



Dissertation zur Erlangung des  
naturwissenschaftlichen Doktorgrades der  
Bayerischen Julius-Maximilians-Universität  
Würzburg

Geomorphologisch-sedimentologische  
und satellitenbildbasierte Analyse der  
Einflüsse auf die  
Landschaftsentwicklung im  
Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo  
(Río Turón), Provinz Málaga, Spanien.

vorgelegt von  
Angela Tintrup gen. Suntrup

Würzburg 2010

Eingereicht am 30. Juni 2010

1. Gutachter: Prof. Dr. Roland Baumhauer - Universität Würzburg -

2. Gutachterin: Prof. Dr. Barbara Sponholz - Universität Würzburg -

Für meine Grossmutter

Johanna Krebs

Für meine Eltern

Wilhelm und Hanne Suntrup

## **Erklärung**

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die Dissertation selbständig angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Würzburg, den 30 Juni 2010

Unterschrift

# Dank

Für die Betreuung der Arbeit und für seine Unterstützung im Gelände möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Roland Baumhauer, Würzburg, sehr herzlich bedanken. Auch für das Vertrauen, das er mir in den vergangenen Jahren entgegenbrachte und mir entgegenbringt geht an ihn mein besonderer Dank.

Frau Prof. (apl.) Dr. Barbara Sponholz, Würzburg, danke ich nachdrücklich und herzlich für die Übernahme des Zweitgutachtens.

An dieser Stelle sei ausserdem besonders Frau Prof. Dr. Brigitta Schütt, Berlin, gedankt. Sie hat mich -vor langer Zeit, aber massgeblich - mit auf meinen beruflichen Weg gebracht.

Für die Unterstützung oder Mitwirkung bei meiner Arbeit gilt folgenden Personen mein ausdrücklicher Dank:

Bedanken möchte ich mich für die Unterstützung im Gelände bei Jofi Fischer, Dr. Jens Brauneck und Ulrike Brauneck. Für die Mitwirkung bei der Bearbeitung der Satellitenbilder bei Philipp Konrad, Jan-Philipp Grett. Bei Valentin Aich für die Jonglage mit den Rohdaten der meteorologischen Stationen. Bei Herrn Prof. Dr. Stefan Dech (DLR-DFD) für die Bereitstellung des SRTM-Höhenmodells. Bei Herrn Prof. (apl.) Dr. Ulrich Schüßler und Frau Dr. Helene Brätz für die Möglichkeit zur Durchführung der RFA- und LA-ICP-Analysen. Bei Günter Moritz für das In-Schwung-halten der Geländeausrüstung. Bei Inka Wilhelm für das praktische und offene Ohr. Bei meinen Kollegen, die eine unruhige Kollegin nehmen wie sie ist.

Bei Herrn Francisco Ortiz Lozano für die interessante und ausführliche Einführung per Wort und Schrift in die Historie eines andalusischen Dorfes und seiner ganzen Region. Gracias a sus informaciones detalladas de la historia del Valle de Ardales pude completar mi perspectiva geográfica.

Un millón de gracias de todo corazón a Pepe Villalba Ramírez. Todo comenzó con la segunda fanta limón y un cuenco de frutos secos. Besos y abrazos a Domingo y Villi para la franca cordialidad y la incorporación en la alegre puebla de Ardales. La amistad no conoce distancias.

Particularmente, gracias a Angéla y Michel para hacer sentirme como en mi casa. Ihr habt nicht nur meiner Arbeit ein Zuhause gegeben.

Meinen Eltern, meiner Grossmutter, meinen Brüdern und meine Freunden danke ich besonders herzlich. Sie fingen mich auf und hielten mich liebevoll und immer hilfreich auf dem Boden menschlicher Tatsachen.

„Duende del Sur“  
(Chambao - Con Otro Aire 2007)

Ay duende del sur  
Ay ay del sur,  
Que tu eres un ser mágico,  
Con tu mirada todo es mejor  
Andando despacito  
Mí cabeza vuela con vos  
Sintiéndote al pasar  
Dejándome llevar  
Crece en mí interior  
Hacia un lugar mejor  
Ay duende del sur

Caminando por la calle yo te ví  
Y un día me enamoré de tí.

Que suerte que te cruzaras por mí camino  
Señales, encuentros, caprichos del destino  
Olvidando lo demás  
Aprendiendo a caminar  
Crece en mí interior  
Hacia un lugar mejor  
Ay duende del sur.

Caminando por la calle yo te ví  
Y un día me enamoré de tí.  
Esperando al borde del río  
pa' comerte el corazón  
Donde te lleva la corriente  
Quédate conmigo pa' siempre  
Ay duende del sur.

Caminando por la calle yo te ví  
Y un día me enamoré de tí.

---

<b>Inhalt</b>	
<b>Abbildungen</b>	<b>V</b>
<b>Tabellen</b>	<b>IX</b>
<b>Dank</b>	
<b>1 Einleitung 1</b>	
<b>2 Theoretischer Hintergrund und Literaturübersicht</b>	<b>3</b>
2.1. Desertifikation und Degradation im mediterranen Raum	3
2.1.1 Allgemeine Betrachtung	3
2.1.2. Modelle zur Erfassung von Abtrags- und Akkumulationsprozessen	4
2.1.3. Die Bedeutung des Klimas im mediterranen Raum	5
2.1.3.1. Morphologische Wirksamkeit des Klimas	7
2.1.4. Interaktion Vegetation und Boden	8
2.1.5. Fernerkundung als Methodik zur Erfassung von Vegetationsbedeckung und Landnutzungswandel	9
2.1.6. Der Süden Spaniens im Fokus der Degradationsforschung	11
2.1.7. Sedimente als Indikatoren für Veränderungen von Klima- und Umweltbedingungen	13
2.1.7.1. Sedimentäre Strukturen	13
2.1.7.2. Mineralogie	14
2.1.7.3. Carbonate	14
2.1.7.4. Chemie der Sedimente	14
<b>3 Geographische Situation</b>	<b>19</b>
3.1. Lage des Untersuchungsgebietes	19
3.2. Historische Betrachtung der Region Ardales	20
3.3. Der Stauseekomplex Embalse del Guadalhorce-Guadalteba	30
3.4. Geologie und Paläogeographie	33
3.4.1. Übersicht	33
3.4.2. Betsche Kordilleren	36
3.4.2.1. Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo	40
3.5 Geomorphologie	41
3.6. Hydrogeographie	42
3.7. Böden	45
3.8. Vegetation	48
3.8.1. Die Vegetation im mediterranen Raum	48
3.8.2. Vegetation in der Region Guadalteba-Guadalhorce	49
3.9. Klima	51
3.9.1. globaler Kontext	51
3.9.2. klimatische Großregionen der Iberischen Halbinsel	51
3.9.3. Typische Zirkulationstypen u. Grosswetterlagen der Iberischen Halbinsel	54
3.9.3.1. zyklonal beeinflusste Wetterlagen	54
3.9.3.2. antizyklonal beeinflusste Wetterlagen	60
3.9.3.3. Häufigkeit der Zirkulationstypen und regionale	

---

---

und jahreszeitliche Variabilität der Niederschläge	62
3.9.3.4. Charakterisierung des Untersuchungsraumes	62

## **4 Material und Methoden 65**

4.1. Satellitenbilddaten	65
4.1.1. Kombination der Landbedeckungsklassifizierungen zur Analyse der Landbedeckungsveränderungen	66
4.1.1.1. Methodischer Hintergrund	69
4.1.1.2. radiometrische Korrektur der Satellitenbilder	73
4.2. Morphometrische Charakterisierung des UG	74
4.2.1. methodischer Hintergrund	74
4.2.1.1. Qualität Digitaler Geländemodelle	77
4.3. Analyse der Niederschlagsdaten	81
4.3.1. Größenfrequenzanalyse	81
4.3.1.1. methodischer Hintergrund	82
4.3.2. Starkniederschlagsereignisse	82
4.3.3. räumliche Interpolation	82
4.4. Geländearbeiten	83
4.4.1. Entnahme des Bohrkerns und Vorbereitung der Proben	83
4.5. Labor	84
4.5.1. Physikalische Methoden	84
4.5.1.1. Bestimmung der Korngröße	84
4.5.2. Geochemische Methoden	84
4.5.3. RFA: Röntgenfluoreszenzanalyse	84
4.5.3.1. Schmelztabletten	85
4.5.4. LA-ICPMS: Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry	85
4.5.5. LOI: Loss on Ignition	86

## **5 Darstellung der Ergebnisse 87**

5.1. Landbedeckungsklassifizierung	87
5.1.1. Landbedeckung 1976	87
5.1.1.1. Einzugsgebiet des Río Guadalhorce	88
5.1.1.2. Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo	89
5.1.2. Landbedeckung 1989	91
5.1.2.1. Einzugsgebiet Río Guadalhorce	91
5.1.2.1. Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo	95
5.1.3. Landbedeckung 2002	97
5.1.3.1. Einzugsgebiet des Rio Guadalhorce	97
5.1.3.2. Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo	100
5.1.4. Wechsel der Landbedeckung 1976 zu 1989	101
5.1.5. Wechsel der Landbedeckung 1989 zu 2002	104
5.1.5.1. Einzugsgebiet Rio Guadalhorce	104
5.1.5.2. Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo	106
5.1.6. Landbedeckungswechsel und Hangneigungen 1976-1989	109

