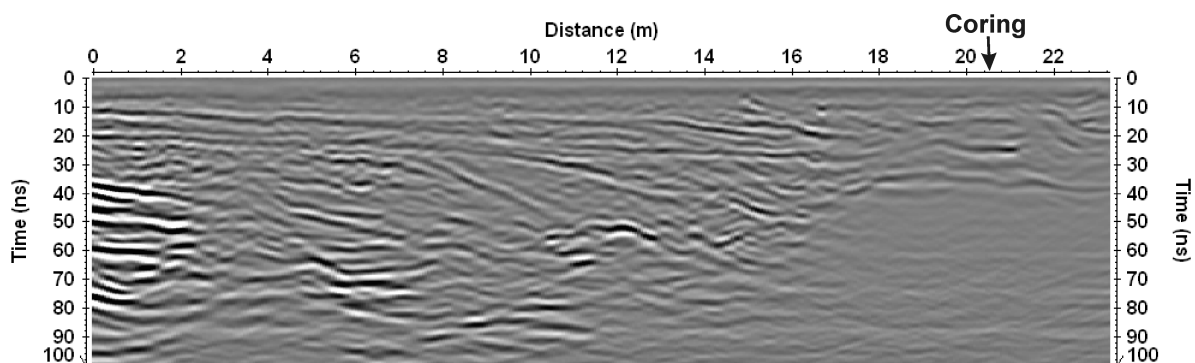


Abb. 5.5: 200 MHz-Radarogramm am Standort Altura II; wie Abb. 5.1; Darstellung in Graustufen. Eine Rammkernsondierung wurde bei Profilmeter 20,5 durchgeführt.

Bei den Labormessungen an den Sedimentproben wurden u.a. auch die Dämpfungskoeffizienten ermittelt (vgl. Kapitel 4.5.3). Diese sind in Abhängigkeit vom Wassergehalt in Abbildung 5.6 noch einmal dargestellt. Eingekreist sind hier zwei Proben (gemessen jeweils in drei Einzelproben), die auffällig hohe Dämpfungskoeffizienten (10-15 dB/m) schon bei geringen Wassergehalten ($< 5\%$) aufweisen.

Diese beiden Proben stammen genau aus den Schichten H und F (vgl. Abb. 5.2) der Rammkernsondierung, die bei Profilmeter 20,5 des gezeigten Radargramms durchgeführt wurde. Die

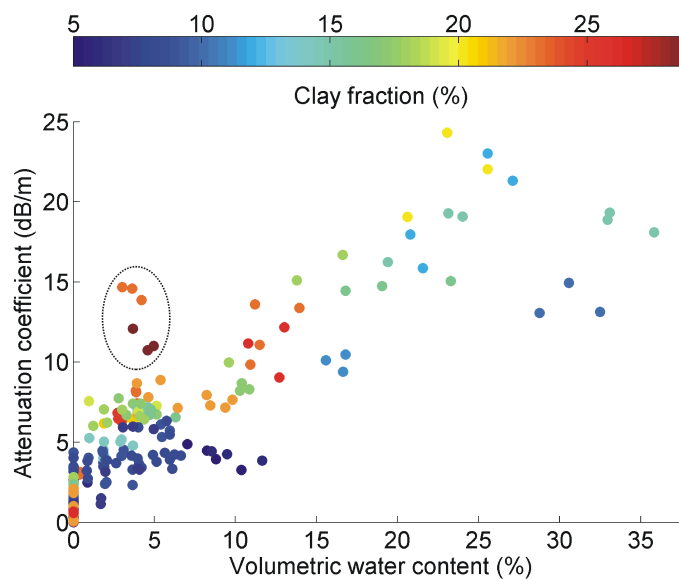


Abb. 5.6: Dämpfungskoeffizient der Sedimentproben bei 200 MHz in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt der Proben (wie Abb. 4.8). Farblich kodiert ist der Tonanteil der Proben. Einkreist sind die beiden Proben mit außergewöhnlich hohen Dämpfungskoeffizienten.

starke Dämpfung findet sich also in den Ergebnissen sowohl der kleinskaligen Labor- als auch der großskaligen Geländemessungen.

5.4 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden großskalige Gelände- und kleinskalige Labordaten, die in den vorhergehenden Kapiteln präsentiert wurden, im Zusammenhang betrachtet. So konnte zum Beispiel die Beobachtung erhöhter Dämpfung im Radargramm durch die Laboruntersuchungen bestätigt werden. Über die Modellierung von Radargrammen wurden zudem die verschiedenen skaligen Daten miteinander verknüpft.

Für die Modellierung einzelner Radarspuren wurden die Daten aus einer Rammkernsondierung verwendet. Bisher ist die Modellierung auf Schichten mit geringem Grobkornanteil beschränkt, da Labormesswerte nur für feinkörnige Lockersedimente vorliegen. Für diese Schichten ist es jedoch möglich, Daten aus Rammkernsondierungen für die Konstruktion eines Mehrschichtmodells zu nutzen. Mit den Ergebnissen der Labormessungen kann man realistische DK-Werte für die jeweiligen Schichten einsetzen. Die Modellierung trug zum Verständnis für das Zustandekommen der gemessenen Radarspur bei. Diese setzt sich aus interferierenden Reflexionen mehrerer Schichten zusammen, deren Mächtigkeit teilweise an der Grenze der theoretischen Auflösung für die verwendete Radarfrequenz liegt. Ohne die Erfahrung aus der Modellierung kann man solche dünnen Schichten bei der Interpretation von Messdaten leicht übersehen.

Für die Modellierung eines vollständigen Radargramms wurden alle Erkenntnisse aus den vorherigen Kapiteln integriert. Das modellierte Radargramm gibt das gemessene Radargramm vereinfacht, aber in guter Übereinstimmung wieder.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit war es, das Zustandekommen von Radargrammen am Beispiel fluvialer Sedimente noch besser zu verstehen. Dies soll dazu dienen, allein aus Georadarmessungen möglichst viele Erkenntnisse über den Untergrund ableiten zu können. Dazu wurden zum Einen einzelne Radargramme mit einem neuen Ansatz genau analysiert. Zum Anderen wurden Sedimentproben genommen, um den Untergrund genau kennen zu lernen und um Abhängigkeiten des DK von petrophysikalischen Parametern zu bestimmen. Anschließend wurden die Daten der großskaligen Georadar-Geländemessungen mit den Ergebnissen der kleinskaligen DK-Labormessungen über Modellierungen miteinander verknüpft.

Für die Georadardaten im Einzugsgebiet des Rio Palancia wurde eine Bearbeitungs- und Auswertesystematik entwickelt und deren Anwendbarkeit demonstriert. Die Interpretation von Radargrammen basiert fast ausschließlich auf einer visuellen Betrachtung und Bewertung. Somit kommt der Bearbeitung der Radargramme, die neben der Reduktion von Störsignalen und der Glättung der Daten hauptsächlich der visuellen Heraushebung von Eigenschaften dient, eine große Bedeutung zu. Die Besonderheit bei der hier verwendeten Datenbearbeitung besteht darin, dass die Radargramme jeweils auf zwei unterschiedliche Arten prozessiert und dargestellt werden. Einmal liegt der Schwerpunkt auf der Erhaltung der – zumindest relativen – Amplitudencharakteristik und einmal auf der Herausarbeitung der Untergrundstrukturen.

Durch dieses Vorgehen konnte die Auswertung der Radargramme objektiviert werden: Radar-Schichtflächen, Radareinheiten und Radarfazies wurden über die systematische Auswertung von Reflektor-Enden ermittelt. Diese klassische Radarstratigraphie-Methode wurde um eine Reflexionsanalyse erweitert, in der auch die relative Amplitudengröße, die Polarität und die Breite der Reflexionen betrachtet werden. Hierfür wurde eine systematisch anwendbare Nomenklatur entwickelt.

Aus der Reflexionsanalyse konnten, bezüglich relativer Wassergehalts-, Korngrößen- und Leitfähigkeitsänderungen, zusätzliche Erkenntnisse über den Untergrund gewonnen werden, die durch Bohrungen und Geoelektrikmessungen bestätigt wurden. Dies zeigt, dass eine Nutzung der Amplitudeninformation in Radargrammen fluvialer Sedimente im Untersuchungsgebiet möglich ist und lohnend eingesetzt werden kann.

Bei der Auswertung der Radargramme hat sich zudem gezeigt, dass verschiedene Sediment-Ablagerungstypen unterschiedliche Zusammensetzungen von Radarfazies aufweisen. Eine Unterscheidung und räumliche Abgrenzung verschiedener Ablagerungstypen mithilfe von Georadaruntersuchungen ist somit im Untersuchungsgebiet durchführbar. Schichtmächtigkeiten konnten direkt aus Radargrammen ermittelt werden. Dazu wurden mittlere Geschwindigkeiten mithilfe von Diffraktionshyperbeln bestimmt, die in den Radargrammen zahlreich vorhanden waren. Somit konnte, nach wenigen anfänglichen Rammkernsondierungen auf drei repräsentativen Flächen, für die Sediment-Massenbilanzierung im Palancia-Einzugsgebiet auf weitere Bohrungen verzichtet werden.

Diese Rammkernsondierungen dienten dazu, Proben für die Untersuchungen im Labor zu gewinnen. Dort wurden Wassergehalt, Trockendichte, Korngrößenverteilung und Kalkgehalt der Lockermaterialproben bestimmt. Zusätzlich wurden Real- und Imaginärteil der Dielektrizitätskoeffizienten (DK) der Sedimente mithilfe der Plattenkondensatormethode im Radarfrequenzbereich gemessen, und die Ergebnisse (bei einer Frequenz von 200 MHz) in Abhängigkeit von den petrophysikalischen Parametern diskutiert. Für die Messungen wurde ein spezieller Probenhalter für Lockermaterial konstruiert. Der DK ist in erster Linie vom Wassergehalt abhängig. Basierend darauf konnte eine für die Sedimente im Untersuchungsgebiet charakteristische Wassergehalts-DK-Beziehung ermittelt werden. Diese Kurve ist gegenüber in der Fachliteratur zu findenden Beziehungen zu höheren DK-Werten hin verschoben. Dieser Unterschied ist vermutlich auf die hohen Kalkgehalte der Proben zurückzuführen. Für trockene Proben wurde eine lineare Korrelation des DK mit der Trockendichte festgestellt. Zudem wurden die Absorptionskoeffizienten in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt bestimmt. Dabei zeigte sich, dass Proben mit hohem Tonanteil selbst bei geringen Wassergehalten außerordentlich hohe Dämpfungskoeffizienten aufweisen können. Die hohe Dämpfung konnte nicht nur bei den Labormessungen, sondern auch im entsprechenden Bereich im Radargramm beobachtet werden.

Die charakteristische Wassergehalts-DK-Beziehung wurde für Modellierungen von Radardaten genutzt, die dann mit Messdaten verglichen wurden. Zur Modellierung einer einzelnen Radarspur wurde die Information (Schichttiefen und -mächtigkeiten sowie *in situ* Wassergehalte) aus einer Rammkernsondierung verwendet. Als Besonderheit ist dabei der Einfluss einer dünnen Schicht anzusehen, deren Mächtigkeit an der Grenze der theoretischen Auflösung für die verwendete Radarfrequenz liegt. Nach klassischen Auswertemethoden und ohne zusätzliche Information über den Untergrund wäre deren Reflexion im gemessenen Radargramm wohl nicht als Schicht mit Ober- und Unterkante, sondern nur als Einzelreflektor interpretiert worden. Über die Modellierung der dünnen Schicht konnte dagegen die spezielle Charakteristik der gemessenen Spur erklärt werden. Auf Basis der Erkenntnisse aus der erweiterten Radarstratigraphie an einem Radargramm auf fluvialen Lockersedimenten war es zudem möglich, ein komplettes Radargramm zu modellieren. Das modellierte Radargramm gibt das gemessene Radargramm vereinfacht, aber in guter Übereinstimmung wieder. Offensichtlich ist es also gelungen, über eine Integration der beschriebenen Methoden die Strukturen und petrophysikalischen Parameter des Untergrundes zu reproduzieren.

