

Sedimentologisch-geochemische Signaturen der  
oberflächennahen Beckenfüllung am Ponor des Arroyo de la  
Madre

Sedimentological-geochemical signatures of shallow  
sediments at the Ponor of Arroyo de la Madre

Arbeit zum Erhalt des Grades  
Bachelor of Science

**Tobias Thiel**

Matrikel-Nr.: 280090

April 2011

Rheinisch – Westfälische Technische Hochschule Aachen, RWTH  
Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik  
Lehr- und Forschungsgebiet für Neotektonik und Georisiken  
Betreuer: Prof. Dr. Klaus Reicherter

Ich erkläre an Eides Statt, dass ich die vorliegende Bachelorarbeit mit dem Titel „Sedimentologisch-geochemische Signaturen der oberflächennahen Beckenfüllung am Ponor des Arroyo de la Madre“ selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt entnommenen Gedanken und wörtlich oder sinngemäß entnommene Stellen, wurden als solche kenntlich gemacht.

Tobias Thiel

Aachen, 26.04.2011

## **Kurzfassung**

Die vorliegende Bachelorarbeit befasst sich mit der Analyse der Daten, welche während der Geländekampagne in dem Polje von Zafarraya (Provinz Málaga, Südspanien) im Jahr 2010 erfasst wurden. Ziel der Kampagne war es, mit Hilfe der durch Rammkernsondierungen gesammelten Daten, Aussagen bezüglich der dort vorherrschenden Paläoumweltbedingungen treffen zu können. Schwerpunkt dieser Arbeit ist die geochemische und sedimentologische Zusammensetzung der Böden, sowie die Korrelation dieser Daten mit ihrer magnetischen Suszeptibilität. Die gesammelten Daten lieferten durchweg gute Ergebnisse, so dass größtenteils Aussagen hinsichtlich der Bodenbeschaffenheit getroffen werden konnten. Erste Vermutungen auf bodenbildende Prozesse konnten getroffen werden. Des Weiteren konnten deutliche Wechsellagerungen von Elementen und sedimentologischen Faktoren gefunden werden, welche auf klimatische Schwankungen hindeuten. Genaue Altersdatierungen lassen sich allerdings erst in Verbindung mit C<sup>14</sup>-Datierungen und OSL-Datierungen treffen.

**Schlagwörter:** Boden, Bohrkern, Sedimentologie, Geochemie, Röntgenfluoreszenzanalyse, Paläoumweltbedingungen, Zafarraya, Polje, magnetische Suszeptibilität

## **Abstract**

The present Bachelor thesis deals with the analysis of the data collected in the Zafarraya-Polje (province Granda, South-Spain), during the field campaign 2010. The intention of this campaign was to get conclusions about the palaeoenvironmental conditions based on the results of drilling samples. Focus of this work is the sedimentological and geochemical composition of soils, and the correlation of these data with their magnetic susceptibility. The collected data gave consistently good results. Statements regarding the soil conditions could be made. Initial guesses on soil-forming processes could be made. In addition, significant mixed layers of elements and sedimentological factors are found to indicate to climatic fluctuations. Accurate age determination, however, can only be made in conjunction with C<sup>14</sup> dating and OSL dating.

**Key words:** soil, drilling, core, sedimentology, geochemistry, x-ray fluorescence analysis, palaeoenvironmental conditions, Zafarraya, Polje, magnetic susceptibility

# Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	- 2 -
Abstract	- 2 -
Inhaltsverzeichnis	- 3 -
Abbildungsverzeichnis	- 5 -
1. Einleitung	- 7 -
2. Vorstellung des Projektes	- 7 -
3. Geographie	- 9 -
3.1 Übersicht .....	- 9 -
3.2 Klima .....	- 10 -
3.3 Vegetation und Landnutzung.....	- 10 -
3.4 Boden .....	- 11 -
3.5 Relief .....	- 11 -
4. Geologie	- 12 -
4.1 Übersicht Südspanien .....	- 12 -
4.2 Polje von Zafarraya .....	- 15 -
5. Methoden	- 17 -
5.1 Rammkernsondierung .....	- 17 -
5.1.1 Kurzbeschreibung	- 17 -
5.1.2 Kernansprache	- 17 -
5.1.3 Interpretationsansätze	- 17 -
5.1.4 Anwendung	- 18 -
5.2 Probenaufbereitung .....	- 18 -
5.2.1 Bodenfarbe	- 18 -
5.2.2 MUNSELL Farbsystem	- 19 -
5.2.3 Farbgebende Komponenten und Bodenbildungsverhältnisse	- 19 -
5.3 Fazies .....	- 21 -
5.3.1 Fingerprobe	- 21 -
5.3.2 Skelettgehalt	- 21 -
5.4 Trocknung .....	- 21 -
5.5 Mörsern .....	- 21 -
5.6 Röntgenfluoreszenzanalyse .....	- 22 -
5.6.1 Kurzbeschreibung	- 22 -
5.6.2 Charakteristische Röntgenfluoreszenzstrahlung	- 22 -
5.6.3 Auger-Effekt	- 23 -
5.6.4 Messverfahren und Auswertung	- 24 -
5.6.5 Anwendung	- 25 -

5.7 Magnetische Suszeptibilität.....	- 25 -
5.7.1 Kurzbeschreibung	- 25 -
5.7.2 Proportionalität	- 25 -
5.7.3 Zweidimensionaler Tensor	- 26 -
5.7.4 Anwendung	- 27 -
5.8 pH-Wert.....	- 27 -
5.8.1 Kurzbeschreibung	- 27 -
5.8.2 Grundlagen	- 28 -
5.8.3 Vorbereitung der Messung des pH-Wertes	- 28 -
5.8.4 Potentiometrische Bestimmung	- 29 -
5.8.5 Anwendung	- 29 -
6. Ergebnisse	- 30 -
6.1 Bohrkern 8.....	- 30 -
6.1.1 Beschreibung	- 30 -
6.1.2 Röntgenfluoreszenzanalyse	- 30 -
6.2 Bohrkern 17.....	- 32 -
6.2.1 Beschreibung	- 32 -
6.2.2 Röntgenfluoreszenzanalyse	- 34 -
6.2.3 Magnetische Suszeptibilität	- 36 -
6.2.4 pH-Wert	- 36 -
7. Auswertung	- 37 -
8. Diskussion	- 39 -
9. Fazit	- 41 -
10. Danksagungen	- 42 -
11. Literaturverzeichnis	- 43 -
12. Anhang	- 47 -

## **Abbildungsverzeichnis**

ABBILDUNG 1: West- und Ostroute von Afrika nach Europa, nach COLLABORATIVE RESEARCH CENTER 806 (2010)

ABBILDUNG 2: Spanien mit der Hauptstadt, dem Untersuchungsgebiet und den benachbarten Staaten, nach TELE ATLAS (2010)

ABBILDUNG 3: Klimadiagramm von Ventas de Zafarraya, nach AXARQUIA, EL MEDIO NATURAL (2005)

ABBILDUNG 4: geologische Unterteilung der Betischen Kordilleren mit Externer Zone (pink), Interner Zone (gelb) und Neogenen Becken (blau), nach REICHERTER & PETERS (2005)

ABBILDUNG 5: geologische Übersichtskarte von Zafarraya, verändert nach THIEL (2011)

ABBILDUNG 6: C zeigt die digitalisierte Zafarraya-Störung, - D zeigt ein Foto der Störung westlich von VENTAS DE ZAFARRAYA, GALINDO-ZALDÍVAR, J. ET AL. (2003)

ABBILDUNG 7: stratigraphische Einheit von Zafarraya, verändert nach THIEL (2011)

ABBILDUNG 8: Schematische Darstellung des Farbsystems nach MUNSELL

ABBILDUNG 9: Beispiel eines MUNSELL Farbcodes

ABBILDUNG 10: MUNSELL-Farben von Eisenmineralen und Huminstoffen nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002)

ABBILDUNG 11: Emission der charakteristischen Röntgenstrahlung, WINKLMAIR (2009)

ABBILDUNG 12: Auger-Effekt, WINKLMAIR (2009)

ABBILDUNG 13: Prinzip der Röntgenfluoreszenzanalyse, nach SCHEER (2009)

ABBILDUNG 14: Schematische Darstellung des Potentiometrischen Messprinzips nach PANSU (2003)

ABBILDUNG 15: Bohrpunkt Acht südlich des Ponors, Rechtswert: W4.15287°, Hochwert: N 36.98771°, Sichthöhe 500m, nach TELE ATLAS (2010)

ABBILDUNG 16: Eisenkonzentration von Bohrkern Acht über die Teufe

ABBILDUNG 17: Kaliumkonzentration von Bohrkern Acht über die Teufe

ABBILDUNG 18: Bohrpunkt 17 östlich des Ponors, Rechtswert: W4.15240°, Hochwert: N 36.98982°, Sichthöhe 300m, nach TELE ATLAS (2010)

ABBILDUNG 19: Profil von Bohrung 17

ABBILDUNG 20: Kalziumkonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe

ABBILDUNG 21: Eisenkonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe

ABBILDUNG 22: Kaliumkonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe

ABBILDUNG 23: Magnetische Suszeptibilität von Bohrkern 17 über die Teufe

ABBILDUNG 24: pH-Wert von Bohrkern 17 über die Teufe

ABBILDUNG 25: MUNSELL-Farben von Eisenmineralen und Huminstoffen, nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002)

ABBILDUNG 26: Umbildung von Tonmineralen, verändert nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010)

## **1. Einleitung**

Die vorliegende Bachelorarbeit behandelt die Untersuchung und Interpretation von Daten aus der Polje von Zafarraya, Südspanien, welche während der Spanien-Geländekampagne vom 7. bis 26. März 2010 erhoben wurden. Sie wurden in diesem Zeitraum in Zafarraya (Provinz Granada) und Alfarnate (Provinz Malaga), in der autonomen Gemeinschaft Andalusien, erfasst. Ziele sind, insbesondere, Schichtungen in oberflächennahen Sedimenten, aus welchen Rückschlüsse auf frühere Umweltbedingungen (Ziel ca. 10 000a) gezogen werden können.

Zur Analyse werden geophysikalische und sedimentologische Methoden eingesetzt.

Veranstalter war das Lehr- und Forschungsgebiet Neotektonik und Georisiken unter der Leitung von Prof. Dr. Klaus Reicherter und Dr. Martin Kehl vom geographischen Institut der Universität zu Köln. Die Geländearbeiten wurden im Rahmen des Kölner Projektes „Sonderforschungsbereich 806 – Cluster C1“ durchgeführt.

## **2. Vorstellung des Projektes**

Der Sonderforschungsbereich 806 „Unser Weg nach Europa: Kultur-Umwelt-Interaktion und menschliche Mobilität im späten Quartär“ wird geleitet von der Universität zu Köln unter der Beteiligung der Universität Bonn, der Rheinisch Westfälischen Technischen Hochschule Aachen und des Neanderthal Museums in Mettmann, Nordrhein-Westfalen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) fördert das Projekt mit finanziellen Mitteln.

Ziel des Projektes ist es, sich mit der Mobilität von Populationen in den letzten 190 000a auseinanderzusetzen. Das Kernziel ist, präzisere Erkenntnisse über die Kultur-Umwelt-Interaktionen des modernen Menschen auf dem Weg von Afrika nach Europa zu erlangen. Der Fokus wird dabei auf die Wechselwirkungen von Umweltbedingungen, sozialen, demographischen und wirtschaftlichen Aspekten gelegt. Archäologische, terrestrische und aquatische Archive sollen bei den Untersuchungen dieser Wechselwirkungen behilflich sein. Die Korrelation von geowissenschaftlichen Untersuchungen mit geo-archäologischen Funden soll mögliche Zusammenhänge aufdecken. Die Forschung ist ausgerichtet auf eine Zeitspanne zwischen der Ausbreitung des modernen Menschen aus Afrika (190 000 a v.h.) bis zu seiner dauerhaften Sesshaftigkeit in Zentraleuropa (40 000 a v.h.).



### Cluster C „The Western Mediterranean – Bridge or Barrier?“

Das Cluster C beinhaltet Analysen über die Korrelation von kulturellen Veränderungen und Völkerwanderungen im Bezug auf klimatische Veränderungen, wozu sowohl geowissenschaftliche, als auch archäologische Methoden herbei gezogen werden. Das



Untersuchungsgebiet ist die West-Route über die Straße von Gibraltar, welches sich von Nord-Afrika bis Südwest-Europa erstreckt (vgl. Abb.1). Aufgrund der Klimavielfalt im Pleistozän und den geologischen Bedingungen dieser Region, ist dieses Gebiet hervorragend für die Erforschung von Umweltveränderungen und den daraus resultierenden Folgen für den Menschen geeignet.

Abbildung 1: West- und Ostroute von Afrika nach Europa, nach COLLABORATIVE RESEARCH CENTER 806 (2010)

### Cluster C1 „Continuity or Discontinuity? Patterns of Land Use and Climatic Changes in the Late Pleistocene of the Iberian Peninsula“

Eine Vielzahl von Beweisen deutet darauf hin, dass die Iberische Halbinsel eine Schlüsselrolle im Wechsel vom Neandertaler zum anatomisch modernen Menschen in Europa spielt. Klimatisch diverse Regionen bildeten einen wichtigen Einfluss auf das Niederlassverhalten und die Bevölkerungsdynamik, wodurch der Neandertaler eine ökologische Nische besetzen konnte. Klimaveränderungen wurden in terrestrischen Geoarchiven gespeichert und dienen heute für Untersuchungen. Ziel ist es, ein dichtes Datennetz durch erneute Untersuchungen von stratigraphischen Sequenzen zu errichten.

Die Geländekampagne im Frühjahr 2010 ist ein Teilaspekt dieser Untersuchungen und fokussiert das Ziel, parallele Schichtungen, mithilfe von geophysikalischen und sedimentologischen Untersuchungsmethoden, zu finden um Aussagen über die Bodenbildung zu treffen.

## 3. Geographie

### **3.1 Übersicht**

Das Königreich Spanien (zwischen 36° und 43,5° nördlicher Breite und 9° und 3° östlicher Länge) mit einer Gesamtfläche von 504645 km<sup>2</sup> (Fischer, 2009) liegt auf der Iberischen Halbinsel in Südeuropa und grenzt im Nordosten an Frankreich und Andorra, im Westen an Portugal und im Süden, getrennt durch die Straße von Gibraltar, an Marokko. Die größte Erhebung des Festlandes bildet der Mulhacén (3482 m ü. NN) in der Sierra Nevada. Den niedrigsten Punkt im Land liefert der Atlantische Ozean (0 m) (CIA, 2010).

Das Untersuchungsgebiet, das Polje von Zafarraya, gehört zur Provinz Granada und befindet sich in der autonomen Gemeinschaft Andalusien in Südostspanien (siehe Abb. 2). Es liegt südlich der Sierra Gorda auf etwa 890m ü. NN und hat eine Ausdehnung von 3,5 km von Norden nach Süden und 10 km von Osten bis Westen. Die Fläche beträgt 22km<sup>2</sup>. Entwässert wird das stark verkarstete Gebiet durch mehrere Ponore, welche das Wasser unterirdisch aus dem von Kalkstein umgebenen Gebiet leiten (LÓPEZ-CHICANO, 2001).



Abbildung 2: Spanien mit der Hauptstadt, dem Untersuchungsgebiet und den benachbarten Staaten, nach TELE ATLAS (2010)

### 3.2 Klima

Das Klima in Untersuchungsgebiet kann zu den „winterfeuchten (mediterranen) Subtropen mit sommerlicher Trockenzeit, aufgrund der subtropisch-randtropischen Hochdruckgebiete, und winterlicher, feuchter Abkühlung, zugeordnet werden. Im Winter verlagern sich Luftdruckzellen in Richtung des Äquators, so dass sich das Wettergeschehen der Mittelbreiten, mit ergiebigem Niederschlag, durchsetzt (SCHULTZ, 2000). Dies bedeutet, dass in Südspanien trockene Sommer und relativ milde, feuchte Winter mit wenig bis keinem Schneefall vorherrschen.

In Ventas de Zafarraya belaufen sich die Jahresdurchschnittstemperaturen auf 12,6°C und die durchschnittliche Niederschlagsmenge auf 84,6 mm/a (siehe Abb. 3).