---

---

5.1.7.Landbedeckungswechsel und Hangneigungen 1989-2002	111
5.2 Morphometrie	113
5.2.1. Hangneigungen	113
5.2.2. Wölbungstendenzen	114
5.3. Analyse der Niederschlagsdaten	116
5.3.1. räumliche Interpolation	116
5.3.2. Größenfrequenzanalyse	122
5.3.4. Starkniederschläge	127
5.4. Labor	133
5.4.1. Physikalische Methoden	133
5.4.1.1.Sedimentäre Strukturen	133
5.4.1.2. Korngrößen	134
5.4.2. Geochemische Methoden	135
5.4.2.1. Röntgenfluoreszenz und LA-ICP	135
5.4.2.2. LOI: Loss on Ignition	137
<b>6 Synthese und Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>141</b>
6.1. Landbedeckungswechsel in Abhängigkeit von Hangneigungen	141
6.1.1. 1976 - 1989	141
6.1.2. 1989 - 2002	142
6.1.3. Schwierigkeiten	144
6.1.4. Zusammenfassung	145
6.2. Niederschlagsanalysen	146
6.2.1. räumliche Interpolation	147
6.2.2. Starkniederschlagsereignisse	149
6.2.3. Größenfrequenzanalyse	150
6.2.4. Zusammenfassung	151
6.3 Sedimentäre Strukturen	152
<b>7 Fazit und Aussicht</b>	<b>155</b>
7.1. Fazit	155
7.2. Ausblick	156
<b>8 Zusammenfassung</b>	<b>159</b>
<b>9 Literatur</b>	<b>161</b>
<b>10 Anhang</b>	<b>177</b>
10.1 Karten	177

---

---

## Abbildungen

- Abb. 3-1:** Lage des Untersuchungsgebietes in Südspanien (eigene Erstellung) **19**
- Abb. 3-2:** Die Region Ardales am Zusammenfluss des Río Guadalteba, Río Turón u. Río Guadalhorce. (eigene Erstellung nach einer Skizze v. ORTIZ LOZANO 2006, pers. Gespräch) **21**
- Abb. 3-3:** Negativhand (*mano negative*) in der *Cueva de Ardales* (Canatlejo Duarte 2004) **21**
- Abb. 3-4:** „Amphore von Alcaparraín“ aus der *Cueva del Ánfora* (ORTIZ LOZANO 2005) **22**
- Abb. 3-5:** Handgetreidemühlen von der *Peña de Ardales* (ORTIZ LOZANO 2005) **22**
- Abb. 3-6:** Getreidesilos auf dem Gelände des heutigen *Cortijo Nuevo* (ORTIZ LOZANO 2005) **22**
- Abb. 3-7:** Kerngebiet (dunkel) und Einflussgebiet (hell) von Tartessos (verändert nach LÓPEZ DAVALILLO LARREA 2000) **23**
- Abb. 3-8:** Kerngebiete der Keltiberer, Iberer und Kelten im südlichen Teil der Iberischen Halbinsel (verändert nach LÓPEZ-DAVALILLO LARREA 2000) **24**
- Abb. 3-9:** Siutation prähistorischer, historischer u. aktueller Siedlungsplätze in der Region um Ardales (eigene Erstellung nach e. Skizze v. ORTIZ LOZANO 2005) **26**
- Abb. 3-10:** Die Region um das heutige Ardales zu Zeiten der Reconquista (eigene Erstellung nach e. Entwurf von Ortiz Lozano 2005) **27**
- Abb. 3-11:** : Die Region um Ardales: nach christl. Eroberung (eigene Erstellung nach e. Entwurf v. Ortiz Lozano 2006, pers. Gespräch) **28**
- Abb. 3-12:** Die Region nach dem Bau des Stausees Embalse Conde de Guadalhorce (eigene Erstellung nach e. Skizze v. Ortiz Lozano 2006, pers. Gespräch) **29**
- Abb. 3-13:** Die Region um Ardales nach Fertigstellung des Stauseekomplexes Guadalteba-Guadalhorce (eigene Erstellung nach e. Entwurf v. Ortiz Lozano 2006, pers. Gespräch) **30**
- Abb. 3-14:** Lage des Stauseekomplexes Guadalteba-Guadalhorce (verändert nach CONF. HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004) **30**
- Abb. 3-15:** Speichervolumen Stausee Conde de Guadalhorce: 10-jähriges Mittel gepunktet, 2008 schwarz, 2009 rot (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, [www.embalses.net](http://www.embalses.net)) **33**
- Abb. 3-16:** Speichervolumen der Stauseen Guadalteba-Guadalhorce: 10-jähriges Mittel gepunktet, 2008 schwarz, 2009 rot (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, [www.embalses.net](http://www.embalses.net)) **33**
- Abb. 3-17:** Übersicht über die geologischen Großeinheiten der Iberischen Halbinsel (verändert nach GUTIÉRREZ ELORZA 1994 , LÓPEZ ONTIVEROS 2003) **34**
- Abb. 3-18:** Rekonstruktion der Internen Zonen des Komplexes Rif-Betiden, regionale und lokale
- Abb. 3-19:** Kompressionsrichtungen (eigene Erstellung verändert nach LÓPEZ ONTIVEROS 2003) **35**
- Abb. 3-20:** Tektonische Großeinheiten der Betischen Kordillere u. angrenzender Gebiete (eigene Erstellung nach FONTBOTÉ U. ESTEVÉZ 1980 in GUTIÉRREZ ELORZA 1994) **36**
- Abb. 3-21:** mittlerer Abfluss des Río Turó in de Jahren 1995-1999, Station Ardales/Vivero Forestal (Daten INM Málaga) **44**
- Abb. 3-22:** Degradationstufen in mediterranen Pflanzengesellschaften (verändert nach MÜLLER-HOHENSTEIN 1991) **48**
- Abb. 3-23:** schematische Lage der ITCZ und der Polarfront (verändert nach FONT TULLOT 1988) **51**
- Abb. 3-24:** Klimatische Großregionen der Iberischen Halbinsel (verändert nach FONT TULLOT 1988) **52**
- Abb. 3-25:** Klimate der Iberischen Halbinsel nach Köppen & Geiger (verändert nach LAUTENSACH 194, INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL 1992) **53**
- Abb. 3-26:** zonale Einteilung der Iberischen Halbinsel nach Ariditätsgrad (verändert nach FONT TULLOT 1988) **54**
- Abb. 3-27:** Nordwetterlage (eigene Erstellung nach Angaben v. CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964) **56**
- Abb. 3-28:** Westwetterlage (eigene Erstellung nach Angaben von CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964) **56**
- Abb. 3-29:** Nordostwetterlage (eigene Erstellung nach Angaben v. CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964) **57**

- 
- Abb. 3-30:** Kaltlufttropfen (Levante-Typ) (eigene Erstellung nach Angaben von CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964) **58**
- Abb. 3-31:** Südwestwetterlage (eigene Erstellung nach CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964) **59**
- Abb. 3-32:** antizyklonaler Einfluss u. thermisches Tief über N-Afrika (eigene Erstellung nach Angaben v. CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964) **61**
- Abb. 3-33:** mittlere jährliche Temperaturen/Niederschläge in Andalusien (verändert nach Pita López 2003) **63**
- Abb. 4-34:** Kombinationswerte der Landbedeckungsklassifizierung der Jahre 1976 und 1989 **67**
- Abb. 4-35:** Kombinationswerte der Landbedeckungsklassifizierung der Jahre 1989 und 2002 **68**
- Abb. 4-36:** typische Reflexionsgrade für grüne Vegetation, unbedeckten trockenen Boden u. Wasser im Sichtbaren (VIS), nahen (nIR) und mittleren (mIR) Infrarot. Grau hinterlegt sind die Bandbreiten der Aufnahmekanäle (eig. Erstellung) **70**
- Abb. 4-37:** Blattpigmente, Zellstruktur u. Wassergehalt als bestimmende Faktoren für das Reflexionsverhalten v. Vegetation (verändert nach Rothfuß 1994) **71**
- Abb. 4-38:** charakteristisches Reflexionsverhalten von Böden. (A) gut entwickelter feintexturierter Boden mit hohem Gehalt an organischem Material, (B) wenig entwickelter Boden mit geringem Gehalt an organischer Substanz u. geringem Eisenoxidgehalt, (C) gut entwickelter Boden mit hohem Gehalt an organischer Substanz u. mittlerem Eisenoxidgehalt, (D) mittel bis grobtexturierter Boden mit hohem Gehalt an organischer Substanz u. geringem Eisenoxidgehalt, (E) feintexturierter Boden mit hohem Eisenoxidgehalt (BAUMGARDNER ET AL. 1985) **72**
- Abb. 4-39:** Energieverteilungsspektrum der Sonnenstrahlung vor u. nach d. Durchgang durch d. Atmosphäre (WEISCHET 1991) **73**
- Abb. 4-40:** Atmosphäreneffekte (RICHARDS ET AL. 2006) **74**
- Abb. 4-41:** Transfercharakteristik e. Fernerkundungssensors (RICHARDS ET AL. 2006) **74**
- Abb. 4-42:** Linien größten Abflusses (eig. Erstellung) **80**
- Abb. 4-43:** Kernlokalität im Mündungsbereich des Arroyo del Alforzo (eigene Erstellung). **83**
- Abb. 5-44:** Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Río Guadalhorce **88**
- Abb. 5-45:** Landbedeckungsanteile [km<sup>2</sup>] des Untersuchungsgebietes 1976 **89**
- Abb. 5-46:** Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Arroy del Alforzo 1976 **90**
- Abb. 5-47:** Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 1989. **91**
- Abb. 5-48:** Landbedeckung des Einzugsgebietes Arroyo del Alforzo 1989. **95**
- Abb. 5-49:** Klöassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 2002 **97**
- Abb. 5-50:** Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1989 und 2002 **100**
- Abb. 5-51:** Wechsel der Landbedeckungsklassen in den Jahren 1976 zu 1989 im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo **101**
- Abb. 5-52:** Wechsel der Landbedeckungsklassen in den Jahren 1989 zu 2002 im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo **104**
- Abb. 5-53:** Hangneigungsklassen im Zusammenhang mit den kombinierten Werten des Landbedeckungswandels 1976-1989. Die Werte geben den Landbedeckungswandel an, zu dem es am häufigsten innerhalb der hangneigungsklasse kam. **109**
- Abb. 5-54:** Hangneigungsklassen im Zusammenhang mit den kombinierten Werten des Landbedeckungswandels 1989-2002. Die Werte geben den Landbedeckungswandel an, zu dem es am häufigsten innerhalb der hangneigungsklasse kam. **111**
- Abb. 5-55:** Hangneigungen [Grad] im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo **114**
- Abb. 5-56:** komplexe Krümmungen und ihre Häufigkeiten im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo **115**
- Abb. 5-57:** Lage der meteorologischen Stationen (eigene Erstellung) **116**
- Abb. 5-58:** räumliche Interpolation (IDW) der Tagesniederschläge für Oktober, November, Januar, Februar **119**
- Abb. 5-59:** räumliche Interpolation (IDW) der Tagesniederschläge für Februar, März, April, Mai.
-

