

# **Geophysikalische Untersuchungen der oberflächennahen Beckenfüllung am Ponor des Arroyo de la Madre (Andalusien, Südspanien)**

Geophysical investigation of shallow sediments around the ponor of the Arroyo de la Madre (Andalusia, S-Spain)

Abschlussarbeit zur Erlangung des akademischen Grades

**Bachelor of Science (B.Sc.)**

von

Stephanie Eva Soworka  
(281309)

Betreuer

Prof. Dr. Klaus Reicherter  
Lehr- und Forschungsgebiet Neotektonik und Georisiken

Mitbetreuer

PD Dr. Martin Kehl  
Universität zu Köln  
Geographisches Institut



Aachen, August 2010

## Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne unzulässige Hilfe verfasst und keine anderen, als die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Aus fremden Quellen Übernommenes ist kenntlich gemacht.

\_\_\_\_\_, den \_\_\_\_\_  
(Ort) (Datum)

\_\_\_\_\_  
(Unterschrift des Verfassers)

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich ganz herzlich für die Hilfe und Unterstützung bei der Anfertigung dieser Bachelorarbeit bedanken.

Zunächst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Klaus Reicherter bedanken, der es mir ermöglicht hat die geophysikalischen Untersuchungen in der Polje von Zafarraya in Südspanien vorzunehmen und am Lehrstuhl für Neotektonik und Georisiken meine Bachelorarbeit zu schreiben. Ebenso möchte ich mich für die Hilfsbereitschaft in den letzten Monaten bedanken und für die Bereitwilligkeit auf alle Fragen zu antworten.

Gleichermaßen bedanke ich mich bei Dr. Martin Kehl, der in den 3 Wochen Feldarbeit in Südspanien und auch darüber hinaus für jede Frage offen war und bei allen Ideen und Arbeiten hilfreich und unterstützend zur Seite stand.

Desweiteren möchte ich mich sehr bei B.Sc. Nicole Höbig bedanken, die jederzeit bereit war Fragen zu beantworten, Daten auszutauschen und Tipps zu geben. Für die engagierte Unterstützung und die freundliche Hilfsbereitschaft, sowie die umfangreiche Betreuung während der Feldarbeiten und besonders danach möchte ich meinen herzlichen Dank aussprechen.

Ebenfalls bedanke ich mich herzlich bei Dipl. Geophys. Christoph Grützner, der mir mit hilfreichen Ratschlägen und konstruktiven Vorschlägen bei der Anfertigung dieser Arbeit behilflich war.

Außerdem möchte ich mich bei allen Kommilitonen und Betreuern bedanken, die mit mir die für diese Arbeit benötigten Daten in Südspanien aufgenommen haben und mich bei der Auswertung unterstützt haben und mir behilflich waren. Einen besonderen Dank dabei an Tobias Thiel, dessen aufgenommene Bohrkerndaten ich als unterstützende Information für meine Arbeit verwenden durfte.

Ein ganz herzlicher Dank geht auch an meine Familie und meine Freunde, die mich während der gesamten Zeit kraftvoll unterstützt haben und mir stets zur Seite standen.

# Inhaltsverzeichnis

<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b>	<b>5</b>
<b>TABELLENVERZEICHNIS</b>	<b>6</b>
<b>ZUSAMMENFASSUNG</b>	<b>7</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>7</b>
<b>1 EINLEITUNG</b>	<b>8</b>
<b>2 GEOLOGIE</b>	<b>10</b>
2.1 BETISCHE KORDILLERE.....	10
2.2 ZAFARRAYA POLJE.....	13
<b>3 METHODEN</b>	<b>15</b>
3.1 GEOELEKTRIK.....	15
3.1.1 Grundlagen.....	15
3.1.2 Messprinzip.....	19
3.1.3 Auswertung.....	21
3.2 GEORADAR.....	22
3.2.1 Grundlagen.....	22
3.2.2 Messprinzip.....	25
3.2.3 Auswertung.....	26
3.3 RAMMKERNSONDIERUNG.....	27
<b>4 FELDARBEIT IM UNTERSUCHUNGSGEBIET</b>	<b>29</b>
4.1 ÜBERSICHT.....	29
4.2 GEOELEKTRIK.....	29
4.3 GEORADAR.....	31
4.4 RAMMKERNSONDIERUNG.....	32
<b>5 AUSWERTUNG UND ERGEBNISSE</b>	<b>33</b>
5.1 GEOELEKTRIK.....	33
5.2 GEORADAR.....	40
5.3 RAMMKERNSONDIERUNG.....	44
<b>6 DISKUSSION</b>	<b>47</b>
<b>7 FAZIT</b>	<b>49</b>
<b>LITERATURVERZEICHNIS</b>	<b>50</b>
<b>ANHANG</b>	<b>53</b>

## Abbildungsverzeichnis

ABB. 1 GEOLOGISCHER ÜBERBLICK ÜBER DIE BETISCHE KORDILLERE. ZU SEHEN IST DIE EINTEILUNG IN DIE INTERN- UND EXTERNZONE, SOWIE DIE NEOGENEN BECKEN UND HAUPTSTÖRUNGEN. VF IST DIE VENTAS DE ZAFARRAYA STÖRUNG, AUS: (REICHERTER, ET AL., 2005)	10
ABB. 2 GEOLOGISCHE KARTE DER ZENTRALEN BETISCHEN KORDILLERE MIT INTERN-EXTERN-GRENZE, AUS: (REICHERTER, ET AL., 2005)	12
ABB. 3 GEOLOGISCHER RAHMEN DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES, AUS: (LÓPEZ-CHICANO, ET AL., 2002)	14
ABB. 4 PRINZIP DER WIDERSTANDSMESSUNG MIT EINER VIERPUNKTANORDNUNG, AUS: (BERKTOLD, ET AL., 2005)	17
ABB. 5 VERTEILUNG DES STROMS IN ABHÄNGIGKEIT VON DER ANORDNUNG BEI LAGEN UNTERSCHIEDLICHER LEITFÄHIGKEIT, AUS: (LOWRIE, 2007)	18
ABB. 6 MESSPRINZIP DER WENNER-SONDIERUNGSKARTIERUNG, AUS: (BERKTOLD, ET AL., 2005)	20
ABB. 7 MESSANORDNUNG FÜR DIE DIPOL-DIPOL-KONFIGURATION, AUS: (BERKTOLD, ET AL., 2005)	20
ABB. 8 COMMON OFFSET METHODE, AUS: (NEAL, 2004)	25
ABB. 9 PRINZIPISSKIZZE DER WELLENWEGE BEI DER RADARMESSUNG, AUS: (BLINDOW, ET AL., 2005)	26
ABB. 10 ÜBERSICHT ÜBER DIE POLJE UND DIE LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES, AUS: GOOGLE EARTH	29
ABB. 11 ÜBERSICHT ÜBER DIE LAGE DER GEOELEKTRIK- UND RADARPROFILE SOWIE DER RAMMKERNSONDIERUNG, AUS: GOOGLE EARTH	31
ABB. 12 MESSUNG 96 MIT KONFIGURATION WENNER_L	35
ABB. 13 MESSUNG 97 MIT KONFIGURATION WENNER_S	35
ABB. 14 MESSUNG 101 MIT WENNER_S	36
ABB. 15 MESSUNG 102 MIT WENNER_L	37
ABB. 16 MESSUNG 103 MIT WENNER_S	38
ABB. 17 MESSUNG 111 MIT WENNER_L	38
ABB. 18 MESSUNG 112 MIT WENNER_L	39
ABB. 19 TERMINOLOGIE ZUR BESCHREIBUNG VON RADARSTRUKTUREN, AUS: (NEAL, 2004)	41
ABB. 20 RADARPROFIL 278	41
ABB. 21 RADARPROFIL 286	42
ABB. 22 RADARPROFIL 288	43
ABB. 23 ÜBERSICHT ÜBER BOHRUNG 17, 0 - 5 M (VERÄNDERT NACH TOBIAS THIEL, 2010)	45
ABB. 24 ÜBERSICHT ÜBER BOHRUNG 17, 5 - 10,09 M (VERÄNDERT NACH TOBIAS THIEL, 2010)	46

## Tabellenverzeichnis

<i>TABELLE 1 CHARAKTERISTISCHE WERTE FÜR DIELEKTRIZITÄTSZAHL, LEITFÄHIGKEIT, AUSBREITUNGSGESCHWINDIGKEIT UND ABSORPTIONSKOEFFIZIENT VERSCHIEDENER MATERIALIEN, AUS: (BLINDOW, ET AL., 2005)</i>	24
<i>TABELLE 2 ÜBERSICHT ÜBER WIDERSTÄNDE UND LEITFÄHIGKEITEN EINIGER GESTEINE, BÖDEN UND ERZE, AUS: (LOWRIE, 2007)</i>	34

## Zusammenfassung

Im Rahmen des Projektes C1 des Sonderforschungsbereichs 806 wurden in der Nähe von Granada, Südspanien in der Zafarraya-Polje geophysikalische Untersuchungen des Untergrundes unternommen. Ziel war es den Aufbau der Beckenfüllung zu untersuchen und sich damit einen ersten Eindruck über die sedimentologischen Verhältnisse zu verschaffen. Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Kalksteinmassiv der Sierra Gorda im Subbetikum der Externzone der Betischen Kordillere. Die Methoden Geoelektrik, Georadar und Rammkernsondierung wurden am Ponor des Arroyo de la Madre im Nordwesten der Polje zur Untersuchung angewendet. Durch die Auswertung und den Vergleich der Ergebnisse konnte festgestellt werden, dass der Untergrund aus Ton bzw. Alluvialboden aufgebaut ist, sich jedoch Lagerungsbedingungen, Feuchte und Karbonatgehalt mit der Tiefe ändern. Außerdem konnte den Ergebnissen entnommen werden, dass es eine Grenze bei ca. 8 m Tiefe zu geben scheint.

**Schlüsselworte:** *Zafarraya-Polje, Beckenfüllung, Geoelektrik, Georadar, Rammkernsondierung, Ton, Alluvialboden*

## Abstract

Corresponding to the C1 project of the Collaborative Research Centre 806, a geophysical investigation of the Zafarraya-Polje near Granada in Southern Spain was done. The survey aimed to the reconstruction of the sedimentological conditions by analyzing the shallow basin fill. The geological setting of the study area is located in the limestone formation of the Sierra Gorda which is part of the Subbetics of the External Zone belonging to the Betic Cordillera. For investigation some two-dimensional resistivity measurements, electromagnetic survey and window sampling by sediment cores around the ponor of the Arroyo de la Madre in the northwestern part of the polje were made. By evaluating and correlating the results it was assumed that the shallow basin fill consist nearly homogeneous of clay and alluvial soil, but humidity, density and carbonate content change with depth. Moreover the investigation resulted in the assumption of a changing in the horizontal sediment layers in about 8 m depth.

**Key words:** *Zafarraya-Polje, basin fill, geoelectrical methods, ground penetrating radar, window sampling, clay, alluvial soil*

## 1 Einleitung

Im Rahmen des Projektes C1 des Sonderforschungsbereichs 806 wurden in der Nähe von Granada, Südspanien in der Zafarraya-Polje geophysikalische Untersuchungen der Beckenfüllung unternommen.

Das Projekt des Sonderforschungsbereichs 806 „Unser Weg nach Europa: Kultur-Umwelt-Interaktion und menschliche Mobilität im späten Quartär“ ist eine Zusammenarbeit der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), der Universität zu Köln, der Universität Bonn und der RWTH Aachen. Ziel ist es, der Geschichte der Menschheit, des Homo sapiens sapiens, etwas näher zu kommen, indem geowissenschaftliche und archäologische Methoden in verschiedenen Teilprojekten, sogenannten Clustern angewendet werden. Wichtig dabei sind die Ausbreitungsstruktur des modernen Menschen auf seinem Weg von Afrika nach West-Eurasien und vor allem nach Europa und seine dortige dauerhafte Niederlassung. Auch die Frage nach der Ursache des populationsdynamischen Ausbreitungsprozesses und der Einfluss von Klima und Umwelt soll geklärt werden. Die Zeitspanne der Untersuchung umfasst die letzten 190.000 Jahre, welche die vorletzte Eiszeit und das Holozän einschließt. Umstrukturierungen und Rückzug aufgrund von klimatischen, umweltabhängigen und kulturellen Bedingungen werden ebenfalls berücksichtigt.

Anerkannt ist, dass der moderne Mensch vom Osten Afrikas nach Europa gewandert ist, allerdings ist noch nicht genügend erforscht, auf welchem Wege. Es gibt zwei mögliche Ausbreitungskorridore, auf denen der Homo sapiens sapiens seinen Weg gemacht haben könnte. Entlang des Schwarzen Meeres über Anatolien, dieser Weg ist schon hinreichend sicher belegt, oder über die Meerenge von Gibraltar, den Westen Europas. Da bei beiden Möglichkeiten ähnliche klimatische Entwicklungen auftreten, soll das Klima und die Umweltbedingungen rekonstruiert werden.

Um den zweiten möglichen Weg über den Westen Europas zu erforschen, wurde das Cluster C erstellt: „Der westliche Mittelmeerraum – Brücke oder Barriere?“. Untersuchungsgebiete sind Portugal, Spanien, Marokko und Frankreich. Im späten Pleistozän war die Straße von Gibraltar verengt und das Klima auf beiden Seiten sehr unterschiedlich, sodass eine Abhängigkeit der Wanderung und Landnutzung vom Klima gut zu erforschen ist.

„Kontinuität oder Diskontinuität? – Landnutzungs Muster und Klimawandel im späten Pleistozän auf der Iberischen Halbinsel“ (Sonderforschungsbereich 806, 2010). Im derzeitigen Forschungsstand wird davon ausgegangen, dass die Iberische Halbinsel nicht von Afrika, sondern von Mitteleuropa aus durch den modernen Menschen besiedelt wurde. Das Teilprojekt C1 untersucht kulturelle Muster der späten Neandertalers und des modernen Menschen auf der Iberischen Halbinsel aufgrund stratigraphischer Daten, welche mit den



Daten aus Nordafrika und den nördlichen Pyrenäen verglichen werden. Ebenso spielt Südspanien eine große Rolle in Bezug auf das Aussterben des Neandertalers und Übernahme durch den modernen Menschen vor 45.000 – 25.000 Jahren. Dabei gewinnt die Rolle des Klimas an größerer Bedeutung. Die Region gilt auch als Rückzugsort der Neandertaler (Sonderforschungsbereich 806, 2010).

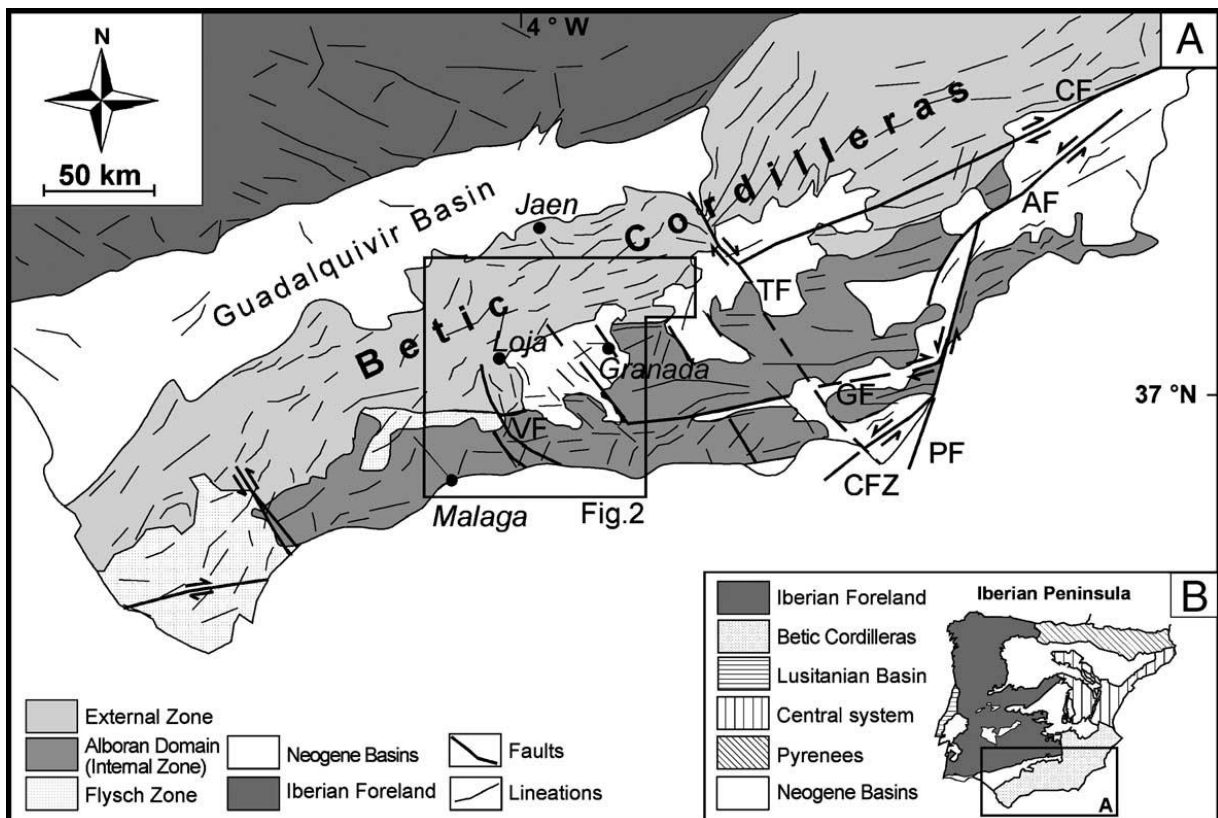
In der Zafarraya Polje in der Nähe von Granada in Südspanien wurden geophysikalische Untersuchungen mit Hilfe von Georadar und Geoelektrik, sowie Bohrungen bis zu einer Tiefe von 10 m durchgeführt. Ziel war es den Aufbau der Beckenfüllung der Polje zu untersuchen und sich damit einen ersten Eindruck über die geologischen bzw. sedimentologischen Verhältnisse des Bereichs zu verschaffen. Dafür wurden an unterschiedlichen Stellen der Polje die drei Methoden angewendet. Hauptuntersuchungsgebiete waren der im Norden der Polje gelegene Schwemmfächer, sowie das im Nordwesten gelegene Ponor des Arroyo de la Madre. Die Fragestellung war, ob und wo man spätere größere Bohrungen ansetzen könnte, um tiefere Einblicke in die Sedimente zu erlangen. Ziel dabei ist die Rekonstruktion der Klimaverhältnisse bei Populationsänderungen im Übergang vom Mittel- zum Jungpaläolithikum. Die Sedimente der Polje dienen dabei als Klimaarchiv.

Für diese Arbeit wurden am Ponor des Arroyo de la Madre Geoelektrik- und Georadarprofile gelegt, um eine Aussage über die Beckenfüllung der Zafarraya Polje machen zu können.

## 2 Geologie

### 2.1 Betische Kordillere

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Betischen Kordillere in Südspanien. Diese Gebirgskette liegt nördlich der Afro-Europäischen Konvergenzzone und ist der nördliche Teil des Betikum-Rif-Bogens, welcher den westlichen Teil des Mittelmeeres, die Alborán-See umschließt. Das auch Gibraltarbogen genannte Orogen zieht sich über die Meeresecke von Gibraltar in das Rif-Gebirge Nordmarokkos und hat sich durch die NW-SE Kollision der Iberischen mit der Afrikanischen Platte während der Oberkreide und des Tertiärs gebildet. Auch heute noch bewegen sich die Platten mit einer Konvergenzrate von ungefähr 4-5 mm pro Jahr (Ruiz, et al., 2007) schräg (oblique) aufeinander zu. Durch diese Kollisionskräfte und den Druck des Mittelatlantischen Rückens herrscht im westlichen Südeuropa ein enormes aktives tektonisches Spannungsfeld mit einer subhorizontalen NW-SE gerichteten Hauptkompressionsrichtung und einer Extension in Richtung NE-SW (Galindo-Zaldívar, et al., 1999). Die Betische Kordillere gilt als eines der tektonisch aktivsten Gebiete der Iberischen Halbinsel und zeigt eine mäßige bis hohe Seismizität (Ruiz, et al., 2007). Eines der schwersten historischen Erdbeben war das Andalusische Erdbeben im Dezember 1884 mit einer Magnitude von 6,7 und einer Intensität von X an der Ventas de Zafarraya Störung



**Abb. 1** Geologischer Überblick über die Betische Kordillere. Zu sehen ist die Einteilung in die Intern- und Externzone, sowie die neogenen Becken und Hauptstörungen. VF ist die Ventas de Zafarraya Störung, aus: (Reicherter, et al., 2005)

(Reicherter, et al., 2003). Durch das komplexe Störungssystem und die weite Verteilung der Erdbebenherde ist es schwierig, die genaue Position der Plattengrenze zu bestimmen.