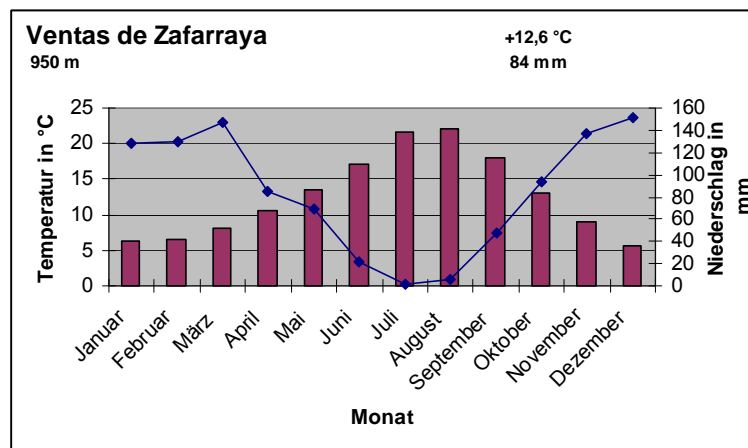


Abbildung 3: Klimadiagramm von Ventas de Zafarraya, nach AXARQUIA, EL MEDIO NATURAL (2005)

### 3.3 Vegetation und Landnutzung

Die zonale Vegetation des Mittelmeerraumes ist durch Klimaveränderungen im Tertiär entstanden. Ursprünglich vermutet man in Südspanien immergrüne Hartlaubgewächse und Nadelhölzer. Anthropogene Eingriffe erschweren allerdings die Bestimmung der ursprünglichen Vegetation. Olivenbäume und Mandelbäume dominieren das Landschaftsbild (SCHULTZ, 2000). An steilen Hängen mit flachgründigen Böden wachsen Macchien, eine sekundär entstandene Buschformation (WALTER und BRECKLE, 1999).

Das Polje von Zafarraya wird überwiegend für die Landwirtschaft genutzt. Mischkulturen wie Weizen, Artischocken, Oliven- und Mandelbäume prägen das Landschaftsbild des Poljes von Zafarraya. Wegen der sommerlichen Trockenheit muss ein Großteil der Pflanzen bewässert werden.

### **3.4 Boden**

Bei den Böden in Südspanien handelt es sich hauptsächlich um braune mediterrane Böden wie Terra rossa (Chromic Cambisole). Diese lessivierten Böden bilden sich überwiegend auf Karbonatgestein und sind meist basenreich sowie humusarm. Weitere Merkmale dieser Böden sind die Entkalkung im Oberboden und die sekundäre Tonanreicherung im Unterboden sowie die durch Hämatit-Bildung verursachte Rotfärbung und ein enorm hoher Tongehalt (BLUME, 2010).

Negativaspekte sind die geringe Mächtigkeit, welche in Verbindung mit dem darunterliegenden Kalkstein und hoher Reliefenergie zu starker Erosion und vielen Rutschungen führt. Außerdem kann der Boden im Sommer leicht austrocknen.

### **3.5 Relief**

Das untersuchte Gebiet umfasst ein Becken mit einer Ausdehnung von 10 km in der Länge und 3,5 km in der Breite mit einem fast ebenen Sohlenboden welcher in Richtung Westen mit 0,4% Steigung abfällt. Umringt wird es von etwa 2100 m hohen Gebirgsformationen, der Sierra Tejada (LÓPEZ-CHICANO, 2001). Die Wannengform, die steilen Ränder sowie die Entwässerung durch Ponore, weisen eindeutig auf ein Polje hin (GAMS, 1978).

Auch das Alluvium auf dem ebenen Sohlenboden kann als Charakteristikum eines Poljes hinzugefügt werden (GOUDIE, 2004).

## 4. Geologie

### 4.1 Übersicht Südspanien

In der alpidischen Orogenese entstand die Betische Kodillere in der Oberkreide und dem Tertiär aufgrund der Nord-Süd Konvergenz der eurasischen und der afrikanischen Platten. Sie erstrecken sich über etwa 600 km entlang der südlichen Küste der iberischen Halbinsel und werden in drei Segmente untergliedert, welche sich bezüglich Lithologie und tektonischer Stellung grundlegend voneinander unterscheiden (Abb. 4): Die interne Zone im Süden, eine nördlich gelegene Externzone und die Neogenen Becken (AZANON et al., 2002).

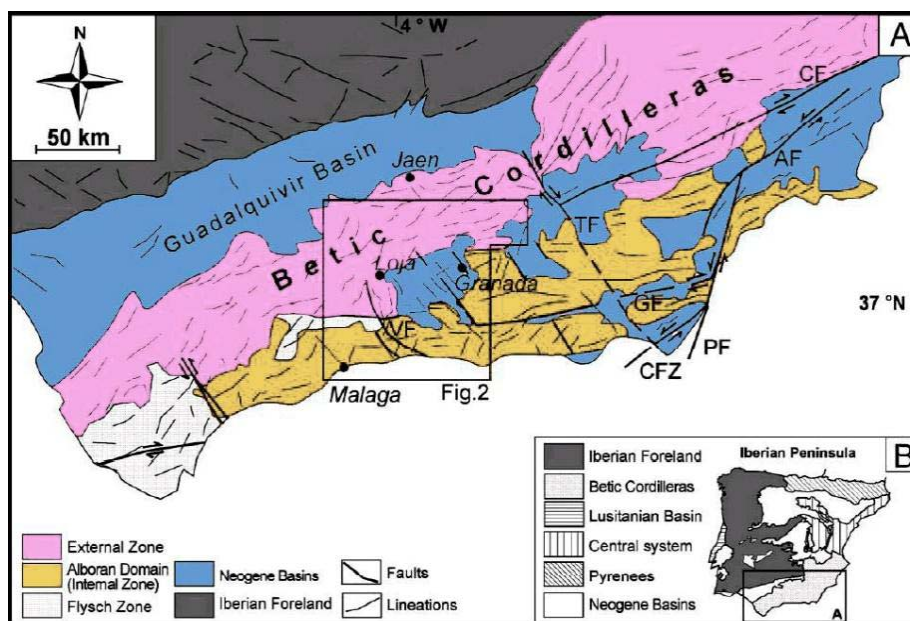


Abbildung 4: geologische Unterteilung der Betischen Cordillere mit Externer Zone (pink), Interner Zone (gelb) und Neogenen Becken (blau), nach REICHERTER & PETERS (2005)

Die Interne Zone kann aufgrund der unterschiedlichen Metamorphosegrade in drei unterschiedliche Komplexe von Nord nach Süd untergliedert werden: der Nevado-Filábride Komplex NFK (obere Grünschiefer-Amphibolitfazies), der Ballabona-Cucharon Komplex BCK, der Alpujárride Komplex AK (untere Grünschieferfazies) und der Maláguide Komplex MK. (AZANÓN et al., 2002). Die Metamorphose nimmt hierbei von Norden nach Süden immer mehr ab (ENGELER & SIMON, 1969).

Die Interne Zone gehört zu dem Mikrokontinent Alborán, welcher aber heute zum Iberischen Kontinent gezählt wird, da der Meeresarm der Tethys (im Mesozoikum) als Aulacogen angesehen wird und nicht von eigenständiger Natur ist (REICHERTER, 1994). Ein Großteil

dieses Mikrokontinents ist zum heutigen Zeitpunkt stark ausgedünnt und von der Alborán-See überflutet.

Die Deckenkomplexe der Internen Zone haben sich durch die N-S – bzw. NW-SE gerichtete Kompression in der Alpidischen Orogenese gebildet. Eine Hochdruck-Niedertemperatur Metamorphose beeinflusste zuerst im Liegenden den Nevado-Filábride Komplex, später dann den Alpujárride Komplex AK (AZANÓN et al. 2002).

Zusätzlich werden Spannungsverhältnisse im Süd-Iberischen Raum durch eine Wanderung des Alborán-Mikrokontinents seit dem Paläogen/unteres Miozän in westliche Richtung verändert (AZANÓN et al. 2002).

Für die Entstehung des Rif-Betikum Orogenbogens um die Alborán-See gibt es mehrere Theorien, von welchen aktuell die höchste Akzeptanz die Theorie von PLATT & VISSERS (1989) erlangt. Sie geht von einem radialen Extensionskollaps im oberen Oligozän durch die krustale Delamination der stark verdickten Gebirgswurzel aus. Die Delamination ist verbunden mit einer Erhöhung der vulkanischen Aktivität, da die Asthenosphäre an Stelle der herabsinkenden Teile der Lithosphäre nahe an die Erdoberfläche tritt. Syn- und postorogene Vulkanite und Gangvorkommen belegen dies (TURNER et al., 1999).

Im frühen Miozän bildete sich ein Störungssystem mit Vulkanismus durch Extension (AZANÓN et al., 2002). Fortführende Extension im Miozän führte zu einer starken Ausdünnung und einer Rotation der Decken sowie zur Exhumierung der Komplexe.

Seit dem späten Torton steht die Interne Zone wegen der NW-SE – Kollision und der damit resultierenden Verkürzung unter dem Einfluss von kompressiven Kräften, welche eine Hebung und Faltung des Gebietes hervorrufen. Sichtbar ist dies an den heutigen Sierras. Die Spannungen der NE-SW – Hauptextensionsrichtung generieren Abschiebungen und Transformstörungen sowie starke Subsidenz der Alborán-See seit dem Neogen (PLATT & VISSERS, 1989).

Den Übergang der internen Zone zur Externzone bildet die IEZB-Grenze (engl.: internal external zone boundary IEZB). Diese trennt die beiden Zonen. Im Osten der Kordilleren wird die Grenze von einer flach einfallenden Überschiebung in S-SSE-Richtung beschrieben (LONERGAN, PLATT & GALLAHER, 1994), in der Mitte durch eine flach einfallende Abschiebung in W-Richtung, welche im Westen die Richtung nach E-W ändert (REICHERTER et al., 2003). Eine Kombination einer schrägen, dextralen Blattverschiebung

mit einer Konvergenz der Alborán-Platte seit dem unteren Miozän erklärt diese Verschiebung (LONERGAN, PLATT & GALLAHER, 1994).

Die nicht metamorphe Externzone, der nördliche Teil der Betischen Kordillere, bildete im Mesozoikum den Südrand der Iberischen Halbinsel dar und kann in Präbetikum (Schelfserie) im nördlichsten Teil und Subbetikum (Beckenserie), welches im Süden anschließt, unterteilt werden. Das Subbetikum stellt einen Vorlandüberschiebungsgürtel dar, der im frühen Miozän durch eine Kollision mit dem Alborán-Mikrokontinent entstanden ist.

Aufgrund postorogener Blattverschiebungen und Abschiebungen wird die Geologie des Subbetikums sehr komplex.

Ab dem Miozän findet eine aktive kontinentale Subduktion der Externen Zone unter die Interne Zone und später unter die Alborán-See statt. Das Gebiet der Iberischen Halbinsel wird Richtung N-S verkürzt. Nach DEWEY (1998) wurden seit dem Oligozän bis zum oberen Miozän etwa 200 km Erdkruste subduziert bzw. verdickt. Dieser Prozess bewirkte, dass die Externzone zu dünnen Decken gestapelt, versetzt und stellenweise das Subbetikum auf das Präbetikum aufgeschoben wurde.

Aufgrund von Erdbeben im gesamten Bereich der Betischen Kordilleren und des Altlasseses (N-Marokko), welche komplexe Störungssysteme entwickeln, lassen sich die Plattengrenzen kaum lokalisieren.

Heute wird das Spannungsfeld geprägt vom Mittelozeanischen Rücken und der schrägen NW-SE Konvergenz der afrikanischen und eurasischen Platten. Dies führt heute noch zu Hebungen der Betischen Kordillere und zu Extensionsstörungen und zur Schrumpfung der Alborán-See.

Die Neogenen Becken entstanden am Ende der Alpidischen Orogenese und sind Grabenstrukturen oder Synklinen, welche durch Transformstörungen und großflächige Abschiebungen hervorgerufen wurden. Während des Torton bedeckte das Alborán\_Meer große Teile der Betischen Kordilleren und marine Sedimente wurden in intermontanen Becken abgelagert. In der messinischen Salinitätskrise entstanden Evaporite und später, nach dem Trockenfallen im Pliozän/Pleistozän, terrestrische Sequenzen. Die Neogenen Becken sind heute die seismisch aktivsten Zonen und befinden sich entlang der IEZB (MORALES et al., 1997)

## 4.2 Polje von Zafarraya

Das postorogen gebildete Zafarraya Polje befindet sich im internen Subbetikum der Externen Zone der Betischen Kordillere. Aus einer geologischen Übersichtskarte (Abb. 5) des Zafarraya Polje, welche eine Kombination eines digitalen Geländemodells mit geologischen Karten von ELORZA et al. (1978) ist, geht hervor, dass das Gestein des Poljes von quartären Sedimenten überlagert wird.

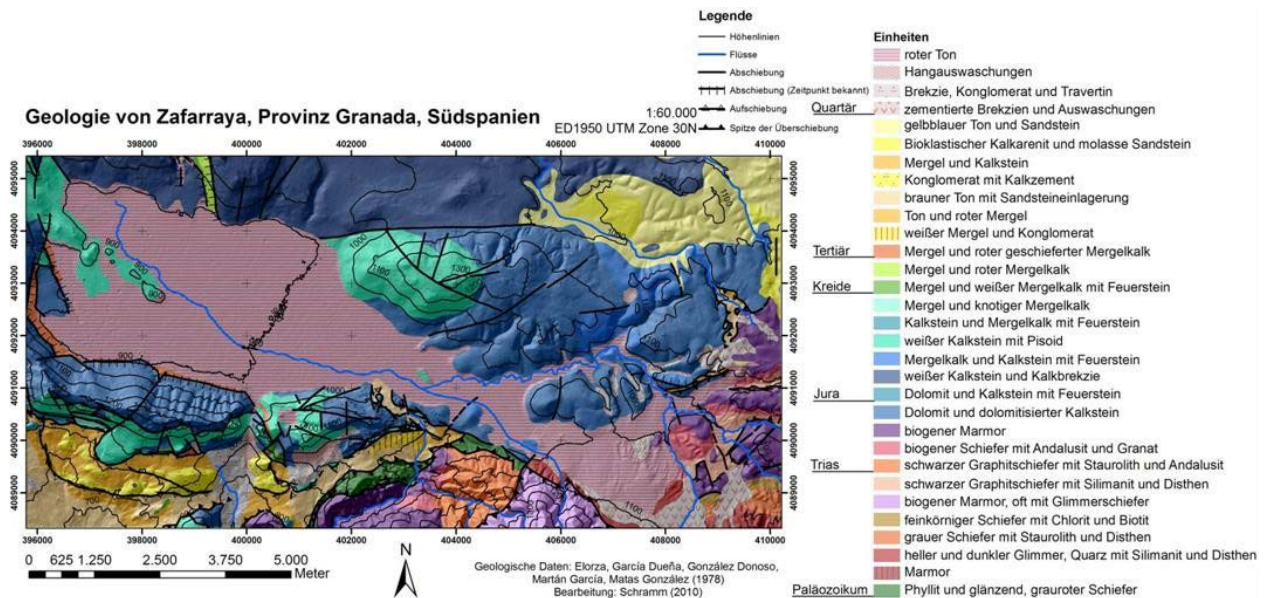


Abbildung 5: geologische Übersichtskarte von Zafarraya, verändert nach THIEL (2011)

Detaillierte strukturelle und stratigraphische Geländeaufnahmen lassen sich nur bedingt erstellen, da sich das Polje in einem von Störungen geprägtem Regime befindet. Zur differenzierten Analyse der Störungspopulation wurde daher an mehreren Orten das Schichteinfallen mit Hilfe eines Geologenkompass gemessen. Die Ergebnisse dieser Messungen bestätigen, dass die größte und zugleich wichtigste Verwerfung die von Osten nach Westen streichende Zafarraya-Störung (Abb. 6 D) am Südrand des Poljes ist (REICHERTER ET AL., 2002). Mit ihrer Länge von circa 15 km ragt sie von ihrem Ursprung der Sierra Tejeda bis zum Westrand des Poljes (Abb. 6 C).