---

**120**

**Abb. 5-60:** räumliche Interpolation (IDW) der Tagesniederschläge für Juni, Juli, August, September **121**

**Abb. 5-61:** Größenfrequenzanalyse für die Stationen Álora/Los Boliches und Pizarra/Casco Urbano **123**

**Abb. 5-62:** Größenfrequenzanalyse für die Stationen Ardales/Vivero Forestal, Pantano de Guadalhorce, Carratraca, El Chorro/Central Electrica **124**

**Abb. 5-63:** Größenfrequenzanalyse für die Stationen El Burgo, El Burgo Cortijo Higuera, Tajo de los Aviones, Ardales/Caparain **125**

**Abb. 5-63:** Größenfrequenzanalyse für die Stationen Las Mellizas, Álora/Estacion, Álora/Las Pezonas, Álora/Sierra de Aguas **126**

**Abb. 5-64:** Größenfrequenzanalyse für die Stationen Teba, Presa de Guadalteba, Campillos, Bobadilla/Destacamiento **127**

**Abb. 5-65:** Tagesniederschläge der Station El Burgo mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm **128**

**Abb. 5-66:** Tagesniederschlagsdaten der Station El Burgo mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils **129**

**Abb. 5-67:** Tagesniederschläge der Station Ardales/Caparain mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm **130**

**Abb. 5-68:** Tagesniederschläge der Station Ardales / Caparain mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils **130**

**Abb. 5-69:** Tagesniederschläge der Station Ardales/Vivero Forestal mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm **131**

**Abb. 5-70:** Tagesniederschlagsdaten der Station Ardales/Vivero Forestal mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils **131**

**Abb. 5-71:** Tagesniederschläge der Station Tajo de los Aviones mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm **132**

**Abb. 5-72:** Tagesniederschlagsdaten der Station Tajo de los Aviones mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils **132**

**Abb. 5-73:** Sedimentstratigraphie des Borhkerns 06-TE-02 **134**

**Abb. 5-74:** Korngrößenverteilung der Sedimentproben **135**

**Abb. 5-75:** Hauptchemismus und Spurenelemente RFA/ Loss on Ignition **138**

**Abb. 5-76:** Schwermetallanalyse LA-ICP / Verhältnis  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$  **139**

**Abb. 6-77:** Lithologische Karte Andalusiens **177**

**Abb. 6-78:** Karte der vorherrschenden Oberflächenformen im Einzugsgebiet des Río Guadalhorce **178**

**Abb. 6-79:** Karte der vorherrschenden Bodentypen im Einzugsgebiet Río Guadalhorce (FAO) **179**

**Abb. 6-80:** Hydrologisches Einzugsgebiet des Río Guadalhorce **180**

---

---

## Tabellen

**Tab.3-1:** Einheiten der Betischen Kordilleren (nach versch. Autoren) **38**

**Tab. 3-2:** Häufigkeit v. Großwetterlagen u. ihre Bedeutung für d. Niederschlagsverhältnisse auf der Iberischen Halbinsel (eig. Erstellung nach Angaben v. Capel Molina 2000, Linés Escardo 1970) **62**

**Tab. 4-3(a):** Operation der Sensoren MSS, TM, ETM+ (Eurimage) **69**

**Tab. 4-3(b):** spektrale Bandbreite der MSS-Aufnahmekanäle (Eurimage) **69**

**Tab. 4-3(c):** Position (path, row) der verwendeten Satellitendaten (Eurimage) **69**

**Tab. 4-3(d):** spektrale Bandbreite der TM- und ETM+-Daten (Eurimage) **69**

**Tab. 5-4:** Flächenanteile der landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1976 **90**

**Tab. 5-5:** Flächenanteile der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 1989 **92**

**Tab.5-6:** Flächenanteile der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1989 **96**

**Tab. 5-7:** Flächenanteile der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 2002 **98**

**Tab. 5-8:** Veränderung der Landbedeckungsklassen 1976 - 1989 **102**

**Tab. 5-9:** Kombination der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1976 - 1989 **103**

**Tab. 5-10:** Kombinationen der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1989 - 2002 **106**

**Tab.5-11:** Veränderung der Landbedeckungsklassen 1989 - 2002 **108**

**Tab. 5-12:** Hangneigungsklassen und häufigster Landbedeckungswechsel 1976-1989 **110**

**Tab. 5-13:** Hangneigungsklassen und häufigster Landbedeckungswechsel 1989-2002 **112**

**Tab. 5-14:** Intensitäten 1-, 5- und 10jähriger Niederschlagsereignisse, sowie Lage und Höhe (m.a.s.l.) der meteorologischen Stationen **122**

---

## 1 Einleitung

Ziel der Arbeit ist die Beobachtung der Landnutzungsveränderungen und der damit verbundenen Abtragungsgefahr in der Region Comarca del Guadalteba, Provinz Málaga, Südspanien. Gegenstand der Untersuchungen ist das Wassereinzugsgebiet des Arroyo del Alforzo, einem Tributär des Río Turón (im übergeordneten Einzugsgebiet des Río Guadalhorce), der in den Stausee Embalse Conde de Guadalhorce mündet und somit als Akkumulationsbecken der Sedimente aus dem Gebiet des Arroyo del Alforzo dient.

Anhand der fernerkundlichen Landbedeckungsklassifizierung, der sedimentologischen Bearbeitung der Stauseesedimente, einer raumzeitlichen Untersuchung von Tagesniederschlagsdaten der Region und der geomorphometrischen Charakterisierung des Wassereinzugsgebietes sollen durch die Zusammenschau der Merkmale und der gewonnenen Befunde besonders abtragungsgefährdete Kleinräume im betrachteten Wassereinzugsgebiet herausgearbeitet werden.

Ein methodischer Schwerpunkt liegt dabei auf der Bewertung des Landbedeckungswandels an topographisch exponierten Positionen innerhalb des Einzugsgebietes des Arroyo del Alforzo und der Bewertung der sedimentären Strukturen der Sedimente.

Die hierdurch zur Verfügung stehenden Informationen über die sysnsedimentären Landbedeckungs-, Abtragungs-, und Transportprozesse bilden die Basis für die Gewinnung von Informationen über die die Abtragung beeinflussenden Faktoren innerhalb des Wassereinzugsgebietes des Arroyo del Alforzo.

Die besondere Eignung des Wassereinzugsgebietes und des Stausees Conde de Guadalhorce ergibt sich daraus, dass im Mündungsbereich des Arroyo del Alforzo in den Stausee die Akkumulation der klastischen Sedimente aus dem klar umgrenzten und zu charakterisierenden Einzugsbereich stattfindet und diese Akkumulation seit dem Bau der Stauanlage im Jahr 1921 bis zum Zeitpunkt der Sedimententnahme zeitlich genau und lückenlos einzuordnen und erfassbar ist. Die Lage des Wassereinzugsgebietes in einem Gebiet einheitlicher geologischer Ausstattung erlaubt ausserdem den Ausschluss dieser Komponente bezüglich dadurch variierender Einflüsse auf Abtragungs- und Transportprozesse der Sedimente.

In einer abschliessenden Bewertung der Einzelergebnisse wird versucht, die Möglichkeiten zur Kombination der zur Anwendung gekommenen verschiedenen Methoden zu betrachten und .

---

## 2 Theoretischer Hintergrund und Literaturübersicht

### 2.1 Desertifikation und Degradation im mediterranen Raum

#### 2.1.1 Allgemeine Betrachtung

Phänomene der Degradation und der Desertifikation wurden schon in frühen Kulturen erkannt und als solche auch benannt. Der Begriff "agri deserti" bezeichnete schon früh die ehemals durch Ackerbau genutzten und anschliessend wüstgefallenen Gebiete (RUBIO 1995).