Bedeutung der Ergebnisse

Durch die Möglichkeit der Identifizierung unterschiedlicher Ablagerungstypen und der Bestimmung ihrer Ausdehnung und Mächtigkeiten leisten Georadaruntersuchungen eine gute Hilfestellung zur Erstellung einer Sediment-Massenbilanzierung. Diese dient dazu, die fluvialmorphologische Entwicklungsgeschichte des Flusssystemes zu verstehen. Kennt man die Einflussfaktoren auf das System und ihre Wirkung, so ist es möglich, zukünftige Entwicklungen zu prognostizieren. Gerade in Zeiten eines Klimawandels, der auch mit deutlichem Einfluss auf den mediterranen Raum diskutiert wird, ist dies ein hochaktuelles Thema. Zudem verändert der Mensch immer mehr direkt seine Umwelt, mit teilweise unbekanntem Konsequenzen.

Im Einzugsgebiet des Rio Palancia ist derzeit eine deutliche Nutzungsänderung durch den

Menschen beobachtbar. So werden zum Beispiel an den Hängen viele Stützmauern für Terrassen vernachlässigt, so dass sie verfallen, und das vorher zurückgehaltene Lockermaterial erodiert werden kann. Gleichzeitig werden an anderen Stellen neue, großflächige Anbauflächen für Obstplantagen geschaffen, indem anstehendes Gestein weggesprengt wird, Lockermaterial lastwagenweise eingebaut wird, und/oder Flächen mit schwerem Gerät eingeebnet werden. Zudem wird dem Fluss eine große Menge Wasser zur Bewässerung von Obstplantagen entnommen. Eine Abschätzung der Auswirkung (z.B. verstärkte Erosion, gefährliche Hochwasserereignisse, etc.) dieser Veränderungen wird nach der Erstellung der Massenbilanzierung im Palancia-Projekt möglich sein. Diese Arbeit leistet also einen Beitrag zum Verständnis einer gesellschaftlich und wirtschaftlich relevanten Problematik. Möglichen schwerwiegenden Folgen veränderter Umweltbedingungen kann somit hoffentlich entgegengewirkt werden.

In dieser Arbeit wurden verschiedene Aspekte ausführlich untersucht, die im Zusammenhang mit der Erkundung fluvialer Lockersedimente mithilfe des Georadarverfahrens stehen. Dazu zählen das Verständnis für das Zustandekommen der Radargramme, die Technik der Auswertung von Radargrammen und die Ausschöpfung des Informationsgehalts von Radargrammen. Die gewonnenen Erkenntnisse sind direkt nutzbar für weitere Arbeiten mit dem Georadar.

Die entwickelte Bearbeitungs- und Auswertemethodik objektiviert die Auswertung von Radargrammen, erhöht deren Vergleichbarkeit und vermehrt den Informationsgewinn. Eine Anwendung der erweiterten Radarstratigraphie für die Darstellung und Interpretation von Radardaten kann also nur empfohlen werden.

Ausblick

Für die in der Einleitung genannten Fragestellungen war die zweidimensionale Auswertung eines Radargramms stets ausreichend (wobei benachbarte Radargramme auch miteinbezogen wurden). Wird eine kleinskalige sedimentologische Interpretation einzelner Sedimentkörper erwünscht, so wird eine dreidimensionale Auswertung von Radar-Schichtflächen, -Einheiten und -Fazies zur Beschreibung der Untergrundstrukturen notwendig.

Eine Aufgabe zukünftiger Modellierungen ist die Beschreibung und Erklärung noch kleinerer Details in Radargrammen. Dazu müsste eine noch dichtere Probennahme durchgeführt werden. Aus den Rammkernsondierungen wurde in dieser Arbeit nur jeweils eine Probe aus den als einzelne Schichten interpretierten Bereichen genommen. Interessant wäre es zu untersuchen, wie heterogen solche Bereiche sind, und wie sich Inhomogenitäten auf das Radar-Reflexionsmuster auswirken. Von Vorteil wäre hierfür auch die Entwicklung eines Messgerätes, das die DK-Untersuchung (auf einer kleineren Skala als mit dem Georadar) an ungestörten Proben erlaubt, am Besten *in situ*. Mithilfe einer größeren Messzelle könnten zudem auch grobkörnige Lockersedimente untersucht und bei den Modellierungen berücksichtigt werden.

In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass Georadarmessungen eine wertvolle Ergänzung zu klassischen sedimentologischen oder geomorphologischen Untersuchungen darstellen. Die erweiterte Radarstratigraphie-Methode wurde hier für fluviale Lockersedimente des Rio Palancia vorgestellt. Sie ist jedoch ohne Weiteres übertragbar auf andere Flusssysteme oder auch andere, z.B. äolische, Lockersedimente. Auch auf Radargramme von klastischem Sedimentgestein sollte sie anwendbar sein. Die Erkenntnisse aus der Reflexionsanalyse können die Bestimmung von relativen Wassergehalts-, Korngrößen- und Leitfähigkeitsänderungen ermöglichen.

Sie lassen sich nicht nur nutzen für die Interpretation von Radargrammen aus dem Palancia-Einzugsgebiet, sondern auch aus anderen Flusssystemen, auf Lockersedimenten oder Böden. Somit handelt es sich bei der Reflexionsanalyse um einen vielversprechenden Ansatz bei der Anwendung des Georadarverfahrens nicht nur für sedimentologische Fragestellungen, sondern auch in Bodenkunde und Landwirtschaft. Gerade in diesen Bereichen ist die Ableitung von Bodenparametern mithilfe von schnellen und flächeneffizienten Messungen von großem Interesse.

A Koordinaten der Standorte

In Abbildung A.1 ist die Lage der in dieser Arbeit erwähnten Standorte im Palancia-Einzugsgebiet dargestellt. In Tabelle A.1 ist jeder Standort mit einer Koordinatenangabe versehen, welche die Lage der untersuchten Terrasse bzw. den Ort im Flussbett wiedergibt. Zudem bietet die Tabelle eine Übersicht, in welchen Kapiteln Textstellen speziell zum entsprechenden Standort zu finden sind. Auch wird zusammengefasst, wo Abbildungen dazu zu finden sind, und was diese zeigen. In der letzten Spalte ist angegeben, welche Methoden angewandt wurden.

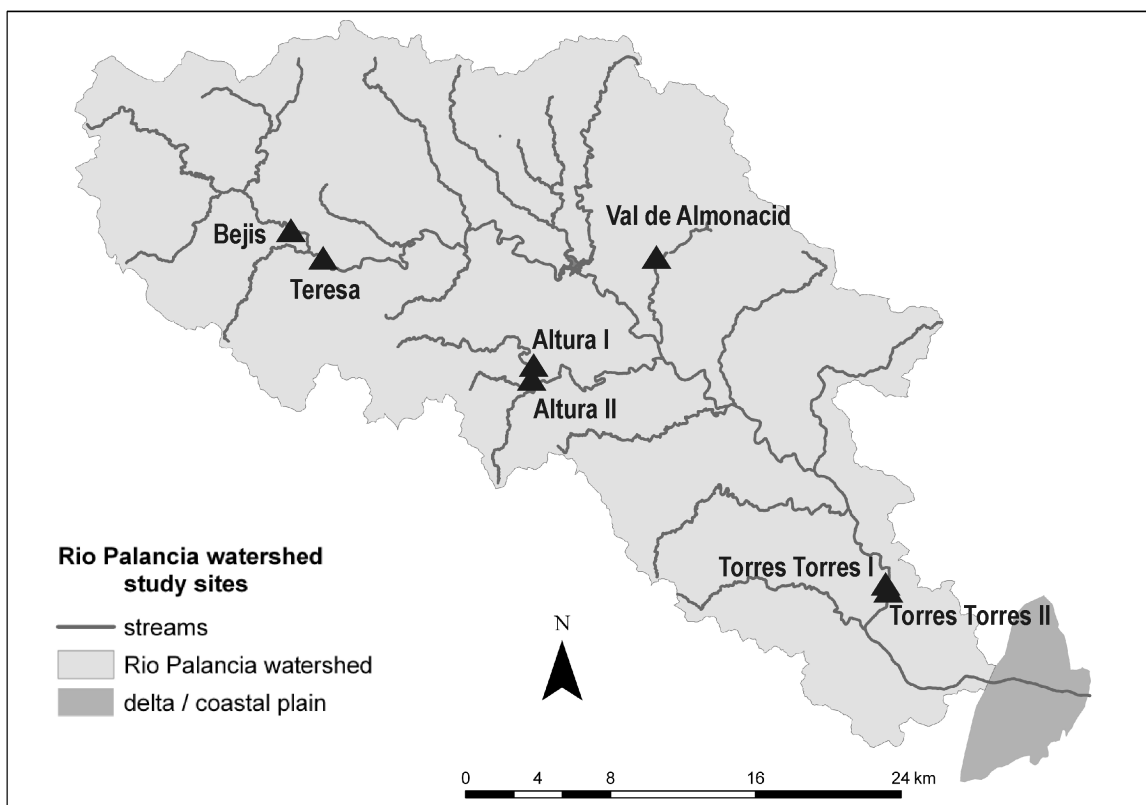


Abb. A.1: Lage der Standorte im Untersuchungsgebiet, die in dieser Arbeit erwähnt werden.

Tabelle A.1: Koordinaten der in dieser Arbeit erwähnten Standorte im Palancia-Einzugsgebiet, mit Information über die dort angewandte Methode (GPR steht für Georadar), gezeigte Abbildungen und die entsprechenden Kapitelangaben.

Name	UTM-Koordinaten ED 50, Zone 30N		Text- stellen in Kapitel	Abbildung		gezeigte Methode
	Rechtswert	Hochwert		Nr.	Inhalt	
Altura I	709348 m	4413482 m	3.4.2	Radargramm	3.5	GPR, Radarstratigraphie an P/H2
Altura II	709256 m	4412512 m	3.4.2	Radargramm + Elektrikprofil	3.6	GPR, Geoelektrik
			4.3	Lage des Standorts	4.3	Bohrung, Probennahme
			5.1.1	Radargramm	5.1	GPR
			5.1.1	Bohrprofil	5.2	Bohrung, Probennahme
			5.1.1	modellierte/gemessene Radarspuren	5.3	Modellierung
			5.3	Radargramm	5.5	GPR
Bejis	695779 m	4420775 m	4.3	Lage des Standorts	4.3	Bohrung, Probennahme
Teresa	697735 m		4.3	Lage des Standorts	4.3	Bohrung, Probennahme
			-	Radargramm	2.2	Bearbeitungsverfahren A, B
			2.3.2, 3.4.3	Radargramm	2.3	Radarstratigraphie an H3, Methodik
			2.3.4	Radargramm	2.7	Reflexionsanalyse, Methodik
			3.3.1	Radargramm + Elektrikprofil	3.2	GPR, Geoelektrik
			3.3.2	Bohrprofil	3.3	Bohrung
			5.1.2	Modell + modelliertes Radargramm	5.4	Modellierung
			C	Radargramme, Parallelprofile	C.1	Quasi-3D-Datensatz
			C	Radargramme, Parallelprofile	C.2	Quasi-3D-Datensatz
			C	Radargramme, Querschnitte	C.3	Quasi-3D-Datensatz
C	Radargramme, Querschnitte	C.4	Quasi-3D-Datensatz			
C	Radargramme, Zeitschnitte	C.5	Quasi-3D-Datensatz			
C	Radargramme, Zeitschnitte	C.6	Quasi-3D-Datensatz			
Torres Torres I	728764	4401305	3.4.2	Radargramm	3.7	GPR, Radarstratigraphie an P/H2
Torres Torres II	728832	4400968	3.4.4	Radargramm	3.8	GPR, Radarstratigraphie an H4
Val de Almonacid	716330	4419690	3.4.1	Radargramm	3.4	GPR, Radarstratigraphie an Hangsediment

B Lage aller untersuchten Standorte

In Abbildung B.1 ist die Lage aller 30 Standorte im Palancia-Einzugsgebiet dargestellt, die in den Jahren 2006 bis 2008 im Rahmen des Palancia-Projekts geophysikalisch (mithilfe von Georadar und/oder Geoelektrik) untersucht worden sind.