Die Betische Kordillere verläuft vom Golf von Cádiz über Alicante bis nach Mallorca und ist in eine Extern- und Internzone gegliedert. Die Externzone, auch South Iberian Domain, ist der mesozoisch-neogene Paläokontinentrand Iberias und wird in das Subbetikum, den Beckenbereich am Südrand Iberias und das Präbetikum, den Schelfbereich unterteilt. Das Subbetikum wurde teilweise auf das Präbetikum überschoben. Der Begriff „extern“ bezieht sich auf die Nähe zum ehemaligen Kontinentrand Iberias. In der Kreide war dieser Bereich ein marines Becken (Reicherter, et al., 1994) mit Kontinenträndern, welches im Paläogen durch die Kollision der Iberischen mit der Afrikanischen Platte geschlossen wurde, wodurch ein Gebirge entstand. Gegen Ende des Torton war die Betische Kordillere eine NE-SW-streichende Inselkette, die von marinen Becken umlagert wurde. Im Messinium hob sich das Gebirge und die heutige Alorán-See tiefte sich ein. Postorogene Blattverschiebungen und Kompressionen halten bis heute an. Die Externzone wurde im Miozän intensiv gefaltet und in dünnen Decken verschuppt. Dies ist ein Beispiel für ein „thin-skinned“ Gebirge (García-Hernández, et al., 1980). Sie besteht aus 1000 m weißem Kalkstein und grauem Dolomit aus dem Lias, gefolgt von 500 m mergeligem Kalkstein und Kalkstein aus dem mittleren Jura bis später Kreide. Allgemein überwiegen nicht-metamorphe mesozoische und tertiäre Sedimente, die am ehemaligen Südrand Iberias abgelagert wurden (García-Hernández, et al., 1980). Das Subbetikum wird von Nord nach Süd in die Einheiten Unidades Intermedias (Beckensedimente), externes Subbetikum (submarine Schwelle), medianes oder mittleres Subbetikum (tiefes Becken) und internes Subbetikum und/oder Penibetikum (Schwelle) unterteilt (Reicherter, et al., 2005).

Die Internzone, oder Alborán Domain, ist ein Teil des Alborán-Mikrokontinents, welcher während des Mesozoikums und Tertiärs einen krustalen Splitter am Südrand Iberias bildete. Die Gesteine der Zone sind tektonisch stark verfaltet und werden, aufgrund von unterschiedlichen Lagerungsverhältnissen sowie lithologischen und metamorphen Eigenschaften, in drei verschiedene Komplexe gegliedert. Vom Liegenden in Hangende sind es der Nevado-Filábride-Komplex, der Alpujárride-Komplex und der Malaguide-Komplex mit abnehmendem Metamorphosegrad. Der Malaguide-Komplex kommt im westlichen Betikum nördlich von Málaga vor und zieht sich in einem dünnen Streifen ostwärts bis Velez Rubio. Die Gesteine sind paläozoische Klastika und Karbonate, permotriassische Rotsedimente (red beds) und mittel- bis obertriassische Karbonate und Evaporite (Reicherter, et al., 2005). Sie sind in der Regel nicht metamorph. Der Alpujárride-Komplex ist mäßig metamorph und ein Großteil ist schwach grünschieferfaziell überprägt. Er besteht aus paläozoischen graphitführenden Glimmerschiefern und Quarziten an der Basis, permotriassische Phyllite

und Quarzite und triassische dolomitische Plattformkarbonate mit basischen Intrusionen. Der Nevado-Filábride-Komplex ist höher grünschiefer- und amphibolitfaziell metamorphisiert. Er kommt im 125 km langen und 35 km breiten Gebiet der Sierra Nevada und Sierra de los Filábres vor. An der Basis befindet sich eine 500 m mächtige präpermische Glimmerschiefer- und Quarzitlage, darüber Karbonate, Meta-Arkosen und Granite und abschließend folgen Metabasite, Serpentinite, Harzburgite, Marmore und Glimmerschiefer (Reicherter, et al., 2005). Die Grenzen der Komplexe sind durch deutliche Sprünge im Metamorphosegrad gezeichnet, wodurch zu belegen ist, dass es postmetamorphe Kontakte sind.

Die Internzone wird von der Externzone durch die Intern-Extern-Grenze getrennt. Die Grenze ist größtenteils linear und streicht ungefähr in einem Winkel von 70°. Nach Lonergan et al. (1994) ist es die nördliche Grenze der westwärts wandernden Alboran-Mikroplatte und bildet im Osten der Betischen Kordillere eine 60 km flacheinfallende Überschiebung nach S oder SSE.

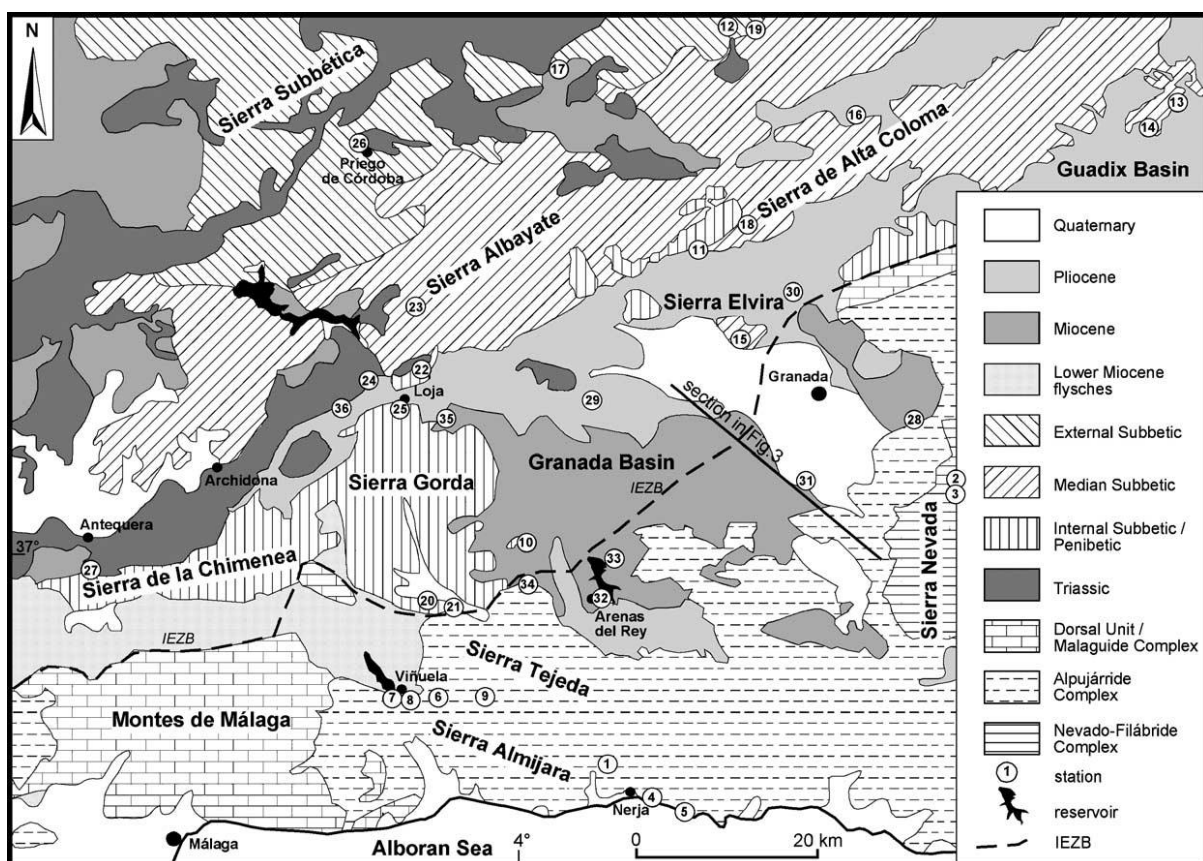


Abb. 2 Geologische Karte der zentralen Betischen Kordillere mit Intern-Extern-Grenze, aus: (Reicherter, et al., 2005)

Während der alpidischen Orogenese im Miozän bildeten sich neogene intramontane Becken, die sich mit mächtigen terrigenen und marinen Sedimenten füllten. Durch die Kompression an der Konvergenzzone bildeten sich die Becken durch orogenparallele Dehnung, häufig an der Intern-Extern-Grenze. Im Torton begann die Sedimentation. Die Becken sind mit Konglomeraten, Sandsteinen und Ton, teilweise sind auch Kalksteinlagen und Mergel gefüllt. Vor 5,9 bis 5,5 Ma gab es eine „Messinische Salinitätskrise“ mit phasenweiser Austrocknung des Mittelmeeres und abschließender Überflutung. Dies ist in den neogenen Becken teilweise gut erhalten (Reicherter, et al., 2005).

Das Granada-Becken ist ein solch neogenes intramontanes Becken. Durch sehr große Störungen entstand der steile Anstieg der umgebenden Sierras. Die Senke ist mit Sedimenten aus dem oberen Miozän und dem Pliozän gefüllt, welche Kalkarenite, Mergel, Evaporite, terrigene Konglomerate und lakustrine Kalklagen sind. Es sind viele aktive Störungen vorhanden, die NW-SE streichen (Reicherter, et al., 2000).

Die Betische Kordillere ist von vielen Karstformen geprägt. Neben anderen Erscheinungen sind viele Poljen zu finden. GAMS (1969) charakterisiert eine Polje mit folgenden Eigenschaften: Eine Polje ist eine große, im Karst vorkommende, geschlossene Entlastungssenke mit ebenen Grund, welcher mehrere km<sup>2</sup> groß ist und häufig eine Absenkung in Richtung eines Schluckloches zeigt. Hydrogeologisch charakterisiert GAMS (1969) eine Polje folgendermaßen: Eine Trockenpolje hat weder permanenten noch saisonalen Wasserfluss, Überschwemmungen durch Grundwasser können allerdings vorkommen. Andere Poljen haben eine Karstquelle auf der einen Seite und ein Ponor auf der anderen Seite mit einem Fluss, der die Polje durchfließt.

## 2.2 Zafarraya Polje

Letzteres trifft auf das Untersuchungsgebiet, die Zafarraya Polje zu. Sie ist ein Gebiet mit endorheischer Entwässerung. Der Arroyo de la Madre ist ein saisonaler Fluss, der in der Sierra Tejada im Südosten der Polje entspringt. Er fließt bis zu dem im Nordwesten der Senke gelegenen Ponor (Schluckloch), welches sich auf einer Höhe von 887 m ü. NN befindet, und verschwindet dort in unterirdischen Karsthohlräumen. Überschreitet der Fluss die maximale Infiltrationskapazität von 3-3,5 m<sup>2</sup>/s bei einer starken Regenperiode, kann es zu einer Überschwemmung der Polje kommen (López-Chicano, et al., 2002).

Die tektonische Karstsenke befindet sich im Kalksteinmassiv der Sierra Gorda im Subbetikum der Externzone der Betischen Kordillere und grenzt im Südosten an die Sierra Tejada, die schon in der Internzone, dem Alpujárride-Komplex liegt. Somit hat sich die Polje an der Grenze zwischen Intern- und Externzone gebildet und ist weiterhin ein Beispiel für

einen typischen mediterranen Exokarst. Sie liegt ca. 60 km südwestlich von Granada auf ungefähr 900 m Höhe und gehört mit einer Größe von 22 km<sup>2</sup> zu einer der größten in der Betischen Kordillere. Die flache quartäre Sedimentfüllung des Beckens hat einen leichten Einfall nach Westen mit einer durchschnittlichen Neigung von 0,4%. Die Länge beträgt 10 km mit einer WNW-ESE-Ausrichtung und die maximale Breite von 3,5 km ist im westlichen Bereich zu messen. In ihrer Entwicklung hat sich die Polje von einer tektonischen Senke mit mariner Sedimentation im oberen Miozän zu einem endorheischen fluviatilen Becken mit geringer Sedimentation während dem obersten Miozän, Pliozän und unteren Pleistozän verändert (García-Jerez, et al., 2006) (López-Chicano, et al., 2002).

Die Zafarraya Polje befindet sich in einem Gebiet mit arido-humidem (mediterranem) Klima. Diese Klimazone ist von warmen und trockenen Sommern, sowie kühlen und feuchten Wintern geprägt. 2000 ha anbaufähiges Land sichern die Existenz der Anwohner (López-Chicano, et al., 2002). Die Landnutzung besteht Überwiegend aus dem Anbau von Gemüse, Winterweizen und Olivenbäumen. Außerdem wird Weidelandschaft mit der Haltung von Ziegen und Schafen betrieben. Für die Bewässerung der Äcker sorgen bis zu 400 m tiefe Brunnen. Die Landwirtschaft wird von drei Orten geführt, die sich in der Polje angesiedelt haben: Zafarraya auf einem Hügel im mittleren Westen, Ventas de Zafarraya am Südrand und El Almendral am Nordrand der Polje.

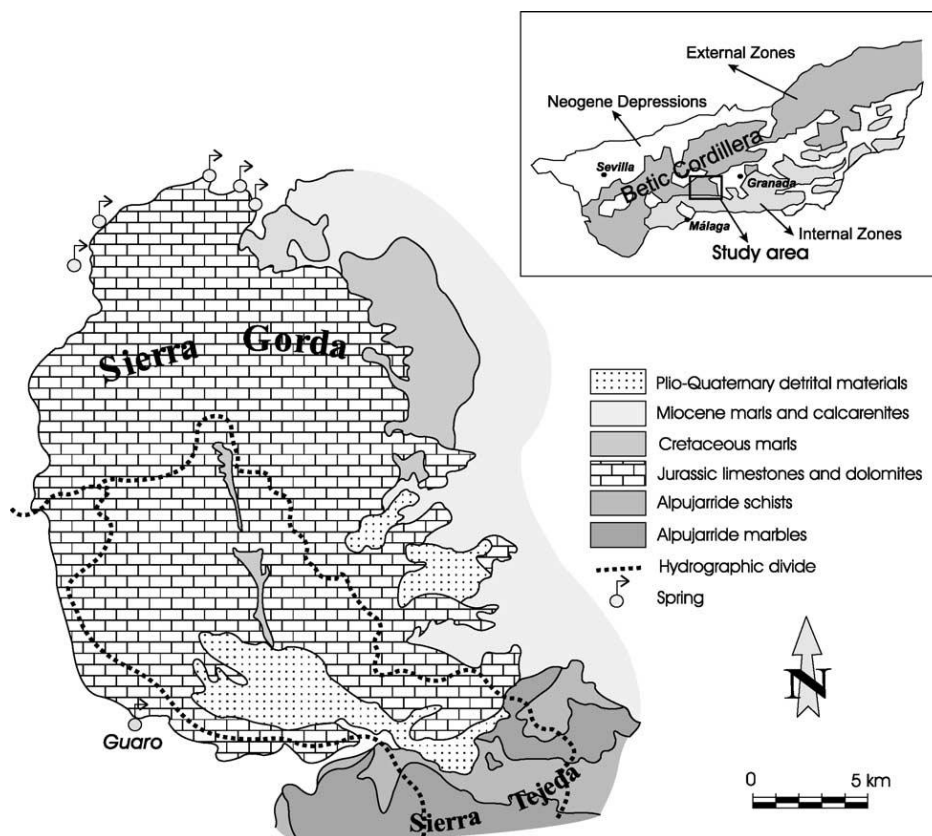


Abb. 3 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes, aus: (López-Chicano, et al., 2002)

## 3 Methoden

Zur Untersuchung der Beckenfüllung am Ponor des Arroyo de la Madre in der Zafarraya Polje wurden drei Methoden angewendet. Die beiden geophysikalischen Methoden Georadar (Ground Penetrating Radar, GPR) und Gleichstromgeoelektrik, sowie die Probenahme mit Hilfe der Rammkernsondierung. Im Folgenden werden diese drei Verfahren erläutert und jeweils veranschaulicht, wie die in Südspanien gesammelten Daten ausgewertet wurden.

### 3.1 Geoelektrik

Mit dem geoelektrischen Verfahren wird die elektrische Leitfähigkeit bzw. der spezifische elektrische Widerstand im Untergrund gemessen. So können Aussagen über die Struktur, die räumliche Verteilung der physikalischen Eigenschaften, die Abgrenzung lithologischer Einheiten, über Lagerungsstörungen im Lockergestein, sowie über Klüfte und Störungen im Festgestein, aber auch über Grundwasserleiter oder unterirdische Hohlräume getroffen werden. Anwendungsgebiete sind z.B. Aufsuchen von Erzkörpern, Altlastenerkundung, Deponietechnik, Grundwassererkundung und die Beobachtung von Schadstoffausbreitungen, sowie die Beobachtung natürlicher elektrischer Felder im Untergrund (Berkold, et al., 2005).

#### 3.1.1 Grundlagen

Die Grundlage der elektrischen Widerstandsmessung ist das Ohm'sche Gesetz, welches besagt, dass der elektrische Strom  $I$  in einem Leiter bei konstanter Temperatur proportional zur Spannung  $U$  ist. Für den Widerstand  $R$  lautet die Gleichung

$$R = \frac{U}{I} \quad (1)$$

Dabei hat der Widerstand die Einheit  $\Omega$  (Ohm). Er kann um viele Größenordnungen variieren, weshalb er eine sehr gute diagnostische Größe ist (Hördt, et al., 2006). Der Kehrwert des Widerstandes ist die elektrische Leitfähigkeit, die somit die Einheit  $\Omega^{-1}$ , oder auch Siemens (S) hat. Sie ist ein Maß dafür wie gut ein Material elektrischen Strom leiten kann. Des Weiteren ist der Widerstand proportional zur Länge  $L$  und antiproportional zur Querschnittsfläche  $A$  eines Leiters. Diese Beziehung wird mit der Gleichung

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2)$$

ausgedrückt. Die Proportionalitätskonstante  $\rho$  ist der spezifische Widerstand mit der Einheit  $\Omega\text{m}$  (Ohmmeter). Der spezifische elektrische Widerstand von geologischen Materialien hängt von der Wassersättigung, sowie dem Chemismus des Porenfluids ab, aber auch von der

Porosität, Permeabilität und Porenfüllung des Untergrundmaterials, also allgemein von der Leitfähigkeit eines Materials. Wiederum hängt die Leitfähigkeit aber auch vom Widerstand ab. Es gibt drei Arten von Leitfähigkeit. Die elektronische für Gesteine und Metalle, die elektrolytische in Flüssigkeiten und die dielektrische Leitfähigkeit für Isolatoren (Lowrie, 2007). Der Wert der Leitfähigkeit wird mit steigender Wassersättigung, wachsendem Anteil toniger Bestandteile und zunehmendem Ionengehalt des Porenraumelektrolyten kleiner (Börner, 2005). Fügt man die Ohm'sche Gleichung (1) in Gleichung (2) ein, so erhält man nach Umstellung

$$\frac{U}{L} = \rho \frac{I}{A} \quad (3)$$

Das Verhältnis  $\frac{U}{L}$  stellt das elektrische Feld  $E$  dar und  $\frac{I}{A}$  ist die Stromstärke pro Querschnittsfläche in einem Leiter, welche auch als Stromdichte  $J$  bezeichnet wird.