Bodenkundlich orientierte Forschungsarbeiten in den 1930er und 1940er Jahren prägten den Begriff Desertifikation (BENNET 1939, ELLISSON 1944, LAWS 1940). Er wurde schliesslich auf die Zustandsbeschreibung für degradierte Böden und Pflanzengesellschaften ausgeweitet (AUBREVILLE 1949) und wird jedoch bis heute mit häufig unterschiedlichen Sinngehalten verwendet. Durch die United Nations Conference on Desertification (UNCOD) in Nairobi im Jahre 1977 erhielt der Begriff - nicht zuletzt durch die Dürreperiode im Sahel gegen Ende der 1960er Anfang 1970er Jahre - besondere Aufmerksamkeit. Diese Diskussion wurde jedoch erst 1992 mit der United Nations Conference on Environment and Development weitergeführt und schliesslich 1994 in der sogenannten "Wüstenkonvention", der Convention to Combat Desertification (UNCCD 1994), mit einer Begriffsdefinition abgeschlossen. Demnach wird Desertifikation verstanden als "...land degradation in arid, semi-arid and dry sub-humid

areas resulting from various factors, including climatic variations and human activities". Unhaltbare Übernutzung von Wasserressourcen, unkontrollierte Feuer und unangepasste Landnutzung wurden als hauptverantwortliche Auslöser identifiziert. Die "Besonderen Bedingungen Nördliches Mittelmeer" wurden im Annex IV explizit herausgestellt (UNCCD 1994). Durch den zunehmenden und häufig undifferenzierten Gebrauch des Terminus unterlag die Diskussion um Ausprägung, Indikatoren und Einflussfaktoren auf die Desertifikation jedoch einer gewissen Politisierung und initiierte schliesslich eine abermalige Diskussion um die Anwendbarkeit und Übertragbarkeit des Konzeptes Desertifikation (BINNS 1990, MAINGUET 1994, THOMAS & MIDDLETON 1994). Der Begriff der Desertifikation wurde vielfach als nicht zutreffend erkannt (MENSCHING ET AL. 2001), da nicht zwingend alle Degradationserscheinungen zu einer Desertifikation - einer Wüstenbildung- aus geoökologischer Sicht darstellen (MENSCHING ET AL. 2001, SEUFFERT 2001).

---

In Spanien wurde diese Diskussion Ende der 1970er Jahre übersetzt in ein gesteigertes Interesse am Verständnis für Erosionsraten und an der Quantifizierung von Erosionsraten (BOIX-FAYOS ET AL. 2005) aber auch immer wieder kritisch bewertet (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ ET AL. 2005).

Unabhängig von dieser Diskussion um die räumliche Abgrenzbarkeit von Desertifikation betroffener oder nicht betroffener Gebiete hinterfragt der Begriff Degradation in der Hauptsache die ursächlichen Phänomene, die unter den Aspekten von ökosystemarem und regionalem Kontext deren Interpretation als eine Negativentwicklung im Sinne einer fehlenden Nachhaltigkeit betrachtet. Nach JOHNSON & LEWIS (1995), THOMAS & MIDDLETON (1994) UND VAN DER LEUW (1998, 1999) sind unter Degradation Erscheinungen zu verstehen, die auf Dauer eine verringerte biologische Produktivität durch Veränderungen in der Pedosphäre und der Vegetation zur Folge haben, sowie Modifikationen des Landschaftsgefüges und der Energie- und Stoffflüsse. Auch Umbrüche in soziokulturellen und ökonomischen Strukturen können ihnen zufolge als Degradationserscheinungen gewertet werden.

### **2.1.2 Modelle zur Erfassung von Abtrags- und Akkumulationsprozessen**

In den vergangenen Jahrzehnten wurden unter Anwendung verschiedener wissenschaftlicher Aspekte zahlreiche Modelle zur Quantifizierung und Bewertung von Abtrags- Transport- und Akkumulationsraten erstellt. In einer Übersicht lassen sie sich in empirische Modelle, physikalisch basierte Modelle und konzeptionelle Modelle unterscheiden.

Empirische Modelle, wie sie zum Beispiel von WISCHMEIER & SMITH (1978) mit der USLE (*Universal Soil Loss Equation*) entwickelt wurden, sollen auf der Basis empirischer Beobachtungen in vereinfachter Form natürliche Prozesse repräsentieren. Sie beobachten natürliche Prozesse und werten sie (z.T.) statistisch aus. Mit der USLE war das erste Modell gegeben, das individuelle Einflussfaktoren berücksichtigte. Mit der Weiterentwicklung zur *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) führten RENARD ET AL. (1991) den Erosivitätsfaktor (R) ein und mit dem K-Faktor modifizierten Auerswald et al. (1988) das Modell um einen Faktor, der die Erodibilität des Bodens beschreibt. Trotz einiger Nachteile und Unsicherheiten erhält dieses Modell in vielen Ländern mit unterschiedlichen Modifizierungen weitreichende Anwendung.

Physikalisch basierte Modelle wie zum Beispiel EUROSEM (EUROPEAN SOIL EROSION MODEL, MORGAN 1996) oder WEPP (*Water Erosion Prediction Project*, LAFLEN, J.M. ET AL. 1991) beschreiben die einzelnen natürlichen Prozesse und kombinieren dies in komplexen Modellen. Diese komplexe Annäherung erfordert eine hohe räumliche und zeitliche Auflösung der eingehenden Daten. Im Gegensatz zu den empirischen Modellen werden diese komplexen Modelle eher zur wissenschaftlichen Bewertung der räumlichen Variabilität der wichtigsten Oberflächencharakteristika wie Topographie, Hangneigung, Hangexposition, Vegetationsbedeckung oder auch klimatischer Parameter wie Niederschlag, Temperatur und Evaporation denn zur universellen Anwendung eingesetzt.

Eine Kombination aus empirischer Beschreibung und physikalischer Betrachtung liegt den konzeptionellen Modellen zugrunde (z.B. ACRU, *Agricultural Catchment Research Unit*, SMITHERS, J. & R. SCHULZE. 1995). Sie werden zur Beantwortung genereller Fragestellungen verwendet (BECK, M.B. 1987).

Auch rein hydrologische Charakterisierungen von Einzugsgebieten (BORK & ROHDENBURG 1986, MOORE ET AL 1991) und geomorphologische Reliefklassifizierungen fanden weitreichende Anwendung in der Erosionsforschung.

### **2.1.3 Die Bedeutung des Klimas im mediterranen Raum**

In zahlreichen Untersuchungen stehen die Bedeutung der klimatischen Verhältnisse in Spanien im Vordergrund. Als allgemein anerkannt gilt die Meinung, dass je degradiertes ein System ist, desto weniger kann es als Puffer für meteorologische Extremereignisse fungieren (MULLIGAN ET AL. 2004). ROMERO ET AL. (1999) klassifizieren atmosphärische Zirkulationsmuster aus den Jahren 1984 bis 1993 im Hinblick auf die Bedeutung dieser Zirkulationstypen für das Auftreten von regionalen Starkniederschlagsereignissen. Viele der identifizierten Zirkulationstypen produzieren demnach in der Nähe oder über Südspanien torrentielle Niederschläge. Dies kommt ebenfalls in einer Untersuchung von PAULING ET AL. (2006) zum Ausdruck, in der wie bei RODRIGO ET AL. (1999) historische Niederschlagsereignisse im Zusammenhang von Zirkulationsmustern der Atmosphäre untersucht wurden. Auch TRIGO, I.F. ET AL. (1999) erkennen in der Analyse der Entstehungsgebiete und Zugbahnen von Tiefdruckgebieten über einem Zeitraum von 18 Jahren die über dem Golf von Genua und südlich des Atlasgebirges entstehenden Tiefdruckgebiete als Auslöser für die intensivsten Ereignisse. Die hohe saisonale Variabilität dieser Starkniederschläge hat besonders in der Region um Valencia eine hohe Bedeutung und wird dort z. B. von GONZÁLES HIDALGO ET AL. (2001) unter besonderer

---

Berücksichtigung von kleinräumigen Strukturen in einer Trendanalyse untersucht. Hierin kam vor allem eine hohe räumliche Heterogenität der Niederschläge zum Ausdruck und betonte die ökologischen Folgen durch insgesamt sinkende Niederschlagsmengen bei steigender interannueller Variabilität. Auch MARTIN VIDE (2004) analysiert anhand eines Konzentrationsindex für die Gewichtung täglicher Niederschlagsmengen in dem Zeitraum von 1951 bis 1990 die Bedeutung dieser täglichen Niederschlagsmengen in Bezug zu dem gesamtjährlichen Niederschlag und weist so räumliche Signale von Niederschlagskonzentrationen aus. VICENTE-SERRANO (2006) analysiert hingegen die räumlichen Muster von Trockenzeiten auf der Iberischen Halbinsel anhand von statistischen Auswertungen in mehreren Zeitskalen.

Durch eine Untersuchung der Entwicklung durchschnittlicher historischer Niederschlagsmengen wurde bei RODRIGO ET AL. (1999) durch eine Kalibration mit modernen Niederschlagsmesswerten mehrere Wechsel zwischen trockeneren und feuchteren Perioden rekonstruiert. Ihre Ergebnisse korrelieren mit denen von ESTEBAN-PARRA ET AL. (1998), die anhand langjähriger Niederschlagsmesswerte eine langsame Abnahme der Niederschlagsmengen in Süd- und Zentralspanien unter Berücksichtigung der jahreszeitlichen Strukturen postulieren. Die Analyse dieser räumlichen Muster einer ansteigenden Trockenheit unterliegen laut VICENTE SERRANO (2006) jedoch einer großen Komplexität, so daß nur schwer homogene Räume mit ähnlichen Niederschlagsmustern für ein angewandtes *drought management* ausgewiesen werden können. Die sich durch die enorme interannuelle Variabilität und die steigenden Disparitäten zwischen trockenen und feuchteren Jahren verschärfende Verknappung der Ressource Wasser in Südibarien macht auch die Untersuchung des Einflusses der *North Atlantic Oscillation* (NAO) auf die winterlichen Niederschläge zum Mittelpunkt (TRIGO, R. M. ET AL. 2004). Sie verweisen in ihren Ergebnissen auf ein wachsendes Gefahrenpotential der insgesamt abnehmenden Niederschlagsmengen für die Intensivlandwirtschaft und die auf der Iberischen Halbinsel bedeutenden Energiegewinnung durch Hydroelektrik.