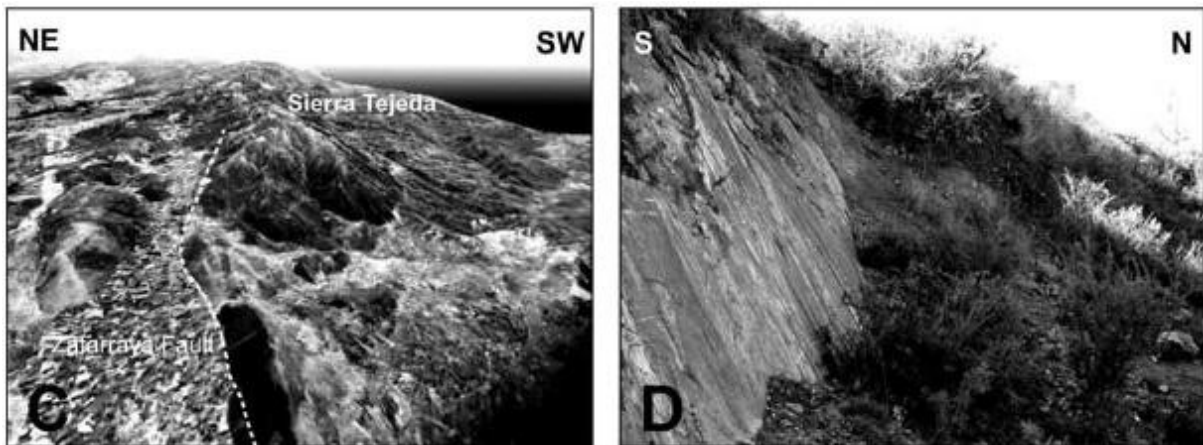


Abbildung 6: C zeigt die digitalisierte Zafarraya-Störung, - D zeigt ein Foto der Störung westlich von Ventas de Zafarraya, GALINDO-ZALDÍVAR, J. ET AL. (2003)

Bei der Störung handelt es sich um eine steile Abschiebung, was sie zu einer Grenze zwischen dem Polje im Norden und dem Kamm der Sierra Gorda im Süden macht. Deshalb entwickelte sich ein endorheisches Becken, die Zafarraya-Depression (López-Chicano et al., 2002). Am Top des Beckens befinden sich quartäre bis tortonische Sedimente. Sie überlagern geschieferte rote Mergelkalke, welche aus dem Tertiär stammen, sowie weiße Mergelkalke mit Einschlüssen von Feuersteinen, welche aus der Kreide stammen (Abb. 6). Mit zunehmender Tiefe und zunehmendem Alter des Gesteins nimmt der Tongehalt ab. Die Basis der stratigraphischen Einheit von Zafarraya besteht überwiegend aus triassischem Dolomit oder dolomitisiertem Kalkstein. Diese bilden das Fundament für die jurassischen Kalksteine, welche vorwiegend Feuersteine und Fossilien (überwiegend PISOIDE) mit sich bringen.

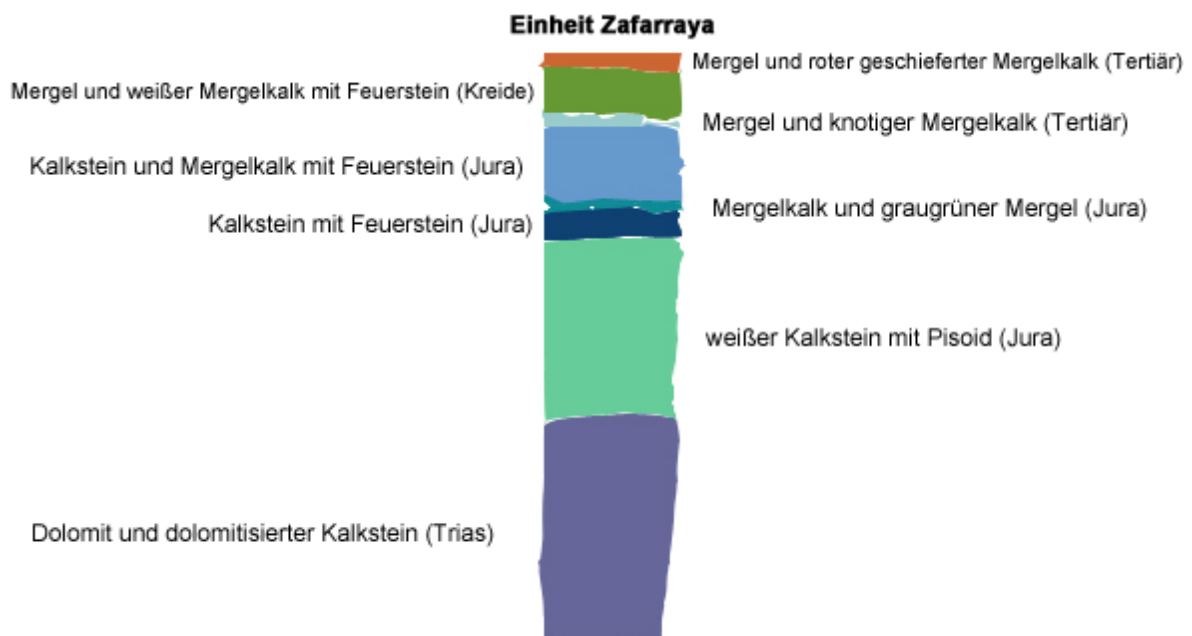


Abbildung 7: stratigraphische Einheit von Zafarraya, verändert nach THIEL (2011)

## **5. Methoden**

### **5.1 Rammkernsondierung**

#### **5.1.1 Kurzbeschreibung**

Bei der Rammkernsondierung kann der Untergrund mit Schlitzsonden (halbseitig offene Sonden) von 30 – 80mm Durchmesser bis auf ca. 10m Tiefe untersucht werden. Die Bohrtiefe ist dabei stark abhängig vom Eindringwiderstand des Bodens, schon Kiese oder Kalkkonkretionen können das Vordringen erschweren. Die Schlitzsonden besitzen einen Hohlraum, in dem sich durch das Bohren etwa 1m frisches Sediment sammelt, welches als „Bohrkern“ bezeichnet wird. Für die Bohrung werden neben den Sonden auch ein Schlagkopf, ein Bohrhammer (Cobra 248, 2-Takt-Motor), mehrere Verlängerungsstangen, ein hydraulisches Ziehgerät mit Backenklemmen, womit der Bohrkern geborgen wird, sowie ein Schlüsselsatz, benötigt.

#### **5.1.2 Kernansprache**

Nach Ziehen der Sonden findet eine Bodenansprache nach lithologischen und ingenieurgeologischen Gesichtspunkten nach EN-ISO-14688-1 statt. Die Ergebnisse werden in einem Schichtenverzeichnis aufgenommen.

Für die lithologische Ansprache werden Mineralogie, Geologie, Schichtung/Gefüge und Kornform beschrieben. Die ingenieurgeologische Ansprache betrachtet Korngröße, Bodenart (EN-ISO-14688-1, 2002) und eine Bodenklassifikation (DIN-18196, 2006).

In das Schichtenverzeichnis wird zusätzlich die Farbe nach dem MUNSELL Farbsystem eingetragen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

#### **5.1.3 Interpretationsansätze**

Während des Bohrens kann das Grundwasser angebohrt werden, der Grundwasserspiegelstand ist jedoch schwierig zu ermitteln (PRINZ, 2006). An Oxidationshorizonten (inklusive Rostflecken), Mangankonkretionen etc. im Bohrkern können alte Grundwasserspiegel erahnt werden. Ein negativer Aspekt der Rammkernsondierung ist, dass oft Teile des Bohrkerns verloren gehen oder umliegendes Sediment in den Kern verschleppt wird. Dies verfälscht die Proben und kann zu ungenauen Ergebnissen führen.

Um dieses Problem zu umgehen, lassen sich Rammkernsondierungen auch mit sogenannten Linersonden, ein rundum geschlossenes Kunststoffrohr, welches in die

normale Sonde eingeführt wird, durchführen. Verschleppungen und Kernverlust werden durch diese Sonden vermieden.

#### **5.1.4 Anwendung**

Im Zeitraum vom 07.03.2010 bis zum 23.03.2010 wurden die für diese Bachelorarbeit relevanten Bohrkern 8 und 17 in dem Zafarraya-Polje gezogen.

Zur Vorbereitung für weitere physikalische, chemische sowie sedimentologische Untersuchungen im Labor wurden diese Bohrkern vor Ort, unter Berücksichtigung der ingenieurgeologischen und lithologischen Gesichtspunkte, in verschieden lange Lagen eingeteilt und in luftdichte Probentüten verpackt. Insgesamt wurden für diese Bachelorarbeit in dem Zafarraya-Polje etwa 20m erbohrt und in 96 Sedimentlagen eingeteilt.

### **5.2 Probenaufbereitung**

Um wissenschaftlich korrekte Aussagen hinsichtlich der sedimentologischen und geochemischen Signaturen oberflächennaher Sedimente treffen zu können, bedarf es einer umfangreichen Probenaufbereitung.

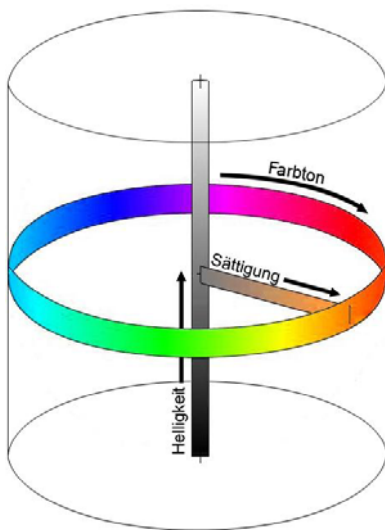
#### **5.2.1 Bodenfarbe**

Die Farbe einer Probe ermöglicht es, Rückschlüsse auf die Art und Menge von Bodenbestandteilen wie Mineralen und Humus zu ziehen, wodurch wiederum Aussagen zur Bodenentwicklung, zu Redoxverhältnissen und ansatzweise auch zu Klimaverhältnissen gemacht werden können (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

Die Farbe der Proben wird allgemein nach dem MUNSELL Farbsystem bestimmt. Zur Bestimmung müssen die Proben im feuchten Zustand vorliegen, weil die Adhäsionskräfte der Teilchen im feuchten Zustand eine intensive Farbe erzeugen. Bei zu hohem Wassergehalt würde die spezifische Lichtbrechung die Farbergebnisse beeinträchtigen.

## 5.2.2 MUNSELL Farbsystem

Das MUNSELL Farbsystem beinhaltet eine Auswahl an Boden-relevanten Farben. Untergliedert wird das wichtigste Merkmal, der Farbton (engl.: hue), in die Grundfarben (mit Ausnahme von Cyan), Sättigung (engl.: chroma) und Helligkeit (engl.: value). Aus diesen Merkmalen entsteht nach MUNSELL ein dreidimensionales, zylinderförmiges Farbsystem, mit welchem sich alle Farben beschreiben lassen (Abb. 8). Auf der vertikalen Achse ist die Helligkeit von 0 (sehr hell) bis 10 (sehr dunkel) aufgetragen. Ringförmig um die Helligkeitsachse verläuft der Farbton. Hier sind die Farben im Uhrzeigersinn nach ihrer



Wellenlänge von lang nach kurz so angeordnet, dass sich im Kreis jeweils Komplementärfarben gegenüber stehen. Es werden die Bezeichnungen R (engl.: Red = rot), Y (engl.: Yellow = gelb), G (engl.: Green = grün), B (engl.: Blue = blau) und P (engl.: Purple = violett) verwendet, Farbtöne zwischen R, Y, G, B und P werden als Kombination angegeben (z.B. YR für gelbrot). Radial von der Kreismitte nach außen verlaufend ist die Intensität aufgetragen. In der Kreismitte befindet sich die Intensitätsstufe 0 (farblos), außen die höchste Intensität mit Stufe 10 (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

Abbildung 8: Schematische Darstellung des Farbsystems nach MUNSELL

10 R 7/3		
10 R	7/3	
Farbton	Helligkeit	Intensität

Abbildung 9: Veranschaulichung eines MUNSELL Farbcodes

## 5.2.3 Farbgebende Komponenten und Bodenbildungsverhältnisse

Durch Huminstoffe und bestimmte Minerale bekommt der Boden seine charakteristische Farbe. Nachfolgend werden die häufigsten und für das Untersuchungsgebiet relevantesten Farben nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL beschrieben (vgl. Abb. 10).

	Farbbereich	Farbton $\phi$	Trivial	Helligkeitsbereich	Helligkeit $\phi$	Farbtiefenbereich	Farbtiefe $\phi$
<b>Hämatit</b>	3,5 R bis 4,1 YR	1,2 YR	rot	2,4 bis 4,4	3,6	1,5 bis 7,9	5,2
<b>Goethit</b>	7,3 YR bis 1,6 Y	0,4 Y	gelbbraun	4,0 bis 6,8	6,0	6,0 bis 7,9	6,9
<b>Lepidokrokit</b>	4,9 YR bis 7,9 YR	6,8 YR	gelborange	4,6 bis 5,9	5,5	7,1 bis 9,9	8,2
<b>Ferrihydrit</b>	2,8 YR bis 9,2 YR	6,6 YR	rotbraun	2,3 bis 6,3	4,9	1,9 bis 7,3	6,3
<b>Akaganéit</b>	1,2 YR bis 6,8 YR	5,2 YR	rotbraun	2,8 bis 4,3	3,8	4,4 bis 7,3	5,8
<b>Schwertmannit</b>	6,2 YR bis 0,3 Y	8,5 YR	orange	4,7 bis 6,7	5,9	4,0 bis 9,1	6,9
<b>Ferroxihit</b>	3,7 YR bis 5,4	4,2 YR	rotbraun	3,4 bis 4,7	3,8	5,5 bis 7,0	6
<b>Maghemit</b>	6,2 YR bis 9,4 YR	8,3 YR	braunrot	2,5 bis 3,6	3,1	2,5 bis 4,1	3,2
<b>Jarosit</b>	2,6 Y bis 3,6 Y	3,0 Y	hellgelb	7,4 bis 8,0	7,8	3,8 bis 6,2	5,1
<b>Huminsäure</b>	6,1 R bis 5,1 YR	9,5 R	dunkelbraun	1,8 bis 3,3	2,4	0,7 bis 2,9	1,5
<b>Fulvosäure</b>	6,8 YR bis 9,1 YR	7,9 YR	hellbraun	5,1 bis 7,1	6,0	3,5 bis 4,9	4

Abbildung 10: MUNSELL-Farben von Eisenmineralen und Huminstoffen, nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002)

Huminstoffe verursachen in den meisten Fällen eine Verringerung der Helligkeit. Deshalb gilt im Oberboden meistens die Regel: Je dunkler der Boden, desto mehr Huminstoffe sind enthalten.

Gelbbraunlicher (ockerfarbener) Boden ist meist durch das Eisenoxid Goethit geprägt (vgl. Abb. 10). Je höher der Goethitgehalt ist, umso intensiver ist die Färbung des Bodens, bis bei etwa 150g je 1kg Boden die Farbsättigung erreicht ist (BARRON & TORRENT, 1986). Solange ein Boden keine anderen Eisenoxide enthält, kann aufgrund dieser Tatsache der Eisengehalt goethitischer Böden sehr genau bestimmt werden.

Das Eisenoxid Hämatit bewirkt eine sehr intensive Rotfärbung (vgl. Abb. 10). Bereits geringe Mengen an Hämatit dominieren die Bodenfarbe und geben selbst eine stark goethithaltigen Boden, leichte bis mittelstarke, rote Farbtöne. Daraus folgend steigt die Rotfärbung und –intensität des Bodens mit zunehmenden Hämatitgehalten.

Bei Go-Horizonten von Gleyen und Bs-Horizonten von Podsolen ist eine blasse Orangefärbung auf Ferrihydrit zurückzuführen (vgl. Abb. 10), während intensives Orange auf höhere Lepidokrokitgehalte im Boden hinweist (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

Die Farbe des Bodens ist stark vom Mineralgehalt geprägt wobei sich jedes Mineral unter spezifischen Redoxverhältnissen bildet. So kann man von der Bodenfarbe auf die Redoxverhältnisse während der Bodenbildungszeit schließen. Diese hängen wiederum vom Wasserhaushalt und den daran gekoppelten Sauerstoffvorkommen ab. So fehlt in einem wassergesättigtem Porenraum der Luftsauerstoff und die Verhältnisse sind anaerob. In trockenen Zonobiomen herrschen dagegen aerobe Bedingungen, da kaum Wasser vorhanden ist.