Anhand dieser Beziehungen kann das Ohm'sche Gesetz so umgeformt werden, dass es eine brauchbare Form für Widerstandsberechnungen in geoelektrischen Untersuchungen darstellt. Auf einen räumlichen Leiter angewendet lautet also das physikalische Prinzip mit der elektrischen Feldstärke  $E$  und dem spezifischen Widerstand  $\rho$

$$E = \rho J \quad (4)$$

Bei der in Südspanien verwendeten Gleichstromgeoelektrik wurde die Vier-Punkt-Methode verwendet. Bei dieser Anordnung wird über zwei geerdete Stromelektroden A und B ein technisches (künstliches) stationäres Feld durch die Einspeisung von Gleichstrom oder niederfrequentem Wechselstrom in den leitfähigen Untergrund erzeugt (Berkold, et al., 2005). Der Strom breitet sich in Form einer Halbkugel aus und es entsteht ein so genanntes Potentialfeld, das von den Leitfähigkeitsstrukturen beeinflusst wird. Die Spannungsmessung erfolgt über zwei zusätzliche Potentialsonden M und N (Berkold, et al., 2005). In dem erzeugten Potentialfeld ist die Stromdichte gleich dem elektrischen Strom dividiert durch die Oberfläche der Halbkugel mit dem Radius  $r$ , also  $2\pi r^2$ . Eingesetzt in das Ohm'sche Gesetz aus Gleichung (4) lautet die Beziehung der elektrischen Feldstärke bezogen auf die Halbkugel (Lowrie, 2007)

$$E = \rho J = \rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad (5)$$

Die elektrische Feldstärke kann auch als Potentialdifferenz über eine gewisse Länge ausgedrückt werden mit

$$dU = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} dr \quad (6)$$



Das Potential im Boden mit der Entfernung R zur Elektrode lautet somit

$$U = \rho \frac{I}{2\pi R} \quad (7)$$

In einem homogenen Halbraum sind die elektrischen Feldlinien um eine Stromelektrode von dieser radial nach außen gerichtet und das Potential ist positiv. Bei einer Potentialsonde sind die elektrischen Feldlinien radial zur Sonde hin gerichtet und das Potential ist negativ (Lowrie, 2007). Durch das Zusammenwirken von zwei Stromelektroden und zwei Potentialsonden bei der Vier-Punkt-Anordnung baut sich das oben genannte räumliche Potentialfeld auf, wobei sich die Stromlinien wie ein Dipol-Modell verhalten (Lowrie, 2007).

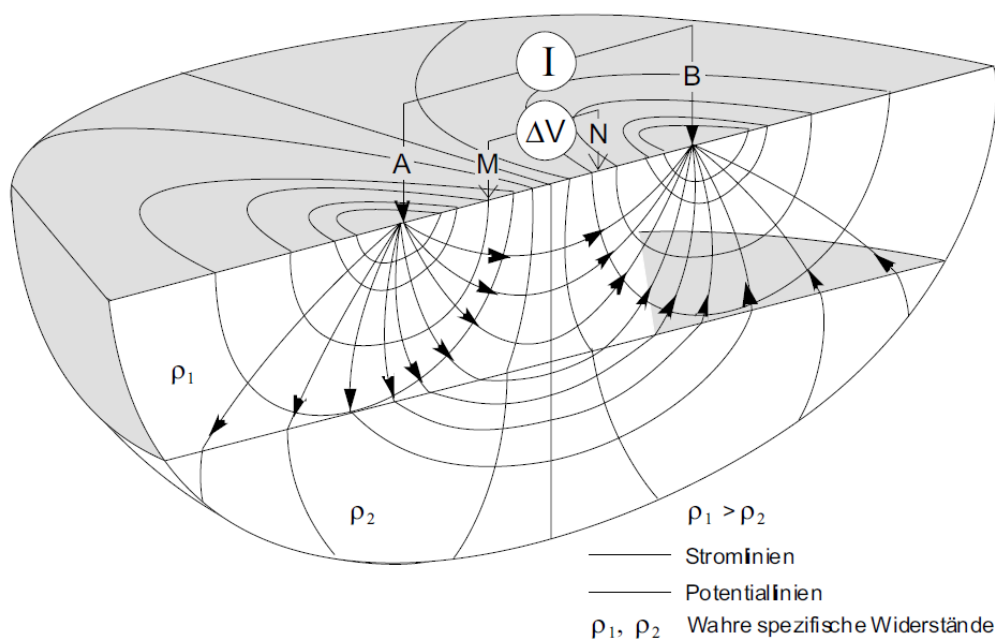


Abb. 4 Prinzip der Widerstandsmessung mit einer Vierpunktanordnung, aus: (Berkthold, et al., 2005)

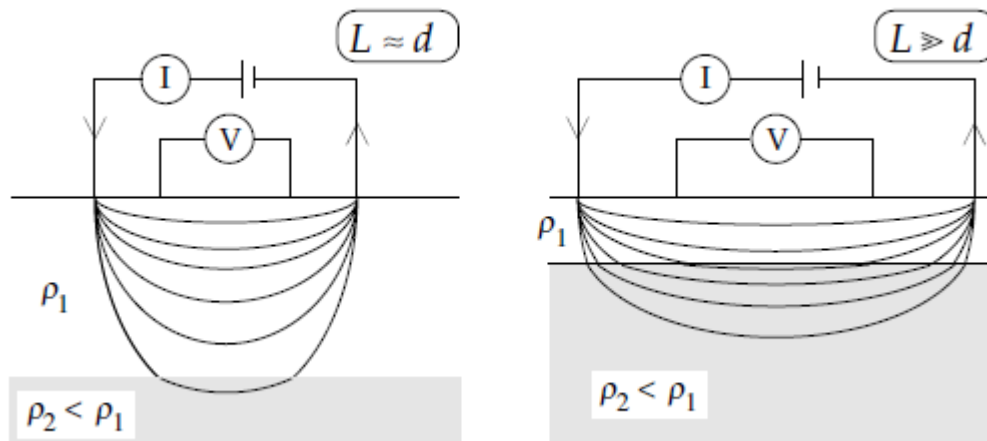
Eine Überlagerung der Einzelpotentiale nach dem Superpositionsprinzip führt zu folgender Potentialdifferenz zwischen den Sonden

$$U = \rho I \left[ \frac{1}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (8)$$

Diese sogenannte Neumannsche Formel kann abgekürzt werden, indem der Term in Klammern durch  $\frac{1}{K}$  ersetzt wird. K ist der Geometrie- oder Konfigurationsfaktor der Elektroden-Sonden-Anordnung, der für verschiedene Konfigurationen unterschiedlich berechnet wird. Für den wahren spezifischen Widerstand eines homogenen Halbraumes ergibt sich damit (Berkthold, et al., 2005)

$$\rho = K \frac{U}{I} \quad (9)$$

Der reale geologische Untergrund ist jedoch meist nicht homogen, sondern inhomogen und damit ein Paket von Schichten unterschiedlicher Leitfähigkeiten, das von geologischen Strukturen beeinflusst wird. Der gemessene Widerstand ist also ein scheinbarer spezifischer Widerstand und ist der gewichtete Mittelwert der wahren Widerstandsverteilung (Hördt, et al., 2006). Er repräsentiert somit nicht die wahren spezifischen Widerstände der einzelnen lithologischen Einheiten, da bei der Vierpunkt-Methode die Komplexität des Untergrundes nicht berücksichtigt wird.



**Abb. 5** Verteilung des Stroms in Abhängigkeit von der Anordnung bei Lagen unterschiedlicher Leitfähigkeit, aus: (Lowrie, 2007)

Am Beispiel einer horizontal geschichteten Struktur, in der eine Lage der Mächtigkeit  $d$  und des spezifischen Widerstandes  $\rho_1$  einen leitenden Halbraum mit dem geringeren spezifischen Widerstand  $\rho_2$  überlagert (siehe Abb. 5), soll dieser Zusammenhang verdeutlicht werden. Sind die Stromelektroden dicht beieinander, so dass der Abstand  $L$  der Elektroden erheblich kleiner als die Mächtigkeit  $d$  der oberen Lage ist ( $L \ll d$ ), liegt die zweite leitende Schicht zu tief und der Strom fließt hauptsächlich in der oberen Lage mit dem spezifischen Widerstand  $\rho_1$ . Somit liegt das Messergebnis nah am wahren spezifischen Widerstand der überlagernden Schicht. Mit zunehmendem Abstand der Stromelektroden voneinander, vergrößert sich die Tiefe in die der erzeugte elektrische Strom reicht. Je weiter also die Eindringtiefe des Stroms, desto mehr Strom fließt in den schlechter leitenden Halbraum und desto kleiner ist der gemessene spezifische Widerstand. Ist der Abstand der Elektroden sehr viel größer als die Mächtigkeit der oberen Lage ( $L \gg d$ ), so nähert sich das Messergebnis dem wahren spezifischen Widerstand  $\rho_2$  der unteren Lage. Zwischen diesen beiden Extremen gibt es die Situation, dass die Stromelektroden so weit auseinander bzw. nah aneinander liegen ( $L \approx d$ ), dass der gemessene Widerstand von beiden Schichten beeinflusst wird. Dieser ist dann der scheinbare spezifische Widerstand, da er sich keinem der beiden wahren spezifischen Widerstände der Schichten nähert (Lowrie, 2007).

### 3.1.2 Messprinzip

Durch verschiedene Anordnungen der Elektroden und Sonden bei der Vierpunkt-Methode wird die Auflösung, Erkundungstiefe und Störanfälligkeit beeinflusst. Meist wird mit linearen Konfigurationen gearbeitet. Die gebräuchlichsten sind die Wenner-, Schlumberger-, Dipol-Dipol-, Pol-Dipol-, Pol-Pol- und Gradient-Anordnungen (BerktoId, et al., 2005). Die für diese Arbeit gemessenen Daten wurden mit der Wenner- bzw. Dipol-Dipol-Konfiguration aufgenommen und die Messungen mit einer Multikanalapparatur durchgeführt, um mehrere Messungen gleichzeitig laufen lassen zu können. Diese Form der Messung nennt man Sondierungskartierung.

Die Sondierungskartierung ist eine Kombination von Sondierung (Änderung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe) und Kartierung (Nachweis lateraler Widerstandsänderungen im Untergrund). Dafür wird ein geradliniges Profil komplett mit Elektrodenspießen abgesteckt. Die Erkundungstiefe, also der Tiefenbereich mit der höchsten Stromdichte, beträgt dabei  $\frac{1}{4}$  der Länge des Profils. Für die Daten der Arbeit in Südspanien betrug die Auslage des Profils 200 m und die Elektroden wurden in einem Abstand von 5 m in den Boden geschlagen. Damit sollte eine Erkundungstiefe von 50 m gewährleistet sein. Die Stahlnägel mit einem Durchmesser von ca. 5 mm und einer Länge von ungefähr 50 cm werden mit einem Kabel verbunden und in der Mitte der Auslage werden ein Terrameter, ein Elektrodenselektor und eine Stromquelle (Autobatterie) angeschlossen. Für die Messung in Südspanien wurde ein Gleichstrom von 50 mA eingestellt und die Wenner-Konfiguration bzw. die DD4L (Dipol-Dipol)-Konfiguration gewählt.

Die Wenner-Anordnung misst nach dem Reziprozitätsprinzip, bei dem die Positionen der Sonden und Elektroden vertauschbar sind. Alle Elektroden haben jedoch, egal ob sie als Sonden oder Stromelektroden fungieren, den gleichen Abstand  $a$ . Der Konfigurationsfaktor für diesen Modus beträgt  $K = 2\pi a$  und somit wird der scheinbare spezifische Widerstand mit

$$\rho_s = 2\pi a \frac{U}{I} \quad (10)$$

berechnet (BerktoId, et al., 2005). Bei der Wenner-Sondierungskartierung wird die Messung so programmiert, dass die Abstände  $a$  auf dem Profil immer größer werden (Hördt, et al., 2006) und somit die Erfassung der lateralen Widerstandverteilungen auf mehreren Niveaus möglich ist (BerktoId, et al., 2005). In Abb. 6 ist zu erkennen, wie sich die Sonden-/Elektrodenabstände um ganzzahlige Vielfache vergrößert. Durch die sukzessive Vergrößerung des Abstandes  $a$  wird eine dem Elektrodenabstand entsprechende Pseudotiefe gemessen und es entsteht eine zweidimensionale Darstellung der Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes und ein in der Auswertung zu sehendes dreieckförmiges Tiefenmuster. Diese Verteilung wird als „Pseudosektion“ bezeichnet und

entspricht nicht der geologischen Sektion (Berkold, et al., 2005). Mit der Wenner-Konfiguration werden ca. 200 Kombinationen gemessen.

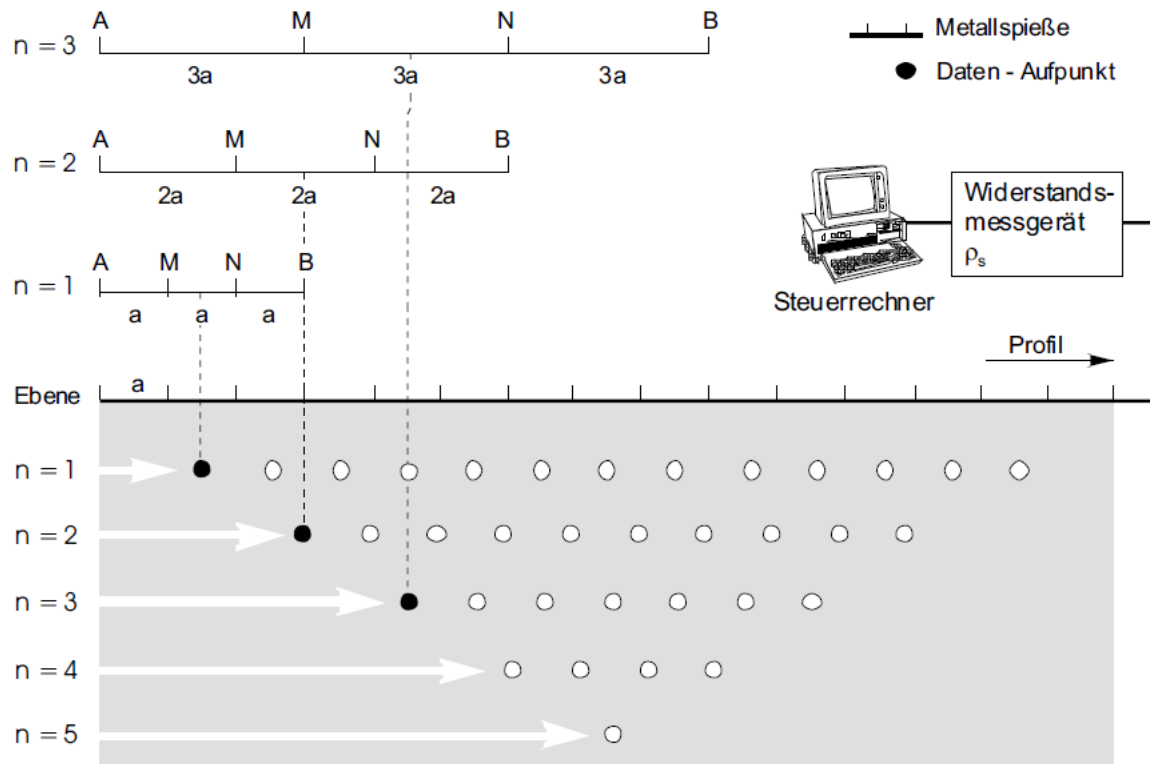


Abb. 6 Messprinzip der Wenner-Sondierungskartierung, aus: (Berkold, et al., 2005)

Bei der Dipol-Dipol-Konfiguration werden zwei Elektrodenpaare gesetzt. Die Stromelektroden A und B mit dem Abstand  $a$  zueinander stehen mit einem Abstand  $n \cdot a$  zum zweiten Elektrodenpaar, den Sonden M und N (siehe Abb. 7). Der Konfigurationsfaktor für diesen Modus lautet  $K = \pi n (n+1) (n+2) a$ , woraus der scheinbare spezifische Widerstand ermittelt werden kann (Berkold, et al., 2005). Während dem DD4L-Modus werden über 500 Kombinationen gemessen.

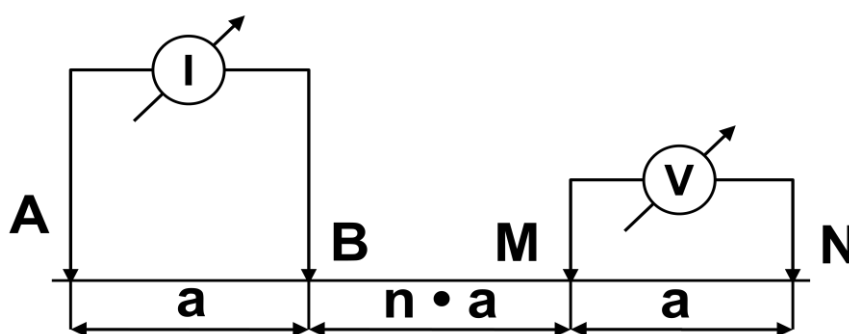


Abb. 7 Messanordnung für die Dipol-Dipol-Konfiguration, verändert nach: (Berkold, et al., 2005)

Die Messung kann von Störeinflüssen wie unterirdischen Leitungen, Metallzäunen und Ähnlichem beeinflusst werden. Dabei ist die Lage zur Elektroden-Sonden-Anordnung entscheidend. Liegen die Störfaktoren senkrecht zur Messeinrichtung haben diese eine geringe Auswirkung und sind nur als Ausreißer erkennbar. Verlaufen sie parallel zur Anordnung können Effekte auftreten, die zu Fehlinterpretationen führen. Die Deckschicht, sowie das Geländere relief können ebenfalls einen Einfluss auf das Messergebnis haben. Bei der Deckschicht ist auf die Temperaturverhältnisse und die Bodenfeuchte zu achten und beim Relief auf die Neigung des Geländes. Ist die Neigung unter  $10^\circ$  kann die Einwirkung jedoch vernachlässigt werden (Berkold, et al., 2005).

### 3.1.3 Auswertung

Die Auswertung der gemessenen Daten erfolgt mit einem 2D-Inversionsprogramm. Das Programm berechnet ein zweidimensionales Widerstandsmodell als Tiefensektion. Der scheinbare spezifische Widerstand ändert sich in vertikaler Richtung und entlang des Profils, was als Ergebnis in einer farbkodierten Vertikalsektion des spezifischen Widerstandes zu sehen ist (Hördt, et al., 2006). Nach der Inversionsrechnung sind in dem Programm drei Profile zu sehen. Das oberste stellt die gemessenen Daten als Pseudosektion dar, das mittlere die berechneten Daten für das unterste 2D-Modell.

## 3.2 Georadar

Das Georadar (engl. Ground Penetrating Radar, GPR) ist eine nicht-invasive geophysikalische Methode zur Ermittlung oberflächennaher elektrischer Diskontinuitäten bis zu einer Tiefe von 50 m. Dies geschieht durch Erzeugung, Transmission, Ausbreitung, Reflexion und Aufnahme elektromagnetischer Wellen (Neal, 2004). Es wird für die oberflächennahe Erkundung von Hohlräumen, anthropogenen Einlagerungen, Sediment- und Bodenstrukturen, Störungen, Klüften, Grundwasser und Deponien eingesetzt (Blindow, et al., 2005).