Nicht zuletzt vor dem Hintergrund der aktuellen Diskussionen um den globalen Klimawandel beschäftigen sich mehrere globale und regionale Projekte mit der Modellierung von z. B. Temperatur- und Niederschlagsmengen im mediterranen Raum. Auch hier steht oftmals die Analyse und Modellierung meteorologischer Extremereignisse im Blickfeld, wie es bei PAETH ET AL. (2005) der Fall ist. Wiederkehrwerte extremer täglicher Ereignisse werden auf der Basis regionaler Klimamodellsimulationen unter gegenwärtigen und zukünftigen klimatischen Randbedingungen geschätzt. Auch CONTE ET AL. (2001) untersucht anhand einer Datenreihe von 1951 bis 1995 die Signale von meteorolo-

logischen Extremereignissen wie Hitzewellen und Starkniederschlagsereignissen und errechnet saisonal sinkende Niederschlagsmengen v.a. im Winter. VOGT ET AL. (2009) quantifiziert auf der Grundlage verschiedener globaler Klimamodelle die Unsicherheiten für die prognostizierten Änderungen für den mediterranen Raum, während PAXIAN ET AL. (2009) ebendies anhand eines hochauflösenden regionalen Klimamodells u.a. im Zusammenhang mit Landnutzungsveränderungen auch für den Süden der Iberischen Halbinsel durchführt.

### **2.1.3.1 Morphologische Wirksamkeit des Klimas**

Aus der Sicht der Geomorphologie ist die morphologische Wirksamkeit des Klimas von Bedeutung.

Exogene Prozesssysteme erhalten ihre Energiezufuhr direkt oder indirekt aus der Sonneneinstrahlung. Die räumliche Gliederung der Prozesssysteme der Erde ist daher eng mit der räumlichen Differenzierung der Klimate verknüpft. Langfristig erfasste Monatsmittelwerte oder Jahresmittelwerte des Niederschlags und der Temperatur als Grundlage für eine Einteilung der Erde in Klimazonen erlauben in erster Linie Rückschlüsse über den Wasserhaushalt im Boden (AHNERT 1996). Um aber einen Einfluss klimatischer Eigenschaften auf geomorphologische Prozesse präzise quantitativ charakterisieren zu können muss beachtet werden, dass die meisten geomorphologischen Prozesse nicht zeitlich kontinuierlich ablaufen (AHNERT 1988, AHNERT 1996). Sie bestehen aus diskontinuierlichen Prozessereignissen, die sich nicht mit klimatischen Mittelwerten verbinden lassen. Vielmehr muss beachtet werden, dass einzelne klimatische Ereignisse verschiedener Größe und verschiedener Intensität unterschiedliche Wirkungen auf die Prozessereignisse zeigen (AHNERT 1988, AHNERT 1996).

Diese Ereignisse verschiedener Größe müssen also in ihrer Häufigkeit und ihrer Intensität erfasst werden, um festzustellen, welche Ereignisgröße massgeblich an der Formgestaltung beteiligt ist (AHNERT 1988).

Um rezente Morphodynamik zu erfassen, regt AHNERT (1988) die Entwicklung einer Morphoklimatologie an. „Das Morphoklima eines Orts oder Gebiets besteht aus der Gesamtheit derjenigen klimatischen Eigenschaften, welche die Art, Häufigkeit, Dauer und Intensität der geomorphologischen Prozesse an diesem Ort beziehungsweise in diesem Gebiet beeinflussen. Dazu gehören Eigenschaften des Niederschlagsregimes, des Temperaturregimes und des Windregimes“ (AHNERT 1996).

---

Um die morphoklimatische Bedeutung dieser Ereignisse quantitativ darstellen zu können, ermöglicht die Größenfrequenzanalyse einfache Aussagen über die Häufigkeit von Ereignissen verschiedener Größe (AHNERT 1996).

Die Größenfrequenzanalyse von täglichen Niederschlagsmengen hat das Ziel, die regelhafte Häufigkeitsverteilung der geomorphologisch signifikanten Niederschläge insgesamt zu charakterisieren (AHNERT 1988). Sie werden als Funktion ihrer täglichen Wiederkehrzeit dargestellt. Je länger die verwendete Datenreihe, desto zuverlässiger ist die resultierende Aussage (AHNERT 1988,1996).

Zahlreiche Arbeiten beschäftigen sich mit dem Einfluss der Niederschlagsintensität und -quantität auf die Erosion (LANGBEIN & SCHUMM 1958, LÓPEZ-BERMÚDEZ 1979, THORNES 1985, 1990, 1995, SEUFFERT ET AL. 1988, 1992, 1999, INBAR 1992, SEUFFERT 1993). LANGBEIN & SCHUMM entwickelten erstmals 1958 eine Beziehung zwischen dem jährlichen Bodenabtrag und der effektiven Niederschlagsmenge, die für die Entstehung von Oberflächenabfluss verantwortlich ist (INBAR 1992). Die für viele mediterrane Gebiete zutreffende Jahresniederschlagsmenge zwischen 250mm und 350mm wurde ihnen zufolge als Auslöser für eine maximale Erosionsrate berechnet. Diese Berechnungen standen jedoch bei vielen weiteren Autoren wegen einer starken Generalisierung in der Kritik (CORBEL 1959, YOUNG 1969, WILSON 1973, WALLING & WEBB 1983, THORNES 1985, WALLING 1986, YAIR & ENZEL 1987, DIEKMANN ET AL. 1989, INBAR 1992). CORBEL (1959) und YOUNG (1969) betonten schon früh die Bedeutung weiterer Einflussfaktoren wie Relief und Vegetationsbedeckung. MOORE & THORNES entwickelten 1976 aufbauend auf grundlegenden Aussagen zu Bodenerosion durch Wasser von ELLISON (1944) Modelle zur Aussage über Erosionsgefährdung zur Abschätzung potentieller Erosionsgefährdung. Hierin gingen Berechnungen zu räumlichen Verteilung von Reliefparametern wie Hanglänge, Hangneigung und Wölbungstendenzen ein und bilden noch heute vielfach die Grundlage zur Berechnung hydrologischer Parameter in computergestützten Geographischen Informationssystemen (vgl. *ArcGIS Desktop/ESRI*, MOORE ET AL. 1991). Diese häufig genutzten topographischen Attribute gingen in zahlreiche Modelle zur Bestimmung der potentiellen Erosionsgefährdung und ihrer quantitativen Bewertung ein (RICHTER 1965).

## **2.1.4 Interaktion Vegetation und Boden**

Interaktionen zwischen Boden und Vegetation haben eine herausragende Bedeutung im Degradationssystem und wurden und werden für den Mittelmeerraum umfangreich

erforscht (THORNES 1985, 2001, FRANCIS & THORNES 1990, MULLIGAN ET AL. 2004). Offenbar ist unbedeckter Boden am anfälligsten für Erosion, wodurch am Oberboden Nährstoffe und organische Substanz durch splash effect gespalten und abgetragen werden, Bodenverdichtung oder steigender overland flow die Folge ist. Steigender Oberflächenabfluss wiederum kann je nach Transportkapazität des fließenden Wassers in Rillen- oder Gullerosion resultieren (THORNES 1985). Je nach klimatischer Situation kann es zu Bodenkrustenbildung oder Versalzung kommen (THORNES 1990, MAINGUET 1994). Vegetationsbedeckung des Bodens hingegen reduziert diese Effekte und stabilisiert den Boden durch Verlangsamung des Oberflächenabflusses, verringert den *splash effect* und verhindert den kapillaren Aufstieg (FRANCIS & THORNES 1990). Darüberhinaus bedeutet eine höhere Vegetationsbedeckung eine Erhöhung der Evapotranspirationsraten, was wiederum einen bedeutenden Faktor für die hydrologischen Eigenschaften und den lokalen Wasserhaushalt darstellt (BOER 1999). Auch führt steigende Vegetationsbedeckung zu einer höheren Beschattung des Bodens, einer höheren Infiltrationsrate, höherer Bodenfeuchtigkeit und besserer Nährstoffversorgung der Böden. Da die Rate der Vegetationsentwicklung durch Erosion über die Abfuhr von Nährstoffen und Reduzierung der Produktivität beeinflusst wird, spricht THORNES 1985 auch von einem Wettkampf zwischen Erosion und Vegetation.