Gelbtöne, Brauntöne und Rottöne zeigen aerobe Verhältnisse an. In langen Perioden fehlt die Wassersättigung (z.B. hämatithaltige Böden in ausgeprägt wechsell trockenem, warmem Klima; goethithaltige Böden auch in gemäßigttem, feuchterem Klima). In roten, hämatitreichen Böden sind weiterhin kaum organische Substanzen zu finden, da diese die Hämatitbildung verzögert (SCHWERTMANN, 1966).

Grautöne, Blautöne und Grüntöne sowie Schwarz zeigen anaerobe Verhältnisse an. Ständige Wassersättigung war in langen Perioden vorhanden.

Örtlich und/oder zeitlich wechselnde Redoxbedingungen (Staunässe, Grundwassereinfluss) werden wiederum häufig durch Eisen- und Manganoxide in Form von Fleckungen und Konkretionen angezeigt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

## 5.3 Fazies

Die Bodenfazies wird durch die Korngrößenverteilung, die Kornform und die Petrographie der Körner bestimmt. Diese Merkmale lassen Rückschlüsse auf die Transport- und Ablagerungsbedingungen des Bodens, sowie die Herkunft der Grobfraction, zu.

### 5.3.1 Fingerprobe

Für die Fingerprobe werden die Bodenproben in feuchtem Zustand mit den Fingern auf Bindigkeit und Formbarkeit untersucht und nach DIN 4022 eingeordnet.

Die Ansprache bei der Fingerprobe kann je nach tonmineralogischer Zusammensetzung beeinflusst werden: Smektitische Tonminerale sind sehr plastisch und Kaolinite kleben stark; der Tongehalt kann somit leicht überschätzt oder unterschätzt werden. Höhere Gehalte an organischer Substanz machen die Bestimmung ebenfalls schwieriger, da hier die Bindigkeit und Formbarkeit erhöht wird. Oft müssen daher beispielsweise Sande je nach Humusgehalt 1 bis 2 Körnungsklassen zurückgestuft werden (KEHL, 2010).

### 5.3.2 Skelettgehalt

Der Skelettgehalt umfasst alle organischen Bestandteile eines Bodens, deren Korndurchmesser  $\geq 2\text{mm}$  ist. Die groben Partikel müssen von der Feinfraktion  $< 2\text{mm}$  separiert werden, um potentielle Auswertungs- und Interpretationsergebnisse nicht zu verfälschen.

Zur gravimetrischen Bestimmung des Skelettgehalts werden die getrockneten Proben vorsichtig mit Hilfe eines Hammers zerkleinert und anschließend mit einem Sieb (Maschenweite nach DIN ISO 3310  $< 2\text{mm}$ ) gesiebt. Anschließend wird der Skelettgehalt

mittels der Formel „Skelettgehalt =  $\frac{m_{\text{Skelett}}}{m_{\text{Skelett}} + m_{\text{Feinboden}}} \times 100$  ermittelt.

## 5.4 Trocknung

Durch klimatische Verhältnisse oder nach einer Farbbestimmung nach MUNSELL sind Bodenproben oft feucht. Für weitere Untersuchungen müssen sie deshalb getrocknet werden. Dies geschieht entweder über längere Zeit biologisch an der Luft oder in einem kurzen Zeitraum adsorptiv exsikiert in einem Trockenofen.

## 5.5 Mörsern

Zur Bestimmung der chemischen und physikalischen Eigenschaften von Bodenproben ist es essentiell, dass die Proben möglichst feinkörnig sind. Deshalb werden die Proben entweder manuell oder maschinell mittels eines Mörsers pulverisiert. Mörser bestehen aus harten

Materialien wie z.B. aus Achat (MOHSSCHE Härte 7), um möglichst alle Gesteinsfragmente, welche nach dem Sieben nach DIN ISO 3310 noch in der Probe enthalten sind, zu zerkleinern. Beim Mörsern ist darauf zu achten, dass die Proben nicht in einem Mörser pulverisiert werden, welcher aus einem in der Probe zu prüfenden Element besteht (z.B. Zirkon).

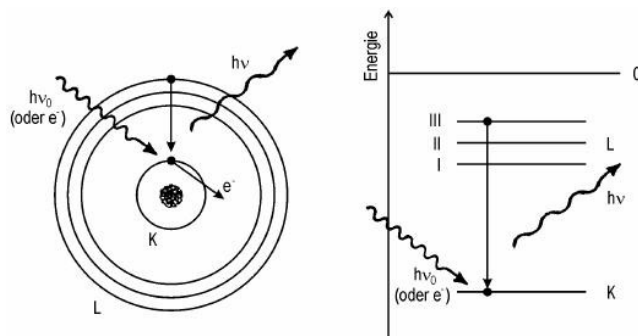
## 5.6 Röntgenfluoreszenzanalyse

### 5.6.1 Kurzbeschreibung

Die Röntgenfluoreszenzanalyse ist ein materialanalytisches Verfahren, mit welcher man qualitative und quantitative Aussagen über die elementaren Zusammensetzungen von festen, pulverförmigen, flüssigen und pastösen Proben machen kann, ohne diese zu eliminieren. Da die Röntgenfluoreszenzanalyse des Weiteren keine Aufschlüsse benötigt und sie eine Genauigkeit bis in den ppm-Bereich aufweist, ist sie eine der am meisten eingesetzten Analyseverfahren und findet vor allem in der metallverarbeitenden Industrie häufig ihre Anwendung.

### 5.6.2 Charakteristische Röntgenfluoreszenzstrahlung

Bei der RFA wird die characterspezifische Fluoreszenzstrahlung der zu analysierenden Probe gemessen. Sie entsteht dadurch, dass die Probe mit Röntgenquanten (Photonen oder Elektronen) beschossen wird. Dadurch werden die Rumpfelektronen der Atome aus ihren Bindungsverhältnissen gerissen (Abb.11) (WINKLMAIR, 2009). Die entstehenden primären Ladungslücken im ionisierten Atomrumpf werden innerhalb von 10-12s bis 10-14s durch Elektronenübergänge von Elektronen energiereicherer Orbitale wieder aufgefüllt, wodurch die freiwerdende Energie als Röntgenquant einer spezifischen Wellenlänge emittiert wird (WINKLMAIR, 2009). Diesen Energieverlust bezeichnet man als Fluoreszenzstrahlung.



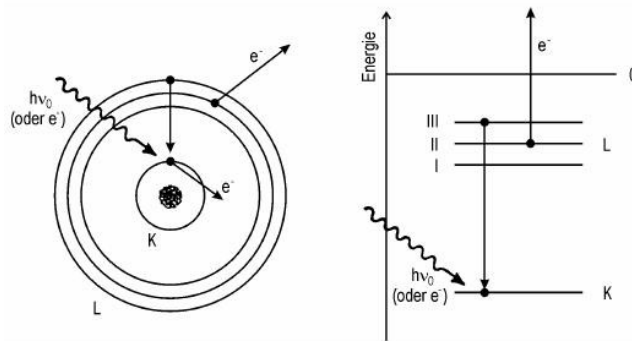
Elektron aus dem L<sub>III</sub> –Orbital füllt die Lücke im K-Orbital. Das freiwerdende Quant besitzt die Wellenlänge

$$\lambda = \frac{hc}{W_{L_{III}} - W_K}$$

Abbildung 11: Emission der charakteristischen Röntgenstrahlung, WINKLMAIR (2009)

### 5.6.3 Auger-Effekt

Wird die freiwerdende Energie nicht als Fluoreszenzstrahlung emittiert, sondern auf ein Elektron eines energieärmeren Orbitals übertragen (Abb. 12), bezeichnet man dies als „Auger-Effekt“ (SCHEER, 2009).



Elektron aus dem L<sub>III</sub> –Orbital füllt die Lücke im K-Orbital. Die freiwerdende Energie wird auf ein Elektron des L<sub>II</sub>-Orbitals übertragen, welches die Elektronenhülle mit der charakteristischen kinetischen Energie verlässt:

Abbildung 12: Auger-Effekt, WINKLMAIR (2009)

$$W_{\text{kin}} = (W_{\text{LIII}} - W_{\text{K}}) - (0 - W_{\text{LII}}) = W_{\text{LIII}} + W_{\text{LII}} - W_{\text{K}}$$

Da dieser Effekt bis zur vollständigen Reorganisation der Elektronenhülle des Atomrumpfes fortgeführt werden kann, geht die charakteristische Fluoreszenzstrahlung der verschiedenen Elemente teilweise verloren. Die Wahrscheinlichkeit für das Eintreten des Auger-Effekts nimmt mit zunehmender Ordnungszahl Z gegenüber der konkurrierenden Emission des Röntgenquants ab (GÜNZLER, 2003), da die Bindungskräfte nach MOSELEY (1913) mit höherer Atommasse stark zunehmen.

Gesetz von MOESELY:

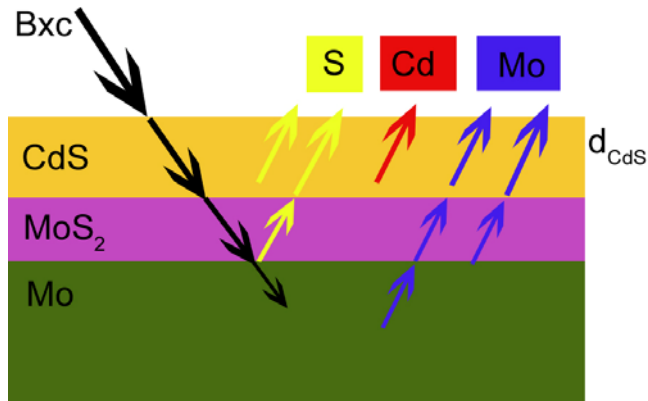
$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = K_1(Z - K_2)$$

(K<sub>1</sub> und K<sub>2</sub> sind empirische Konstanten, Z die Ordnungszahl und λ die Wellenlänge)



## 5.6.4 Messverfahren und Auswertung

Bei der Röntgenfluoreszenzanalyse werden die verschiedenen Lagen der Proben durch Röntgenstrahlen angeregt, wodurch diese die für die unterschiedlichen Elemente charakteristischen Fluoreszenzstrahlen emittieren, welche detektiert und ausgewertet werden (Abb. 13).



Ein Röntgenstrahl dringt eine bestimmte Tiefe in die Probe ein. Die verschiedenen Elemente der Schichten emittieren ihre charakteristische Fluoreszenzstrahlung mit unterschiedlicher Intensität.

Abbildung 13: Prinzip der Röntgenfluoreszenzanalyse, verändert nach SCHEER (2009)

Alle Röntgenfluoreszenzanalyse - Messgeräte funktionieren nach demselben Prinzip. Es gibt allerdings Unterschiede in der Durchführung und im Aufbau.

### Totalreflexions-Röntgenfluoreszenzspektrometer (TRFA):

Bei einer TRFA dringt der anregende Röntgenstrahl nur wenige Nanometer in die Probe ein. Es kommt aufgrund des sehr flachen Einfallswinkels (kritischer Winkel  $\theta_c$ ) von nur wenigen Bogenminuten zur Totalreflexion.

$$\theta_c = \arcsin\left(\frac{n_2}{n_1}\right)$$

(Winkel  $\theta_c$  laut Snelliusschen Brechungsindex,  $n_1$  und  $n_2$  sind Brechzahlen der Medien)

Durch die Totalreflexion kommt es nicht zu störenden Wechselwirkungen mit dem Trägermaterial der Probe. Dadurch wird das Signal-Rausch-Verhältnis verbessert und die Nachweisgrenze kann auf 0,01 Picogramm gesenkt werden.

## Energie- und wellenlängendispersives-Röntgenfluoreszenzspektrometer (EDRFA/WDRFA):

Sowohl EDRFA als auch WDRFA verwenden einen anregenden Röntgenstrahl, dessen Einfallswinkel im Gegensatz zur TRFA nicht dem kritischen Winkel entspricht. Ihre einzige Differenzierung betrifft die Detektion der emittierten Fluoreszenzstrahlung. Bei der EDRFA wird nur die Energie der emittierten Röntgenquanten detektiert (zur Reduzierung des Hintergrundrauschens kann ein Filter aus bestimmten Elementen zwischen die Strahlungsquelle und die Probe eingebaut werden). Bei der WDRFA hingegen werden die emittierten Röntgenquanten zuerst durch einen Kollimator parallel ausgerichtet und anschließend durch einen Analysatorkristall gebeugt. Der Kristall beugt die polychromatische (weiße) Sekundärstrahlung, wodurch diese ihrer Wellenlänge nach aufgespalten wird. Die Intensität und der Beugungswinkel des Wellenspektrums werden detektiert und zur qualitativen und quantitativen Elementbestimmung benutzt.

### **5.6.5 Anwendung**

Im Labor des geographischen Institutes der RWTH-Aachen wurden die im Zeitraum vom 07.03.2010 bis zum 23.03.2010 gezogenen Bohrkern 8 und 17 des Zafarraya-Polje mit der Röntgenfluoreszenzanalyse auf ihre qualitativen und quantitativen elementaren Zusammensetzungen untersucht. Die 127 zuvor gemörserten, pulverisierten Proben wurden mit der tragbaren Röntgenfluoreszenzanalyse des geographischen Institutes gemessen.

## **5.7 Magnetische Suszeptibilität**

### **5.7.1 Kurzbeschreibung**

Bei der magnetischen Suszeptibilität handelt es sich um eine physikalische Messgröße, welche die Magnetisierbarkeit  $X_{ij}$  eines Materials in einem durch die magnetische Feldstärke  $H$  erzeugten externen Magnetfeld beschreibt. Sie wird aus einem Verhältnis gebildet, ist dimensionslos und reicht von -1 (idealer Dimagnet) bis unendlich (HOLLEMANN et al., 1985).

### **5.7.2 Proportionalität**

Die Proportionalität ist eine durch eine Vielzahl von Variablen abhängige Funktion, welche in den einfachsten Fällen als eine Proportionalitätskonstante  $X_m$  aus dem linearen Verhältnis der Magnetisierung  $M$  und der Magnetischen Feldstärke  $H$  beschrieben werden kann.

$$\frac{M}{H} = X_m$$

Aufgrund dieses Zusammenhangs lässt sich die magnetischen Suszeptibilität in konstanten Fällen in zwei Gruppen einteilen:

#### 1. Gruppe: Diamagnetismus ( $X_m < 0$ )

Diamagnetismus beinhaltet alle Stoffe, welche aufgrund ihres Bestrebens ihre inneren Magnetfelder nach außen verdrängen wollen, kein dauerhaftes Dipolmoment besitzen. Durch ein außerhalb angelegtes Dipolfeld, das dem äußeren magnetischen Feld des Stoffes entgegen wirkt, stellt sich im Inneren des Stoffes eine reduzierte Feldstärke und somit eine negative Suszeptibilität ein. Wird die Temperatur gesenkt, so verstärkt sich dieser Effekt, was in einzelnen Fällen zu Diamagneten mit  $X_m = -1$ , so genannten Supraleitern, führt.

#### 2. Gruppe: Paramagnetismus ( $X_m > 0$ )

Im Gegensatz zu den diamagnetischen Stoffen haben paramagnetische Stoffe nicht das Verlangen, ihr inneres Magnetfeld nach außen zu verdrängen. Deshalb besitzen sie dauerhafte magnetische Dipole (beispielsweise durch thermische Konvektion erzeugt), welche sich parallel zum äußeren Feld ausrichten und so das innere Magnetfeld verstärken. Es entsteht eine positive Suszeptibilität (THOMPSON et al., 1986).

### 5.7.3 Zweidimensionaler Tensor

Allgemein lässt sich die magnetischen Suszeptibilität durch die Ableitung

$$X_{ij} = \frac{\partial M_i}{\partial H_j}$$

als ein polarer Tensor zweiten Grades definieren, welcher ebenfalls die magnetische Anisotropie berücksichtigt. Aufgrund ihrer magnetischen Ordnung sprechen bestimmte Materialien stark auf Magnetfelder an, zeigen dabei allerdings ein diversifiziertes Verhalten. Zur Differenzierung der unterschiedlichen Materialien werden sie in drei Klassen zusammengefasst.

#### 1. Ferromagnetismus

Magnetische Momente richten sich in einer stark veränderten Weise parallel zum äußeren Magnetfeld aus, wodurch sie ein, in der Hystereseschleife beschriebenes, Gedächtnis erhalten.