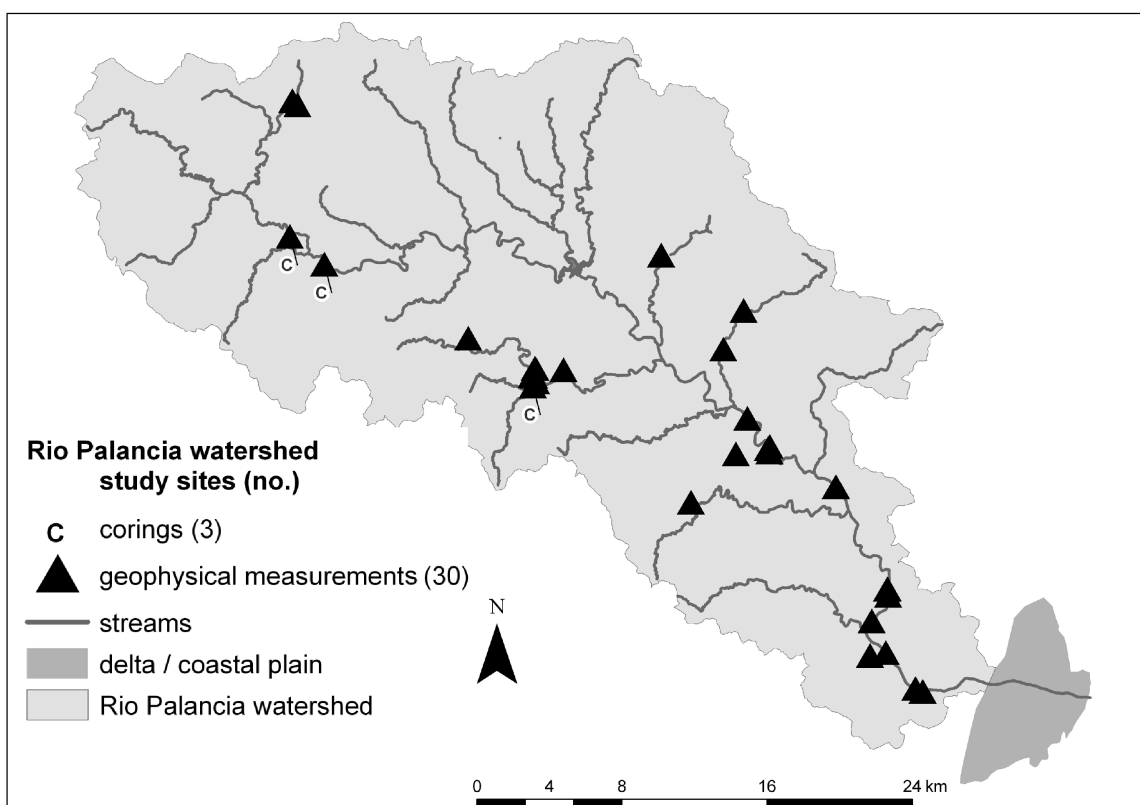


Abb. B.1: Lage aller Standorte im Palancia-Einzugsgebiet, die zwischen 2006 und 2008 im Rahmen des Palancia-Projektes geophysikalisch untersucht worden sind.

C 3D-Profil am Standort Teresa

Misst man mehrere parallele Radarprofile mit geringem Abstand zueinander, so kann man die Messdaten zu einem quasi-3D-Datensatz zusammensetzen¹. An mehreren Standorten im Palancia-Einzugsgebiet wurden quasi-3D-Radarmessungen durchgeführt. Exemplarisch wird hier das Ergebnis der Messungen am Standort Teresa gezeigt.

Auf einer Flussterrasse am Standort Teresa wurde am 31.03.2007 eine 8,5 x 50 m große Fläche mit 18 parallelen Profilen im Abstand von 0,5 m mithilfe der 200 MHz-Antenne untersucht. Dabei wurden 30 Spuren pro Meter mit einem Laufzeitinkrement von 0,234 ns aufgezeichnet. Am 18.03.2008 wurde die selbe Fläche ein zweites Mal mit 18 parallelen Profilen vermessen, mit einem Spurabstand von 0,04 m und einem Laufzeitinkrement von 0,234 ns. Die Datenbearbeitung wurde jeweils nach Bearbeitungsverfahren A durchgeführt (vgl. Kapitel 2.2).

In Abbildung C.1 sind die 18 parallelen Profile gezeigt, die 2007 gemessen wurden. Die aufeinander folgenden Profile sind spaltenweise angeordnet. Das aus den Abbildungen 2.2, 2.3, 2.7 und 3.2 bekannte Teresa-Profil ist das 11. Profil (3. Spalte / 1. Zeile). Abbildung C.2 zeigt die entsprechenden Profile aus dem Jahr 2008.

Mit dem Programm ReflexW (© K. J. Sandmeier, Sandmeier, 2009) lassen sich nach der Generierung des 3D-Datensatzes auch Querschnitte senkrecht zu den gemessenen Profilen veranschaulichen (Abb. C.3 und C.4). Durch den abweichenden Spurabstand bei den beiden Messungen war es nicht möglich, in beiden Abbildungen die Querschnitte im selben Abstand zueinander darzustellen. Die Querschnitte in Abbildung C.3 haben einen Abstand von je 1,94 m, die Querschnitte in Abbildung C.4 einen Abstand von je 1,95 m.

Ebenso ist die Betrachtung von Zeitschnitten möglich. Diese entsprechen einem Blick von oben auf bzw. in das Messfeld zu verschiedenen Zeiten, also einem „Blick in unterschiedliche Tiefen“. Die Abbildungen C.5 und C.6 zeigen in spaltenweiser Anordnung 24 Zeitschnitte im Abstand von je 3,28 ns. Dies entspricht bei einer Geschwindigkeit von 0,1 m/ns etwa 16 cm. Die Geschwindigkeiten variierten zwischen 2007 und 2008 leicht, so dass in den einzelnen Zeitschnitte leicht unterschiedlichen Tiefenbereiche erfasst wurden.

Der Vergleich der Radardaten aus verschiedenen Jahren zeigt in allen Raumrichtungen eine hohe Reproduzierbarkeit der Daten. Sowohl Reflektorverläufe als auch Dämpfungscharakteristika gleichen sich in beiden Datensätzen. Leicht variabel sind lediglich die entsprechenden Tiefenlagen und die Amplitudenstärken, jeweils bedingt durch unterschiedliche Wassergehalte.

¹ Die Vorsilbe „quasi“ rührt daher, dass der Messpunktabstand senkrecht zur Profilrichtung sehr viel geringer ist (entsprechend dem Profilabstand) als in Profilrichtung, und es sich damit nicht um einen „richtigen“ 3D-Datensatz handelt.

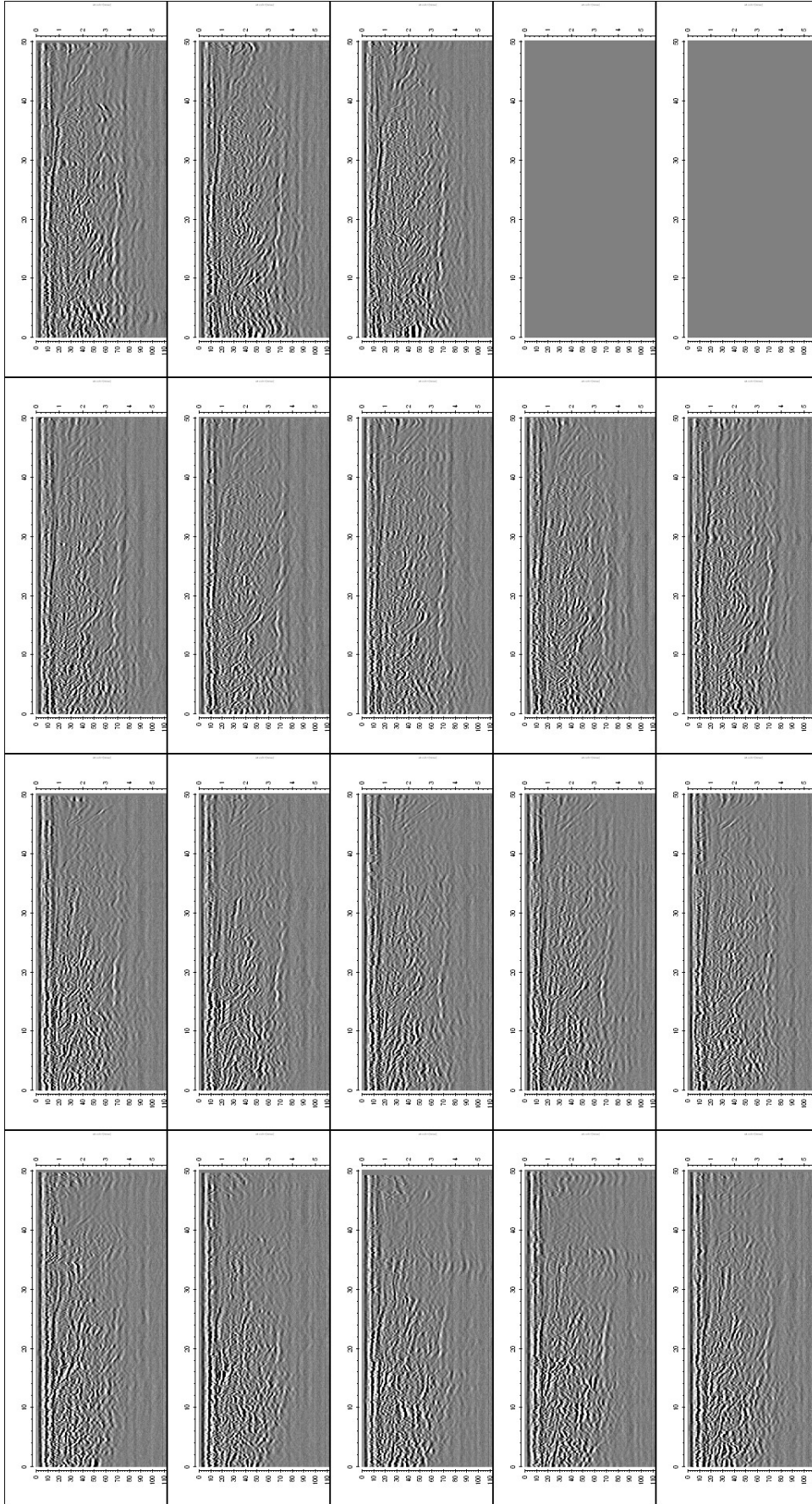


Abb. C.1: Quasi-3D-Profil am Standort Teresa vom 31.03.2007. Die 18 gemessenen Parallelprofile im Abstand von 0,5 m sind spaltenweise dargestellt. Nach rechts sind in jedem Einzelprofil jeweils 50 Meter aufgetragen, nach unten 110 ns bzw. 5,5 m (bei einer Geschwindigkeit von 0,1 m/ns).