### **2.1.5 Fernerkundung als Methodik zur Erfassung von Vegetationsbedeckung und Landnutzungswandel**

Obwohl der Mittelmeerraum schon seit langen Zeiten intensiv genutzt wird, wurden gerade in rezenter Zeit signifikante Landnutzungsänderungen beobachtet. Diese sind häufig verbunden mit ökonomischen Konsequenzen wie es z. B. der Beitritt eines Landes zur Europäischen Union zur Folge haben kann (DUBOST 1998) Urbanisierung, Industrialisierung und wachsender Tourismus - häufig auf die Küstenräume konzentriert - zeitigen weitreichende Konsequenzen. Diese Vielzahl interagierender Prozesse, die sowohl in der Intensivierung als auch in einer Extensivierung der Ressourcennutzung resultieren können liegen häufig eng nebeneinander (PEREZ-TREJO 1994, VAN DER LEUW 1999). Die Detektion zeitlich variabler Vegetationsbedeckung oder bestimmter Bodenparameter durch fernerkundliche Methodik unterstützt die Ableitung von Erkenntnissen über die aktuelle Morphodynamik im Mittelmeerraum und besonders in Spanien (GONZÁLEZ SÁNCHEZ & CALVO HERRERO 1994, BOLLE 1996, ESCADAFAL 1996, HILL ET AL. 1996, HILL & SCHÜTT 1997, BOER 1999, HILL 2000, RIES 2002). Die Europäische Union hat seit den 1980-er Jahren mit Blick auf die durch den Menschen intensiv genutzten Ökosysteme

---

im Mittelmeerraum ausgeprägte Forschungsförderung zur Untersuchung von Degradations- und Desertifikationserscheinungen im Mittelmeerraum gefördert. Eine Vielzahl an angewandten Forschungsprojekten wurde unterstützt wie es beispielsweise im Rahmen der groß angelegten MEDALUS Projekte (*Mediterranean Desertification and Land Use*), des DeMon Projektes (*Integrated Approaches to Desertification Mapping and Monitoring in the Mediterranean Basin*), ModMed (*Modelling Mediterranean Ecosystems Dynamics*) und GeoRange (*Geomatics in the Assessment and Sustainable Management of the Mediterranean Rangelands*) geschah, in denen der Fokus auf Landschaftsdynamik und die Entwicklung verschiedener Modellansätze gelegt wurde.

Hierbei wurde auch besonders das Potential von Erdbeobachtungssatelliten erkannt (DE JONG 1994, LACAZE ET AL. 1996, LEGG ET AL. 1998, GEESON ET AL. 2002, HILL ET AL. 2003, HOSTERT 2001, RÖDER 2005). Satellitengestützte Fernerkundung ermöglicht demzufolge die Ansprache von Degradationserscheinungen auf der Grundlage einer großen Auswahl an zeitlichen und räumlichen Skalen und ermöglichte gerade im Mittelmeerraum und besonders in Spanien ein regelmäßiges regionales Monitoring (HILL ET AL. 1998, HILL ET AL. 2004). Vielfach wurde der Bedarf an standardisierten Monitoringverfahren und Prozessen und deren Interpretationsverfahren benannt (SOMMER ET AL. 1998, HILL ET AL. 1996, BACHMANN 2007).

Eine die Regionen übergreifende Studie wurde im Zusammenhang mit dem europaweiten Projekt CORINE Landcover vom Spanischen *Ministerio de Fomento* und dem *Observatorio de la Sostenibilidad en España* (OSE, Institut zur Beobachtung der Nachhaltigkeit in Spanien) durchgeführt (MINISTERIO DE FOMENTO 2006). Die für alle Autonomen Regionen Spaniens beobachteten Aspekte umfassen neben einer satellitenbildbasierten Klassifizierung der Landnutzung insbesondere die Veränderung der Landbedeckung im Zusammenhang mit der intensiven Landwirtschaft und dem damit verbundenen enormen Flächenverbrauch. Demnach stieg der Flächenanteil der landwirtschaftlich genutzten Fläche in Andalusien im Beobachtungszeitraum auf 50%. 65,3% dieses Flächenanteils bildet Ackerland und der Anbau von Dauerkulturen (MINISTERIO DE FOMENTO 2006). Diese Ergebnisse von Landbedeckungs- und Landnutzungswechsel innerhalb der vergangenen 23 Jahren bilden für alle Provinzen Spaniens und besonders im trockenen Süden der Halbinsel die Handlungsgrundlage für regionales Ressourcenmanagement und Ausgangspunkt für regional kleinräumige Studien.

### 2.1.6 Der Süden Spaniens im Fokus der Degradationsforschung

Der Süden Spaniens ist, bedingt durch seine physisch-geographische Ausstattung, im Fokus zahlreicher Untersuchungen, die sich mit den Prozesssystemen zu Degradationserscheinung und im engeren Sinne mit Abtragungs- Transport- und Ablagerungsdynamik in diesem auf Veränderungen sensibel reagierenden System beschäftigen. Dabei werden nicht nur unterschiedliche Betrachtungsskalen eingesetzt, sondern auch spezielle Betrachtungsebenen wie zum Beispiel (Paläo-)Umweltentwicklung (FAUST 1995, SCHÜTT 1998, VALERO GARCÉS ET AL. 2006), (Boden-)Erosionsforschung (ARNÁEZ ET AL. 2003, CAMMERAAT ET AL. 1999, CALVO- CASES ET AL. 2003, CERDÁ 1999, FAUST 1995, INBAR 1992, MARTÍNEZ CASASNOVAS 2003, PUIGDEFÁBREGAS 2005, RIES ET AL. 2003, VALERO GARCÉS ET AL. 2006, VERSTRAETEN ET AL. 2003 u.v.m.), klimatische Einflussfaktoren (RODRIGO ET AL. 1999, MUNOZ-DÍAZ ET AL. 2003, RENSCHLER ET AL. 1999, SUMNER 2001, THORNES 1995), Vegetationsbedeckung und Landnutzungsveränderungen (BOER ET AL. 2005, CAMMERAAT ET AL. 1999, MARTÍNEZ FERNÁNDEZ ET AL. 1995, DUNJO ET AL. 2003, FAULKNER ET AL. 2003, LASANTA ET AL. 2000, SEEGER 2001, SHAKESBY ET AL. 2002A), geomorphologische Ausstattung des Raumes (DE BRUIN ET AL. 1999, MARZOLFF 1999, SCHOORL ET AL. 2002, VAN GHELUU ET AL. 1990, VAN WESEMAEL ET AL. 2003) und verschiedene anthropogene Einflüsse in den Vordergrund gestellt.

Vielfach wurden Landschaftsmodelle entwickelt, um auch über statistische Auswertungen (VERSTRAETEN ET AL. 2003) Rückschlüsse auf Abtragungs- und Transportprozesse in sensiblen Regionen zu ziehen. Stellvertretend seien hier die Modelle EUROSEM (*European Soil Erosion Model*) (ALBALADEJO ET AL. 1994), SHETRAN (zunächst SHE, *Système Hydrologique Europeen*) (Bathurst et al. 1996) und MEDRUSH (innerhalb der MEDALUS-Projekte) (KIRKBY ET AL. 2002) genannt. Ein modifiziertes Modell der USLE verwendet RENSCHLER ET AL. (1999) in der *Comarca del Guadalteba* mit der *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) um die Erosivität von Niederschlägen auf Flächen mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung zu bestimmen.

CALVO-CASES & HARVEY (1996), FAUST (1991, 1995) UND CERDÁ ET AL. (1997) behandeln die kinetische Energie des Niederschlags als wichtigsten Steuerungsfaktor von Abspülung und Bodenerosion unter ariden und semi-ariden Klimabedingungen.

Um die Infiltrationskapazität der Böden bzw. den Oberflächenabfluss zu ermitteln fanden vor allem im semi-ariden Südosten Spaniens aber auch im Ebrobecken und Zentralspanien zahlreiche Untersuchungen anhand von Berechnungssimulationen statt. Die Infiltrationsrate soll Aufschluss über die hydrologischen Antworten aus verschiedenen

---

Mikroumwelten geben und die die Infiltration kontrollierenden Faktoren wie zum Beispiel die Vegetationsbedeckung oder die Aggregatstabilität analysieren (CAMMERAAT ET AL. 1999, BERGKAMP ET AL. 1999, CERDÁ 1999, MARTÍNEZ MENA ET AL. 1999, BOUMA ET AL. 2000, SHAKESBY ET AL. 2002, CALVO CASES ET AL. 2003, BOIX-FAYOS 2005, PUIGDEFÁBREGAS 2005, MARQUES ET AL. 2007, RIES ET AL. 2008). ROMERO DÍAZ ET AL. (1988), ALBALADEJO ET AL. (1999), CASTILLO ET AL. (1997) UND MARTÍNEZ MENA ET AL. (2001) bestimmten hingegen Erosionsraten in Plots oder in Mikrocatchments unter natürlichen Bedingungen. Auch ALONSO-SARRÍA & LÓPEZ- BERMÚDEZ (1994) und BERGKAMP ET AL. (1996, 1998, 1999) untersuchen die Wirkungsweise von Niederschlagsereignissen und deren Erosivität anhand künstlicher Beregnungsversuche.

Ziel von Untersuchungen von FAUST (1995) in ausgewählten Teilräumen des westlichen Mittelmeergebietes -zwei davon in Andalusien- bestand darin, einerseits das aktuelle Erosionsgeschehen über (semi) quantitative Methoden zu erfassen und andererseits den chronologischen Ablauf der Erosion vom Pleistozän bis heute zu rekonstruieren.

Rein bodenkundliche Parameter wie die Aggregatstabilität bearbeiteten vor allem im Südosten Spaniens DE PLOEY & POESEN 1995, CAMMERAAT & IMESON (1998) UND AUCH RAMOS ET AL. (2003).

Vegetationsbedeckung und Landnutzung und deren Einwirkung auf Bodeneigenschaften sind Mittelpunkt der Arbeiten von z.B. ROMERO DÍAZ & LÓPEZ BERMÚDEZ (1986, 1988, 1989, 2002), MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1994) UND CERDÁ ET AL. (1995)

Für das Einzugsgebiet des Río Guadalhorce betrachtet VAN GHELUU ET AL. (1990) die geomorphologische Ausstattung des Untersuchungsgebietes und zeichnet auf der Grundlage der Ausweisung von geomorphologischen Raumeinheiten eine Erosionsgefährdungskarte. Ähnliche Ansätze verfolgen auch MARTÍNEZ-MURILLO ET AL. (2006) UND RUIZ SINOGA ET AL. (2008) in den Montes de Málaga. Sie erweitern dies aber auf eine öko-geomorphologische Betrachtungsweise.