## 2. Ferrimagnetismus

Magnetische Momente unterschiedlich großer Beträge richten sich innerhalb des Materials antiparallel zueinander aus. Dadurch entsteht ohne ein äußeres Magnetfeld eine innere Magnetisierung.

## 3. Antiferromagnetismus

Magnetische Momente hängen von der Festkörperorientierung ab. Je nach Ausrichtung können sie linear, aber auch nur temperaturabhängig sein. Ähnlich dem Ferrimagnetismus sind sie ebenfalls antiparallel ausgerichtet, besitzen jedoch gleich große Beträge, weshalb keine selbstständige Magnetisierung entsteht (HOLLEMANN et al., 1985).

### **5.7.4 Anwendung**

Im Labor des Institutes für Neotektonik und Georisiken der RWTH-Aachen wurden die im Zeitraum vom 07.03.2010 bis zum 23.03.2010 gezogenen Bohrkerne 8 und 17 des Zafarraya-Polje mit Hilfe des „MS2 K Sensor“ der Firma Bartington Instruments auf ihre magnetischen Suszeptibilität hin analysiert. Bei den gemessenen Ergebnissen handelt es sich um SI-Einheiten, welche mit einer Genauigkeit von 0,1 bestimmt wurden. Vor jeder Messung wurde das Analysegerät neu kalibriert, indem die Messsonde in die leere Luft gehalten und eine Leermessung durchgeführt wurde. Nach der Kalibrierung wurde die Messsonde mittig auf die Proben aufgesetzt und leicht angedrückt, um Messfehler, aufgrund von Lufteinschlüssen, zu vermeiden. Jede Probe wurde drei Mal gemessen, wobei jede Messung etwa 5 Sekunden in Anspruch nahm. Die Messwerte wurden notiert, gemittelt und mit der zugehörigen Tiefe des Bohrkerns notiert. Während der Messung wurde besonders darauf geachtet, dass keine magnetischen Gegenstände in der Nähe der Probe vorzufinden waren, da diese die Ergebnisse verfälscht hätten.

## **5.8 pH-Wert**

### **5.8.1 Kurzbeschreibung**

Das Kürzel  $p_H$  ist aus dem lateinischen pondus hydrogenii (Gewicht des Wasserstoffs) oder auch vom lateinischen potentia hydrogenii (Wirksamkeit des Wasserstoffs) hergeleitet.

In der heutigen Zeit hat sich das Kürzel pH, wegen der einfacheren Schreibweise, durchgesetzt (DEGNER, 2009).

Er spiegelt die Entstehung und daraus resultierende chemische Eigenschaften eines Bodens wieder. Aussagen über das Verhalten von Nähr- und Schadstoffen, die Eignung des Bodens als Pflanzenstandort und Lebensraum für Bodenorganismen, sowie die Eignung als Filter für Schadstoffe, können über den pH-Wert des Bodens getroffen werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

Unter den vielen chemischen und physikalischen Messmethoden, welche zur Charakterisierung von Böden dienen, ist die Messung des pH-Werts, ohne Frage, die wichtigste und am meisten verbreitete Messmethode, die in der Bodenchemie verwendet wird (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

### **5.8.2 Grundlagen**

Der pH-Wert ist definiert als der negative dekadische Logarithmus der  $\text{H}_3\text{O}^+$  - Aktivität in der Bodenlösung (PANSU, 2003).

$$\text{pH} = -\log[\text{H}_3\text{O}^+]$$

Er beruht auf dem Gehalt des Bodens an austauschbaren/dissoziationsfähigen  $\text{H}^+$  und austauschbaren  $\text{Al}^{3+}$ -Ionen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

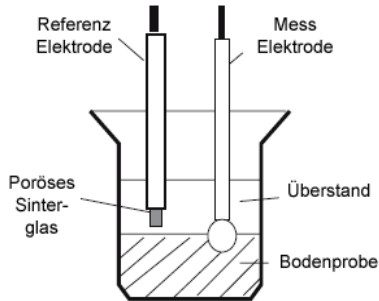
Wenn der pH-Wert kleiner als 7 ist, entspricht dies einer saueren Lösung. Ist der pH-Wert 7, so ist die Lösung neutral. Bei einem pH-Wert größer als 7 ist die Lösung alkalisch. Der pH-Wert wird normalerweise von 0-14 angegeben. In den Bodenwissenschaften ist der Umfang aus praktischen Gründen von 1-13 beschränkt (PANSU, 2003).

### **5.8.3 Vorbereitung der Messung des pH-Wertes**

10g der Feinboden-Fraktion werden mit 25ml deionisiertem Wasser aufgeschlämmt und zwei Stunden stehen gelassen. Währenddessen wird die potentiometrische Elektrode kalibriert: Mit zwei Standard-pH-Lösungen werden Asymmetrie und die Schiefe der Messung neu eingestellt (nach der veralteten DIN 19684-1, ersetzt durch DIN ISO 10390, 2005). Hierbei werden alle  $\text{H}^+$ -Ionen im Wasser gelöst (ROTTLÄNDER, 1997). Will man auch die  $\text{H}^+$ -Ionen erfassen, welche noch in den Bodenpartikeln gebunden sind, so ersetzt man das deionisierte Wasser mit einer  $\text{CaCl}_2$ -Lösung. Die  $\text{H}^+$ -Ionen werden hierbei durch  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen ausgetauscht (ROTTLÄNDER, 1997).

## 5.8.4 Potentiometrische Bestimmung

Das Messprinzip der potentiometrischen pH-Bestimmung besteht darin, dass man eine auf den pH-Wert 7 eingestellte, von einer Glasmembran eingeschlossene Lösung (Innenpuffer)



in eine Messlösung taucht (vgl. Abb.14). Die Messelektrode ist nun  $H^+$  empfindlich und wenn die  $H^+$  - Konzentration zwischen dem Innenpuffer und der Messlösung unterschiedlich ist, entsteht an der Glasmembran eine elektrische Spannung. Diese Spannung ist der  $H^+$ -Ionenkonzentration bzw. dem pH-Wert proportional (PANSU, 2003).

Abbildung 14: Schematische Darstellung des Potentiometrischen Messprinzips nach PANSU (2003)

## 5.8.5 Anwendung

Im Labor des geographischen Institutes der RWTH-Aachen wurden die im Zeitraum vom 07.03.2010 bis zum 23.03.2010 gezogenen Bohrkern 8 und 17 des Zafarraya-Polje mit Hilfe des Gerätes pH DIGI 550 der Firma WTW auf ihren pH-Wert hin gemessen. Hierfür wurden je 10g des getrockneten Feinbodens in einem Schnappdeckelglas mit 25ml deionisiertem Wasser versetzt, gut durchmischt und zwei Stunden stehen gelassen, wobei die Proben alle 15 Minuten gerührt wurde. Nach zwei Stunden wurde die Glaselektrode des zuvor kalibrierten Potentiometers in die Suspension getaucht und der pH-Wert gemessen.

## **6. Ergebnisse**

### **6.1 Bohrkern 8**

#### **6.1.1 Beschreibung**

Am 17.03.2010 wurde etwa 300m südlich des Schluckloches im Westen des Zafarraya-Poljes auf einem brachen Acker Bohrkern 8 abgeteuft. Der Bohrkern ist 9,02m lang, wurde bis zu einer Teufe von 4,08m in 37 Lagen, der jeweils gleichen Länge von 0,1m, unterteilt und von dort an in 14 verschieden lange Lagen untergliedert. Der komplette Bohrkern 8 ist feucht, hat keinen sichtbaren Karbonatgehalt und die Lagerung nimmt mit der Teufe zu. Der obere Teil des Bohrkerns ist leicht karbonatisch. Die Farbe des schluffig – lehmigen Bodens ist Graubraun und verändert sich bis zu einer Teufe von 4,08m ins Rötlichbraune. Bis zu dieser Tiefe finden sich Mangan- und Eisenkonkretionen, welche im darunterliegenden Teil des Bohrkerns dann jedoch nicht mehr anzutreffen sind. Im Bereich von 3m – 4m sind leichte Marmorierungen zu finden. Ab 4,08m treten leichte, mit der Teufe zunehmende Skelettgehalte und rostfarbende Flecken auf. Mit zunehmender Teufe verändert sich die Farbe des Bohrkerns weiter ins Rötliche, bis hin zu einem tiefen Rot mit leicht gelblichen



Verfärbungen. Ab Bohrmeter Sechs zeigen sich neben sehr großen, schwarzen Manganknollen kleine gelbliche Flecken. Von 8,30m bis zum Ende des Bohrkerns durchzieht den sehr dicht gelagerten Boden mit toniger Konsistenz ein sehr hoher Skelettgehalt und weiße Konkretionen, welche allerdings nicht auf HCl reagieren.

*Abbildung 15: Bohrpunkt Acht südlich des Ponors, Rechtswert:  
W4.15287°, Hochwert: N 36.98771°, Sichthöhe 500m,  
nach TELE ATLAS (2010)*

#### **6.1.2 Röntgenfluoreszenzanalyse**

Die Röntgenfluoreszenzanalyse des achten Bohrkerns zeigt bis zu einer Teufe von 0,7m einen erhöhten Kalziumwert von 1,5%, welcher sich allerdings sehr schnell auf 0,75% reduziert, welches zugleich die Durchschnittskonzentration für den restlichen Verlauf des

Bohrkerns darstellt. Gegensätzlich zur Abnahme der Kalziumkonzentration nimmt die Eisenkonzentration zu (vgl. Abb. 16). Sie erhöht sich von 5,44% bei 0,4m auf 6,28% bei 3,05m. Von diesem temporären Maximum der Eisenkonzentration verringern sich die Eisenanteile stetig auf 5,66% bis zu einer Teufe von 6,95m. Danach erhöht sich die Eisenkonzentration auf 6,31% bei einer Teufe von 7,68m, welches das absolute Maximum der Eisenanteile in Bohrkern 8 darstellt. Die Elemente Mangan und Strontium zeigen ähnliche Konzentrationsverläufe und sie haben ebenfalls ein absolutes Maximum bei einer Teufe von 7,68m. Es ist jeweils eine Verdoppelung der Konzentration gegenüber der Durchschnittskonzentration zu verzeichnen. Zu den Werten der Eisen- und Kalziumkonzentration stehen die Kaliumkonzentrationen in starkem Kontrast (vgl. Abb. 17). Zu Beginn des Bohrkerns, von 0,4m bis 0,5m, geht die Kaliumkonzentration kurzzeitig von 3,3% auf durchschnittlich 2,8% zurück. Danach steigt sie bis zu einer Teufe von 4m gleichmäßig auf 3,6% an. Ab dieser Teufe ist eine negative Konzentrationsentwicklung zu verzeichnen, bis sie am Ende des Profils, bei einer Teufe von 9,02m, ihr absolutes Maximum von 3,47% erreicht.

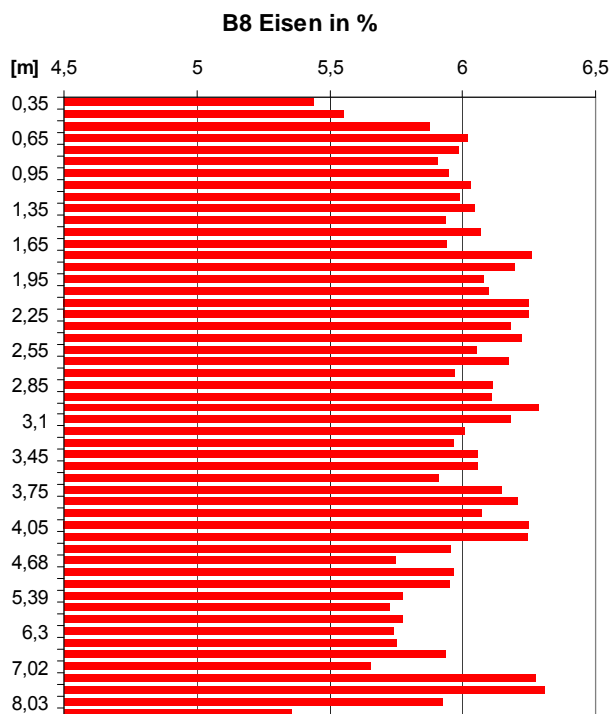


Abbildung 16: Eisenkonzentration von Bohrkern Acht über die Teufe

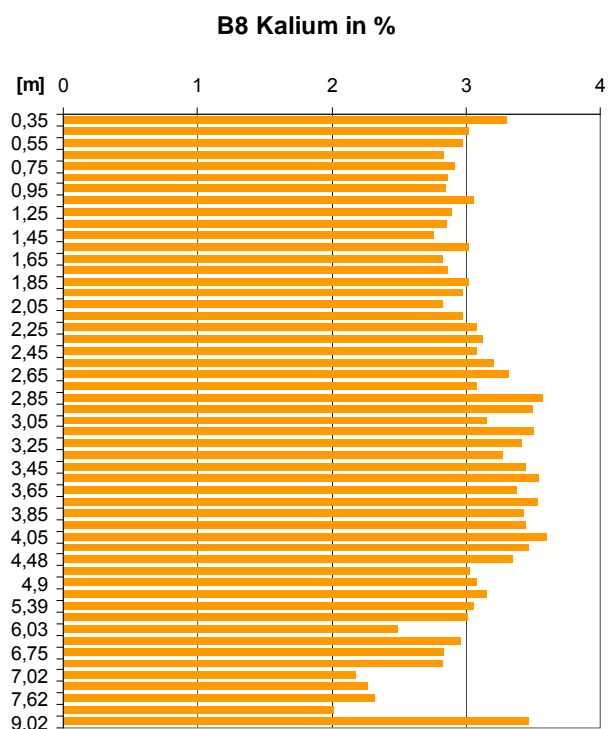


Abbildung 17: Kaliumkonzentration von Bohrkern Acht über die Teufe



## 6.2 Bohrkern 17

### 6.2.1 Beschreibung

Am 23.03.2010 wurde etwa 5m östlich des Schluckloches im Westen des Zafarraya-Poljes auf einem brachen Acker Bohrkern 17 abgeteuft. Der Bohrkern ist 10,05m lang, wurde bis zu einer Teufe von 5,00m in 40 Lagen, der jeweils gleichen Länge von 0,1m, unterteilt und von dort an in 41 verschieden lange Lagen untergliedert. Der komplette Bohrkern 17 ist bis zu einer Teufe von 8,00m feucht und wird dann trocken. Er hat keinen sichtbaren Karbonatgehalt und die Lagerung nimmt mit der Teufe, von locker auf sehr dicht, zu. Der obere Teil des Bohrkerns von 0,3m – 5,83m ist leicht - stark karbonatisch. Von einer Teufe von 6m - 6,30m ist kein Karbonat enthalten, woraufhin der Karbonatgehalt von 6,39m – 10,05m wieder mittel - stark ist. Die Farbe des schluffig – lehmigen Bodens ist Graubraun (10YR 4/2 nach MUNSELL) und verändert sich bei einer Teufe von 6,00m ins Rötlichbraune (5 YR 3/4 nach MUNSELL). Bis zu dieser Teufe finden sich Mangan- und Eisenkonkretionen. Im Bereich von 5m – 6,30m sind leichte Marmorierungen zu finden. Ab 7,55m – 7,72 treten leichte Skelettgehalte auf. Leichte Rostflecke treten ab einer Teufe von 7,72m immer wieder auf. Zwischen Bohrmeter 7,61m – 7,65m ist Tonbrand sowie Reste von verbranntem,



organischem Material, welches vermutlich anthropogenen Ursprungs ist, zu finden. Mit zunehmender Teufe verändert sich die Farbe des Bohrkerns weiter ins Rötliche, bis hin zu einem tiefen Rot (10 R 4/4 nach MUNSELL). Ab Bohrmeter 7,55m zeigen sich neben sehr großen, schwarzen Manganknollen kleine weiße Einsprenglinge, welche nicht auf HCl reagieren.