### 3.2.1 Grundlagen

GPR basiert auf der Ausbreitung und Transmission künstlich erzeugter, hochfrequentierter (1 MHz bis 42,6 GHz) elektromagnetischer Wellen im Untergrund (Knight, 2001). Impulse werden von einem Sender in den Untergrund gestrahlt und reflektieren an Schichtgrenzen und Objekten oder streuen an Einlagerungen. Ein Empfänger empfängt die reflektierten Wellen und zeichnet Laufzeiten und Amplituden der elektrischen Feldstärke  $E$  der Impulse auf. Reflexion und Diffraktion ist das Ergebnis von Kontrasten in den elektrischen Materialeigenschaften im Untergrund (Blindow, et al., 2005). Dabei gehen besonders Unterschiede der relativen Dielektrizitätszahl  $\epsilon_r$ , der elektrischen Leitfähigkeit  $\sigma$  und der magnetischen Permeabilität  $\mu$  ein.  $\mu$  gleicht in fast allen geologischen Materialien  $\mu_0$ , was der magnetischen Permeabilität des Vakuums  $\mu_0 = 4 \cdot 10^{-7}$  H/m entspricht (Knight, 2001). Durch die Änderung der Eigenschaften an z.B. Schichtgrenzen wird die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Welle verändert, entsprechend reflektiert und von der Antenne empfangen (Neal, 2004). Die allgemeine Ausbreitungsgeschwindigkeit und Absorption ist jedoch stark frequenzabhängig. Diese Dispersion führt zu Veränderungen der Pulsform im Untergrund (Blindow, et al., 2005).

Betrachtet man eine Einzelfrequenz, geradlinig polarisiert und sich in z-Richtung flach ausbreitend, kann man von der Maxwell-Gleichung folgende Aussagen für das elektrische Feld  $E$  und das magnetische Feld  $B$  ableiten

$$E(z,t) = E_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)} \quad (11)$$

und

$$B(z,t) = B_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)} \quad (12)$$

wobei  $E_0$  und  $B_0$  die Amplituden,  $\omega$  die Kreisfrequenz,  $\alpha$  den Dämpfungsfaktor und  $\beta$  die Phasenkonstante darstellen (Knight, 2001). Die Geschwindigkeit  $v$  (in m/ns) der elektromagnetischen Wellen wird mit

$$v = \frac{\omega}{\beta} = \lambda f \quad (13)$$

beschrieben. Dabei ist die Wellenlänge  $\lambda = 2\pi/\beta$ . Des Weiteren ist für das Ausbreitungsverhalten elektromagnetischer Wellen im Radarfall noch der Verlustwinkel  $\delta$  von Bedeutung.

$$\tan\delta = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon'} = \frac{1}{\omega\varepsilon'\rho}$$

Er verhält sich proportional zur Leitfähigkeit  $\sigma$  und antiproportional zur Frequenz. Die Dielektrizitätszahl bestimmt die Durchlässigkeit für elektromagnetische Felder im Untergrund. Für verlustarme Medien mit  $\delta \ll 1$  gilt für die Wellengeschwindigkeit näherungsweise

$$v \approx c_0 \sqrt{\varepsilon'} \quad (14)$$

mit der Vakuum-Lichtgeschwindigkeit  $c_0 = 0,2998$  m/ns (Blindow, et al., 2005). Diese Beziehung zeigt, dass die Geschwindigkeit von der Dielektrizitätszahl abhängt. Je höher diese ist, desto geringer ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Medium. Desweiteren wird die Dämpfungskonstante von der elektrischen Leitfähigkeit bestimmt. Aus diesem Grund arbeitet das Georadar über sandigem und kiesigem Untergrund besser als über elektrisch gut leitenden tonigen Untergrund, da in einer solchen Situation die Wellen abgedämpft werden und ihre Geschwindigkeit verringern (Knight, 2001).

Statt des Dämpfungsfaktors  $\alpha$  kann auch der Absorptionskoeffizient  $\alpha' = 8,686 \alpha$  verwendet werden. Ist dieser für den zu untersuchenden Untergrund bekannt, kann die Eindringtiefe der elektromagnetischen Wellen abgeschätzt werden. Mit Hilfe der Ausbreitungsgeschwindigkeit  $v$  und den Reflexionslaufzeiten kann die Tiefenlage von Diskontinuitäten berechnet werden (Blindow, et al., 2005).

Tabelle 1 zeigt Mittelwerte aus einer größeren Probenzahl für die relative Dielektrizitätszahl  $\varepsilon_r'$ , die Leitfähigkeit  $\sigma$ , die Ausbreitungsgeschwindigkeit  $v$  und den Absorptionskoeffizient  $\alpha'$  verschiedener Materialien. Die Werte erfolgen aufgrund starker Dispersion immer frequenzbezogen. Alle Werte wurden bei 100 MHz gemessen, die Werte von Eis allerdings bei 60 MHz.

**Tabelle 1 Charakteristische Werte für Dielektrizitätszahl, Leitfähigkeit, Ausbreitungsgeschwindigkeit und Absorptionskoeffizient verschiedener Materialien, aus: (Blindow, et al., 2005)**

Material	$\epsilon'_r$ Dimensionslos	$\sigma$ (mS m <sup>-1</sup> )	$v$ (m ns <sup>-1</sup> )	$\alpha'$ (dB m <sup>-1</sup> )
Luft	1	0	0,2998	0
Aqua dest.	80	0,01	0,033	0,002
Süßwasser	80	0,5	0,033	0,1
Meerwasser	80	30 000	0,01	1 000
trockener Sand	3 - 5	0,01	0,15	0,01
gesättigter Sand	20 - 30	0,1 - 1	0,06	0,03 - 0,3
Schluff	5 - 30	1 - 100	0,07	1 - 100
Ton	5 - 40	2 - 1 000	0,06	1 - 300
Kalkstein	4 - 8	0,5 - 2	0,12	0,4 - 1
Schiefer	5 - 15	1 - 100	0,09	1 - 100
Granit	6	0,01 - 1	0,12	0,01 - 1
trockenes Salz	≈ 6	0,001 - 0,1	0,125	0,01 - 1
Eis	3,18	0,01	0,168	0,02
Öl, Asphalt	2 - 3	0,01	0,19	0,01

Fällt eine elektromagnetische Welle auf eine lateral ausgedehnte Grenzfläche zwischen zwei Schichten, an der die elektromagnetischen Eigenschaften umspringen, entstehen eine gebrochene und eine reflektierte Welle. Diese Wellen bilden ebene Wellenfronten im Fernfeld des Sendedipols (Blindow, et al., 2005). Der Anteil der reflektierten Energie wird durch diese Aufteilung der einfallenden Energie an jeder Schichtgrenze im Untergrund bestimmt. Dieser Anteil kann durch den Reflexionskoeffizient R ausgedrückt werden

$$R = \frac{\mu_2 k_1 - \mu_1 k_2}{\mu_2 k_1 + \mu_1 k_2} \quad (15)$$

Er stellt das Verhältnis zwischen reflektierter Welle zu einfallender Welle dar. k ist hierbei die Wellenzahl, die mit  $k = \beta - i\alpha$  beschrieben wird. Für verlustarme, nicht-magnetische Medien vereinfacht sich die Gleichung zu

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (16)$$



Die Energie wird also aus jeder beliebigen Tiefe reflektiert, die eine Diskontinuität aufweist. Deren Amplitude ist dabei ein Indikator für den Kontrastunterschied an der jeweiligen Schichtgrenze (Knight, 2001).

### 3.2.2 Messprinzip

Die für diese Arbeit verwendete Georadar-Methode ist die sogenannte „Common Offset“-Methode (siehe Abb. 8). Diese ist möglich, wenn Sender und Empfänger einen konstanten Abstand zueinander haben (Grote, et al., 2003).

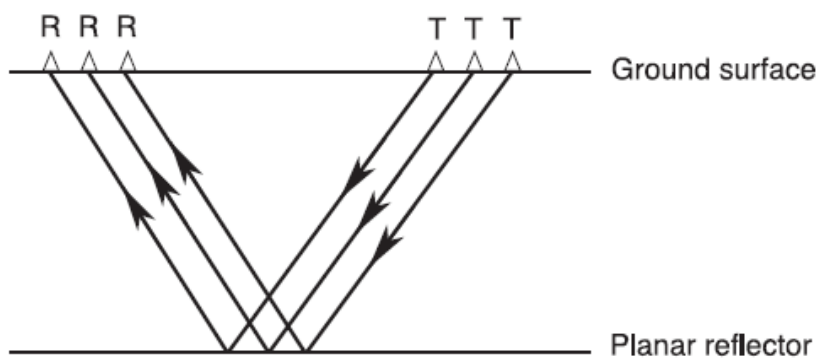


Abb. 8 Common Offset Methode, aus: (Neal, 2004)

Die Georadarmessungen für die vorliegende Arbeit wurden mit einem monostatischen Radar durchgeführt. Dabei befinden sich Sender und Empfänger in einem Gerät, in dem mittels eines Sende-/Empfangsumschalters die benötigte Eigenschaft umgestellt wird (Blindow, et al., 2005). Des Weiteren besteht die Radar-Apparatur aus einem Impulsgenerator, der kurze energiereiche Impulse erzeugt, einem Messrad, das an der Antenne befestigt wird und einem Datenakquisitionssystem, welches die aufgenommenen Daten digitalisiert und speichert. Die Messungen können auf zwei Arten erfolgen - nach Zeit oder nach Distanz. Wird nach Zeit gemessen, wird pro Zeiteinheit eine bestimmte Anzahl an Messungen ausgelöst. Wird nach Distanz gemessen, wird pro Meter eine bestimmte Anzahl an Messungen vorgenommen. Dies war der Fall bei den Radarmessungen für die vorliegende Arbeit. Es wurden 50 Messungen pro Meter durchgeführt. Störungen der Messung können durch Faktoren an der Erdoberfläche entstehen. Solche Faktoren können z.B. Bäume, Zäune, Änderungen der Topographie oder des Untergrundes sein. Die Antenne, die für diese Arbeit verwendet wurde, sendet eine Frequenz von 100 MHz in den Untergrund. Dabei ist zu erwarten, dass geologische Strukturen bis zu einer Tiefe von 15 m erkannt werden können.

Wird nun ein Impuls in den Untergrund gesendet und es ändert sich die Geschwindigkeit der Welle aufgrund wechselnder elektromagnetischer Eigenschaften, wird ein Teil reflektiert und wird von der Empfangsantenne aufgenommen. Zwischen dem Senden der Energie, der Reflexion der Welle und dem Empfang vergehen lediglich Nanosekunden ( $10^{-9}$  s). Diese Zeit wird als Zweiwegelaufzeit (two-way travel time, TWT) bezeichnet. Sie ist eine Funktion der Tiefe, des Antennenabstandes und der mittleren Radarwellengeschwindigkeit (Neal, 2004).

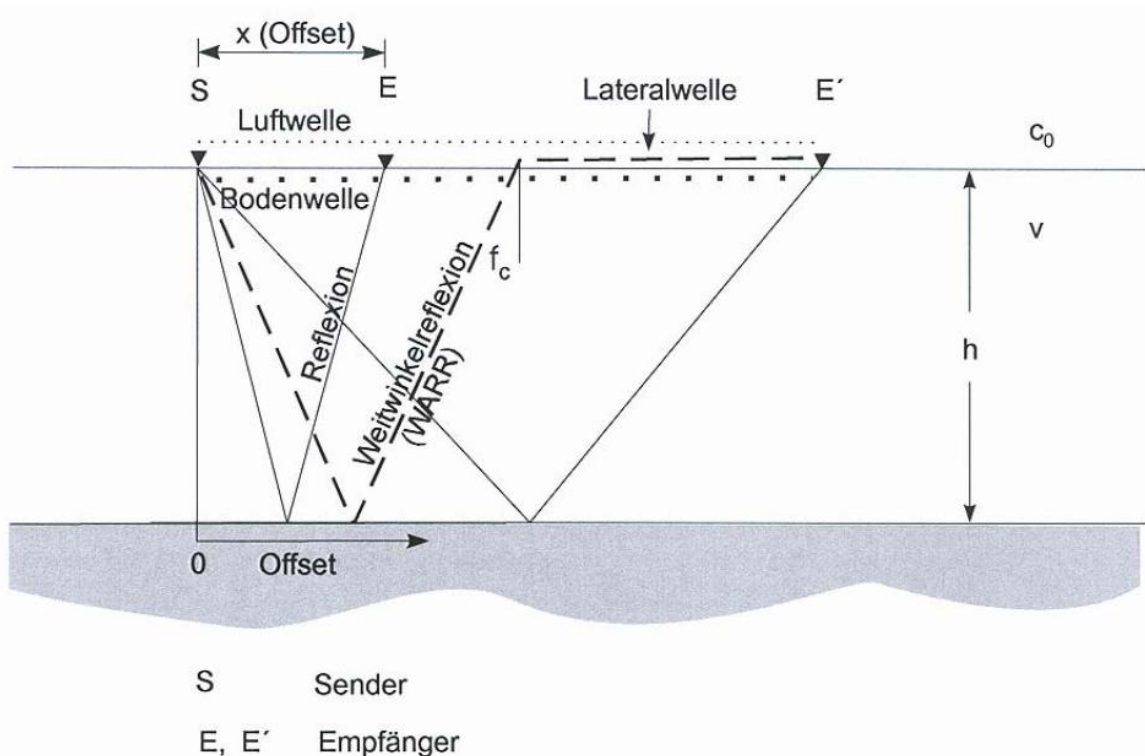


Abb. 9 Prinzipskizze der Wellenwege bei der Radarmessung, aus: (Blindow, et al., 2005)

### 3.2.3 Auswertung

Die gesammelten Radardaten müssen am Computer prozessiert werden, damit ein stör- und rauschfreies Radargramm entsteht. Nicht nur die Struktur und die elektromagnetischen Eigenschaften des Untergrundes beeinflussen die Daten der Radarmessung, auch Faktoren wie die Verbindung der Antennen zum Untergrund und die Verteilung der ausgestrahlten Energie, sowie Energieverluste. Um Komplikationen bei der Auswertung der Radardaten zu vermeiden, werden diese Faktoren durch die Prozessierung korrigiert. Das zweidimensionale Radargramm repräsentiert dann die dielektrischen Eigenschaften des Untergrundes (Knight, 2001) und zeigt oft eine Vielzahl von Diffraktionshyperbeln, sofern kleine Störungen im Untergrund auftreten. Der Scheitelpunkt der Hyperbeln stellt die Lage des Diffraktionszentrums dar und dient zur Abschätzung der Wellengeschwindigkeit (Blindow, et al., 2005).

### 3.3 Rammkernsondierung

Für die Entnahme von Bodenproben wurde die Methode der Rammkernsondierung eingesetzt. Sie eignet sich zur Aufnahme geologischer Profile und zur Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes bzw. von Lockergesteinen.

Die für die Rammkernsondierung verwendeten 1 m langen Stahlsonden haben einen Durchmesser von 10 cm. Ein ca. 2 cm breiter Schlitz über die gesamte Länge dient zur direkten Ansprache der Bodenprobe im Gelände. Am unteren Ende der Sonde befindet sich eine offene ringförmige Schneide, in die das Sediment beim Bohren eintreten kann. Auf die Sonde wird ein Schlagkopf und ein Schlaghammer mit Benzinmotor (Cobra, Zweitakt-Motor) gesetzt, mit dessen Kraft die Sonde senkrecht 1 m in den Untergrund gerammt wird, bis sie mit Sediment gefüllt ist. Anhand eines hydraulischen Ziehgerätes mit Benzinmotor wird sie aus dem Boden gezogen und kann anschließend aufgenommen und beprobt werden. Backenklemmen verhindern beim Herausziehen das Abrutschen der Sonde. Durch den Schlitz in der Sonde kann der Bodenaufbau genauestens dokumentiert werden und es können Proben für weitere Untersuchungen entnommen werden. Um in größere Tiefen gelangen zu können, wird ein Verlängerungsgestänge verwendet. So können Bohrungen bis zu 10 m Tiefe vorgenommen werden. Die Bohrtiefe ist dabei vom Untergrundmaterial abhängig. Kiese oder größere Steine können die angestrebte Eindringtiefe verringern.

Die Bohrkernansprache kann nach verschiedenen Normen vorgenommen werden, wie z.B. der DIN EN ISO 14688-1:2003-01. In Südspanien wurden die Kerne jedoch nach der „Anleitung zur makroskopischen Beschreibung von Bohrkernen im Gelände“ (Kehl, 2010) aufgenommen. Bevor eine Ansprache erfolgen kann, muss der Kern mit einem Kittmesser gereinigt und quer zur vollen Länge der Sonde geglättet werden (Kehl, 2010). Anschließend wird der Bohrkern in Lagen unterteilt. Unterscheidungs- und damit Aufnahmekriterien sind Farbe nach dem Munsell-Farbsystem, Fleckung und Bänderung mit Menge und Größe, Feuchte, Körnung bzw. Bodenart, Skelettanteil, Karbonatanteil, der Anteil an organischer Substanz, die Lagerungsdichte, Konzentrationen, Gefüge und die Art des Übergangs. Außerdem wurde für jede Lage die Grenze bzw. Tiefe festgehalten und gegebenenfalls Bemerkungen und Besonderheiten hinzugefügt. Diese Kriterien werden in einem vorgegebenen „Aufnahmeprotokoll für Bohrungen“ (Kehl, 2010) festgehalten.

Die Grenzen der einzelnen Lagen werden mit Tiefe unter Geländeoberkante und der Art des Übergangs beschrieben. Der Übergang kann dabei je nach Breite scharf, deutlich, allmählich oder diffus sein. Die Farbe des Bodens wird im feuchten Zustand mit den Munsell-Farbtafeln verglichen und kann so exakt bestimmt werden. Flecken bzw. eine Bänderung können durch eine Umverteilung von Eisen- und Mangan-Hydroxiden, Karbonaten und organischer Substanz entstehen. Sie geben Aufschluss über Grundwasserschwankungen und

Veränderung des Sediments durch bodenbildende Prozesse und werden nach Art, Anteil und Größe erfasst (Kehl, 2010). Die Feuchte wird klassifiziert nach trocken, feucht, nass und wassergesättigt. Die Körnung eines Sediments gibt an, ob es sich um einen Sand, Schluff, Lehm oder Ton handelt. Im Gelände wird die Bodenart mit der Fingerprobe festgestellt. Allerdings ist es aufgrund der tonmineralogischen Zusammensetzung und des Gehaltes organischer Substanz schwierig, die Körnung festzustellen. Die Bestimmung des Skelettanteils in der Probe ist von Bedeutung für Hinweise auf Sedimentations- und Verwitterungsbedingungen. Die Kies- oder Gerstkörner dürfen jedoch nicht mit Konkretionen aus Karbonaten, Eisenhydroxiden oder Gips verwechselt werden, da diese separat aufgenommen werden müssen. Der Karbonatgehalt wird mit 10%iger Salzsäure (HCl) getestet und nach Dauer des Brausens klassifiziert. Aufgrund von Sedimentstauchungen beim Bohren kann die Lagerungsdichte nur als ungefähre Angabe betrachtet werden. Sie beschreibt normalerweise die Masse trockenen Sediments pro Volumeneinheit. Dadurch, wie auch durch Feuchte und Körnung, wird der Eindringungswiderstand beim Bohren bestimmt. Konzentrationen können Tonbeläge, Sekundärkarbonate, Gipskristalle und Eisen- und Mangan-Hydroxide sein. Sie geben Aufschluss über Bodenbildung und/oder Anreicherung aus dem Grundwasser oder lateral ziehendem Hangwasser. Für den Punkt Gefüge ist es wichtig zu erkennen, ob Bodenaggregate, eine homogene Struktur (kohärentes Gefüge), ein Einzelkorngefüge oder eine Feinschichtung vorhanden ist (Kehl, 2010).

Nach Ansprache des Bohrkerns im Gelände werden die einzelnen Lagen in Tüten verpackt und beschriftet. Im Labor können dann weitere Untersuchungen und Beprobungen stattfinden, wie z.B. eine Körnungsanalyse. Es können ebenso pH-Wert und Leitfähigkeit ermittelt werden.

## 4 Feldarbeit im Untersuchungsgebiet

Im Untersuchungsgebiet, der Polje von Zafarraya, wurden für diese Arbeit fünf Geoelektrikprofile und elf Georadarprofile aufgezeichnet. Zu den Profilen wird die Geländeansprache von Bohrkern 17 hinzugefügt, welcher ausführlich in der Bachelorarbeit von Tobias Thiel besprochen wird.