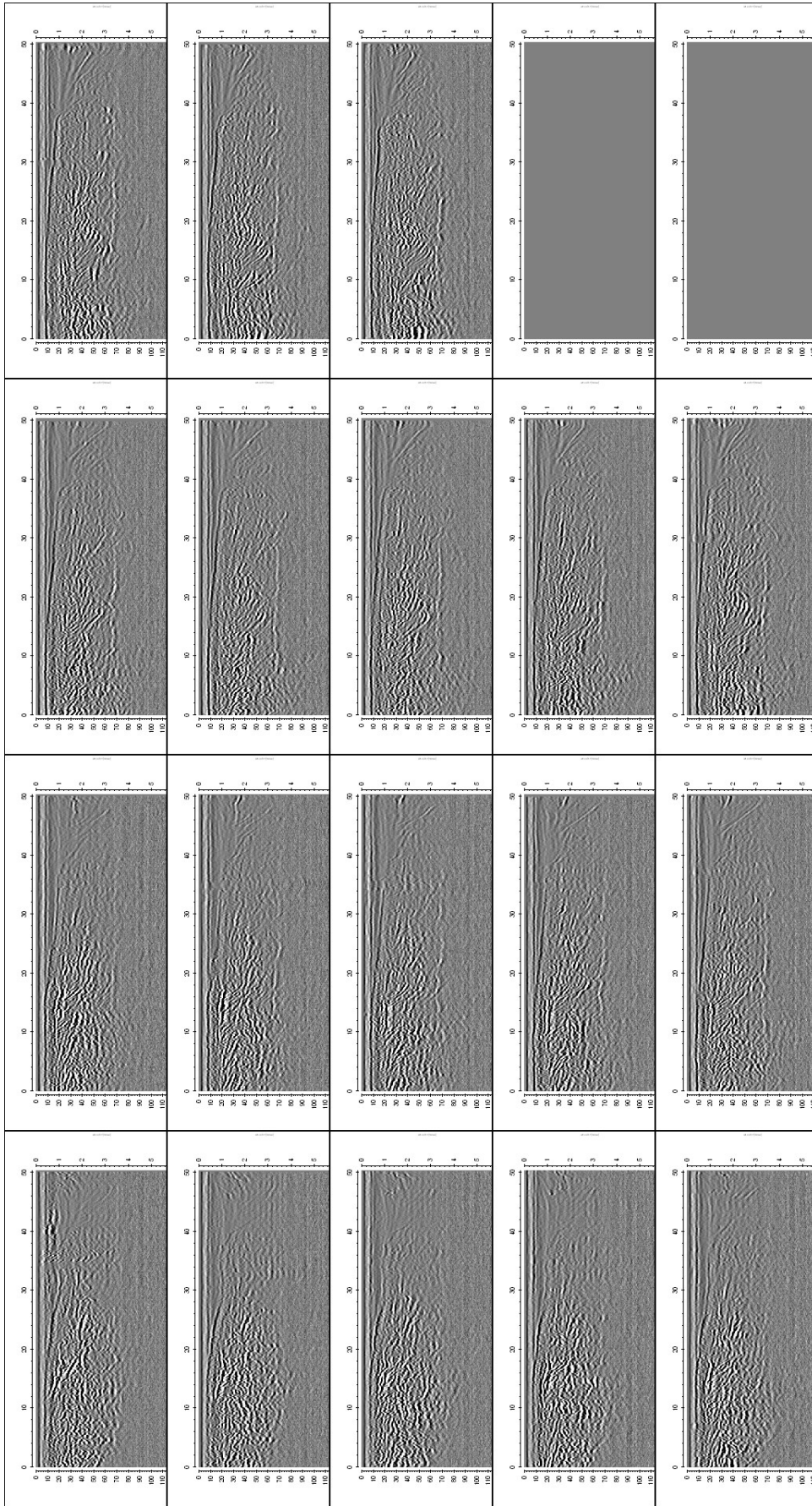


Abb. C.2: Quasi-3D-Profil am Standort Teresa vom 18.03.2008. Die 18 gemessenen Parallelprofile im Abstand von 0,5 m sind spaltenweise dargestellt. Nach rechts sind in jedem Einzelprofil jeweils 50 Meter aufgetragen, nach unten 110 ns bzw. 5,5 m (bei einer Geschwindigkeit von 0,1 m/ns).

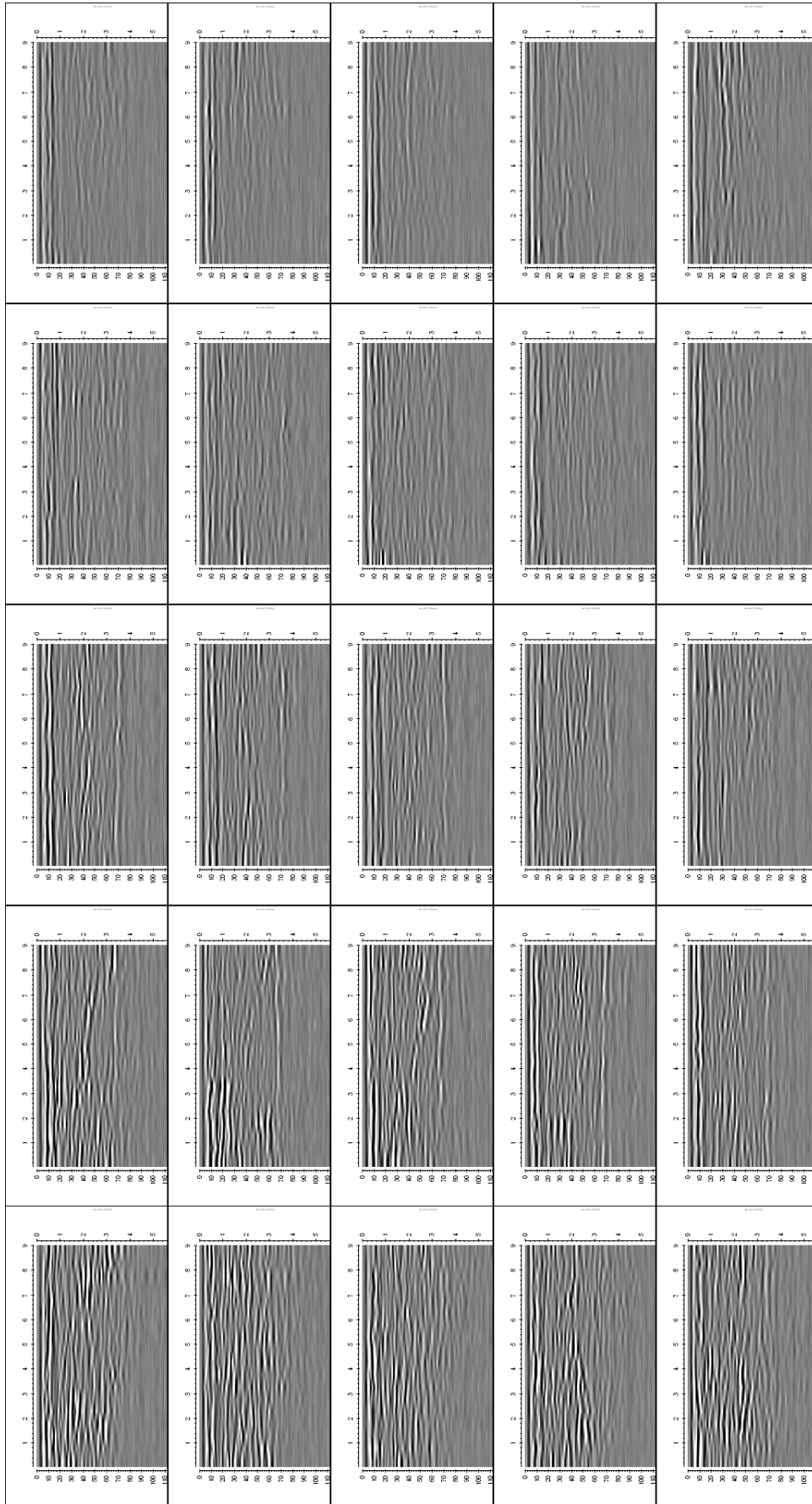


Abb. C.3: Quasi-3D-Profil am Standort Teresa vom 31.03.2007. 25 Querschnitte im Abstand von 1,94 m sind spaltenweise dargestellt. Nach rechts sind in jedem Einzelprofil jeweils 9 Meter aufgetragen, nach unten 110 ns bzw. 5,5 m (bei einer Geschwindigkeit von 0,1 m/ns).

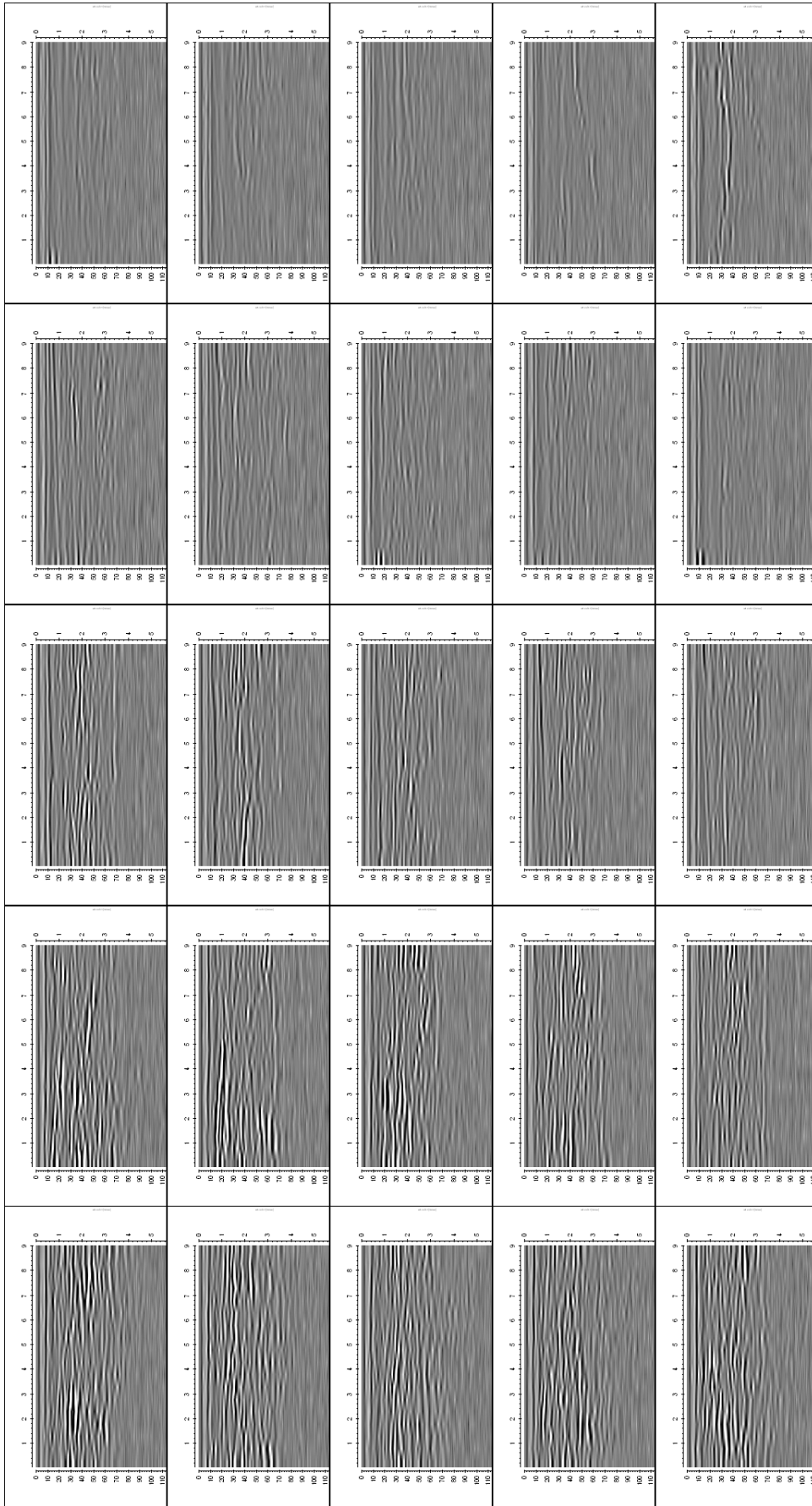


Abb. C.4: Quasi-3D-Profil am Standort Teresa vom 18.03.2008. 25 Querschnitte im Abstand von je 1,95 m sind spaltenweise dargestellt. Nach rechts sind in jedem Einzelprofil jeweils 9 Meter aufgetragen, nach unten 110 ns bzw. 5,5 m (bei einer Geschwindigkeit von 0,1 m/ns).