Abbildung 18: Bohrpunkt 17 östlich des Ponors, Rechtswert: W4.15240°, Hochwert: N 36.98982°, Sichthöhe 300m, nach TELE ATLAS (2010)



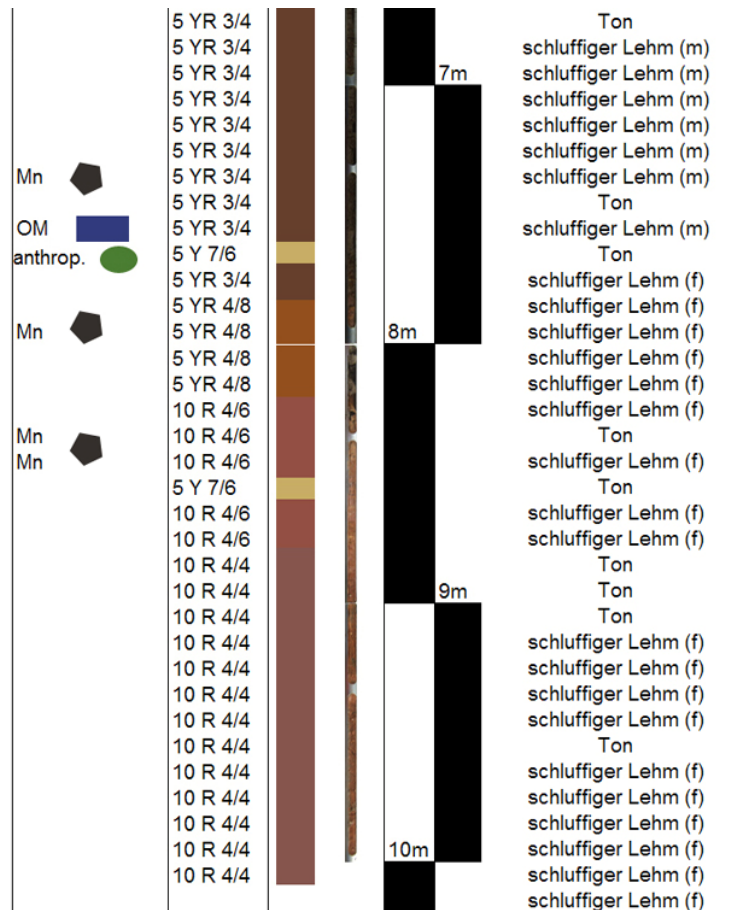


Abbildung 19: Profil von Bohrung 17

## 6.2.2 Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Röntgenfluoreszenzanalyse von Bohrung 17 zeigt bei einer Teufe ab 2,50m erhöhte Kalziumkonzentrationen, welche bis zu einer Teufe von 5,50m leicht abnehmen, ab einer Teufe von 6,24m dann stark ansteigen und ihr absolutes Maximum von 6,45% bei einer Teufe von 6,36m erreichen (vgl. Abb. 20). Von dieser Teufe ist eine konstante Abnahme der Kalziumkonzentration bis auf ein absolutes Minimum von 0,25% bei einer Teufe von 8,71m zu beobachten. Am Ende von Bohrkern 17, bei einer Teufe von 10,05m, steigt die Kalziumkonzentration dann noch einmal leicht auf einen Wert von 3,65%. Gegensätzlich zur Abnahme der Kalziumkonzentration nimmt die Eisenkonzentration zu (vgl. Abb. 21). Bis zu einer Teufe von 6,24m sind die Eisenanteile relativ gleich. Bei einer Teufe von 5,65m nimmt die Eisenkonzentration gegensätzlich zur Kalziumkonzentration zu und bei Bohrmeter 6,36 wieder ab. Im Bereich zwischen 7m und 10m schwanken die Eisenkonzentrationen stark, wobei der Anteil immer in einem Relativ hohen Bereich über 3% bleibt. Ein absolutes Maximum erreicht die Eisenkonzentration bei 10,05m mit einem Wert von 6,1%. Die Elemente Mangan und Titan zeigen ähnliche Konzentrationsverläufe wie das Eisen. Sie haben ebenfalls ein absolutes Maximum bei einer Teufe von 10,05m. Es ist jeweils eine Verdoppelung der Konzentration gegenüber der Durchschnittskonzentration zu verzeichnen.

Die Kaliumkonzentration von Bohrung 17 zeigt einen ähnlichen Konzentrationsverlauf, wie die des Kalziums (vgl. Abb. 22). Bis zu einer Teufe von 6,78m ist der Kurvenverlauf gleichbleibend, mit einer Ausnahme bei 2,40m, wo die Kaliumkonzentration ihr absolutes Maximum von 3,12% erreicht. Im Bereich zwischen 6,78 und 10,00m nimmt die Kaliumkonzentration ähnlich der Kalziumkonzentration ab und erreicht bei 8,71m ihr absolutes Minimum von 0,7%. Ab einer Teufe von 10,05m steigt die Kaliumkonzentration dann noch einmal leicht an auf 1,97%.

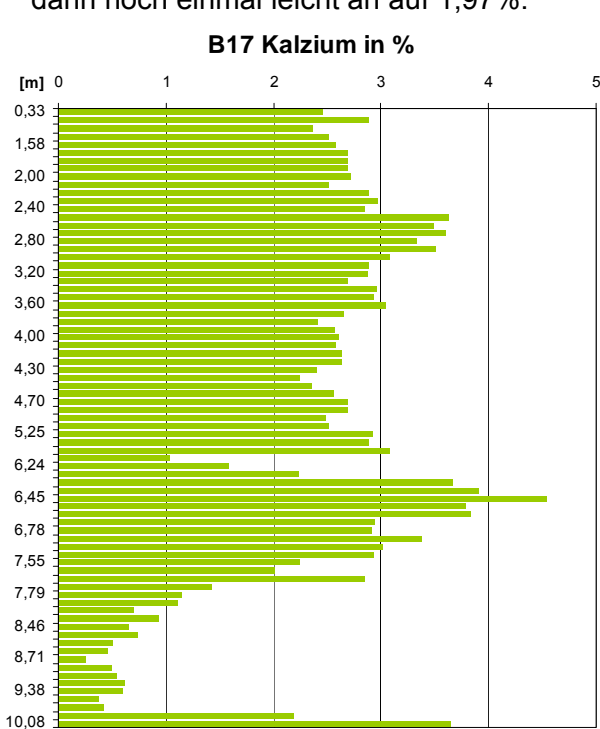


Abbildung 20: Kalziumkonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe

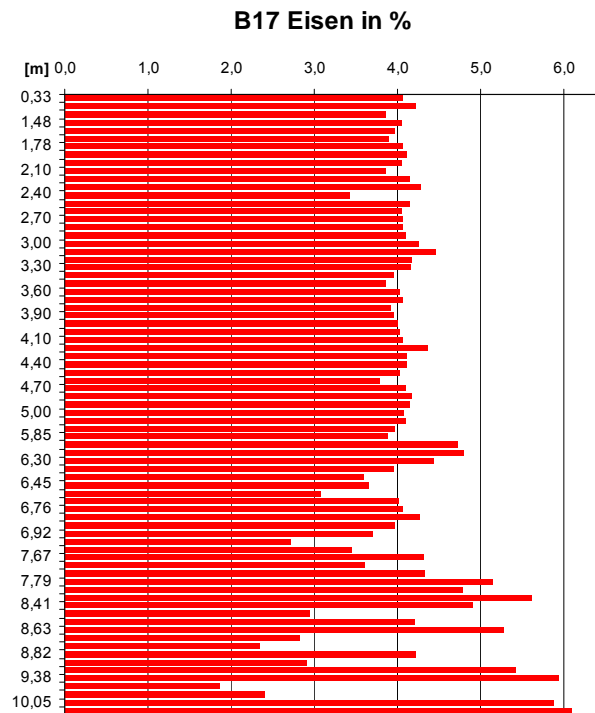


Abbildung 21: Eisenkonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe

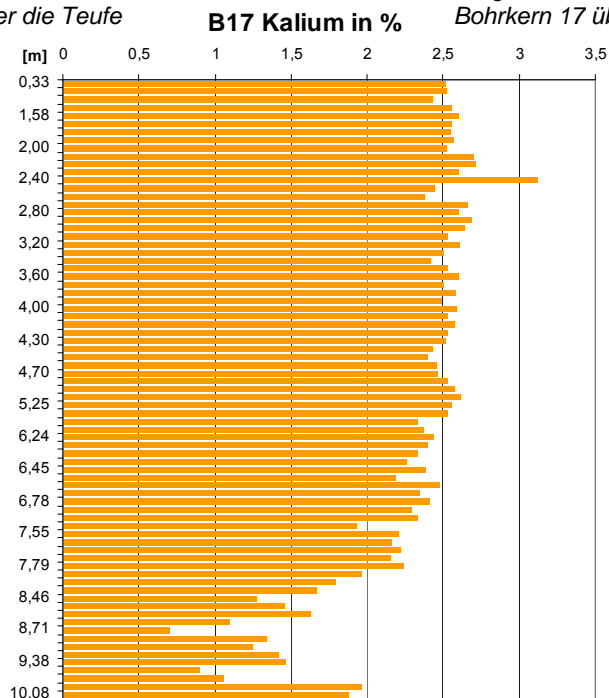


Abbildung 22: Kaliumkonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe

### 6.2.3 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität von Bohrkern 17 zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Kalziumkonzentration und einen nahezu konträren Verlauf zur Eisenkonzentration. Bis zu einer Teufe von 6,24m bleibt die magnetische Suszeptibilität auf einem relativ konstanten Level mit einem Durchschnittswert von 120.

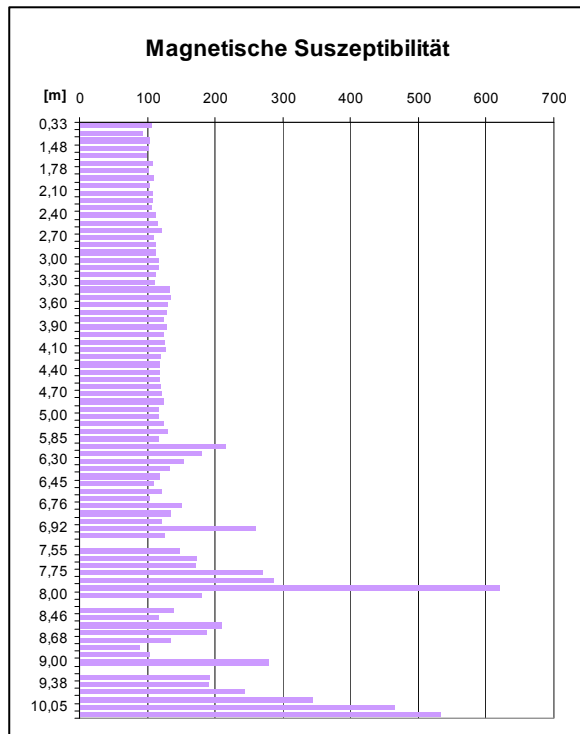


Abbildung 23: Magnetische Suszeptibilität von Bohrkern 17 über die Teufe

Ab dieser Teufe steigen die Werte leicht an und erreichen bei einer Teufe von 7,84m ein absolutes Maximum von 620. Die darunterliegenden Werte zeigen ähnliche Kurvenverläufe wie die ermittelten Konzentrationen verschiedener Elemente aus der Röntgenfluoreszenzanalyse. Die magnetische Suszeptibilität erreicht bei 8,71m ihr absolutes Minimum von 88 und steigt ab dieser Teufe dann wieder leicht an, bis sie ein temporäres Maxima bei einer Teufe ab 10,05m erreicht.

### 6.2.4 pH-Wert

Der pH-Wert von Bohrung 17 zeigt eine ähnliche Charakteristik wie die Kalziumkonzentration des Bodens. Ab einer Teufe von 2,50m erhöht sich der pH-Wert leicht von 7,50 auf 7,67.

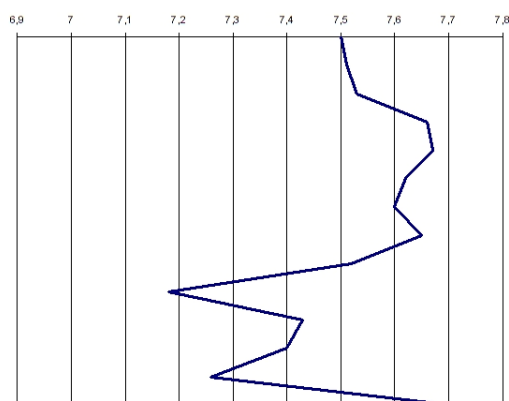


Abbildung 24: pH-Wert von Bohrkern 17 über die Teufe

Ab einer Teufe von 2,50m erhöht sich der pH-Wert leicht von 7,50 auf 7,67. Bis zu einer Teufe von 6,24m sinkt der pH-Wert dann leicht auf ein absolutes Minimum von 7,18. Zwischen einer Teufe von 6,36m – 7,61m steigt der pH-Wert leicht an und nimmt dann bis zu einer Teufe von 10,05m wieder ab. Hier erreicht der pH-Wert dann, ähnlich der Kalziumkonzentration, ein absolutes Maximum von 7,71.

## 7. Auswertung

Anhand der vorliegenden Ergebnisse zeigt sich, dass sowohl bei Bohrkern 8 als auch bei Bohrkern 17, mit zunehmender Teufe, Farbumschwünge von Braun in Gelblichrote – Intensivrote einhergehen. Zeitgleich ist eine kompakter werdende Lagerung sowie ein Wechsel vom schluffig/lehmigen mit mittelgroßer Kornfraktion, ins tonig/lehmige mit feiner Kornfraktion, zu verzeichnen. Der Farbwechsel ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf einen Zuwachs an den Eisenoxiden Goethit (gelb), Ferrihydrit (orange), Lepidokrokit (orange) und vor allem Hämatit (rot) zurückzuführen (vgl. Abb. 25.).

	Farbbereich	Farbton Ø	Trivial	Helligkeitsbereich	Helligkeit Ø	Farbtiefenbereich	Farbtiefe Ø
<b>Hämatit</b>	3,5 R bis 4,1 YR	1,2 YR	rot	2,4 bis 4,4	3,6	1,5 bis 7,9	5,2
<b>Goethit</b>	7,3 YR bis 1,6 Y	0,4 Y	gelbbraun	4,0 bis 6,8	6,0	6,0 bis 7,9	6,9
<b>Lepidokrokit</b>	4,9 YR bis 7,9 YR	6,8 YR	gelborange	4,6 bis 5,9	5,5	7,1 bis 9,9	8,2
<b>Ferrihydrit</b>	2,8 YR bis 9,2 YR	6,6 YR	rotbraun	2,3 bis 6,3	4,9	1,9 bis 7,3	6,3
<b>Akanéit</b>	1,2 YR bis 6,8 YR	5,2 YR	rotbraun	2,8 bis 4,3	3,8	4,4 bis 7,3	5,8
<b>Schwertmannit</b>	6,2 YR bis 0,3 Y	8,5 YR	orange	4,7 bis 6,7	5,9	4,0 bis 9,1	6,9
<b>Ferroxyhit</b>	3,7 YR bis 5,4	4,2 YR	rotbraun	3,4 bis 4,7	3,8	5,5 bis 7,0	6
<b>Maghemit</b>	6,2 YR bis 9,4 YR	8,3 YR	braunrot	2,5 bis 3,6	3,1	2,5 bis 4,1	3,2
<b>Jarosit</b>	2,6 Y bis 3,6 Y	3,0 Y	hellgelb	7,4 bis 8,0	7,8	3,8 bis 6,2	5,1
<b>Huminsäure</b>	6,1 R bis 5,1 YR	9,5 R	dunkelbraun	1,8 bis 3,3	2,4	0,7 bis 2,9	1,5
<b>Fulvosäure</b>	6,8 YR bis 9,1 YR	7,9 YR	hellbraun	5,1 bis 7,1	6,0	3,5 bis 4,9	4

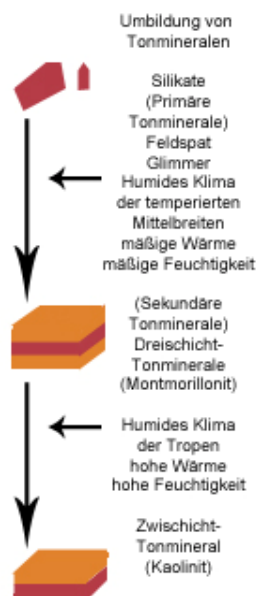
Abbildung 25: MUNSELL-Farben von Eisenmineralen und Huminstoffen, nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002)

Unterstützt wird diese These einerseits durch die organoleptische Bestimmung der MUNSELL Farbe beider Bohrkern (vgl. Abb. 25 & Abb. 19), andererseits fallen erhöhte Eisengehalte, aber gleichzeitig fallende magnetische Suszeptibilitäts-Werte in beiden Bohrkernen auf (vgl. Abb. 23 & Anhang F), was eine Oxidierung vom ferromagnetischen Magnetit (grau) zum schwach magnetischen Hämatit (rot) anzeigt. Starke Eisen- und Mangankonkretionen in beiden Kernen lassen auf ein redoximorphes Milieu schließen. Demnach können die Farbumschwünge mit dem Einfluss von Stauwasser erklärt werden, welches bei tonigen Böden und der kompakter werdenden Lagerung naheliegender ist. Durch eine Ansenkung des Wasserspiegels gelangen Eisen- und Manganhaltige Elemente in ein sauerstoffarmes Milieu und werden dort durch Reduktion gelöst. Durch Absenkung des Wasserspiegels gelangt wieder Sauerstoff in den Boden und die Elemente Eisen und Mangan können als Konkretionen ausfallen. Gleichzeitig oxidiert das Eisen zu höherwertigen Eisenoxiden (Magnetit zu Ferroxyhit oder Hämatit). Die orangefarbenen Rostflecke in beiden Kernen unterstützen diese These.