### 4.1 Übersicht

In Abb. 10 ist die Polje von Zafarraya zu sehen. Die Lage des Untersuchungsgebietes für die vorliegende Arbeit innerhalb der Polje ist als rotes Viereck kenntlich gemacht worden. Die Untersuchungen wurden am Ponor des Arroyo de la Madre durchgeführt, welches nordwestlich des Ortes Zafarraya im Nordwesten der Polje von Zafarraya liegt. Die Geoelektrik- und Georadarprofile wurden, wie in Abb. 11 zu sehen ist, alle südwestlich des Ponors gelegt. Die Bohrung wurde am nördlichen Rand desselben gesetzt.



Abb. 10 Übersicht über die Polje und die Lage des Untersuchungsgebietes, aus: Google Earth

### 4.2 Geoelektrik

Die Geoelektrikprofile wurden unterschiedlich ausgelegt. Sie sind in Abb. 11 als gelbe Linien zu sehen. Das Profil 96-99 wurde am 17.03.2010 gemessen. Der Profilanfang grenzt direkt südlich an das Ponor. Das Profil verläuft in Richtung SSW und hat eine Ausdehnung von 140 m. Es besteht aus einem Paket von drei Messungen, die jeweils in unterschiedlichen

Konfigurationen durchgeführt wurden. Messung 96 hatte einen Elektrodenabstand von 4 m und wurde mit der Konfiguration Wenner\_L gemessen. Messung 97 wurde mit Wenner\_S gemessen und hatte einen Elektrodenabstand von 2 m. Der Unterschied von Wenner\_L (long) zu Wenner\_S (short) besteht darin, dass bei Wenner\_S alle am Kabel befindlichen unisolierten Klemmstellen mit Krokodilklemmen an die Elektroden angeschlossen werden. Die Kontakte sind im Wechsel Rot und Blau. Bei der Wenner\_L Konfiguration werden lediglich die roten, also jeder zweite mit den Elektroden verbunden, wodurch ein kleineres Profil mit einer höheren Auflösung entsteht. Messung 98 war eine Fehlmessung und Nummer 99 wurde schließlich mit einem 2 m Elektrodenabstand und der Konfiguration DD4L gemessen.

Das Profilpaket 100-101 wurde am selben Tag als Verlängerung des Profils 96-99 hinter einem Graben neu angesetzt und verläuft ebenfalls 140 m in Richtung SSW. Messung 100 wurde mit der Konfiguration Wenner\_L durchgeführt. Der Elektrodenabstand betrug 4 m. Für die Messung 101 wurde der Elektrodenabstand auf 2 m verkleinert und es wurde die Konfiguration Wenner\_S verwendet.

Vom Ponor aus verläuft in Richtung SW eine Straße. Die beiden oben beschriebenen Profile liegen östlich parallel zu diesem Weg. Das Profil 102-104 wurde am 18.03.2010 auf dem Feld westlich der Straße gelegt. Der Profilanfang liegt ungefähr auf der gleichen Höhe wie das Profilende von 100-101, jedoch ist die Ausrichtung des Profils etwas mehr SW. Die Auslage beträgt wiederum 140 m und es wurde in drei verschiedenen Konfigurationen gemessen. Für die Messung 102 wurde ein Elektrodenabstand von 4 m gewählt und die Konfiguration Wenner\_L. Nach der Halbierung des Elektrodenabstandes auf 2 m wurde Messung 103 mit der Konfiguration Wenner\_S durchgeführt. Messung 104 wurde mit demselben Elektrodenabstand und der Konfiguration DD4L gemessen.

Westlich der Straße wurden am 23.03.2010 zwei weitere Geoelektrikprofile gelegt. Messung 111 beginnt direkt westlich vom Schluckloch und verläuft in Richtung SW mit 210°. Der Elektrodenabstand betrug bei diesem Profil 5 m und die maximale Ausdehnung 200 m. Es wurde mit der Konfiguration Wenner\_L gemessen. Östlich des Profilanfangs liegen drei kleinere Dolinen und die Auslage verläuft über einen kleinen Rücken südwestlich des Ponor.

Messung 112 wurde etwas weiter westlich als der Anfang von Profil 111 angesetzt und streicht 10-190°. Elektrodenabstand und maximale Auslage entsprechen hier den Bedingungen von Messung 111. Das Profil 112 verläuft im ersten Drittel durch eine kleine Vertiefung und gegen Ende ebenfalls über den oben genannten Rücken. Dabei kreuzen sich beide Profile leicht. In Abb. X sind die Bedingungen der Messungen 111 und 112 noch einmal verdeutlicht.



*Abb. 11 Übersicht über die Lage der Geoelektrik- und Radarprofile sowie der Rammkernsondierung, aus: Google Earth*

### 4.3 Georadar

Im Rahmen der geophysikalischen Messungen am Ponor des Arroyo de la Madre wurden für diese Arbeit auch Georadarmessungen vorgenommen. Entlang des Geoelektrikprofils 111 wurden am 23.03.2010 im Abstand von 20 m Georadarprofile senkrecht zum Elektrikprofil gezogen. Jedes Profil hat eine Länge von ungefähr 30-40 m. Bei der Geoelektrikauslage von 200 m belief sich die Anzahl der Georadarmessungen auf elf Profile mit den Namen 278-288. Die Messungen wurden mit einer 100 MHz Antenne durchgeführt. Ein Datenakquisitionssystem zeichnete die Messung auf. In Abb. 11 sind die Radarprofile als

rote Linien zu erkennen. Da sie senkrecht zum Profil 111 liegen, haben sie eine Ausrichtung nach Südost. Wie in Abb. 11 weiterhin zu erkennen ist, wurde das Messgerät in wechselnder Richtung gezogen (rote Pfeile). Jedes zweite Profil läuft also in die gleiche Richtung, die anderen entgegengesetzt.

Der Untergrund auf dem gemessen wurde war trocken und es befanden sich Vegetationsrückstände darauf. Senkrecht zur Straße verläuft eine Stufe zu einem anderen Feld, über diese das Messgerät die ersten Messungen gezogen werden musste. Das erste Profil (File 278) wurde zwischen zwei kleineren Dolinen hindurch gezogen. Außerdem ist anzumerken, dass sich ein NW-SE-streichender Rücken auf dem Feld befindet und somit der Geländeabschnitt auf dem die Radarprofile gezogen wurden nach NE hin abfällt.

#### **4.4 Rammkernsondierung**

Als ergänzende Information über den Aufbau des oberflächennahen Untergrundes wird in dieser Arbeit die Geländeansprache des Bohrkernes 17 von Tobias Thiel mit einbezogen. Die Bohrung wurde als Rammkernsondierung 3 Meter nördlich des Ponors durchgeführt. Der Untergrund war eben und die Fläche, die sonst als Ackerfläche verwendet wird, war zu der durchgeführten Zeit (23.03.2010) eine Brachfläche mit Vegetationsrückständen. Der Kern wurde entsprechend der in Kapitel 3.3 erläuterten „Anleitung zur makroskopischen Beschreibung von Bohrkernen im Gelände“ (Kehl, 2010) angesprochen und dokumentiert. Die Gesamtteufe dieser Rammkernsondierung betrug 10,09 Meter.



## 5 Auswertung und Ergebnisse

### 5.1 Geoelektrik

Die Rohdaten der Geoelektrikmessung werden am Computer mit dem Programm RES2DINV (Version 3.58.48) von GEOTOMO Software prozessiert. Bei diesem Inversionsprogramm wird die „Methode der kleinsten Quadrate“ (least-squares method) verwendet. Es ermittelt automatisch ein zweidimensionales Widerstandsmodell für den Untergrund aus den im Feld erhobenen Daten.

Die „Methode der kleinsten Quadrate“ ist eine Annäherungsmethode. Das 2D-Modell unterteilt den Untergrund in etliche rechtwinklige Blöcke. Das Ziel ist eine Bestimmung des Widerstandes jedes Blockes, um eine Pseudosektion des scheinbaren Widerstandes zu erstellen, die mit der aktuellen Messung übereinstimmt (Geotomo Software, 2004).

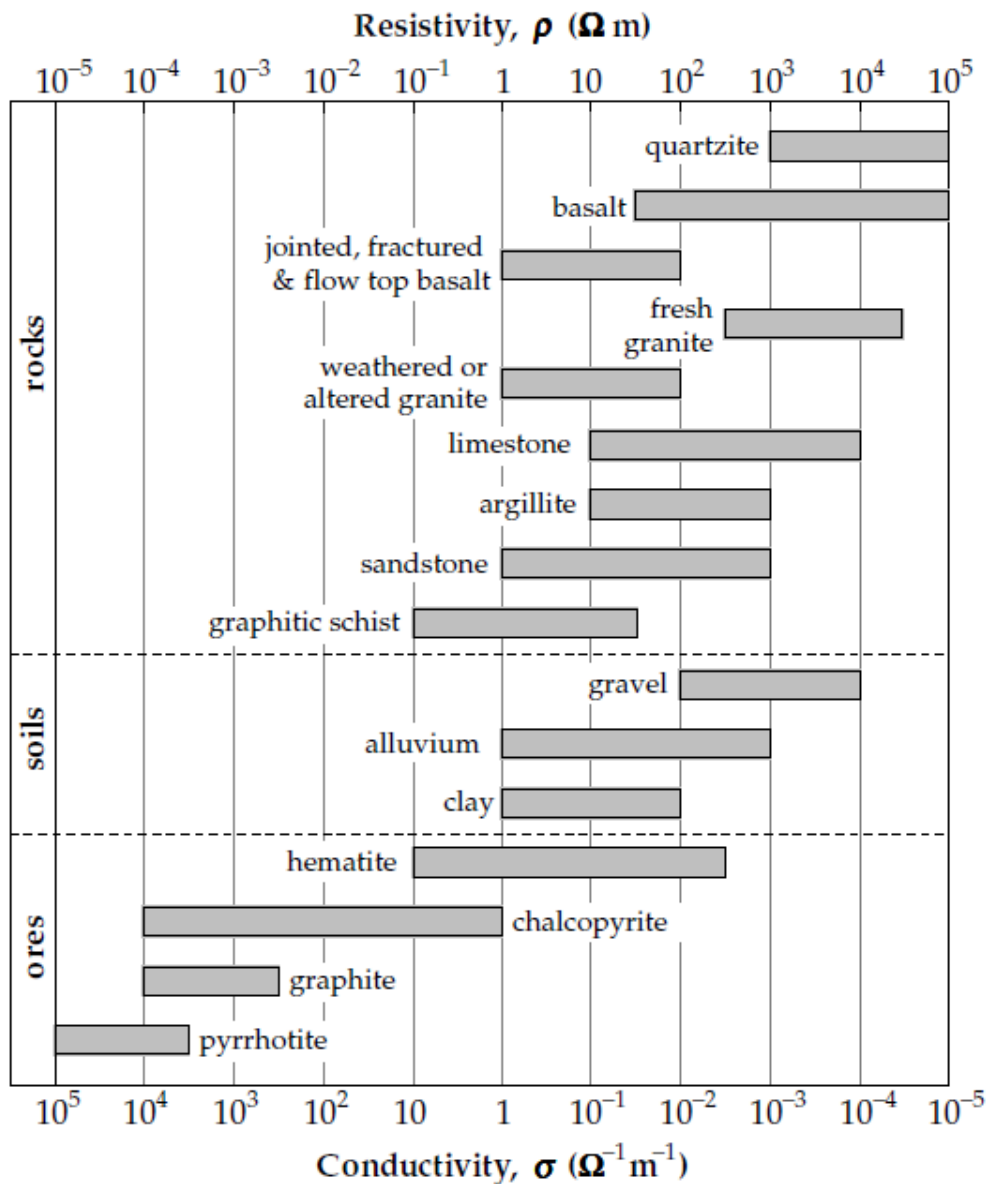
Die Optimierungsmethode korrigiert den Widerstand der Modellblöcke und reduziert damit die Differenz zwischen dem errechneten und gemessenen scheinbaren Widerstand. Das Maß dieser Differenz beschreibt der Effektivwert-Fehler (root-mean-squared [RMS] error). Das Profil mit dem kleinsten möglichen Fehler ist allerdings nicht unbedingt geologisch korrekt und kann hohe, unrealistische Variationen des Widerstandes aufweisen. Am besten ist es eine Iteration zu wählen, bei der der RMS-Fehler sich nicht mehr signifikant verändert (Geotomo Software, 2004).

Nach Einlesen der Rohdatei in das Programm, muss die Datei aufbereitet werden, damit das Profil nicht durch fehlerhafte Punkte beeinflusst wird. Dazu können solche fehlerhaften Datenpunkte entfernt werden. Der scheinbare spezifische Widerstand wird in Form eines Profils auf dem Bildschirm angezeigt, in dem jeder Datenpunkt einzeln zu sehen ist. Falsche oder ungültige Datenpunkte sind Punkte, die offensichtlich zu weit aus dem Muster ausfallen, durch Überschneiden mit anderen Linien. Sie sind zu groß oder zu klein im Vergleich zu ihren Nachbarpunkten und können durch markieren entfernt werden. Solche fehlerhafte Punkte können entweder durch Fehlschaltungen von Elektroden, ungenügendem Kontakt der Elektrode zum Untergrund, wegen zu trockener Bedingungen oder auch durch Kurzschluss des Kabels, wegen zu hoher Feuchte entstehen (Geotomo Software, 2004).

Ist die Datei aufbereitet, kann mit der Inversion begonnen werden. Vorab können die Tiefenskala und die Farbskala eingestellt werden. Für die meisten Ergebnisse dieser Arbeit wurde eine benutzerdefinierte logarithmische Farbskala mit einem Abstandsfaktor von 1,3 gewählt.

Für die Auswertung der prozessierten Geoelektrikdaten wird Tabelle 2 verwendet, welche Angaben zu Widerstand und Leitfähigkeit einiger Gesteine, Böden und Erze zeigt.

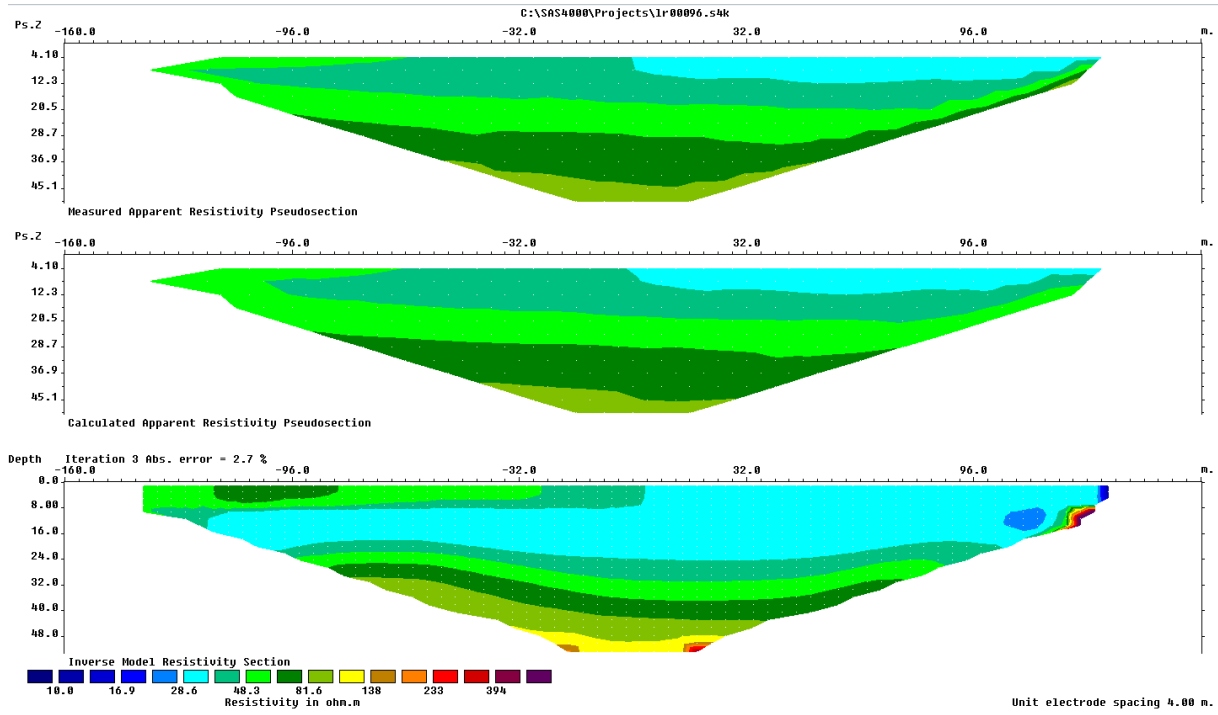
Tabelle 2 Übersicht über Widerstände und Leitfähigkeiten einiger Gesteine, Böden und Erze, aus: (Lowrie, 2007)



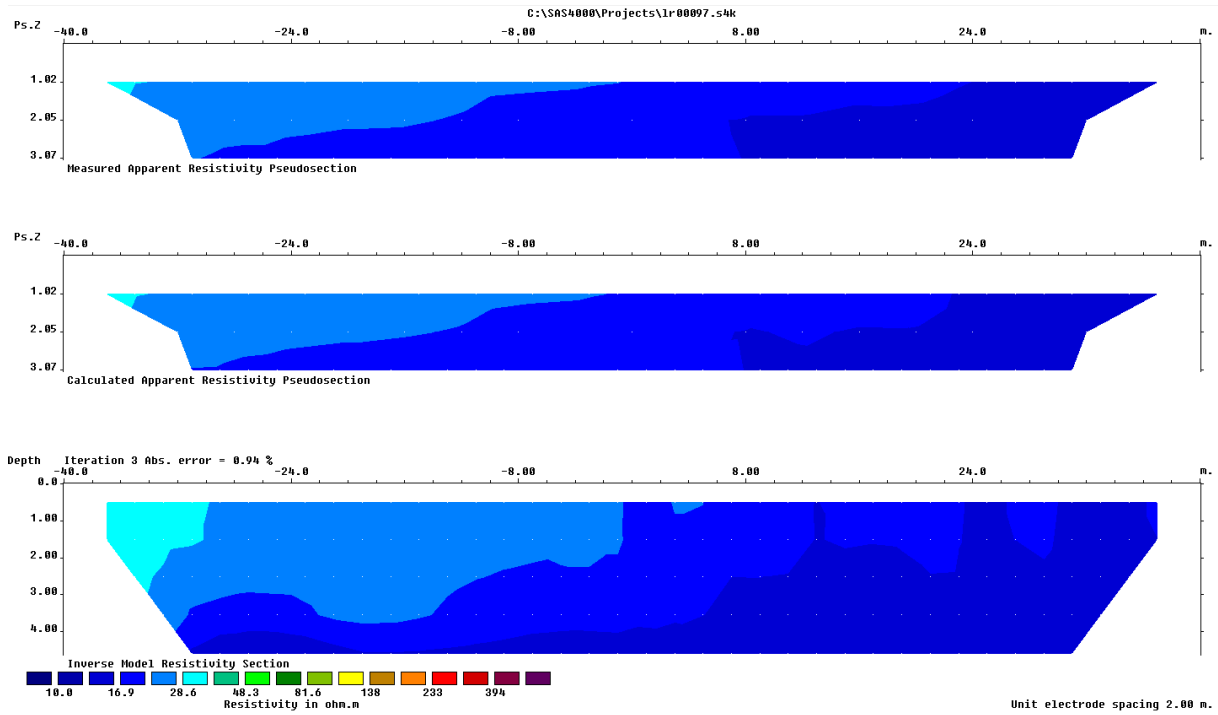
Vergleicht man nun die gemessenen Widerstände der Geoelektrikprofile mit Tabelle 2, erhält man die möglichen Untergrundmaterialien, die in der Polje am Ponor des Arroyo de la Madre vorkommen. Aufgrund der Tatsache, dass es sich bei dem Untersuchungsgebiet um eine Polje handelt, kann ausgeschlossen werden, dass der oberflächennahe Untergrund hauptsächlich aus festem Gestein besteht.