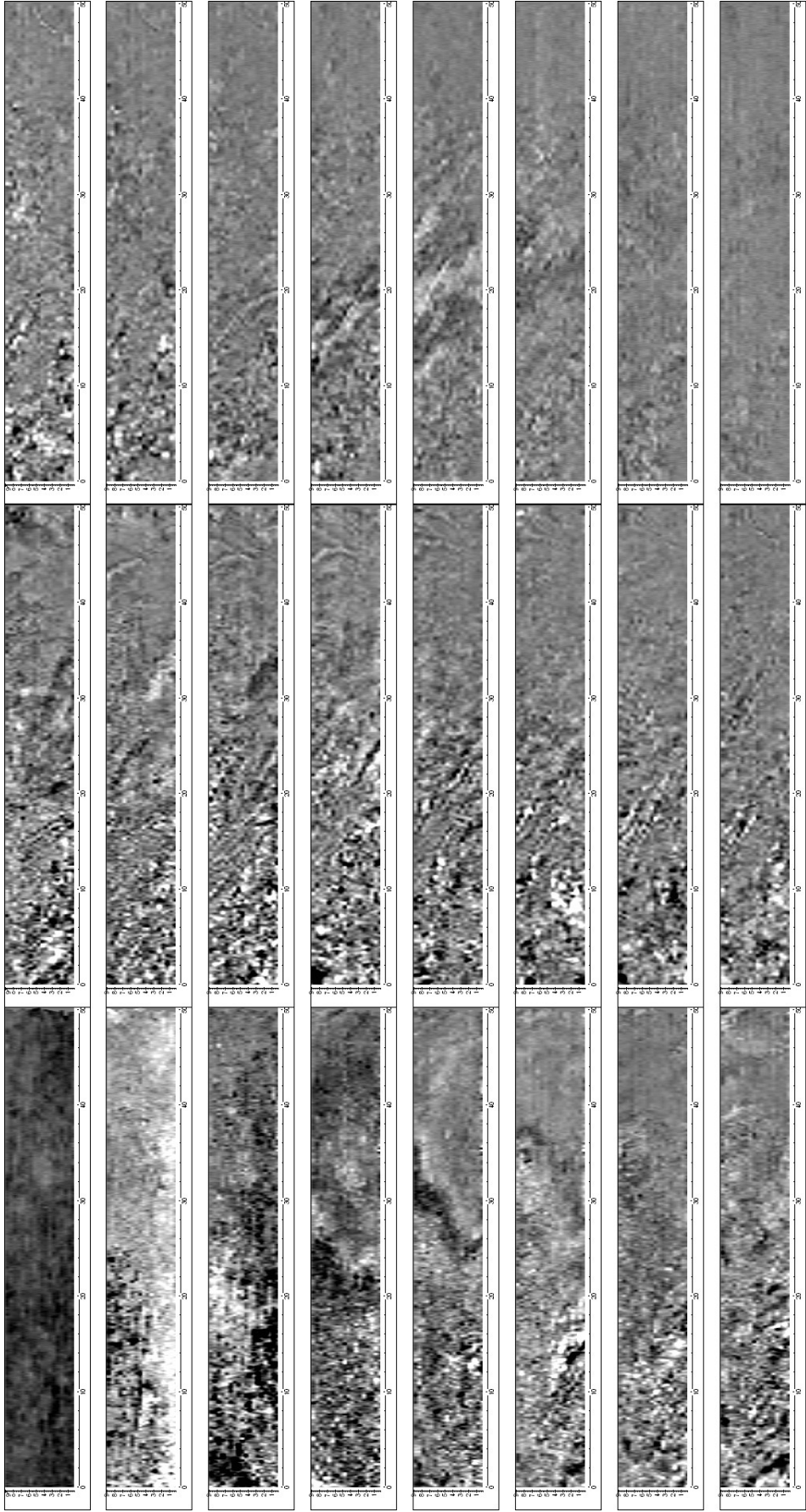


Abb. C.5: Quasi-3D-Profil am Standort Teresa vom 31.03.2007. 24 Zeitschnitte von 0 bis 80 ns im Abstand von je 3,28 ns sind spaltenweise dargestellt. Bei einer Geschwindigkeit von 0,1 m/ns entspricht dies etwa 16 cm. Nach rechts sind in jedem Zeitschnitt jeweils 50 Meter aufgetragen, nach oben 9 m.

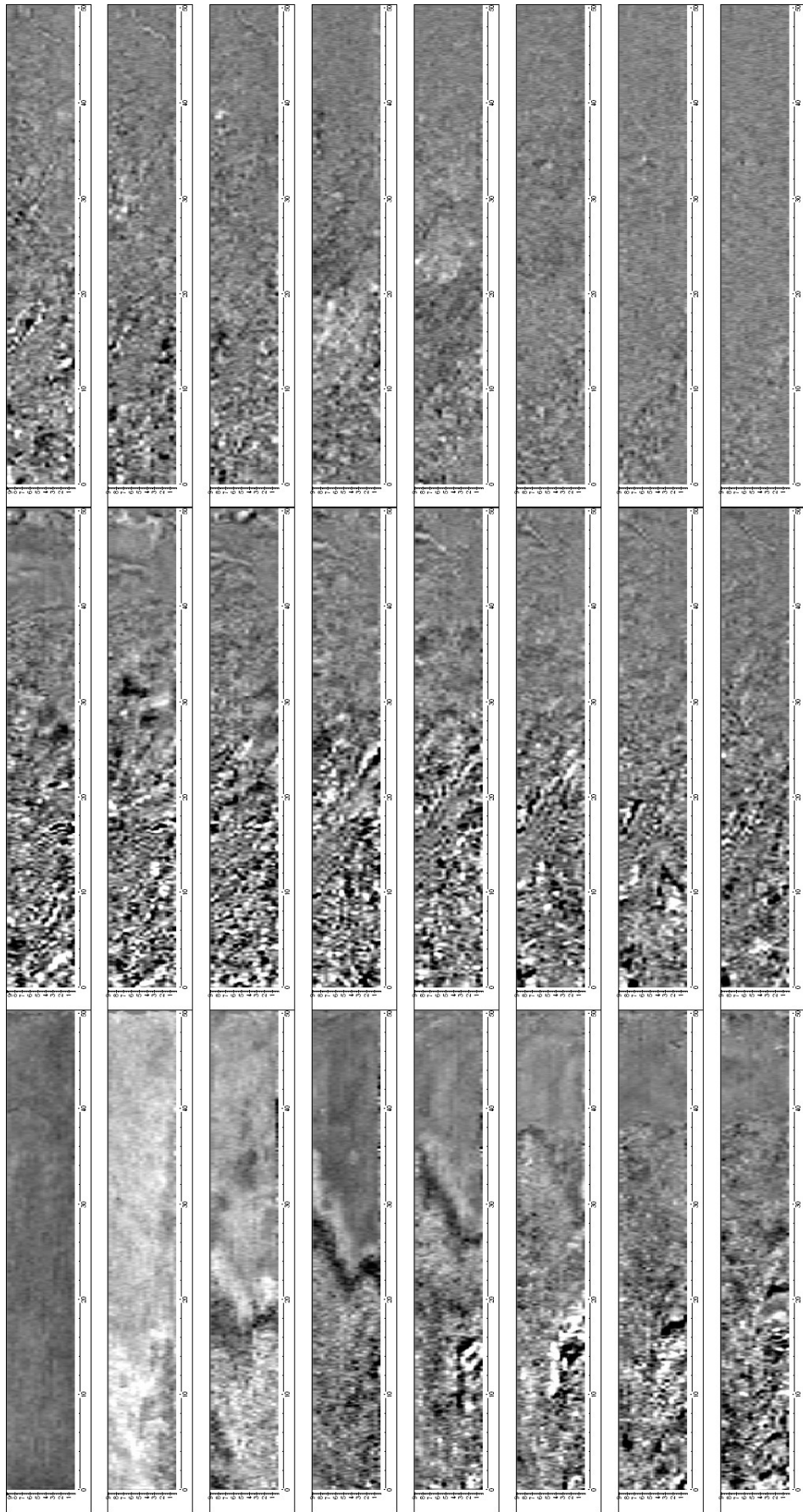


Abb. C.6: Quasi-3D-Profil am Standort Teresa vom 18.03.2008. 24 Zeitschnitte von 0 bis 80 ns im Abstand von 0,5 m sind spaltenweise dargestellt. Bei einer Geschwindigkeit von 0,1 m/ns entspricht dies etwa 16 cm. Nach rechts sind in jedem Zeitschnitt jeweils 50 Meter aufgetragen, nach oben 9 m.

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis

1D	eindimensional
3D	dreidimensional
CAP	engl. <i>capacitance method</i> = Resonanzkapazitätsmethode
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DK	Dielektrizitätskoeffizient, dielektrische Permittivität
EM	elektromagnetisch
FD	Finite Differenzen
GHz	Gigahertz = 10^9 Hz
GPR	engl. <i>ground-penetrating radar</i> = Georadar
GSSI	Geophysical Survey Systems, Inc.
H1	holozäne Sedimente, Ablagerungstyp 1
H2	holozäne Sedimente, Ablagerungstyp 2
H3	holozäne Sedimente, Ablagerungstyp 3
H4	holozäne Sedimente, Ablagerungstyp 4
MHz	Megahertz = 10^6 Hz
ns	Nanosekunde = 10^{-9} s
P	pleistozäne Sedimente
QWA	engl. <i>quarter-wavelength analysis</i>
RK	Reflexionskoeffizient
TDR	engl. <i>time domain reflectometry</i>
VWC	engl. <i>volumetric water content</i> = volumetrischer Wassergehalt

Verzeichnis der wichtigsten Symbole

c_0	Vakuum-Lichtgeschwindigkeit mit $c_0 = 2,998 \cdot 10^8$ m/s
f	Frequenz
f_c	Mittenfrequenz
i	imaginäre Einheit mit $i = \sqrt{-1}$
m	Masse
m_t	Trockenmasse
P	Porosität
t	Zweiwegelaufzeit
v	Ausbreitungsgeschwindigkeit der EM Welle
$\tan \delta$	Verlustfaktor, Dissipation
ε	dielektrische Permittivität mit Realteil ε' und Imaginärteil ε''
ε_0	Vakuumdielektrizität mit $\varepsilon_0 = 8,8542 \cdot 10^{-12}$ F/m

ε_a	engl. <i>apparent permittivity</i> = scheinbare Dielektrizität
ε_e	effektiver Dielektrizitätskoeffizient mit Realteil ε'_e und Imaginärteil ε''_e
ε_{er}	effektiver relativer DK mit Realteil ε'_{er} und Imaginärteil ε''_{er}
ε_r	relative dielektrische Permittivität mit Realteil ε'_r und Imaginärteil ε''_r
λ	Wellenlänge
μ	magnetische Permeabilität
μ_0	magnetische Permeabilität des Vakuums mit $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m
ρ	mittlere Trockendichte
σ	elektrische Leitfähigkeit mit Realteil σ' und Imaginärteil σ''
θ_g	gravimetrischer Wassergehalt
θ_v	volumetrischer Wassergehalt