Bei den, in beiden Bohrkernen auftretenden, weißen Einsprenglingen, welche nicht auf HCl reagieren, könnte es sich um Kaolinit handeln. Durch den Einfluss von Stauwasser wurde

Kalifeldspat unter Abtransport von Kalium (Reduzierung der Kaliumkonzentration sowohl in Bohrkern 8 als auch in Bohrkern 17 im Bereich der weißen Einsprenglinge zu erkennen) zum Tonmineral Kaolinit verwittert (vgl. Abb 26). Der konstante pH-Wert in diesem Bereich unterstützt diese These, aber eine Analyse auf die leichten Elemente Silizium und Aluminium könnten diese These stärken.

Mit zunehmender Teufe entwickeln beide Bohrkern Stauwassereinflusshorizonte. Zunehmender Skelettgehalt vor dem Horizont, Farbumschwünge vom Braunen ins Rötliche, sowie vermehrt auftretende Eisen- und Mangankonkretionen, welche vom reduzierenden Milieu geprägt sind, sind ebenfalls in beiden Kernen vorzufinden. In diesen Bereichen sind beide Bohrkern arm an Eisen und Kalium. Unter dem Stauwasserhorizont färben sich beide



Kerne weiter ins Orange bis hin ins Intensivrote. Ursache dafür ist wahrscheinlich das schon durch organoleptische Untersuchungen vermutete Eisenmineral Lepidokrokit (vgl. Abb. 24), sowie Hämatit. Hohe Eisengehalte in diesem Bereich unterstützen diese These. Der hohe Skelettgehalt deutet auf erhöhte Fließgeschwindigkeiten bei alluvialer Ablagerung und somit auf ein humides Klima hin. Die darunter liegende, rötliche Schicht, welche stark vom Eisenmineral Hämatit geprägt ist, stammt hingegen aus einem ariden oder wechsellückigen Klima. Zusammen mit der Kaolinit-Bildung, welche ebenfalls auf einen Klimawechsel hindeutet (vgl. Abb 25), lässt darauf schließen, dass dieser Bereich beider Kerne wahrscheinlich im Pleistozän gebildet wurde, welches durch häufigen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten geprägt ist.

Abbildung 26: Umbildung von Tonmineralen, verändert  
nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010)

Die basischen pH-Werte beider Bohrkern (vgl. Abb. 24 & Anhang G) sind typisch für Karstgebiete des mediterranen Raumes. Die leicht erhöhten pH-Werte im oberen Bereich beider Bohrungen könnten durch eine nach unten geschwemmte Kalkdüngung der Felder verursacht worden sein. Der erhöhte Kalziumgehalt der obersten Schicht aus der Röntgenfluoreszenzanalyse von Bohrkern 8 unterstützt diese These. Starke Sprünge der pH-Werte im unteren Bereich der Bohrungen bekräftigen die Vermutung, dass Stauwasserhorizonte existierten, in denen  $H^+$ -Ionen umgelagert wurden.

## **8. Diskussion**

Das Gebiet um Zafarraya kann nach der Definition von GOUDIE (2004) als ein „strukturelles Polje“ eingeordnet werden. Das Hauptmerkmal des Zafarraya-Poljes ist, dass seine Bildung auf ein komplexes Störungssystem zurück geht, welches im Jahre 2000 ausführlich von REICHERTER et al. untersucht wurde. Dieses Störungssystem formte wiederum die Zafarraya-Depression. Weiteres Merkmal des Poljes nach GOUDIE (2004) sind die tonreichen Sedimente der Beckenfüllung, welche sehr kompakt gelagert sind und damit als Stauhorizont fungieren. Die endorheische Entwässerung erfolgt in dem Zafarraya-Polje über natürliche und anthropogen angelegte Flusssysteme, welche in unterirdische Entwässerungssysteme, sogenannte Ponore münden. Anzunehmen ist, dass sich das Polje in einer durch Faltung entstandenen Synklinale befindet, welches durch eine steile Abschiebung an der Zafarraya-Störung, nördlich der Antiklinale, verstärkt wird. Das Hangende bewegt sich in Richtung Norden, wodurch es zu einer Überschiebung kommt. Dies könnte die oberflächlich nahen tertiären Mergelkalke erklären.

Die gesammelten Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse und der magnetischen Suszeptibilität zeigen, dass das Polje von einer auf mehreren Faktoren beruhenden Bodenbildung geprägt wurde. Die Bohrprofile 8 und 17, sowie Profile aus Forschungsarbeiten von SCHRAMM (2010) und BAUMERT (2010), zeigen, dass die Deckschicht der Poljenoberfläche aus einem rezenten, schwach pseudovergleyten Cambisol (FAO: Cambisol – Stagnic Luvisol) aus Kolluvium besteht. Merkmale für diesen Bodentyp sind Verbraunung, Verlehmung und eine leichte Marmorierung des Bodens.

Unter der Deckschicht folgen tonreichere und kompaktere Lockersedimentschichten. Die sogenannte Terra fusca deutet auf einen Paläoboden hin. Dieser Bodentyp entsteht durch die Lösung des unterlagernden Karbonatgesteins. Carbonate werden in Lösung gebracht und abgeführt, wodurch unlösliche Teile, meist Tonminerale, übrig bleiben. Die Färbung geht in den meisten Fällen auf eine Verbraunung, also eine Freisetzung des in Carbonaten und Silikaten gebundenen Eisens, welches anschließend oxidiert wird, zurück. Unter heutigen Klimaverhältnissen kann die Bildung von Terra fusca nicht mehr stattfinden, so dass derartige Böden als Paläoböden des Tertiärs bis Altpleistozäns angesehen werden.

Auf die Terra fusca folgt bei beiden untersuchten Bohrkernen ein weiterer Paläoboden, ein Terra rossa, der ebenso wie der Terra fusca laut der europäischen Bodenkunde zu den Terra calcic zählt. Dieser Boden sticht mit seiner intensivroten Farbe heraus, was auf den hohen Gehalt des Eisenoxids Hämatit zurückzuführen ist.



Da es sich bei den Terra calcis um Residualböden handelt und die Entkalkung als einziger pedogenetischer Prozess anzusehen ist, lassen sich zwei Theorien zur Bildung der verschiedenen Bodentypen aufstellen.

Terra calcis kann sich nur unter tropischen Bedingungen in semihumiden Klimabereichen bilden. Zuletzt lagen diese Klimaverhältnisse im Untersuchungsgebiet um Zafarraya im Tertiär oder dem Jungpleistozän vor. Erst OSL-Datierungen nach KEHL (2011) bestätigen die Vermutung, dass die angebohrten Schichten aus diesem Zeitalter stammen. Im Pleistozän unterlag das Gebiet hingegen meist periglazialen Einfluss, was dafür spricht, dass Terra calcis Material von den Hängen oder durch fluviatile Prozesse akkumuliert wurde. Dementsprechend wären die Eisenminerale Hämatit und Goethit äolisch und fluviatil angereichert worden und hätten sich nicht autochthon gebildet. Residuale Tonanreicherung und Tonmineralneubildung stehen sich unter diesen Bedingungen gegenüber. Aufgrund dieser vorherrschenden Verhältnisse lässt sich anhand der vorliegenden Daten keine genaue Datierung vornehmen.

Einzig die deutliche Abgrenzung von Terra fusca zu Terra rossa ist auf eine einschneidende Klimaveränderung zurückzuführen.

Durch eine Klimaerwärmung, wie sie zum Beispiel ab der Pleistozän/Holozän-Grenze der Fall war, wäre es möglich, dass weniger Eisenminerale akkumuliert und zu Hämatit oxidiert wurden.

Eine Bildung von Terra fusca durch weitere Reduktion von Eisenmineralien der Terra rossa ist hingegen unwahrscheinlich, da die in dem Polje vorliegende Terra fusca keine sichtbare Rot- bzw. Orangefärbung aufweist. Bereits geringste Konzentrationen an Hämatit würden eine Farbänderung mit sich bringen.

Der gelegentlich auftretende Skelettanteil, welcher in beiden Bohrkernen vorzufinden ist, ist wahrscheinlich auf den Einfluss des nahegelegenen Flusses „Arroyo de la Madre“ zurück zu führen. Wahrscheinlich ist, dass sich der Fluss in Warmphasen eingeschnitten hat und sich eine komplexe Mäandrierung ausbildete. Mit diesen Ereignissen wurden Flusssedimente akkumuliert, welche nach einer erneuten Änderung des Flusslaufes von tonreichen Sedimenten überlagert wurden. Ein hoher Karbonatgehalt in diesen Lagen unterstützt diese These. Er ist vermutlich das Resultat der Ausfällung von Kalziumkarbonaten aus dem Fluss. Weitere Paläoklimabedingungen wie Löss- oder Moränenablagerungen waren im Gebiet des Zafarraya-Poljes nicht ausfindig zu machen.

## **9. Fazit**

Bei dem untersuchten Gebiet um Zafarraya handelt es sich nach GOUDIE (2004) eindeutig um ein Polje, welches aufgrund der bildungsbeeinflussenden Zafarraya-Störung als „strukturelles Polje“ gekennzeichnet werden kann.

Um Rückschlüsse auf das Paläoklima zu zu lassen, ist das Gebiet dementsprechend durchweg geeignet, sollte allerdings mit anderen Methoden behandelt werden. Die Rammkernsondierung konnte zwar durchweg positive Ergebnisse erzielen, dient allerdings bei Schichtmächtigkeiten, wie sie in dem Zafarraya-Polje vorzufinden sind, nicht als zuverlässige Rekonstruktionsmethode.

Genauere Altersbestimmungen mittels  $C^{14}$ -Isotopenverhältnis sowie OSL-Datierung sind für gezielte Rückschlüsse auf das Paläoklima nicht zu umgehen. Die gefundenen, vermutlich anthropogenen, Tonbrände in einer Teufe von 7,61m – 7,65m von Bohrung 17, sowie die immer wieder auftretenden Kohlefragmente im Kern könnten weitere Fortschritte hinsichtlich einer Klimarekonstruktion mit sich bringen.

Zur Vervollständigung und Überprüfung der in diese Arbeit ausgewerteten Daten empfehlen sich weitere Explorationsmethoden, wie beispielsweise die Geoelektrik oder das Georadar, um die gesammelten Daten mit den Daten dieser Methoden zu korrelieren.

## **10. Danksagungen**

Mein besonderer Dank gilt Herrn Professor Dr. Klaus Reicherter und Herrn Dr. Martin Kehl für die Verwirklichung der Geländekampagne in Südspanien 2010, sowie der anschließenden Betreuung meiner Bachelorarbeit.

Weiterhin möchte ich mich bei Nicole Höbig für die vielseitige und tatkräftige Unterstützung im Labor bedanken.

Ebenfalls danke ich Benedikt Ziegler für die durchweg positive sowie kooperative Laborarbeit in Köln und die Bereitstellung vielseitiger Informationsquellen.

Ich möchte mich des Weiteren bei Marianne Dohms für die Bereitstellung und Datenaufbereitung der Röntgenfluoreszenzanalyse bedanken.

Der kompletten Spanien-Gruppe danke ich für schöne, ereignisreiche Tage im Gelände und auf über 3400 Autobahnkilometern.

Und nicht zuletzt geht ein großer Dank an meine Familie und meine Freundin Anna für den Beistand und die moralische Unterstützung.

## **11. Literaturverzeichnis**

- AZANÓN, J. M., J. GALINDO-ZALDÍVAR, V. GARCÍA-DUENAS, & A. JABALOY (2002): „Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. In “The Geology of Spain”, W. Gibbons & T. Moreno, - London: The Geological Society,
- BARRON, V., TORRENT, S. (1986): Use of Kubelka Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour.- Soil Science, 37: 499-510.
- BAUMERT, H. (2010): Sedimentologische Untersuchungen am Schwemmfächer von El Almendral (Südspanien)
- BLUME, H.-P. (2010): „Bodenentwicklung und Bodensystematik“ , Lehrbuch der Bodenkunde (Scheffer & Schachtschabel),
- CIA: CIA World Factbook (2010): SPAIN, 27.07.2010,  
<https://www.cia.gov/library/publications/the-world-factbook/geos/sp.html>
- DEGNER, R. (2009): pH-Messung: Der Leitfaden für Praktiker. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim
- DEWEY, J.F., M.L. HELMAN, E. TURCO, D.H.W. HUTTON & S.D. KNOTT (1998): „Kinematics of the western Mediterranean“, In Alpine tectonics, von M. Coward, D.
- DIETRICH, D. & R.G. PARK, (1989 ): 45:65-283. London: Geological Society, London, Special Publications,
- DIN 18196: 2006-06 (2006): Bodenklassifikation. Deutsches Institut für Normung e.V,
- DIN ISO 10390 (2005): 2005; Bodenbeschaffenheit - Bestimmung des pH-Wertes.  
Normenausschuß Wasserwesen (NAW) im Deutschen Institut für Normung e.V,
- ELORZA, J. J., V. GARCÍA DUEÑA, J. M. GONZÁLEZ DONOSA, L. MARTÍN GARCÍA, J. MATAS GONZÁLEZ (1978): „Geologische Karte von Zafarraya“, Geologische und Mineralogisches Institut von Spanien,

- ENGELER C.G. & O.J. SIMON (1969): "Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structure. – Geol. & Mijnb", Amsterdam,
- FISCHER (2009): Fischer Weltatmanach 2009, Fischer Taschenbuch Verlag,
- FÜCHTBAUER, H. & H. GOLDSCHMIDT (1965): „Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite“, Geologische Rundschau, 55, 29-40, Stuttgart,
- GALINDO-ZALDÍVAR, A.J. GIL, M.J. BORQUE, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, A. JABALOYA, C. MARÍN-LECHADOC, P. RUANO, C. SANZ DE GALDEANOD (2003): „ Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain), Journal of Geodynamics, 36,
- GAMS, I. (1978): „The polje: The problem of definition (definition)“, Zeitschrift der Geomorphologie, 22:170-1811, 1978
- GOUDIE, A. S. (2004): „Encyclopedia of Geomorphology“, Volume 2 J-Z. London: Routledge,
- GÜNZLER, T. F.( 2003): "Element-specific X-ray Fluorescence Microtomography“,
- HOLLEMANN, A.F., E. WIBERG & N. WIBERG (1985): „Lehrbuch der anorganischen Chemie“, Berlin, Walter De Gruyter,
- KEHL, M. (2010): Anleitung zur makroskopischen Beschreibung von Bohrkernen im Gelände.- Köln
- LONERGAN, L., J.P. PLATT, & L. GALLAHER (1994): „The Internal/External Zone Boundary in the Eastern Betic Cordillera“, Journal of Structural Geology, 16: 175-188,
- LÓPEZ-CHICANO M., M.L. CALVACHE, W. MARTÍN-ROSALES, J. GISBERT (2002): "Conditioning factors in flooding of karstic poljes - the case of the Zafarraya polje (South Spain)", Elsevier Science B.V.,
- MORALES, J., I. SERRANO, F. VIDAL & F. TORCAL (2010): „The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain).“ Geophysical Research Letters, 24: 3289-3292, 1997