Im Folgenden werden die fünf Profile mit den jeweiligen Konfigurationen aufgeführt.

**Profil 96-99**



**Abb. 12 Messung 96 mit Konfiguration Wenner\_L**



**Abb. 13 Messung 97 mit Konfiguration Wenner\_S**

Messung 96 (Abb. 12) zeigt eine relativ ebene Lagerung, wobei der Schwankungsbereich der Widerstände sich klein hält. Die Widerstände variieren hauptsächlich zwischen ca. 28 und 90  $\Omega$ m. Nach Tabelle 2 liegt hier Alluvialboden bzw. Ton vor. Auffällig ist allerdings ein höherer Widerstand in der rechten oberen Ecke, der Werte bis über 400  $\Omega$ m aufweist. Dies kann ein Hinweis auf das Auftreten von Sandstein bzw. Kalkstein sein. Insgesamt zeigt das Profil den Untergrund bis zu einer Tiefe von 48 m. Messung 97 (Abb. 13) ist dasselbe Profil, jedoch gibt es genauer die obersten 5 m wieder. Hierbei wird noch deutlicher, dass es sich bei dem oberflächennahen Untergrund in Profil 96-99 um einheitliches Material handelt und es keine Schichtgrenzen, Materialwechsel oder Ähnliches gibt, bzw. dass sich der Widerstand im kompletten Profil nicht merklich ändert. Der Widerstand beträgt hier nur 15 bis 30  $\Omega$ m. Es handelt sich somit wieder um Ton bzw. Alluvialboden. Messung 98 war eine Fehlmessung und Messung 99 mit DD4L zeigt ebenso einen Widerstandsbereich für Ton oder Alluvialboden (siehe Anhang).

### Profil 100-101

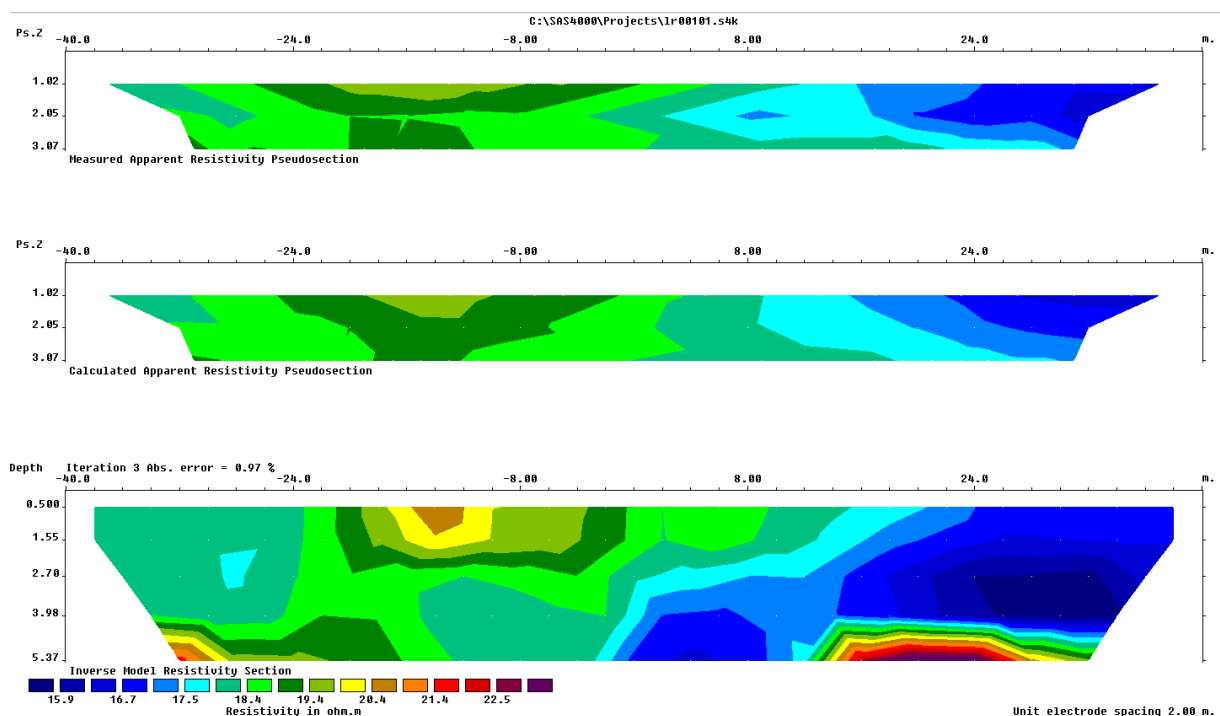


Abb. 14 Messung 101 mit Wenner\_S

Messung 100 wurde mit der Konfiguration Wenner\_L durchgeführt. Allerdings handelt es sich bei dieser Messung um eine fehlerhafte Messung. In den prozessierten Profil sind regelmäßige Muster zu erkennen, was darauf schließen lässt, dass es Störfaktoren gab, die

eine korrekte Messung nicht ermöglichen, wie z.B. ein fehlerhaftes Stecken der Elektroden. Außerdem beträgt der RMS-Fehler über 30%, was außergewöhnlich hoch ist (siehe Anhang). Messung 101 (Abb. 14) zeigt den Aufbau des Untergrundes lediglich bis zu einer Tiefe von 5,37 m. Trotz der geringen Tiefe ist allerdings zu sehen, dass die Widerstände nur zwischen 10 und 25  $\Omega\text{m}$  liegen. Wie bei Profil 96-99 lässt sich also auch hier vermuten, dass der Untergrund homogen aus Ton bzw. Alluvialboden aufgebaut ist.

### Profil 102-104

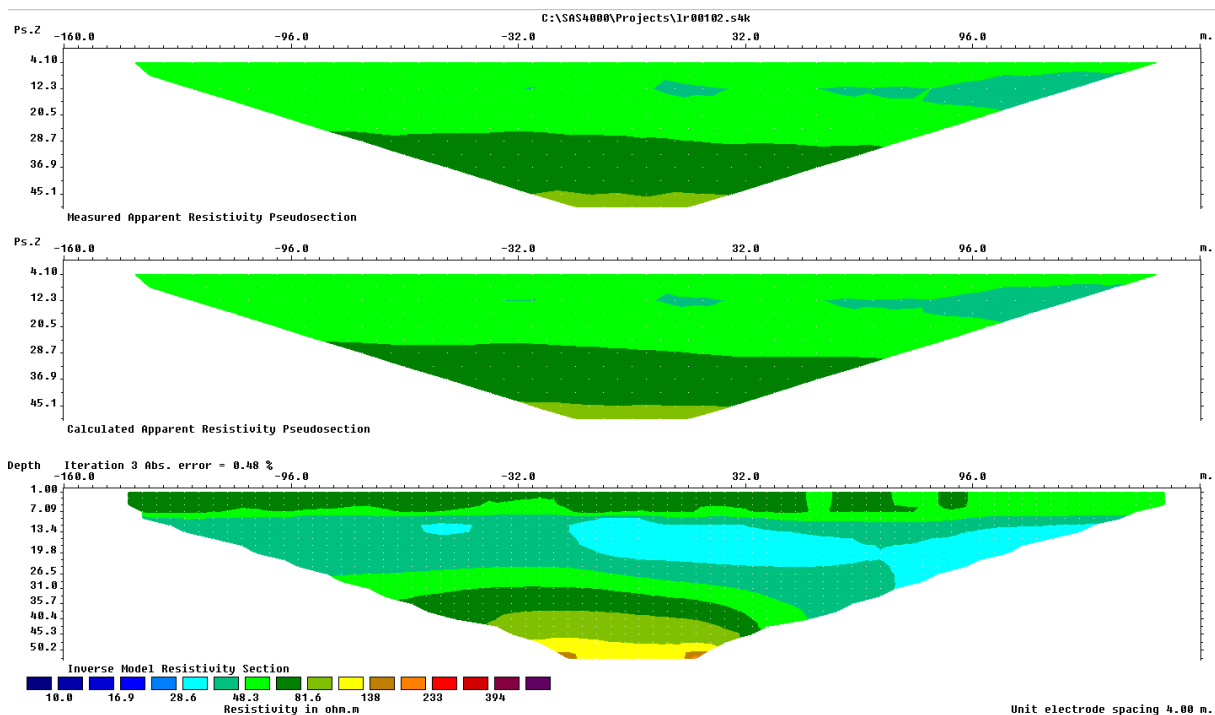


Abb. 15 Messung 102 mit Wenner\_L

Messung 102 (Abb. 15) zeigt ein ähnliches Bild wie Messung 96. Auch hier sind ebene Lagerungen zu erkennen. Betrachtet man allerdings die Widerstände, stellt man fest, dass sie zwischen 28 und 100  $\Omega\text{m}$  liegen. Auch hier lässt dies darauf schließen, dass der Untergrund aus Ton bzw. Alluvialboden besteht. Die Messung stellt den Untergrund bis zu einer Tiefe von knapp über 50 m dar. Messung 103 (Abb. 16) wurde an derselben Stelle mit der Konfiguration Wenner\_S durchgeführt und zeigt ebenso einen sehr geringen Schwankungsbereich des Widerstandes. Die Tiefe beträgt hier nur 4,58 m und die Widerstände liegen zwischen 15 und 50  $\Omega\text{m}$ . Eine dritte Messung wurde mit DD4L ausgeführt, dessen Fehler allerdings 11,1% beträgt und deshalb in dieser Arbeit nicht näher aufgeführt wird (siehe Anhang).

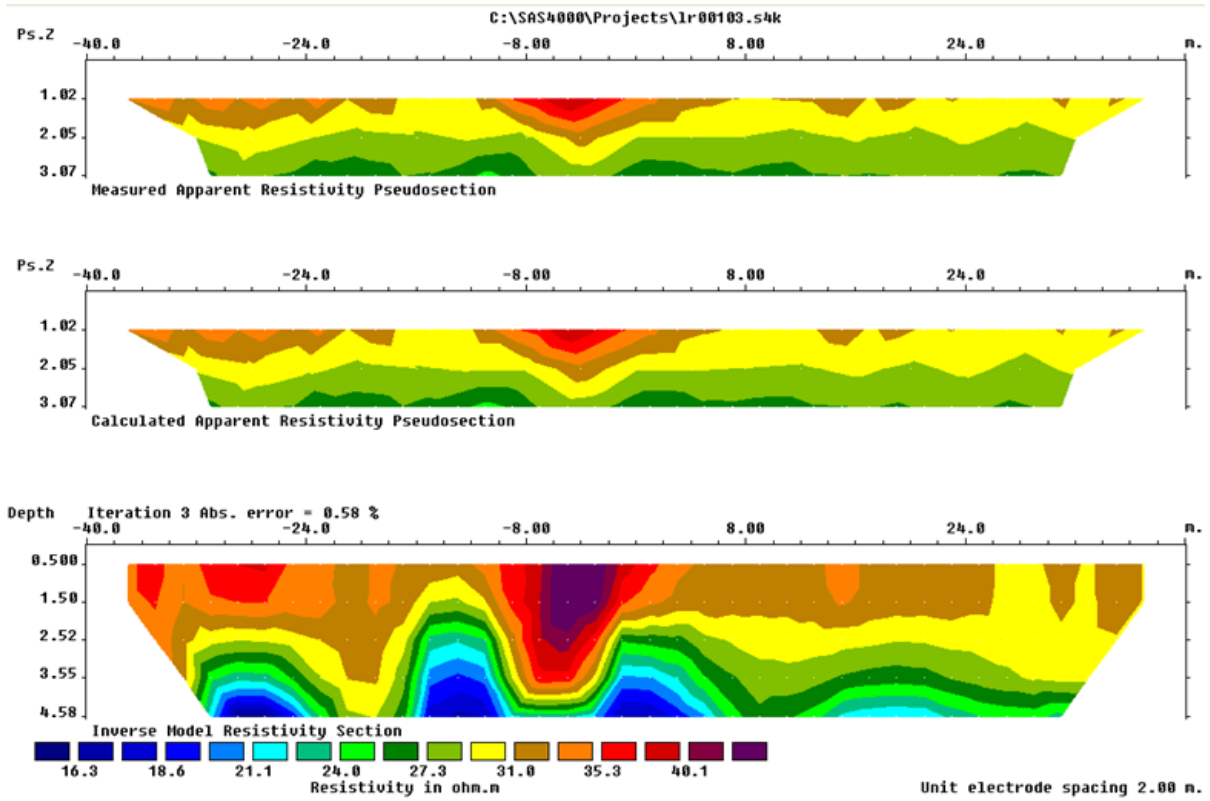


Abb. 16 Messung 103 mir Wenner\_S

### Profil 111

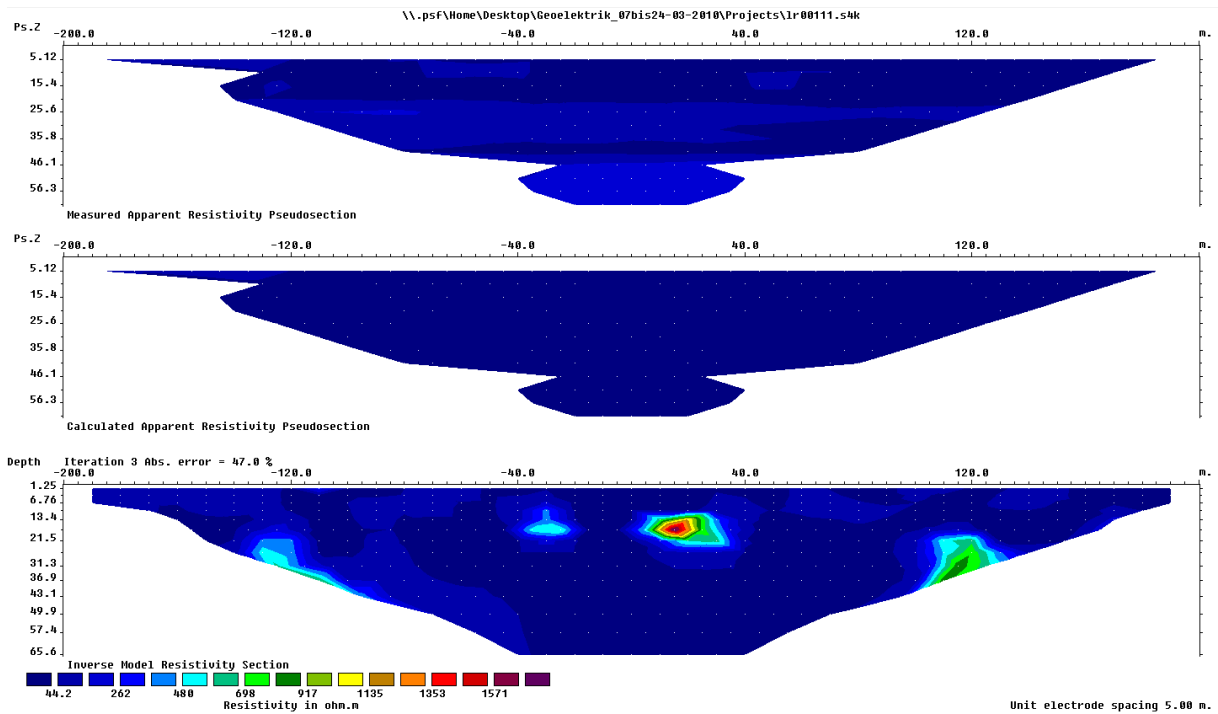


Abb. 17 Messung 111 mit Wenner\_L

Messung 111 (Abb. 17) wurde mit Wenner\_L durchgeführt. Bei dieser Messung handelt es sich höchstwahrscheinlich um eine fehlerhafte Messung. Auffällig ist die Stelle mit sehr hohen Widerstandswerten bis zu über 1500  $\Omega$ m. Außerdem beträgt der RMS-Fehler bei diesem Profil 47%, was sehr hoch und somit nicht mehr verlässlich ist.

## Profil 112

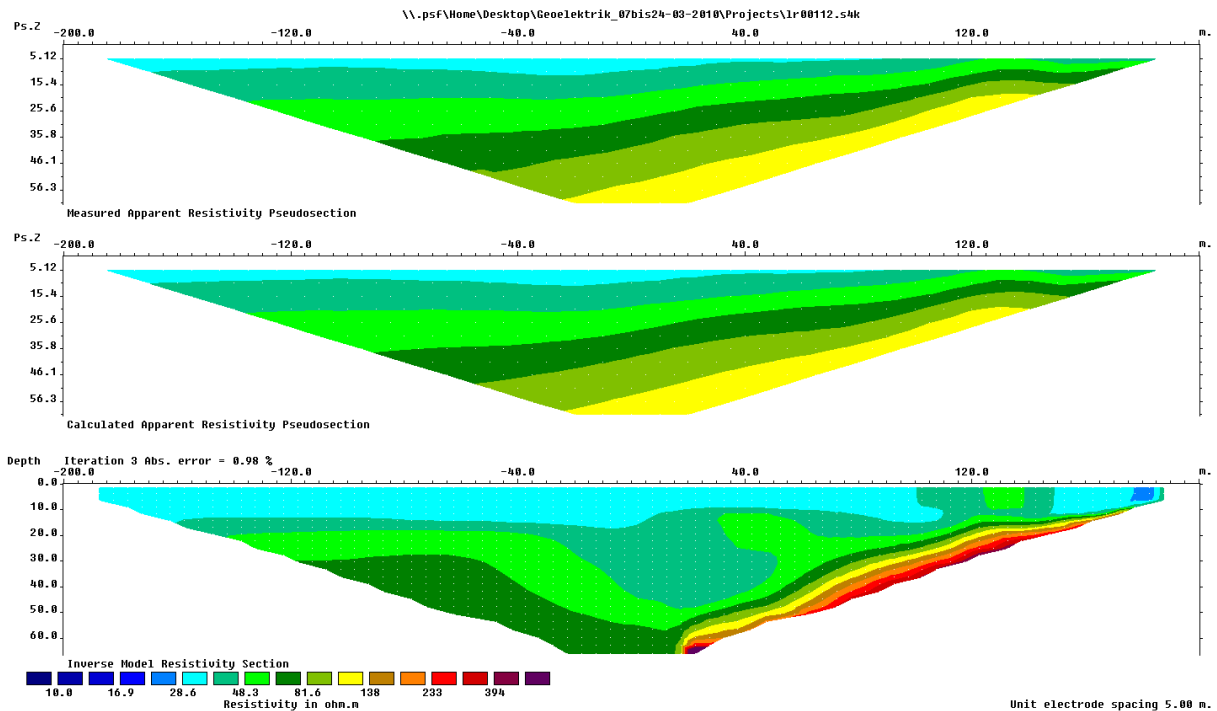


Abb. 18 Messung 112 mit Wenner\_L

Messung 112 (Abb. 18) wurde ebenfalls mit Wenner\_L durchgeführt. Größtenteils liegt hier der Widerstand des Untergrundmaterials wieder in dem Bereich von 30 bis 100  $\Omega$ m. Und wiederum deutet dies auf Ton oder Alluvialboden, also Lockermaterial hin. Auffällig sind jedoch die erhöhten Widerstandswerte am rechten Rand des prozessierten Profils. Dort liegen die Werte bei 200 bis 400  $\Omega$ m. Diese Werte können für Kalkstein sprechen.

## 5.2 Georadar

Die Prozessierung der Georadardaten erfolgt mit dem Programm ReflexW (Version 5.5.1 vom 01.04.2010) von K.J. Sandmeier. Nach einigen Prozessierungsschritten entsteht ein im besten Fall rauschfreies Profil der elektromagnetischen Eigenschaften des Untergrundes, in dem die Zweiwegelaufzeit in ns (two-way traveltime, TWT) gegen die Laufstrecke in m aufgetragen ist. Außerdem kann die geschätzte Eindringtiefe (in m) abgelesen werden.