Basierend auf Cs137Analysen als Indikator für Erosionsprozesse untersuchte VALERO GARCÉS ET AL. (1999) in den spanischen Pyrenäen Stauseesedimente, um die Akkumulationsgeschichte des Barasona-Stausees zu rekonstruieren. Vergleichende mineralogische Untersuchungen von Sedimenten aus dem Einzugsgebiet des Barasona Stausees liessen Rückschlüsse auf die Herkunftgebiete der im Stausee akkumulierten Sedimente zu und ermöglichten die Identifizierung von Gebieten mit hohem Erosionsrisiko im Einzugsgebiet des Stausees. Auch VERSTRAETEN ET AL (2003) untersuchten die

Sedimentationsraten aus 22 Einzugsgebieten von Stauseen und charakterisierten diese Einzugsgebiete nach Topographie, Vegetationsbedeckung und Ausgangsgestein, um ein Vorhersagemodell für den Sedimenteintrag in diese Stauseen zu erstellen. DE VENTE ET AL. (2005) erfassen anhand der Sedimentationsraten in spanischen Stauseen auf semi-quantitative Weise den Sedimenteintrag.

Allen Arbeiten gemein ist die Beschäftigung mit der Einflussnahme auf die Hauptfaktoren der Degradationsprozesse, die eine Kombination aus klimatischen Voraussetzungen, ökologischen Bedingungen und sozioökonomischen Determinanten darstellt (MULLIGAN ET AL. 2004).

### **2.1.7 Sedimente als Indikatoren für Veränderungen von Klima- und Umweltbedingungen**

Seesedimente bilden klimatische, natürliche Prozesse im Einzugsgebiet, anthropogene Signale wie Landnutzung und Vegetationsbedeckung ab (GROSJEAN 2008). In Seen gibt es verschiedene Prozesse der Sedimentbildung und des Transportes. Seeextern gebildete -allochtone- Sedimente gelangen durch fluvialen Transport in den See und werden dort in charakteristischer Weise abgelagert. Diese detritische Fraktion besteht meist aus silici-klastischer und terrestrisch-organischer Substanz (STURM & LOTTER 1995, SCHÜTT 1998, GROSJEAN 2008). Im Mündungsbereich der Zuflüsse bilden die Sedimente Schuttfächer oder ein Delta (HAKANSON 2002).

Chemische und biogene Sedimente, die sich endogen im Wasserkörper selbst bilden werden als autochtone Sedimente bezeichnet.

Die Prozesse der Sedimentbildung finden auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen statt und werden ausserdem durch biogeochemisch ablaufende Rücklösungs- bzw. Ausfällungsprozesse oder physikalische Umlagerungsprozesse (Rutschungen, Resuspension, Bioturbation) gesteuert (STURM & LOTTER 1995, HAKANSON 2002).

#### **2.1.7.1 Sedimentäre Strukturen**

Untersuchungen von Korngrößenzusammensetzungen zur Beschreibung der Sedimentstratigraphie werden im Allgemeinen auf klastische Sedimente beschränkt (SCHÜTT 1998). Dies wird insbesondere für Sedimentationsräume getan, die in Übergangsbereichen von limnischer und auch fluvialer Sedimentation liegen. Die Korngrößenverteilung

---

und die Analyse der sedimentären Strukturen geben Aufschluss über die zur Ablagerung führenden Transportmechanismen (STURM & LOTTER 1995, HAKANSON & JANSON 2002).

### **2.1.7.2 Mineralogie**

Die mineralogische Zusammensetzung von Sedimenten wird durch verschiedene Komponenten vorgegeben. Zum einen gibt das Ausgangsgestein im Einzugsgebiet die mineralogische Zusammensetzung der detrischen Fraktion vor. Jedoch kommt es durch Verwitterung und Transport auch zu Mineralneu- oder -umbildung (SIEVER, R. 1989). Die Prozesse der Verwitterung und Pedogenese während denen Tonmineralneu- oder-umbildungen stattfinden, werden in den Themenkomplexen der Bodenmineralogie und Bodenchemie (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998, SPOSITO 1998) behandelt.

Sie bilden die allothigene Komponente in der Mineralogie von Sedimenten.

Bedingt durch den Gehalt Sauerstoff, der Wassertiefe und der Salinität kann es jedoch zur Ausscheidung calcitischer und evaporitischer Minerale kommen. Diese authigene Mineralbildung resultiert in Ausscheidungen von Carbonaten, Sulfaten und Chloriden (SCHÜTT 1998).

### **2.1.7.3 Carbonate**

Verwitterungslösungen mit Gehalten an  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  und  $\text{HCO}_3^-$ -Ionen werden durch Flüsse weggeführt und erreichen die Seen. Infolge von Verdunstung kommt es zur Übersättigung und rein anorganischen Mineralausscheidung (OKRUSCH, M & MATTHES, S. 2005)

Authigen gebildete Carbonate werden als Mikrit (Kalkschlamm) aus wässrigen Lösungen ausgefällt (MERKT, J., LÜTTIG, G., SCHNEEKLOTH, H. 1971)

Die authigene Calcitbildung erfordert im Grundwasser gelöstes Calcium oder Lösung der Carbonate im Seewasser. Abbau organischer Substanz, pflanzliche Assimilation von  $\text{CO}_2$  oder eine Temperaturerhöhung und damit einhergehenden Salinitätsschwankungen verursacht Veränderungen das Wasserchemismus (MÜLLER & OTI 1981).

### **2.1.7.4 Chemie der Sedimente**

#### **Kieselsäure.**

$\text{SiO}_2$  ist die Sauerstoffsäure des Siliziums. Sie wird mit dem Oberflächenabfluss detritisch eingetragen oder aber mit dem Grundwasser in aquatischer Lösung.

In klastischen Seesedimenten kommen Kieselsäure und Aluminium mit den höchsten Elementkonzentrationen vor (SCHÜTT 1998). In Seesedimenten kommt Kieselsäure ebenfalls gebunden in Biomasse (Diatomeen) vor. Über das Si-Al-Verhältnis in Seesedimenten wird versucht, den detritischen Anteil der Kieselsäure vom authigenen Anteil zu trennen.

### **Aluminium.**

Aluminium ist in die Tetraeder und Oktaeder von Silikaten (Alkalifeldspäte, Plagioklasse, Feldspatvertreter) eingebaut und ist mit ihnen somit Hauptbestandteil der Erdkruste. In Böden herrscht das Al-Oxid Gibbsite  $g\text{-Al}(\text{OH})_3$  vor, das bei Verwitterung Al-haltiger Silikaten (Feldspäte, Glimmer, Tonminerale) freigesetzt wird und bei starkem Sickerwasserdurchzug in der Bodenlösung nicht mehr ausreichend Si für die Tonminerlaneubildung zur Verfügung steht.

In Sedimenten kann Aluminium bei der Bestimmung des Kieselsäuregehaltes von Sedimenten zur Kalibrierung der detritischen, allochtonen Komponente dienen, da Aluminium schwer mobilisierbar ist (SCHÜTT 1998).

### **Alkali- und Erdalkalimetalle.**

Alkali- und Erdalkalimetalle sind mit etwa 10 Gew-% Anteil am Bau der Lithosphäre beteiligt. Sie haben eine hohe Löslichkeit und verbleiben deshalb relativ lange in wässrigen Lösungen. In Wasserkörpern kommt es je nach Hauptanion mit zunehmender Dichte der Sole zur Ausfällung von Salzen. In der allochtonen Fraktion von Seesedimenten sind sie in deren Kristallstruktur eingebunden. Bei sinkendem Anteil der klastischen Komponente und bei gleichzeitig steigendem Anteil der tonigen Fazies liegen Erdalkali- und Alkalimetalle in gebundener Form an den Tonmineralen als austauschbare Kationen vor.

### **Eisen.**

Nur ein kleiner Teil des bei der Verwitterung aus Fe-haltigen Silikaten (Biotit, Pyroxene, Amphibole) frei werdenden Eisens wird in Tonminerale eingebaut. Der größere Anteil wird in Form von Fe(III)-Oxiden ausgeschieden, wodurch das Verhältnis von oxidischem Eisen zu Gesamteisen den Verwitterungsgrad von Böden anzeigt. Die häufigsten Fe(III)-Oxide in Böden sind Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) und Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ). Seltener sind Lepidokrokit ( $g\text{-FeOOH}$ ), Maghemit ( $g\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) und Ferrihydrit ( $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ ). Durch seine hohe Stabilität ist Goethit in den Böden aller Klimate das am weitesten verbreitete Fe-Oxid. Im oxidierenden Milieu ist Eisen immobil. Unter reduzierenden Bedin-

---

gungen wie bei hydromorphen Böden, nimmt die Mobilisation jedoch zu. Der Gehalt an Fe-Oxiden in Böden hängt insbesondere von der Bodenart, vom Ausgangsgestein und vom Stadium der Pedogenese ab.