- PANSU, M. UND GAUTHEYROU, J. (2003): Handbook of Soil Analysis, Mineralogical, Organic and Inorganic Methods. Springer, Berlin, Heidelberg, New York
- PLATT, J.P. & R.L.M VISSERS (1989): „Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc“, *Geology*, 17:540 – 543,
- RAFAEL Y. R. (2005): „Axarquía, El Medio Natural“ Gráficas San Pancraccio, S.L. – Málaga, 84-689-5147-1,
- REICHERTER, K.R. (1994): „The Mesozoic tectono-sedimentary Evolution of the central Betic Seaway (External Betic Cordillera, southern Spain)“, *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, 20:265pp.,
- REICHERTER, K.R, A. JABALOY, J. GALINDO-ZALDÍVAR, P. RUANO, P. BECKER-HEIDMANN, J. MORALES, S. REISS, F. GONZ\_ LEZ-LODEIRO. (2003): „Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S-Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake“, *International Journal of Earth Sciences*, 92:912–922,
- REICHERTER, K.R. & G. PETERS (2005): „Neotectonic evolution of the Central Betic Cordilleras (Southern Spain)“, *Tectonophysics*, 405:191–212,
- ROSSLÄNDER, H. (1997): Veränderung von Böden durch anthropogene Einflüsse, Deutsches Institut für Fernstudienforschung, Springer, Berlin, Heidelberg, New York
- SCHEER, R.: „Röntgenfluoreszenzanalyse an dünnen Schichten (RFA)“, Prinzip der Röntgenfluoreszenzanalyse, [http://www.helmholtzberlin.de/forschung/enma/technologie/charakterisierung/rfa\\_de.html](http://www.helmholtzberlin.de/forschung/enma/technologie/charakterisierung/rfa_de.html), Zugriff am 02.02.2011
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde - 15. Auflage.- Spektrum, Heidelberg.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2010): Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel- Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.M., Welp, G. (Hrsg.), Lehrbuch der Bodenkunde, 16. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- SCHRAMM, M. (2010): Geochemische Signaturen oberflächennaher Sedimente des Zafarraya-Poljes

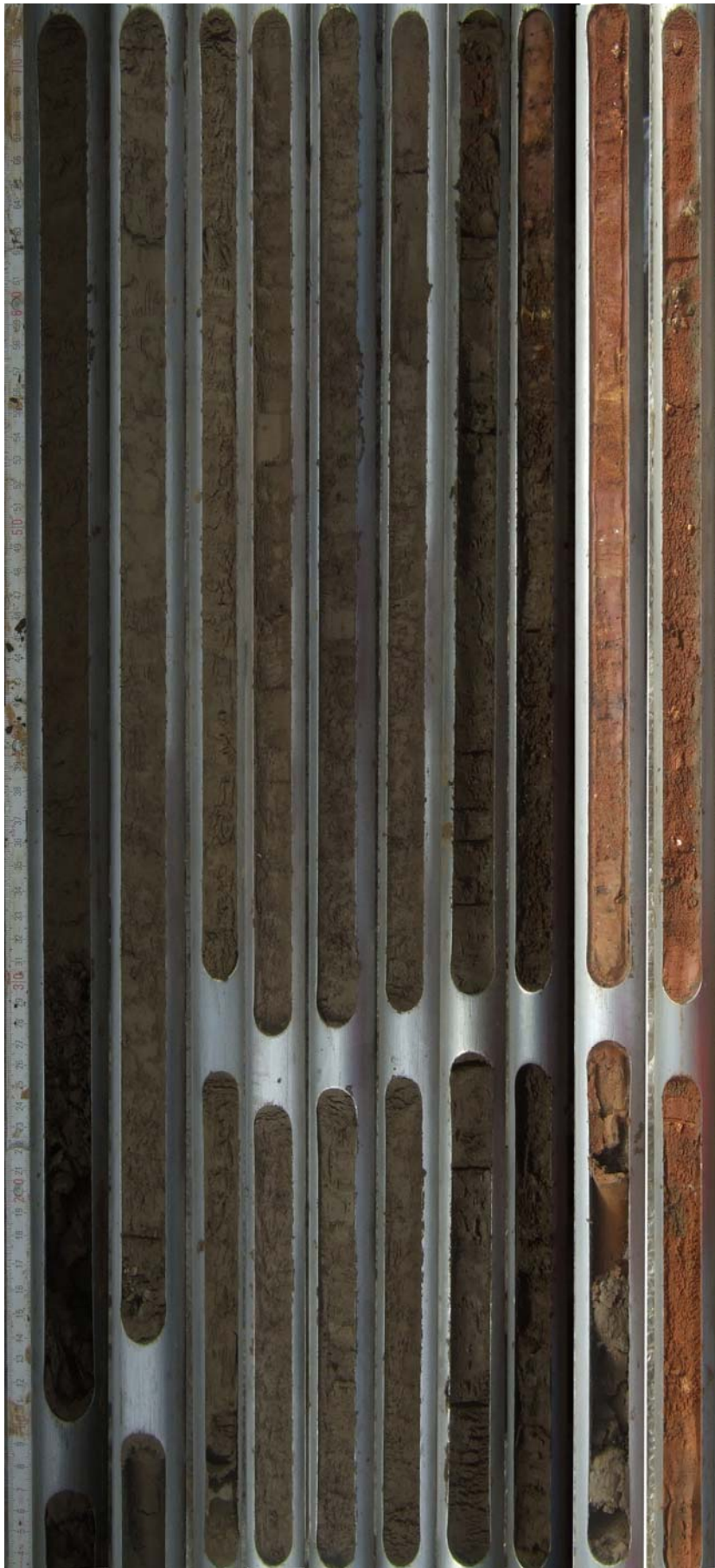
- SCHWERTMANN, U. (1966): The inhibiting effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous hydroxide to goethite.- Nature, 212: 645-646.
- SCHULTZ, J. (2000): Handbuch der Ökozonen, Verlag Eugen Ulmer GmbH, Stuttgart,
- SFB 806: <http://www.sfb806.uni-koeln.de> (Zugriff: 19.02.2011).
- THOMPSON, R. & F. OLDFIELD (1986): "Environmental magnetism." London,
- TURNER, S.P., J.P. PLATT, R.M.M. GEORGE, S.P. KELLEY, D.G. PEARSON & G.M. NOWELL (1999): „Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain“ Journal of Petrology , 40,6:1011-1036,
- WALTER, H. & S.-W. BRECKLE (1999): „Vegetation und Klimazonen“ - 7.Auflage. Stuttgart: Verlag Eugen Ulmer,
- WINKLMAIR, D. (2009): „Röntgenspektrometrie“, 3.1.1 Charakteristische Röntgenstrahlung,

12. Anhang

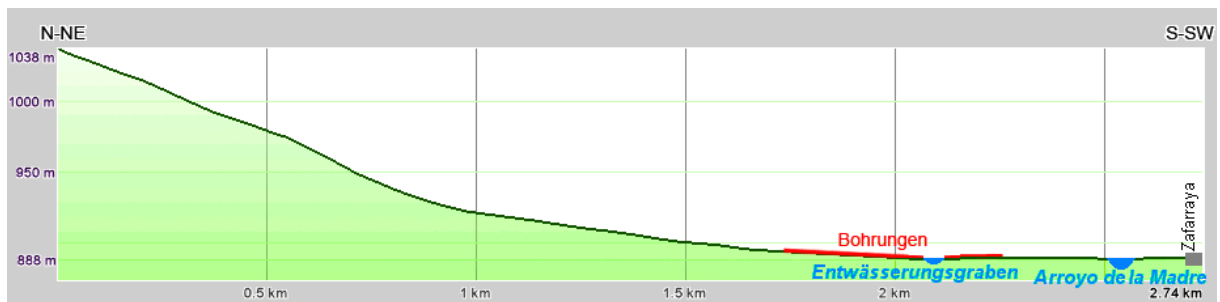


Anhang A: Foto der einzelnen Bohrmeter der Bohrung 8





Anhang B: Foto der einzelnen Bohrmeter der Bohrung 17



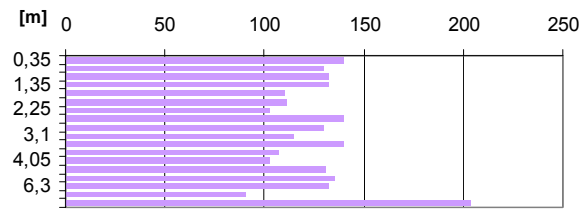
Anhang C: Überhöhter Profilschnitt von der Region um das Zafarraya-Polje, nach GOOGLE EARTH (2010)

Datum	Bohrkern	Rechtswert	Hochwert	Nutzung	Höhe					
17.03.2010	8	W 004.6287	N 36.98771	Ackerbrache	892m					
Lage	Grenze	Übergang	Farbe	Fleckung	Feuchte	Skelett	Carbonat	Lagerung	Konzentration	Bemerkungen
1	0,5			S,F	fe	0	nur OF	hoch	Mn	30 cm Verlust, humos
2	2			W,SF	fe	1	0	hoch	Mn,Fe	
3	2,29			W,SF	fe	0	0	hoch	Mn,Fe	
4	3,00 +2		rostfarben	M,SF-F	fe	0	0	hoch	Mn,Fe	
5	3,07		grünl./braun	M,	fe	0	0	hoch	Mn,Fe	Marmorierung (Bleich
6	3,20 / 400 +8		braun	W,SF	fe	0	0	hoch	Mn,Fe	Marmorierung (Bleich
7	4,28	Di	raungescheid	M,SF-F	fe	0-1	0	mittel		Verschleppt?
8	4,48	Di	rötlich	W,SF	fe	0-1	0	hoch		
9	4,685	Di	rot	W,SF	fe	0-1	0	hoch		
10	4,9	De	rötlich	W,SF	fe	0-1	0	hoch		
11	5		braun	K	fe	0	0	hoch		
12	5,39	Di	rötlich	S,SF	fe	0-1	0	hoch		Verschleppt?
13	5,78	Di	rötlich	S,SF	fe	2	0	mittel-hoch		
14	6,03	Di	rötlich	S,SF	fe	2	0	hoch		
15	6,3	Di	rötlich	S,SF	fe	1	0	mittel	Mn,Fe	Marmoriert? Wenn ja,
16	6,75	Di/A	braun	W,SF	fe	1	0	mittel-hoch	Mn,Fe	
17	6,96		braun	M,F	fe	4-5	0	hoch	(viel),Fe Lepidokr	sehr große MN Fleck
18	7,02		rot	M,MG	fe	1	0	sehr hoch	Mn,Fe	
19	7,38		nicht beprobt							Verschleppung!
20	7,62	Di	rot	M,MG	fe	1-2	0	sehr hoch		
21	8,03		rot	V,F-MG	fe	2 größer	0	sehr hoch	Mn (viel)	große Mn Konkretion
22	8,3		nicht beprobt							Verschleppt
23	8,49	Di	rot	M,F-MG	fe	3	0	sehr hoch	epidokrokit), Mn	nicht beprobt
24	8,76	Di	rot	M,F-MG	fe	3	0	sehr hoch	epidokrokit), Mn	nicht beprobt
25	9,02	Di	rot	M,F-MG	fe	5	0	sehr hoch	epidokrokit), Mn	nicht beprobt

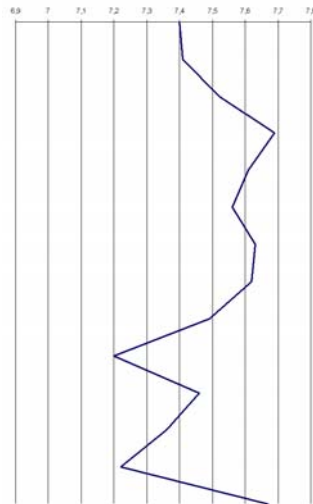
Anhang D: Tabelle des Bohrkerns 8



## Magnetische Suszeptibilität

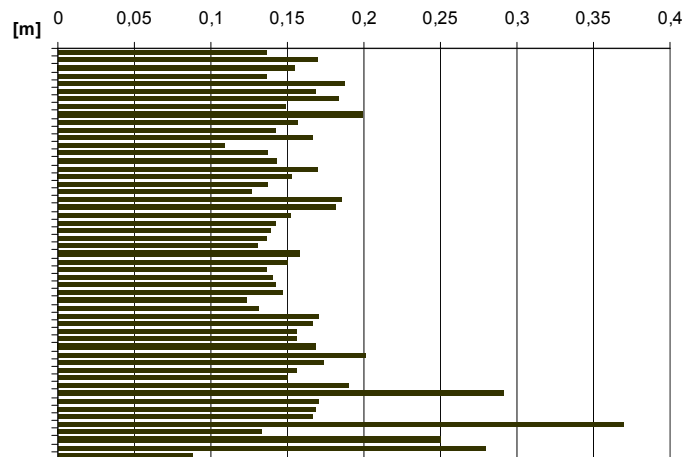


Anhang F: Magnetische Suszeptibilität von Bohrkern 8



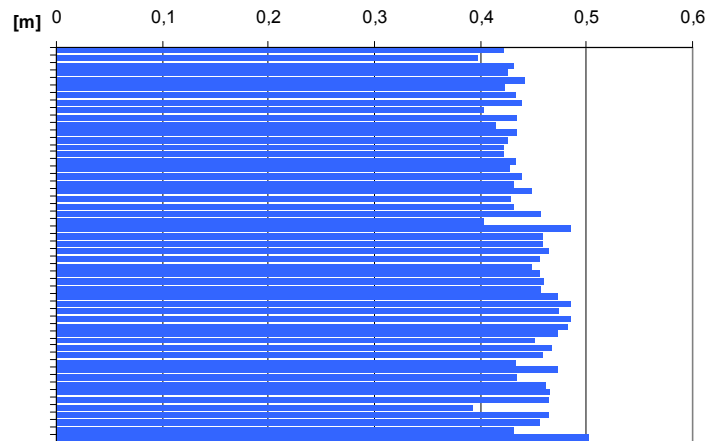
Anhang G: pH-Wert von Bohrung 8 über die Teufe

## B8 Mangan in %



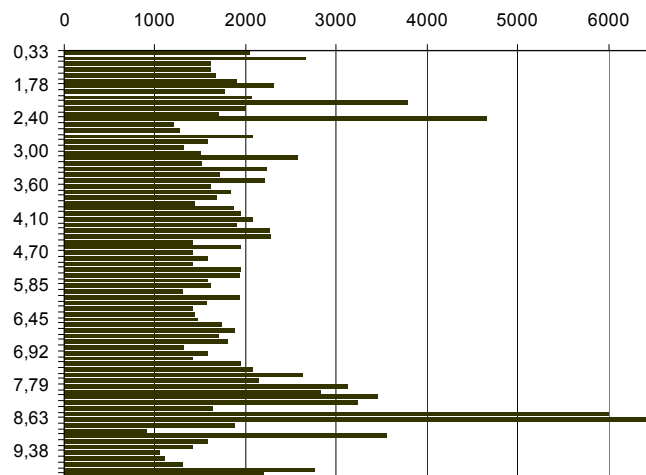
Anhang H: Mangankonzentration von Bohrkern 8 über die Teufe

### B8 Titan in %



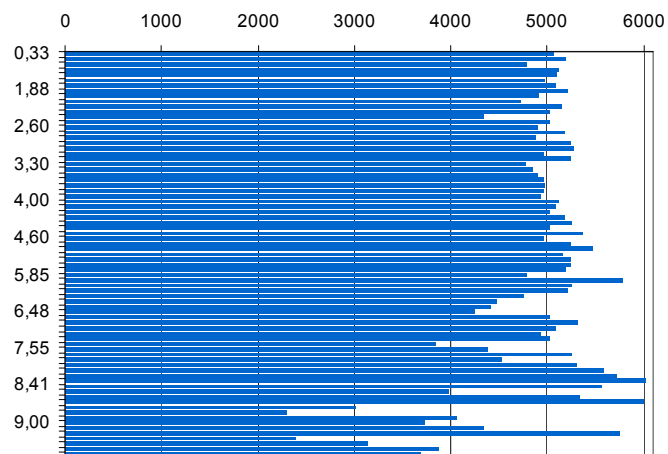
Anhang I: Titankonzentration von Bohrkern 6 über die Teufe

### B17 Mangan in ppm



Anhang K: Mangankonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe

### B17 Titan in ppm



Anhang L: Titankonzentration von Bohrkern 17 über die Teufe