Es können mehrere Daten auf einmal in das Programm eingeladen werden. Dabei ist zu beachten, dass jede zweite Linie gespiegelt wird wenn hin und her gemessen wurde. Die in dieser Arbeit aufgeführten Radarprofile verlaufen also alle von SW nach NE. Außerdem muss eingestellt werden, dass Sender und Empfänger bei der Messung einen konstanten Abstand zueinander hatten (constant offset).

Als erster Prozessierungsschritt muss der Leerlauf entfernt werden. Dieser entsteht dadurch, dass die Antenne anfangs aufzeichnet ohne Wellen auszusenden. Er wird von jedem Profil abgezogen. Anschließend müssen die messtechnisch bedingten horizontalen Streifen mit der Einstellung „Background removal“ heraus gerechnet werden. Zu beachten ist allerdings, dass somit auch Informationen über eine eventuelle horizontale Schichtung verloren gehen können. Mit der Einstellung „remove header gain“ wird die zur besseren Übersicht im Gelände schon automatisch auf die Daten gelegte Verstärkungskurve. Mit der Einstellung „energy decay“ kann eine eigene Verstärkungsfunktion der Strukturen gewählt werden. Dabei wird die Energieverteilung entlang der Zeitachse berechnet und das Profil mit der inversen Kurve multipliziert. Durch Störquellen wie sehr feuchten Untergrund, Zäune, Funkmaste und Ähnliches entsteht Rauschen. Mit dem Frequenzfilter können Störsignale einer spezifischen Frequenz entfernt werden. Auch das „averaging“ kann das Rauschen vermindern. Dabei schwächen sich positive und negative Amplituden gegenseitig ab und es werden brauchbare konsistente Signale verstärkt. Mit „sequence processing“ können anschließend alle Einstellungen auf andere Dateien angewendet werden.

Für die Radarprofile dieser Arbeit wurde bei der Prozessierung eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 0,06 m/ns im Untergrund gewählt, da davon auszugehen ist, dass es sich bei dem Untergrundmaterial um feinkörniges Lockermaterial handelt. Die Beschreibung wird nach der von Neal (2004) veröffentlichten Terminologie zur Beschreibung von Radarstrukturen (Abb. 19) vorgenommen.

Da die elf prozessierten Radarprofile kaum Unterschiede aufweisen und einen hohen Anteil von Rauschen zeigen, werden im Folgenden nur drei ausgewählte, repräsentative Radarprofile aufgeführt. Bei allen können nur die obersten 50-100 ns bzw. die obersten



Meter für eine Auswertung genutzt werden, da aufgrund des zu tonigen und feuchten Untergrundmaterials das Rauschen im tieferen Untergrund zu stark ist.

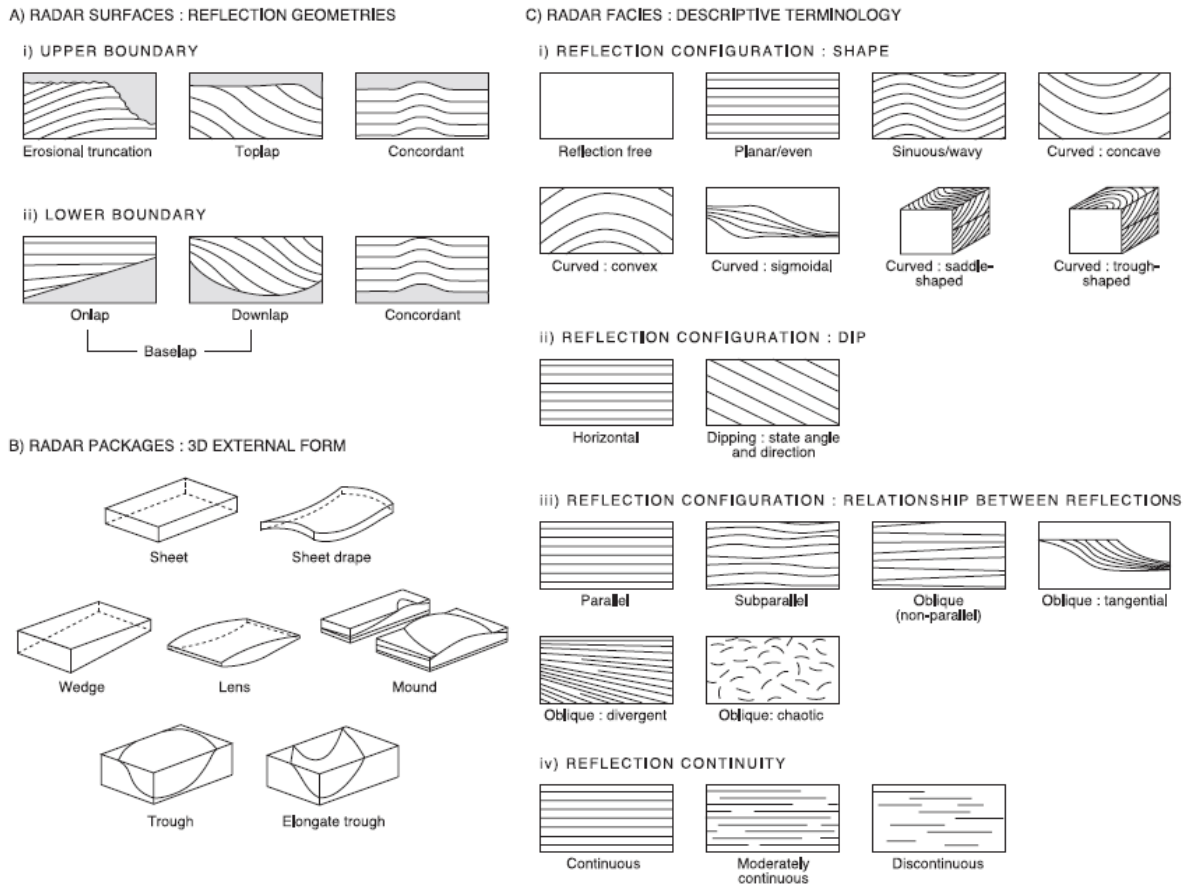


Abb. 19 Terminologie zur Beschreibung von Radarstrukturen, aus: (Neal, 2004)

**Profil 278**

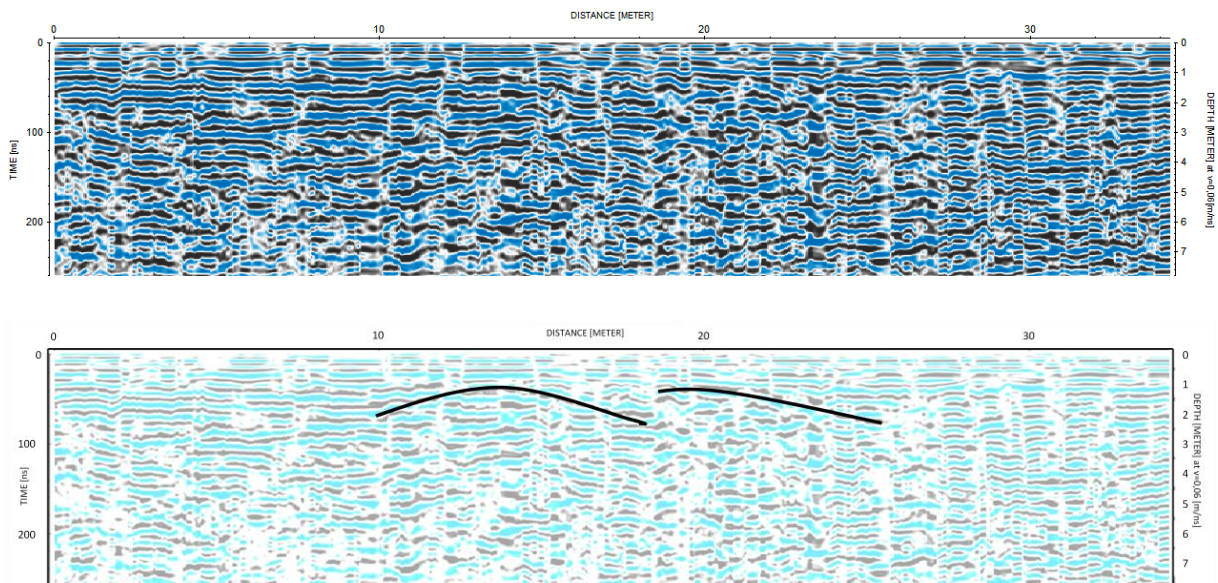
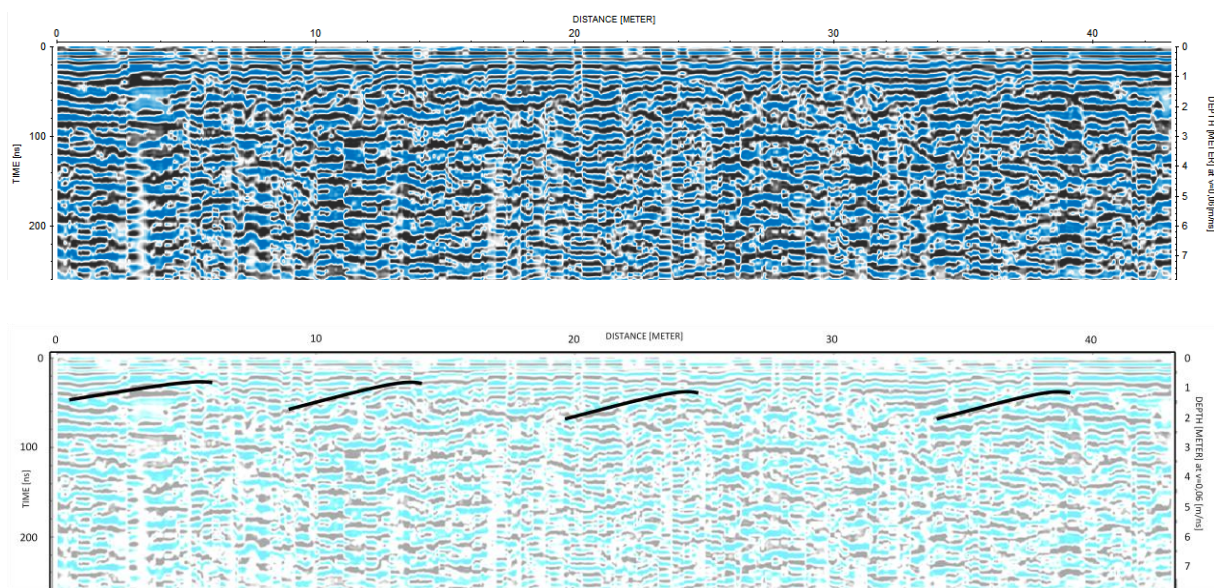


Abb. 20 Radarprofil 278

Das Profil 278 ist 34 m lang und wurde als erstes der elf Radarprofile am Schluckloch gezogen. Der Untergrund war ein Acker mit Vegetationsrückständen. Aufgrund dessen hat es sich als schwierig herausgestellt die Antenne nah am Boden zu halten. Wie in allen Profilen zu sehen ist (siehe auch Anhang), sind die Linien von kleinen Störungen unterbrochen. Diese können dadurch entstanden sein, dass die Antenne teilweise über die Vegetationsstummel gehoben werden musste.

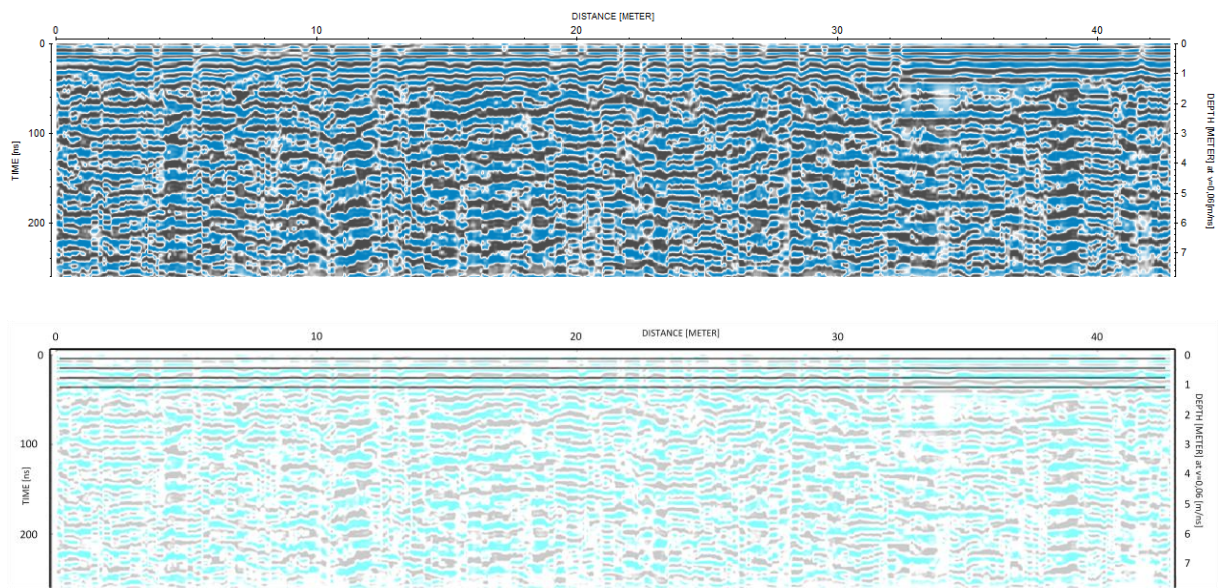
Im Profil 278 ist zwischen 10 und 18 m in einer Tiefe von 40 bis 60 ns eine konvexe Struktur zu erkennen. Des Weiteren kann man zwischen 18 und 20 m in gleicher Tiefe eine leicht nach Nordosten einfallende Form sehen. Ansonsten sind bis 70 ns hauptsächlich horizontale parallele Linien in dem Profil vorhanden. Tiefer kann keines der Profile ausgewertet werden, da der Untergrund zu feucht und tonig ist und somit das Rauschen zu stark ist.

### Profil 286



**Abb. 21 Radarprofil 286**

Profil 286 setzt sich von den übrigen Profilen ein wenig ab, da hier ein unregelmäßiges Muster von einfallenden Strukturen zu erkennen ist. Auf der gesamten Profillänge sind vier nach Südwesten einfallende Formen zu sehen, die in einer Tiefe zwischen 20 und 70 ns vorkommen. Sie haben jeweils eine Länge von ca. 50 - 60 cm und liegen bei 5 - 6 m, 8 - 14 m, 20 - 25 m sowie 34 - 39 m.

**Profil 288****Abb. 22 Radarprofil 288**

Im letzten hier aufgeführten Profil 288 sind beispielhaft die in allen Profilen vorkommenden Strukturen zu sehen. Hierbei handelt es sich um horizontale, parallele Linien. Auch diese sind jedoch von den Störungen unterbrochen, die wiederum durch die Vegetationsrückstände entstanden sein könnten. Hier wird wieder deutlich, dass aufgrund der Untergrundverhältnisse nur die oberflächennahen Teile des Profils für die Auswertung genutzt werden können, da in größerer Tiefe das Rauschen zu hoch ist.

### 5.3 Rammkernsondierung

Die Beschreibung des Sedimentkerns der Rammkernsondierung Nr. 17 erfolgte nach der in Kapitel 3.3 schon näher erläuterten „Anleitung zur makroskopischen Beschreibung von Bohrkernen im Gelände“ (Kehl, 2010) vor Ort in der Polje von Zafarraya. Eine Übersicht über die Ergebnisse geben folgende Abbildungen 23 und 24.

Die auf insgesamt 10,09 m abgeteufte Rammkernsondierung gibt für diese Arbeit eine lediglich ergänzende Information, weshalb keine Laboruntersuchungen gemacht wurden. Die Ergebnisse zeigen nur die im Gelände aufgenommenen Parameter. Laboruntersuchungen und weitere Ergebnisse sind in der Arbeit von Tobias Thiel ausführlich dargelegt.

Die Profile in Abb. 23 und Abb. 24 zeigen die Teufe, das Kernfoto, die Lithologie, die Farbe nach dem Munsell-Farbsystem und Besonderheiten wie anthropogene Stücke, organisches Material, sowie Eisen- und Mangankonkretionen. Wie zu sehen ist, ändert sich die Farbe die ersten 5,83 m nicht und bleibt bei 10 YR 4/2. Anschließend wechselt sie zu 5 YR 3/4 bis zu einer Tiefe von 7,75 m mit einer Ausnahme bei 7,60 m, wo die Farbe für ca. 10 cm zu 5 Y 7/6 wechselt. Bis 8,20 m hat der Kern die Farbe 5 YR 4/8 und wechselt dann in die Farbe 10 R 4/6 bis 8,70 m. Bei 8,60 m hellt das Sediment ein wenig auf und nimmt noch einmal die Farbe 5 Y 7/6 für ca. 10 cm an. Der Rest des Kerns hält sich in der Farbe 10 R 4/4. Die beiden hellen Horizonte mit der Farbe 5 Y 7/6 sind Bleichhorizonte, welche extrem tonig sind.

Desweiteren zeigt der Kern viele Besonderheiten. Organisches Material wie Kohle wurde in den Tiefen 0,30 m, 1,30 m, 6,20 m und 7,55 m gefunden. Mangankonkretionen bei 1 m, 7,40 m, 7,90 m und 8,50 m, sowie Eisenkonkretionen in 2 m, 4,95 m und 6 m Tiefe. Desweiteren wurden anthropogene Stücke in einer Tiefe von 6,80 m gefunden.

Die Lithologie wechselt im Kern lediglich zwischen Ton und schluffigem Lehm. Die Tonhorizonte sind allerdings wie in Abb. 23 und 24 zu sehen ist geringer vertreten als die Lehmhorizonte und haben eine viel geringere Mächtigkeit.

Allgemein war das Material des Kerns feucht, wurde jedoch ab 8 m Tiefe eher trocken. Die Lagerung war zu Beginn mittel bis dicht und ab 8,55 m dicht bis sehr dicht. In den ersten 8 m tritt noch häufig Karbonat auf, welches danach nicht mehr vorkommt. Desweiteren treten in den unteren Bohrmeter vermehrt weiße Einsprenglinge auf, die jedoch nicht karbonatisch sind. Sie können vom umgebenden nicht-karbonatischen Deckgebirge abstammen. Auffällig ist bei den Ergebnissen der untersuchten Parameter, dass es eine Grenze bei ca. 8 m Tiefe zu geben scheint, an der sich die Bedingungen des Sediments ändern.