Abbildungsverzeichnis

2.1	Radargramm-Bearbeitungsverfahren A und B.	12
2.2	Radargramm am Standort Teresa, bearbeitet nach Verfahren A und B.	13
2.3	Veranschaulichung der Radarstratigraphie-Methode	15
2.4	Terminologie zur Beschreibung von Radar-Schichtflächen und -Fazies	16
2.5	Übersicht über die Parameter zur Reflexionsanalyse	18
2.6	Neue Benennung von Radar-Schichtflächen und -Fazies	19
2.7	Veranschaulichung der Reflexionsanalyse	20
3.1	Karte des Untersuchungsgebietes	28
3.2	Elektrikprofil am Standort Teresa (mit Radargramm und Radarstratigraphie).	32
3.3	Ergebnis der Rammkernsondierung am Standort Teresa.	34
3.4	Radarstratigraphie von Hangsedimenten am Standort Val de Almonacid.	35
3.5	Radarstratigraphie von pleistozänen und holozänen Sedimenten (Typ H2) am Standort Altura I, senkrecht zur aktuellen Fließrichtung.	37
3.6	Das Radargramm am Standort Altura I, unterlegt mit Geoelektrikprofil.	38
3.7	Radarstratigraphie von pleistozänen und holozänen Sedimenten (Typ H2) am Standort Torres Torres I, parallel zur aktuellen Fließrichtung.	39
3.8	Radarstratigraphie von Rambla-Ablagerungen im heutigen Flussbett am Standort Torres Torres II.	41
4.1	Fotos des Frankfurter DK-Geräts.	53
4.2	Skizze des Probenhalters für die Untersuchung von Lockermaterialien in der Plattenkondensator-Messzelle.	54
4.3	Standorte der Rammkernsondierungen	56
4.4	Beispiel für Real- und Imaginärteil des DK einer Sedimentprobe (bei 10 MHz-1 GHz).	59
4.5	DK (Realteil bei 200 MHz) in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt, mit Farbkodierung für Trockendichte.	60
4.6	DK (Realteil bei 200 MHz) der trockenen Proben gegenüber der Trockendichte, mit Farbkodierung für Tonanteil bzw. Kalkgehalt.	61
4.7	DK (Realteil bei 200 MHz) der ungetrockneten Sedimentproben in Abhängigkeit vom Wassergehalt, mit Anpassung und der Kurve von Topp et al. (1980).	62
4.8	Dämpfungskoeffizient der Sedimentproben bei 200 MHz in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt der Proben, mit Farbkodierung für Tonanteil.	63
5.1	200 MHz-Radargramm am Standort Altura II, mit Kennzeichnung der Position einer Rammkernsondierung.	68
5.2	Ergebnis der Rammkernsondierung am Standort Altura II.	69
5.3	Vergleich der gemessenen und modellierten Radarspuren.	71

5.4	Modellierung des Radargramms am Standort Teresa.	73
5.5	200 MHz-Radargramm am Standort Altura II in Graustufendarstellung, mit Kennzeichnung der Position einer Rammkernsondierung.	77
5.6	Dämpfungskoeffizient der Sedimentproben bei 200 MHz in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt der Proben, mit Farbkodierung für Tonanteil. . .	78
A.1	Lage aller erwähnten Standorte	83
B.1	Lage aller geophysikalisch untersuchten Standorte	85
C.1	Quasi-3D-Messungen am Standort Teresa: Messprofile (2007)	88
C.2	Quasi-3D-Messungen am Standort Teresa: Messprofile (2008)	89
C.3	Quasi-3D-Messungen am Standort Teresa: Querschnitte (2007)	90
C.4	Quasi-3D-Messungen am Standort Teresa: Querschnitte (2008)	91
C.5	Quasi-3D-Messungen am Standort Teresa: Zeitschnitte (2007)	92
C.6	Quasi-3D-Messungen am Standort Teresa: Zeitschnitte (2008)	93

Tabellenverzeichnis

2.1	Geschwindigkeit und Wellenlänge (bei verschiedenen Frequenzen) für typische Dielektrizitäts-Werte.	9
2.2	Beschreibung der Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Teresa.	17
2.3	Beschreibung der Radarfazies im Radargramm am Standort Teresa.	17
2.4	Beschreibung der Reflexionseigenschaften von Radar-Schichtflächen und Radarfazies im Radargramm am Standort Teresa.	21
3.1	Radar-Schichtfläche im Radargramm am Standort Val de Almonacid.	36
3.2	Radarfazies im Radargramm am Standort Val de Almonacid.	36
3.3	Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Altura I.	36
3.4	Radarfazies im Radargramm am Standort Altura I.	38
3.5	Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Torres Torres I.	40
3.6	Radarfazies im Radargramm am Standort Torres Torres I.	40
3.7	Radar-Schichtflächen im Radargramm am Standort Torres Torres II.	41
3.8	Radarfazies im Radargramm am Standort Torres Torres II.	42
4.1	DK der Sedimentprobe aus Abbildung 4.4 in Abhängigkeit von Frequenz und Wassergehalt für eine typische Bandbreite einer 200 MHz-Antenne.	62
5.1	Zusammenstellung der Werte, die für das Schichtmodell zur Modellierung einer Radarspur verwendet wurden.	69
5.2	Zusammenstellung der Werte, die zur Modellierung des Radargramms in Abb. 5.4 verwendet wurden.	72
A.1	Koordinaten aller erwähnten Standorte	84

Literaturverzeichnis

- Agilent Technologies. (2006). *Basics of measuring the dielectric properties of materials: Application Note, literature number 5989-2589EN*.
52, 54
- Annan, A. P. (2009). Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar. In H. M. Jol (Hrsg.), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. (S. 3-40). Amsterdam, Oxford: Elsevier.
8, 10
- Arcone, S., Grant, S. & Boitnott, G. (2008). Complex Permittivity Spectra of Three Clay Minerals at Low Water Contents. *Proceedings of the 12th International Conference on Ground Penetrating Radar*.
50
- Arcone, S., Grant, S., Boitnott, G. & Bostick, B. (2008). Complex permittivity and clay mineralogy of grain-size fractions in a wet silt soil. *Geophysics*, 73 (3), J1-J13.
65
- Beres, M. & Haeni, F. P. (1991). Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies. *Ground Water*, 29 (3), 375-386.
23
- Blindow, N., Richter, T. & Petzold, H. (1997). Bodenradar. In K. Knödel, H. Krummel & G. Lange (Hrsg.), *Geophysik*. (Bd. 3, S. 369-404). Springer.
5, 48
- Bridge, J. (2009). Advances in Fluvial Sedimentology using GPR. In H. M. Jol (Hrsg.), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. (S. 323-360). Amsterdam, Oxford: Elsevier.
8, 24
- Bristow, C. S., Bailey, S. D. & Lancaster, N. (2000). The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, 406, 56-59.
1
- Carley, R. A. & Heggy, E. (2006). Characterization of the Density Dependent Dielectric Properties of Mars-like Soils: Implications for Mars Radar Studies. *Lunar and Planetary Science XXXVII*.
49, 53

- Cassidy, N. J. (2008). Frequency-dependent attenuation and velocity characteristics of nano-to-micro scale, lossy, magnetite-rich materials. *Near Surface Geophysics*, 6, 341-354.
7
- Cassidy, N. J. (2009). Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids. In H. M. Jol (Hrsg.), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. (S. 41-72). Amsterdam, Oxford: Elsevier.
7, 74
- Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H. & Nombela, M. A. (2006). Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in northwestern Spain elucidated by GPR and aerial photos. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 1077-1092.
23
- Dam, R. L. van. (2001). *Causes of Ground-Penetrating Radar Reflections in Sediment: Academisch Proefschrift*. Amsterdam.
14
- Daniels, D. J. (1996). *Surface-Penetrating Radar* (Bd. 6). London, UK: The Institution of Electrical Engineers.
1, 5, 7
- Daniels, D. J., Gunton, D. J. & Scott, H. F. (1988). Introduction to subsurface radar. *IEE Proceedings*, 135 (4), 278-320.
5
- Davis, J. L. & Annan, A. P. (1989). Ground-Penetrating Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
5, 49, 51
- DiMatteo, A., Pettinelli E. & Slob, E. C. (2008). Early-Time GPR Signal Measurements and Simulations to Estimate Shallow Soil Permittivity. *Proceedings of the 12th International Conference on Ground Penetrating Radar*.
51
- Endres, L. A. & Bertrand, E. A. (2006). A pore-size scale model for the dielectric properties of water-saturated clean rocks and soils. *Geophysics*, 71 (6), F185-F193.
49, 50
- Evelt, S. R. & Parkin, G. W. (2005). Advances in Soil Water Content Sensing: The Continuing Maturation of Technology and Theory. *Vadose Zone Journal*, 4, 986-991. Verfügbar unter doi:10.2136/vzj2005.0099
51, 52
- Fechner, T., Börner, F. D., Richter, T., Yaramanci, U. & Weihnacht, B. (2004). Lithological interpretation of the spectral dielectric properties of limestone. *Near Surface Geophysics*, 2 (3), 150-159.
53

- Felber, M. (2008). *Geoelektrische Untersuchungen im Flusssystem des Rio Palancia, Spanien.: Unveröffentlichte Diplomarbeit.* Frankfurt am Main.
32
- Forkmann, B. (2006). Geschichte, Grundlagen und Zukunft des GPR. In Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V. (Hrsg.), *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft: Sonderband II/2006: DGG Kolloquium "Georadar"* (S. 3-21).
1
- Friedman, S. P., Jones, S. B. & Robinson, D. A. (2006). Review of Geometrical and Interfacial Factors Determining the Effective Permittivity – Volumetric Water Content Relationships of Soils and Rocks: Plenary Lecture. In *Proc. TDR 2006* (S. Paper ID 48).
49, 50
- Friel, R. & Or, D. (1999). Frequency analysis of time-domain reflectometry (TDR) with application to dielectric spectroscopy of soil constituents. *Geophysics*, 64, 1-12.
52
- Gawthorpe, R. L., Collier, R. E., Alexander, J., Bridge, J. S. & Leeder, M. R. (1993). Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. In C. P. North & D. J. Prosser (Hrsg.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs: Geological Society Special Publication* (Bd. 73, S. 421-432). London.
13, 24
- Gerber, R., Salat, C., Junge, A. & Felix-Henningsen, P. (2007). GPR-based detection of Pleistocene periglacial slope deposits at a shallow-depth test site. *Geoderma*, 139, 346-356.
51
- Gong, Y., Cao, Q. & Sun, Z. (2003). The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain reflectometry. *Hydrological Processes*, 17, 3601-3614. Verfügbar unter DOI:10.1002/hyp.1358
50
- Günther, T. (2004). *Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements.* Dissertation, TU Bergakademie, Freiberg.
32
- Hagedorn, J. & Rother, N. (1992). Holocene floodplain evolution of small rivers in the uplands of Lower Saxony, Germany. *Geomorphology*, 4, 423-432.
57
- Hagrey, S. A. al & Müller, C. (2000). GPR study of pore water content and salinity in sand. *Geophysical Prospecting*, 48 (48), 63-85.
11, 51

- Hartge, K. H. & Horn, R. (1999). *Einführung in die Bodenphysik*. (3. Aufl.). Stuttgart: Enke Verlag.
63, 76
- Heinz, J. (2001). *Sedimentary Geology of Glacial and Periglacial Gravel Bodies (SW-Germany): Dynamic Stratigraphy and Aquifer Sedimentology*. (Bd. 59).
13, 14
- Hickin, A. S., Kerr, B., Barchyn, T. E. & Paulen, R. C. (2009). Using ground-penetrating radar and capacitively coupled resistivity to investigate 3-D fluvial architecture and grain-size distribution of a gravel floodplain in northeast British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 457-477.
1, 23
- Hoinkis, R. (2010). *Quantifizierter spätquartärer Sedimenthaushalt eines mediterranen fluvialen Einzugsgebiets (Rio Palancia, Spanien): Noch unveröffentlichte Dissertation aus dem Bereich Physische Geographie. Veröffentlichung voraussichtlich 2010*. Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main.
27, 29, 32, 33
- Hollender, F. & Tillard, S. (1998). Modeling ground-penetrating radar wave propagation and reflection with the Jonscher parameterization. *Geophysics*, 63 (6), 1933-1942.
47
- Hood, P. (1981). Migration: Chapter 6. In A. A. Fitch (Hrsg.), *Developments in Geophysical Exploration Methods - 2* (S. 151-230). London: Applied Science Publishers LTD.
11
- Hooke, J. M. (2006). Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, 79, 311-335.
27
- Houben, P., Hoinkis, R., Santisteban, J. I., Salat, C. & Mediavilla, R. (eingereicht). A watershed-scale perspective on Late Quaternary valley-floor evolution and alluviation in a Mediterranean watershed (Palancia River, 986 qkm, NE Spain). 27
- 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 Journal*, 2, 476-491.
51
- Ibbeken, H. & Schleyer, R. (1991). *Source and Sediment - Case Study of Provenance*. Berlin: Springer.
27
- Igel, J. (2007). *On the Small-Scale Variability of Electrical Soil Properties and its Influence on Geophysical Measurements*. Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main.
47

- Jackson, J. D. (1975). *Classical Electrodynamics* (2. Aufl.). Wiley & Sons.
47
- Johnson, R. H. & Poeter, E. P. (2005). Iterative use of the Bruggeman-Hanai-Sen mixing model to determine water saturations in sand. *Geophysics*, 70 (5), K33-K38.
52
- Jol, H. M. (Hrsg.). (2009). *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Amsterdam, Oxford: Elsevier.
5
- Jol, H. M. & Smith, D. G. (1991). Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28 (12), 1939-1947.
23
- Josh, M., Clennel, B. & Siggins, T. (2007). Wideband electrical/dielectric measurements from millihertz to gigahertz frequencies. *2007 SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 1701-1705.
52
- Kelleners, T. J., Robinson, D. A., Shouse, P. J., Ayars, J. E. & Skaggs, T. H. (2005). Frequency Dependence of the Complex Permittivity and Its Impact on Dielectric Sensor Calibration in Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 67-76.
52, 53
- Kenyon, W. E. (1984). Texture effects on megahertz dielectric properties of calcite rock samples. *Journal of Applied Physics*, 55 (8), 3153-3159.
52
- Knödel, K., Krummel, H. & Lange, G. (Hrsg.). (1997). *Geophysik*. (Bd. 3). Springer.
31
- Knoll, M. D. (1996). *A petrophysical basis for ground penetrating radar and very early time electromagnetics: electrical properties of sand-clay mixtures*. Dissertation, The University of British Columbia, Vancouver, Canada.
47, 49, 51, 53
- Koh, G. & Kelley, J. R. (2008). Attenuation Rate of Desert Soil from 250 MHz to 4 GHz. *Proceedings of the 12th International Conference on Ground Penetrating Radar*.
50, 65
- Koppenjan, S. (2009). Ground Penetrating Radar Systems and Design. In H. M. Jol (Hrsg.), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. (S. 73-98). Amsterdam, Oxford: Elsevier.
5
- Kostic, B. & Aigner, T. (2007). Sedimentary architecture and 3D ground-penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany). *Sedimentology*, 54, 789-808.

13

Lai, W. L., Tsang, W. F., Fang, H. & Xiao, D. (2006). Experimental determination of bulk dielectric properties and porosity of porous asphalt and soils using GPR and a cyclic moisture variation technique. *Geophysics*, 71 (4), K93-K102.

51

Lambot, S., Bosch, I. van den, Stockbroeckx, B., Druyts, P., Vanclooster, M. & Slob, E. (2005). Frequency Dependence of the Soil Electromagnetic Properties Derived from Ground-Penetrating Radar Signal Inversion. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 6 (1), 73-87.

51

Lebron, I., Robinson, D. A., Goldberg, S. & Lesch, S. M. (2004). The Dielectric Permittivity of Calcite and Arid Zone Soils with Carbonate Minerals. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 1549-1559.

50, 64, 65

Logsdon, S. D. (2005). Soil Dielectric Spectra from Vector Network Analyzer Data. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 983-989.

48, 52

Macklin, M. G., Fuller, I. C., Lewin, J., Maas, G. S., Passmore, D. G., Rose, J. et al. (2002). Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1633-1641.

27

Macklin, M. G., Lewin, J. & Woodward, J. C. (1995). Quaternary fluvial systems in the Mediterranean basin. In J. Lewin, M. G. Macklin & J. C. Woodward (Hrsg.), *Mediterranean Quaternary River Environments* (S. 1-25). Rotterdam: Balkema.

27

Malicki, M. A. & Walczak, R. T. (1999). Evaluating soil salinity status from bulk electrical conductivity and permittivity. *European Journal of Soil Science*, 50, 505-514.

50, 52

Martinez, A. & Byrnes, A. P. (2001). *Modeling Dielectric-Constant Values of Geologic Materials: An Aid to Ground-Penetrating Radar Data Collection and Interpretation: Bulletin 247, part 1*. Verfügbar unter <http://www.kgs.ku.edu/Current/2001/martinez/martinez.pdf>

49

McMechan, G. A., Gaynor, G. C. & Szerbiak, R. B. (1997). Use of ground-penetrating radar for 3-D sedimentological characterization of elastic reservoir analogs. *Geophysics*, 62 (3), 786-796.

1

- Mediato, J. F. & Santisteban, J. I. (2006). Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero*, 117, 519-524.
29
- Mediato, J. F., Santisteban, J. I., Mediavilla, R. & Dabrio, C. J. (2006). Late Quaternary sea-level changes in the Westernmediterranean coastal Plain of Castellón (Spain). In G. Camoin, A. Droxler, C. Fulthorpe & K. Miller (Hrsg.), *SEALAIX'06*.
29
- Mediato, J. F., Santisteban, J. I., Mediavilla, R. & Dabrio, C. J. (2007). Sedimentación y variaciones del nivel del mar en la costa de Castellón durante el Holoceno. In J. Lario & P. G. Silva (Hrsg.), *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario*. (S. 77-78).
29
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. & Sangree, J. B. (1977). Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In C. E. Payton (Hrsg.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. (Bd. 26, S. 117-133).
13, 23
- Møller, I. & Vosgerau, H. (2006). Testing ground-penetrating radar for resolving facies architecture changes - a radar stratigraphic and sedimentological analysis along a 30 km profile on the Karup Outwash Plain, Denmark. *Near Surface Geophysics*, 4, 57-68.
13
- Moysey, S., Knight, R. J. & Jol, H. M. (2006). Texture-based classification of ground-penetrating radar images. *Geophysics*, 71 (6), K111-K118.
23
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66 (3-4), 261-330. Verfügbar unter doi:10.1016/j.earscirev.2004.01.004
13, 14, 16, 17
- Neal, A., Grasmueck, M., McNeill, D. F., Viggiano, D. A. & Eberli, G. P. (2008). Full-resolution 3D radar stratigraphy of complex oolitic sedimentary architecture: Miami limestone, Florida, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 638-653.
13
- Nobes, D. C., Ferguson, R. J. & Brierley, G. J. (2001). Ground-penetrating radar and sedimentological analysis of Holocene floodplains: insight from the Tuross valley, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 347-355.
1, 13, 14
- Oh, M., Kim, Y. & Park, J. (2007). Factors affecting the complex permittivity spectrum of soil at a low frequency range of 1 kHz–10 MHz. *Environmental Geology*, 51, 821-833. Verfügbar unter DOI10.1007/s00254-006-0362-6
48, 50

- Olhoeft, G. R. (1998). Electrical, Magnetic, and Geometric Properties that Determine Ground Penetrating Radar Performance. *Proceedings of the 7th International Conference on Ground Penetrating Radar*.
46
- Olhoeft, G. R. & Capron, D. E. (1993). *Laboratory measurements of the radiofrequency electrical and magnetic properties of soils from near Yuma, Arizona.: Open file report 93-701*.
7, 48
- O'Neal, M. L. & McGeary, S. (2002). Late Quaternary stratigraphy and sea-level history of the northern Delaware Bay margin, southern New Jersey, USA: a ground penetrating radar analysis of composite Quaternary coastal terraces. *Quaternary Science Reviews*, 21 (929-946).
13
- Overmeeren, R. A. van. (1998). Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics*, 40, 1-18.
1, 23
- Peplinski, N. R., Ulaby, F. T. & Dobson, M. C. (1995). Dielectric Properties of Soils in the 0.3-1.3-GHz Range. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33 (3), 803-807.
50
- Perdok, U. D., Kroesbergen, B. & Hilhorst, M. A. (1996). Influence of gravimetric water content and bulk density on the dielectric properties of soil. *European Journal of Soil Science*, 47, 367-371.
49, 64
- Rice, S. P., Church, M., Wooldridge, C. L. & Hickin, E. J. (2009). Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 56, 709-736.
23
- Robinson, D. A. & Friedman, S. P. (2000). Parallel Plates Compared with Conventional Rods as TDR Waveguides for Sensing Soil Moisture. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 1 (4), 497-511.
52
- Robinson, D. A. & Friedman, S. P. (2003). A method for measuring the solid particle permittivity or electrical conductivity of rocks, sediments, and granular materials. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2). Verfügbar unter doi:10.1029/2001JB000691
52
- Rost, A. (1978). *Messung dielektrischer Stoffeigenschaften*. Braunschweig: Vieweg.
45, 46

- Saarenketo, T. (1998). Electrical properties of water in clay and silty soils. *Journal of Applied Geophysics*, 40, 73-88.
50, 64, 65
- Salat, C. & Junge, A. (2010). Dielectric permittivity of fine-grained fractions of soil samples from eastern Spain at 200 MHz. *Geophysics*, 75 (1), J1-J9.
45, 54, 59, 60, 61, 62, 63, 68, 69, 71
- Sandmeier, K. J. (2009). *REFLEXW.: Version 5.0, Windows 9x/NT/2000/XP-program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data.: User manual.*
10, 67, 72, 74, 87
- Santisteban, J. I. & Schulte, L. (2007). Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2738-2757.
27
- Schmalholz, J., Stoffregen, H., Kemna, A. & Yaramanci, U. (2004). Imaging of water content distributions inside a lysimeter using GPR tomography. *Vadose Zone Journal*, 3, 1106-1115.
51
- Schön, J. H. (2004). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of Petrophysics.* Elsevier.
63
- Schrott, L. & Sass, O. (2008). Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, 55-73.
1
- Schwartz, R. C., Evett, S. R. & Bell, J. M. (2009). Complex Permittivity Model for Time Domain Reflectometry Soil Water Content Sensing: II. Calibration. *Soil Science Society of America Journal*, 73 (3), 898-909.
52
- Sengwa, R. J. & Soni, A. (2006). Low-frequency dielectric dispersion and microwave dielectric properties of dry and water-saturated limestones of the Jodhpur region. *Geophysics*, 71 (5), G269-G277.
49, 53
- Shukla, S. B., Patidar, A. K. & Bhatt, N. (2008). Application of GPR in the study of shallow subsurface sedimentary architecture of Modwa spit, Gulf of Kachchh. *Journal of Earth System Science*, 117 (1), 33-40.
13
- Skelly, R. L., Bristow, C. S. & Ethridge, F. G. (2003). Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: the lower Niobrara River, northeast Nebraska. *Sedimentary Geology*, 158, 249-270.
13