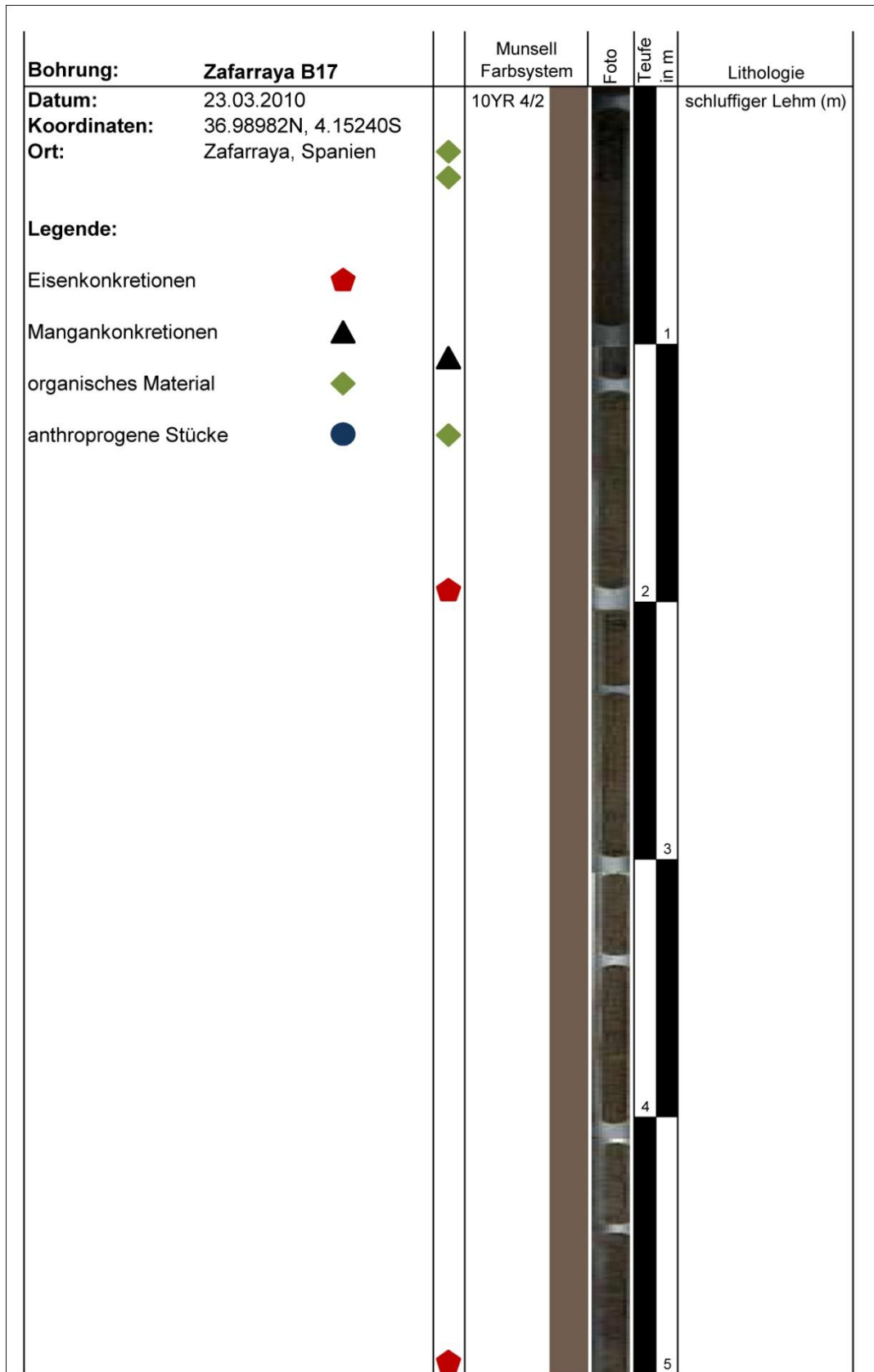


Abb. 23 Übersicht über Bohrung 17, 0 - 5 m (verändert nach Tobias Thiel, 2010)

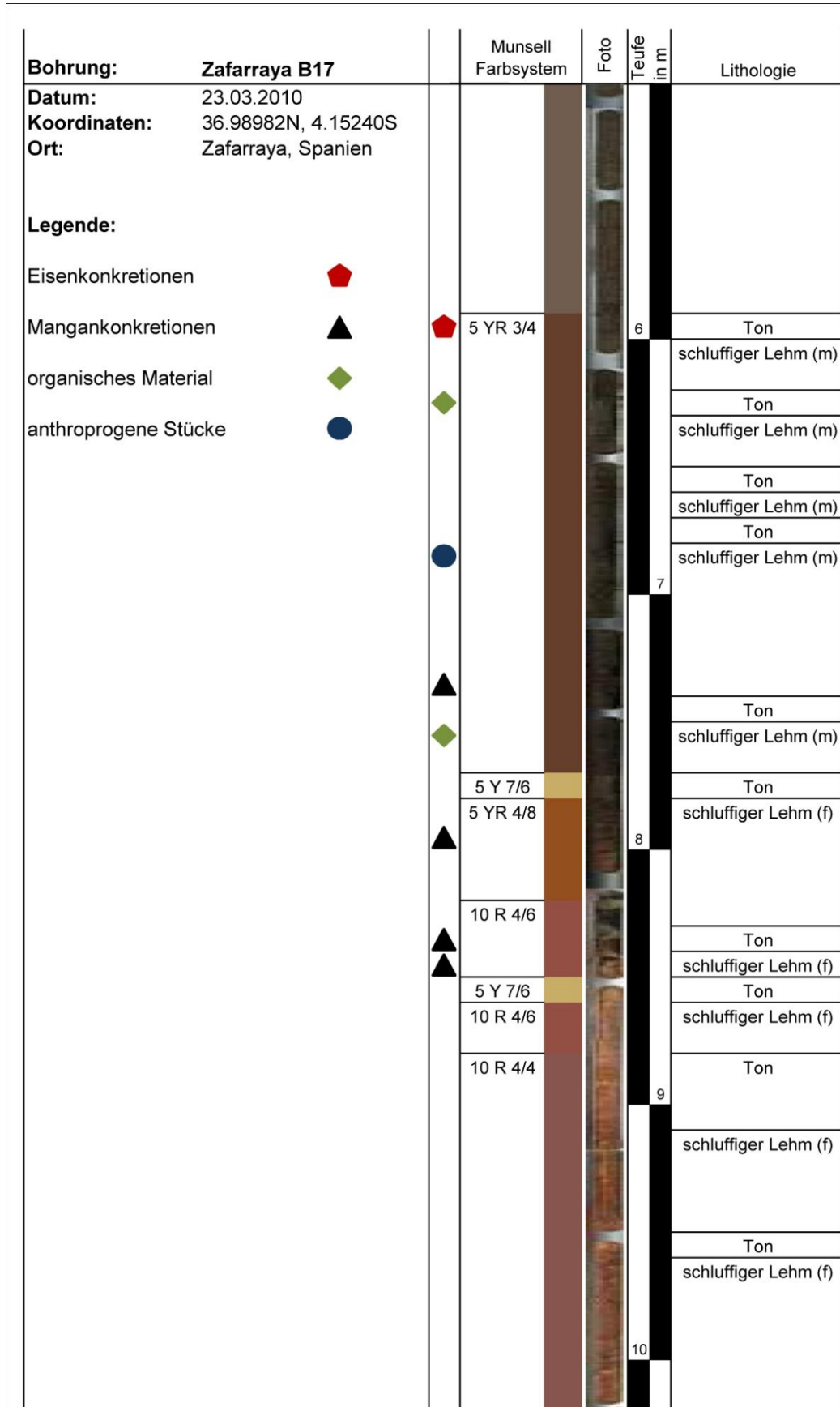


Abb. 24 Übersicht über Bohrung 17, 5 - 10,09 m (verändert nach Tobias Thiel, 2010)

## 6 Diskussion

Die getätigten Geoelektrik- und Georadarprofile liegen alle in einem Bereich am Ponor des Arroyo de la Madre. Vergleicht man die ausgewerteten Ergebnisse der drei Methoden, können Schlüsse über den Aufbau des oberflächennahen Untergrundes am Schluckloch in der Polje von Zafarraya gezogen werden.

Die Ergebnisse der Geoelektrikuntersuchungen haben einen Überblick über die Widerstände des Untergrundes der Polje gegeben und lassen Aussagen darüber machen, aus welchem geologischen Material der Untergrund bestehen könnte. Wie in den Profilen der Messungen 97, 101 und 103 gut zu erkennen ist, bestehen vor allem die oberen 4 - 6 m aus Ton bzw. Alluvialboden. Betrachtet man tiefere Bereiche, verändert sich kaum etwas. Wie man in den Profilen der Messungen 96, 102 und 112 gut sehen kann, zeigen auch in 50 - 60 m Tiefe die Widerstände Werte im Bereich für Ton oder Alluvialboden. Daraus ist ebenfalls zu deuten, dass der Untergrund eine hohe Leitfähigkeit aufweist. Somit kann angenommen werden, dass es sich bei dem Untergrundmaterial um feuchten Ton handelt. Auffällig sind lediglich in Profil 112 erhöhte Widerstandswerte im Bereich von 200 bis 400  $\Omega\text{m}$  am unteren Rand des Profils. Werte in dieser Höhe können auf das Auftreten von Kalkstein deuten. Wie in der Übersicht in Kapitel 4 schon erwähnt wurde, verlief die Messung über einen an der Oberfläche sichtbaren Hügel, welcher als ein Kalksteinrücken vermutet wurde. Der Hügel trat am Ende der Messung auf, d.h. im Südwesten. Wie im Profil 112 auch zu sehen ist, treten die genannten erhöhten Werte ebenfalls gegen Ende des Profils, also im Südwesten auf. Dies deutet darauf hin, dass es sich bei dem Rücken tatsächlich um Kalkstein handelt, welcher als Erhöhung der Externzone oberflächennah am Ponor auftritt.

Die Georadarprofile zeigen hauptsächlich horizontale, parallele Linien, die darauf hindeuten, dass eine konstante Ablagerung stattgefunden hat und kaum Störungen im Untergrund auftreten. Die in Profil 278 zu erkennende konkave Struktur, sowie die nach Nordosten einfallende Form deuten auf Störungen im Untergrund bzw. auf eine Änderung der Dielektrizität hin. In Profil 286 gibt das unregelmäßige Muster von nach Südwesten einfallenden Strukturen ebenfalls Aufschluss über Änderungen der Dielektrizität. Dieses Muster kann ein Hinweis auf die Ausläufer des Schwemmfächers sein, welcher sich vom Norden der Polje fächerförmig ausbreitet. Die Strukturen könnten somit fluviatile Formen sein, die die Aussage unterstützen, dass es sich bei dem Poljenuntergrund um Ton bzw. Alluvialboden handelt. Bei allen Profilen ist auffällig, dass die Auswertung nur bis zu einer Tiefe von maximal 100 ns möglich ist, da ab dort das Rauschen zu hoch ist und es keine vernünftigen Messergebnisse mehr gibt. Dies deutet darauf hin, dass der Boden zu feucht und die elektrische Leitfähigkeit zu hoch für eine aussagekräftige Messung ist. Die

Radarwellen werden unter diesen Bedingungen abgedämpft und verringern ihre Geschwindigkeit. Diese Situation tritt vor allem bei tonigem Untergrund auf.

Die Geländebeschreibung von Bohrkern 17 gibt Aufschluss über die Änderung der Farbe, Feuchte, Lagerung und das Auftreten von Besonderheiten. Bei der Bohrung wird deutlich, dass es sich bei den ersten 8 m des untersuchten Untergrundes tatsächlich um toniges, feuchtes Material handelt. Wie in Kapitel 5.3 in den Ergebnissen beschrieben, scheint es bei ca. 8 m Tiefe eine Grenze zu geben, da dort die Lagerung von mittel bis dicht auf dicht bis sehr dicht wechselt, das Material trockener und rötlicher wird und der Karbonatgehalt abnimmt bzw. gegen Null geht, dafür aber weiße, nicht-karbonatische Einsprenglinge auftreten.

Fasst man die Ergebnisse von Radar, Geoelektrik und der Rammkernsondierung zusammen, kann davon ausgegangen werden, dass es sich bei dem oberflächennahen Untergrund am Schluckloch in der Polje von Zafarraya um ein in den obersten Metern fast homogenes, allgemein feuchtes und toniges Material handelt. Es weist niedrige Widerstände und somit eine hohe Leitfähigkeit auf. Das neogene Becken wurde mit marinen Sedimenten gefüllt und am Ponor möglicherweise teilweise durch fluviatile Sedimente überlagert. Eine deutliche Schichtlagerung von unterschiedlichem Material ist nicht zu erkennen. Allerdings wird mit der Betrachtung des Bohrkerns deutlich, dass es in 8 m Tiefe einen Wechsel der Parameter gibt. In den Geoelektrikprofilen 96 und 102 spiegelt sich diese Grenze bei 8 m durch eine geringe Änderung der Widerstandswerte wider. Da die Werte jedoch im Widerstandsbereich von Ton bleiben und sich auch im Kern lediglich Feuchte, Lagerung und Karbonatgehalt ändern, kann nicht davon ausgegangen werden, dass es sich um eine Schichtgrenze mit Materialwechsel handelt, sondern um eine Änderung der Lagerungsbedingungen, des Wassergehalts und anderer Parameter.



## 7 Fazit

Die Auswertung der geophysikalisch gewonnenen Daten und der Bohrung haben ergeben, dass es sich bei der oberflächennahen Beckenfüllung am Ponor der Polje von Zafarraya um Ton bzw. Alluvialboden handelt. Ebenfalls war in Profil 112 zu erkennen, dass sich unter dem untersuchten Material Kalkstein befindet, welcher an dieser Stelle als Kalksteinrücken zu interpretieren ist. Wie in der Bohrung und einigen Geoelektrikprofilen desweiteren zu erkennen ist, befindet sich in 8 m Tiefe eine Grenze, die auf eine Änderung der Lagerungsbedingungen, der Feuchte und des Karbonatgehaltes deutet.

Durch die Untersuchungen am Ponor des Arroyo de la Madre und die dadurch erlangten Ergebnisse über den oberflächennahen Aufbau des Untergrundes konnte ein erster Eindruck über die sedimentologischen Verhältnisse am Schluckloch gewonnen werden. Um jedoch genauere und ausführlichere Ergebnisse erzielen zu können, sollten mehrere größere und tiefere Bohrungen vorgenommen werden, da die Geoelektrikdaten und auch die Radardaten wenig Aufschluss über die genauen Bedingungen im Untergrund geben können. Aufgrund der Feuchte kann mit dem Georadar der Untergrund nur eingeschränkt untersucht werden, da das Rauschen in der Tiefe zu hoch ist. Mit der Geoelektrik kann zwar ein grober Überblick über die Materialart gegeben werden, jedoch können keine genauen Aussagen über zum Beispiel Lagerung, Körnung, Geochemie etc. gemacht werden. Dies ist mit einem Kern gut möglich, allerdings sollte dieser zur genauen Untersuchung tiefer als Bohrung 17 sein und es sollten an mehreren Stellen Bohrungen angesetzt werden um einen besseren Überblick zu bekommen.

## Literaturverzeichnis

- Argus, D. F., et al. 1989.** Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Research* 94. 1989, S. 5585-5602.
- Barroso Ruiz, C. und Hublin, J. J. 1994.** The late Neandertal site of Zafarraya (Andalucia, Spain). *AEQUA Monografias*, 2. 1994, S. 61-70.
- Berkthold, A., et al. 2005.** Geoelektrik. [Buchverf.] K. Knödel, H. Krummel und G. Lange. *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien, Band 3: Geophysik*. s.l. : Springer, 2005, S. 71-387.
- Blindow, N., Richter, T. und Petzold, H. 2005.** Bodenradar. [Buchverf.] K. Knödel, H. Krummel und G. Lange. *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien, Band 3: Geophysik*. s.l. : Springer, 2005, S. 389-424.
- Börner, R. U. 2005.** Vorlesungsskript Geoelektrik. TU Freiberg : s.n., 2005.
- DIN EN ISO 14688-1. 2003.** *Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden - Teil 1: Benennung und Beschreibung (ISO 14688-1:2002); Deutsche Fassung EN ISO 14688-1:2002*. 2003.
- Galindo-Zaldívar, J., et al. 1999.** Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18. 1999, S. 686-702.
- Gams, I. 1969.** Some morphological characteristics of the dinaric karst. *The Geographical Journal*, 135 (4). 1969, S. 563-572.
- García-Hernández, M., et al. 1980.** Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geol Mijnb*, 59. 1980, S. 155-168.
- García-Jerez, A., et al. 2006.** Characterization of the Sedimentary Cover of the Zafarraya Basin, Southern Spain, by Means of Ambient Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3. 2006, S. 957-967.
- García-Jerez, A., et al. 2009.** Shallow structure of the Zafarraya Polje (SW Spain) from passive seismic techniques, electric and gravimetric studies. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11. 2009.
- Geotomo Software. 2004.** *RES2DINV ver. 3.54 for Windows 28/Me/200/NT/XP, Rapid 2D Resistivity & IP inversion using the least-squares method*. Malaysia : s.n., 2004.
- Grote, K., Hubbard, S. und Rubin, Y. 2003.** Field-scale estimation of volumetric water content using ground-penetrating radar ground wave techniques. *Water Resources Research*, 39(11). 2003, S. SBH 5 - 1-13.
- Hamzah, U., Amzi Ismail, M. und Samsuden, A. R. 2009.** Geoelectrical Resistivity and Ground Penetrating Radar Techniques in the Study of Hydrocarbon-Contaminated Soil. *Sains Malaysiana*, 38 (3). 2009, S. 305-311.
- Hördt, A. und Klitzsch, N. 2006.** *Praktikumsunterlagen Angewandte Geophysik: Geoelektrik*. s.l. : Technische Universität Braunschweig, Institut für Geophysik und extraterrestrische Physik, 2006.

- Hublin, J. J., et al. 1995.** The Mousterian site of Zafarraya (Andalucia, Spain): dating and implications on the palaeolithic peopling process of Western Europe. *C.R. Académie des Sciences Paris*. 1995, S. 931-937.
- Kehl, M. 2010.** *Anleitung zur makroskopischen Beschreibung von Bohrkernen im Gelände*. Universität zu Köln : Geographisches Institut, 2010.
- Knight, R. 2001.** Ground Penetrating Radar for Environmental Applications. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29. 2001, S. 229-255.
- Kroner, C. 2000.** Geoelektrik. 2000.
- Loneragan, L., Platt, J. P. und Gallagher, L. 1994.** The Internal/External Zone Boundary in the Eastern Betic Cordillera. *J. Struct. Geol.*, 16. 1994, S. 175-188.
- López-Chicano, M., et al. 2002.** Conditioning factors in flooding of karstic poljes - the case of the Zafarraya polje (South Spain). *Catena* 49. 2002, S. 331-352.
- Lowrie, W.: 2007.** *Fundamentals of Geophysics*. s.l. : Cambridge University Press, 2007.
- Martin, C., Bischof, N. und Eiblmaier, M. 2000.** *Lexikon der Geowissenschaften*. s.l. : Spektrum Akademischer Verlag, 2000.
- Neal, A. 2004.** Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Science Reviews*, 66. 2004, S. 261-330.
- Orear, J. 1991.** *Physik*. s.l. : Hanser, 1991.
- Prohic, E., Peh, Z. und Miko, S. 1998.** Geochemical characterization of a karst polje - an example from Sinjsko polje, Croatia. *Environmental Geology*, 33 (4). 1998, S. 263-273.
- Pueyo-Anchuela, Ó., et al. 2009.** Characterization of karst hazards from the perspective of the doline triangle using GPR - Examples from Central Ebro Basin (Spain). *Engineering Geology*, 108. 2009, S. 225-236.
- Radulov, A., et al. 2006.** Quaternary faulting in Granada Basin, Southern Spain. *Geosciences*. 2006, S. 67-70.
- Reicherter, K. R. 2010.** *Exkursionsführer: Andalusia 2010*. 2010.
- Reicherter, K. R. und Peters, G. 2005.** Neotectonic evolution of the Central Betic Cordilleras (Southern Spain). *Tectonophysics*, 405. 2005, S. 191-212.
- Reicherter, K. R., et al. 2000.** Active faults in the Granada Depression and Zafarraya areas (Betic Cordilleras). *Geogaceta*, 27. 2000, S. 135-138.
- Reicherter, K. R., et al. 1994.** Mid-Cretaceous paleogeography and paleoceanography of the Betic Seaway (Betic Cordillera, Spain). *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 107. 1994, S. 1-33.

**Reicherter, K. R., et al. 2003.** Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 92. 2003, S. 912-922.

**Ruiz, A. M., et al. 2007.** Deformation in the Granada Basin (Southern Betic Cordillera) studied by PS-InSAR: preliminary results. *Envisat Symposium 2007*. 2007.

**Schenkova, Z. und Zahradnik, J. 1996.** Interpretation of the microtremor spectra at the Zafarraya basin, southern Spain. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15. 1996, S. 69-73.

**Schiffer, H. 2009.** Die Geschichte der Menschheit. *Kölner Universitätszeitung*. 2009.

**Sonderforschungsbereich 806. 2010.** Sonderforschungsbereich 806. [Online] 2010.  
<http://www.sfb806.uni-koeln.de>.

## Anhang

siehe beigelegte CD-Rom