- Smith, D. G. & Jol, H. M. (1992). Ground-penetrating radar investigation of a Lake Bonneville delta, Provo level, Brigham City, Utah. *Geology*, 20, 1083-1086.
14
- Szerbiak, R. B., McMaechan, G. A., Forster, C. & Snelgrove, S. H. (2006). Electrical and petrophysical modeling of Ferron Sandstone data. *Geophysics*, 71 (5), G197-G210.
52
- Taherian, M. R., Kenyon, W. E. & Safinya, K. A. (1990). Measurement of dielectric response of water-saturated rocks. *Geophysics*, 55 (12), 1530-1541.
48, 50
- Thomas, A. M., Chapman, D. N., Rogers, C. D. F., Metje, N., Atkins, P. R. & Lim, H. M. (2008). Broadband Apparent Permittivity Measurement in Dispersive Soils Using Quarter-Wavelength Analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 72 (5), 1401-1409.
52
- Topp, G. C. (2006). Evening Lecture: TDR Reflections: My Thoughts and Experiences on TDR.: Paper ID B1. *Proc. TDR 2006*.
52
- Topp, G. C., Davis, J. L. & Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16, 574-582.
7, 49, 50, 51, 52, 60, 62, 64, 97
- Topp, G. C., Zegelin, S. & White, I. (2000). Impacts of the Real and Imaginary Components of Relative Permittivity on Time Domain Reflectometry Measurements in Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1244-1252.
64
- Vandenberghe, J. & Overmeeren, R. A. van. (1999). Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. *Sedimentary Geology*, 128, 245-270.
1, 23
- Walford, M. E. R. (1964). Radio echo sounding through an ice shelf. *Nature*, 204 (4956), 317-319.
1
- Wensink, W. A. (1993). Dielectric Properties of Wet Soils in the Frequency Range 1-3000 MHz. *Geophysical Prospecting*, 41, 671-696.
52
- Wollny, K. (1999). *Die Natur der Bodenwelle des Georadar und ihr Einsatz zur Feuchtebestimmung: Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München*. München: Herbert Utz Verlag.
51

- Woodward, J., Ashworth, P. J., Best, J. L., Sambrook Smith, G. H. & Simpson, C. J. (2003). The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations. In C. S. Bristow & H. M. Jol (Hrsg.), *Ground Penetrating Radar in Sediments* (Bd. 211, S. 127-142). London.
8, 13, 14
- Wooldridge, C. L. & Hickin, E. J. (2005). Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish rivers, British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 844-860.
23
- Yelf, R. (2004). Where is True Time Zero? *Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar*, 279-282.
10
- Young, R. A. & Sun, J. (1999). Revealing stratigraphy in ground-penetrating radar data using domain filtering. *Geophysics*, 64 (2), 435-442.
18

Danksagung

Ich bedanke mich ganz herzlich bei:

- meinem Doktorvater, Prof. Dr. **Andreas Junge**, der mir die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte. Die gute Betreuung und Unterstützung, seine zahlreichen Anregungen, und vor allem seine Fähigkeit, im richtigen Maß zu fördern und zu fordern, haben dazu beigetragen, dass ich ausgesprochen gerne in seiner Arbeitsgruppe gearbeitet habe.
- Prof. Dr. **Bernhard Forkmann** für das Übernehmen des Zweitgutachtens, und bei allen Mitgliedern der Prüfungskommission für ihren Zeiteinsatz.
- der **DFG**, die diese Arbeit im Rahmen des Projektes WU206/2-1 gefördert hat.
- meinem Zimmerkollegen und anderen Hälfte der „Radararbeitsgruppe“, **Marek Naser**, für die vielen wertvollen Diskussionen und Ideen, für seine praktische Hilfestellung bei gelegentlichen Schwierigkeiten mit Software oder Geräten und für's bereitwillige Teilen von geologischem und geotechnischem Wissen sowie von Kaffee und Schokolade.
- der AG Palancia. Insbesondere bei **Ralf Hoinkis**, der ebenfalls über das Palancia-Gebiet promoviert, für die gute und erfolgreiche Zusammenarbeit, sowohl im Gelände als auch bei der Bewältigung der immensen Datenmengen. Besonderer Dank gilt Dr. **Peter Houben**, der unser Projekt initiiert hat. Ich lernte seine umfangreiche Expertise und didaktischen Fähigkeiten schätzen und verdanke ihm nicht nur mein Wissen über Geomorphologie und Sedimentologie, sondern auch eine sehr gute Anleitung zu wissenschaftlichem Arbeiten. Dank geht auch an Prof. Dr. **Jürgen Wunderlich** und unsere spanischen Kooperationspartner Dr. **Juan 'Santi' Santisteban Navarro** und Dr. **Rosa Mediavilla López**. Ein riesiges Dankeschön gilt allen Geländehelfern bei den wochenlangen Feldkampagnen in Spanien, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre: **Thomas Agricola, Moritz Berchtenbreiter, Florian Biebelriether, Anne Bublitz, Martin Döhler, Markus Felber, Benedikt Hahn, Thedda Hänsler, Nadine Kleinhenz, Tobias Kühnel, Alexander Löwer, Alexander Neubronner** und **Valentin Wittich**. Trotz zahlreicher Aufgaben, wie Antennenmanövrieren, Spießbeklopfen, Kistenschleppen, Schafeverjagen und Schäferunterhalten, Pseudosektioneninvertieren, Geschirrspülen und vielem mehr, haben sie es geschafft, Geduld, Humor und gute Laune zu behalten.
- der AG Angewandte Geophysik für fruchtbare Diskussionen, Hilfestellungen, Kekse, Wissensvermittlung und ein hervorragendes Arbeitsklima: bei den Doktoranden **Thomas Agricola, Michael Häuserer** und **Marek Naser**, den Diplomanden und Diplomierten **Thedda Hänsler, Alexander Löwer, Markus Felber, Tobias Kühnel, Kristina Tietze** und **Nick Wallenstein** sowie bei den „Altvorderen“ **Steven Golden, Anja Kreutzmann** und **Simon Schneider**.

- PD Dr. **Nick Bagdassarov** für das bereitwillige Teilen von DK-Wissen und Laborzubehör; bei **Ralph Strobl** für die Ausstattung und Beratung in Sachen Computer; bei den **Mitarbeitern der Werkstätten und Sekretariate** für die schnelle und effektive Unterstützung; und bei allen **Kollegen aus der Geophysik und im Geozentrum** für die gute Zusammenarbeit.
- Dr. **Jens Hornung** und dem **Forum Georadar** für hilfreichen Gedanken- und Geräte-austausch.
- Dr. **Norbert Blindow** für's Motivieren und Rückenfreihalten in der Endphase.
- den **Mitarbeiterinnen des Labors der Physischen Geographie** der Goethe-Universität Frankfurt, die die Korngrößen- und Kalkgehaltsbestimmung der Bodenproben übernommen haben.
- allen Lesern von Kapiteln der Rohfassung für wertvolle Kritik und Anregungen: **Ralf Hoinkis**, Dr. **Peter Houben**, **Marek Naser** und Dr. **Wolfgang Schreier**. Bei Dr. **Robert Huber** bedanke ich mich für das Glätten von englischen Sprachunebenheiten.
- den „Mensagängern“ – nebst den „Angewandten“ – **Daniel Dörner**, **Ingo Wölbern**, **Melanie Forien** und **Marcus Beuchert** für das Verbreiten von guter Laune, für die lustigen Tischgespräche, die tollen Kinotipps und für schöne gemeinsame Unternehmungen.
- **Beate Maier** für ihr großes Herz, ihr offenes Ohr und die Freundschaft seit Kindertagen.
- **Wolfgang** für die vielen guten Jahre und seine fortwährende Unterstützung.
- **Marek** für die schöne Zeit.
- **meinen Eltern und meiner Schwester Birgit** für steten Rückhalt und große Unterstützung. Das Verwöhnprogramm während der heißen Phase beim Zusammenschreiben hat mir sehr gut getan!

Lebenslauf

Persönliche Daten

Christina Maria Salat

geboren am 18.11.1977 in Passau

ledig

Berufserfahrung

- | | |
|---------------------|---|
| seit 10/2009 | Wissenschaftliche Angestellte an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover |
| 04/2003 bis 06/2009 | Wissenschaftliche Mitarbeiterin in der Arbeitsgruppe Angewandte Geophysik bei Prof. Dr. A. Junge, Institut für Geowissenschaften / Geographie der Goethe-Universität Frankfurt am Main; von 12/2006 bis 11/2008 im DFG-Projekt „Morphology, Sedimentology and Radarstratigraphy of Depositional Sink Types in a Dryland River System (Rio Palancia Catchment, Spain)“ |
| 01/2003 bis 07/2003 | Wissenschaftliche Hilfskraft am Geophysikalischen Observatorium Fürstenfeldbruck |

Praktika und Studententätigkeiten

- | | |
|---------------------|---|
| 08/2003 bis 10/2003 | Studentische Hilfskraft auf dem Forschungsschiff FS Polarstern |
| 08/2002 bis 10/2002 | Studentische Hilfskraft auf dem Forschungsschiff FS Polarstern |
| 07/2000 bis 09/2000 | Praktikum bei der Industriebehörde Orkustofnun, Reykjavik (Island) |
| 10/1999 bis 06/2002 | Studentische Hilfskraft am Geophysikalischen Observatorium Fürstenfeldbruck |

Ausbildung

- | | |
|---------------------|---|
| 01/2004 bis 04/2010 | Promotionsstudium (Geophysik) an der Goethe-Universität Frankfurt am Main |
| 04/2002 | Diplom Geophysik |

- 07/2001 bis 04/2002 Diplomarbeit am Geophysikalischen Observatorium Fürstfeldbruck, Ludwig-Maximilians-Universität (LMU) München: „Bearbeitung von Magnetotellurik-Daten aus Langzeitmessungen auf Island“, Betreuer: Dr. M. Beblo, Gutachter: Prof. Dr. H. Soffel
- 11/1996 bis 04/2002 Studium der Geophysik an der LMU München mit Nebenfächern Geologie, Mineralogie / Kristallographie
- 07/1996 Allgemeine Hochschulreife
- 09/1983 bis 07/1996 Grundschule und Gymnasium in Grafenau (Niederbayern)

Veröffentlichungen

- Salat, C., Junge, A.: Dielectric permittivity of fine-grained fractions of soil samples from eastern Spain at 200 MHz. – *Geophysics* 75, No. 1, p.J1-J9, 2010.
- Salat, C., Junge, A.: The Topp formula revisited: laboratory measurements on soil permittivity and the relation to geotechnical parameters. – Extended abstract. In: Proceedings of the 12th International Conference on Ground Penetrating Radar, Birmingham, UK, 2008.
- Salat, C., Junge, A.: DK-Messungen an Lockersedimenten im Labor - Vergleich mit geotechnischen Parametern. – *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Sonderband I*, 2008.
- Gerber, R., Salat, C., Junge, A., Felix-Henningsen, P.: GPR-based detection of Pleistocene periglacial slope deposits at a shallow-depth test site. – *Geoderma* 139, p.346-356, 2007.
- Bíró, S., Molnár, A., Salat, C., Teichner, F.: Geophysical investigations on the territory of Mursella. – *Archaeological Investigations in Hungary 2006*, p.67-78, 2007.
- Salat, C., Junge, A.: Radaruntersuchungen über vulkanischen Strukturen in der Eifel. – *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Sonderband I*, 2006.
- Gerber, R., Salat, C., Felix-Henningsen, P., Junge, A.: Investigation of the GPR reflection pattern for shallow depths on a test site. – Extended abstract. In: Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar, Delft, The Netherlands, 2004.
- Junge, A., Salat, C.: GPR-Untersuchungen im Maar am Römerhof, Westeifel. – *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Sonderband I*, 2004.