### **Mangan.**

Manganoxide entstehen durch die Verwitterung Mn-haltiger Silikate wie Biotit, Pyroxen, Amphibol. Hierin ist Mangan als  $Mn^{2+}$  enthalten. Unter anaeroben Verhältnissen wird es als schwerlösliches Mn(IV)Oxid ausgefällt. Mikrobiell kann Mangan jedoch reduziert und so gelöst werden. Das Eisen-Mangan-Verhältnis in Seesedimenten wird von MACKERETH (1966) als Indikator für den Einfluss von Grundwasser auf die Verwitterungs- und pedogenetischen Prozesse verwendet (SCHÜTT 1998).

### **organischer Kohlenstoff.**

Organischer Kohlenstoff in Seesedimenten gelangt in erster Linie als Detritus mit dem Oberflächenabfluss in das limnische System. Die als Nichthuminstoffe bezeichneten (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992) Substanzen enthalten im wesentlichen Lipide, Lignine oder Polysaccharide. Huminstoffe im Boden hingegen sind stark umgewandelte, hochmolekulare Substanzen. In Seesedimenten kommen als Quelle für organischen Kohlenstoff zum einen Phytoplankton mit geringem Anteil und zum anderen Gefäßpflanzen mit einem hohen Anteil an Lignin und Polysacchariden sowie Makrophyten in Frage (MEYERS & TERANES 2004). Die Akkumulation von organischer Substanz in Sedimenten gibt nicht nur Aufschluss über die Art und die Menge an organischem Kohlenstoff in den Herkunftsgebieten, sondern auch über das Ausmaß der Umbildung und den Abbau der organischen Substanz (MEYERS & TERANES 2004). Organischer Kohlenstoff spielt als Komplexbildner mit Metallen eine wichtige Rolle als Absorbent von Schwermetallen.

Die Erfassung von Degradationserscheinungen über die Erfassung und Interpretation von organischem Kohlenstoff spielt eine wichtige Rolle in der Bodenerosionsforschung in Spanien.

### **Phosphor.**

Phosphor ist in der Hauptsache an Biomasse gebunden und kann allochthon als organischer Detritus zugeführt werden oder aber autochthon durch Phyto- und Zooplankton angereichert werden.

Phosphorhaltige Mineralien sind z.B. Apatit. Unter oxidierenden Bedingungen werden Phosphate nahezu vollständig gelöst.

Erhöhte Phosphoroxidkonzentrationen können auf Phosphorzufuhr aus der Gabe von Düngemitteln zurückzuführen sein.

### **Schwermetalle.**

Schwermetalle in Böden und somit auch in limnischen Systemen können geogen oder anthropogen vorhanden sein. Sie werden in gebundener Form adsorbiert an organischen Kohlenstoff oder adsorbiert an Tonminerale in das limnische System eingetragen. Zunehmender Verkehr und zunehmende Industrie ab der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts bedingt den stärkeren Einfluss von Emissionen und es kommt zu einer Anreicherung von Schwermetallen in Atmosphäre, Hydro- und Pedosphäre.

---

### 3 Geographische Situation

#### 3.1 Lage des Untersuchungsgebietes



Abb.3-1:Lage des Untersuchungsgebietes in Südspanien (eigene Erstellung)

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des übergeordneten hydrologischen Einzugsgebietes des Río Turón, der wiederum tributär in den Río Guadalhorce im Norden der südspanischen Provinz Málaga entwässert. Die Koordinaten UTM 30 N European Datum 1950 Portugal / Spain, International Ellipsoid 1909 uL x 327421 y 4088593 und IR x 336343 y 4082640 beschreiben die räumliche Ausdehnung des Wassereinzugsgebietes des Arroyo del Alforzo, das eine Fläche von insgesamt 19 km<sup>2</sup> umfasst. Der Río Guadalhorce entspringt an den Nordhängen der Sierra de Caramolos (Granada) und durchfließt in ost-westlicher Richtung auf etwa einer Höhe von 500 m die Ebene von Antequera (Depresión de Antequera), aus der vereinzelt in deren nördlichen Teil die Sierra de la Molina und die Sierra de los Caballos heraustreten. Als Fluss in der Ebene zeichnet sich der Río Guadalhorce hier durch ein geringes Durchflussvolumen aus. In der Gegend des Ortes Bobadilla verändert er die Fließrichtung auf Nordost- Südwest und fließt durch die chaotischen Materialien der stark zerschnittenen Hügellandschaft des Subbetikums. Südlich und an dieses angrenzend durchquert der Río Guadalhorce die Einheiten des *Campo de Gibraltar*, in denen kretazische und paläogene Flyschsedimente dominieren, und in denen das Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo gelegen ist.

---

Aus diesen heraustretend durchquert der Río Guadalhorce jurassische Kalke, die in ost-westlicher Streichrichtung eine Reihe hoher Gebirgsketten wie die Sierra de Torcal und die Sierra del Valle de Abdalajís bilden. Hier verengt sich der Lauf des Río Guadalhorce enorm und fließt durch den engen Durchbruch des Desfiladero de los Gaitanes in den inneren Teil seines Wassereinzugsgebietes. Westlich des Flussverlaufes befinden sich die Sierra de Ortegaícar, die Sierra de Cañete und die Sierra Molina, die das Untersuchungsgebiet nach Nordwesten hin abschliessen und auch die Begrenzung der Teileinzugsgebiete der Tributäre Río Turón und Río Guadalteba bilden. Río Turón und Río Guadalteba vereinigen sich nördlich des Ortes El Chorro vor der Schlucht *Desfiladero de los Gaitanes* mit dem Río Guadalhorce. Alle drei Flüsse werden hier am Punkt des Zusammenfließens durch den Stauseekomplex Embalse Conde de Guadalhorce (1914-1921) und Embalses Guadalteba-Guadalhorce (1966-1973) zur Gewinnung von Elektrizität, Wasserversorgung der an der Mündung liegenden Stadt Málaga und v.a. zur Bereitstellung von Wasser für die Bewässerungslandwirtschaft im breiten Tal des Unterlaufes aufgestaut (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 1973).

### **3.2 Historische Betrachtung der Region Ardales**

#### **Paläolithikum bis Bronzezeit.**

Die Region um das heutige Ardales in der Provinz Málaga liegt am Zusammenfluss der Flüsse Río Guadalteba, Río Turón und Río Guadalhorce. Die beiden Erstgenannten sind Tributäre des Río Guadalhorce, der, aus dem Nordosten kommend, ein Gebiet von ca. 3218 km<sup>2</sup> entwässert. Paläolithische Funde in der Region um Ardales, dem Río Turón und dem heutigen Stauseekomplex Guadalteba-Guadalhorce belegen eine frühe Besiedlung und Nutzung des Raumes durch den Menschen. Die Cueva de Doña Trinidad (auch Cueva de Ardales), etwa 2 km südöstlich von der Ortsmitte Ardales entfernt, weist zahlreichen Höhlenmalereien auf und stellt mithin eine bedeutende europäische Fundstätte prähistorischer Felszeichnungen dar (ORTIZ LOZANO 2005).



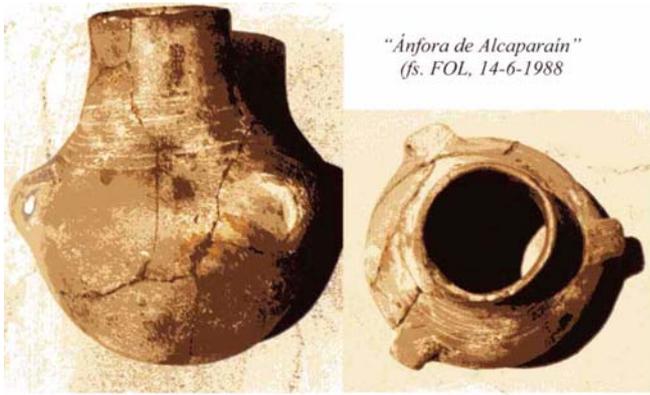
Abb.3-2:Die Region Ardales am Zusammenfluss des Río Guadalteba, Río Turón u. Río Guadalhorce. (eigene Erstellung nach einer Skizze v. ORTIZ LOZANO 2006, pers. Gespräch)



Abb.3-3:Negativhand (*mano negativa*) in der Cueva de Ardales (Canatlejo Duarte 2004)

Keramische Gefäße wie Töpfe, Becher und Schöpfkellen, die ebenfalls in der Höhle Cueva de Doña Trinidad gefunden wurden, belegen ebenso wie Funde im Tal des Río Turón und in den umliegenden Orten Peñarrubia (heute im Gebiet des Stausees Conde de Guadalhorce), Teba und Alosaina das menschliche Leben und erste landwirtschaftliche Nutzung des Raumes im Neolithikum (ORTIZ LOZANO 2004). Während die Höhlen Cueva de Doña Trinidad, die Cueva del Ánfora (eigtl. Cueva de la Herricilla da Mayorga) am Nordhang der Sierra Alcaparaín und die Fundstätte Abrigo del Gaitanejo in der Südwestwand des Cañón de Gaitanejo (Río Guadalhorce) als zentrale Unterkunft während des Viehhütens und der Weidegänge genutzt wurden, geht man bei Fundorten wie Atalayas, Peña, Isla und „Depósito del embalse“ von landwirtschaftlichen Dörfern bzw. Weilern aus (ORTIZ LOZANO 2005). Der Fund mehrerer kleiner Handmühlen aus Stein, auf der Peña de Ardales, datiert auf 5000 und 3000 Jahre v. Chr., weist eindrücklich auf die landwirtschaftliche Nutzung und den Getreideanbau hin (ORTIZ LOZANO 2005: 73).

Aus der Kupfersteinzeit (Chalkolithikum) wurden Hinweise auf Megalithgräber (z. B. Sepultura del Gigante, Ri. El Burgo) sowie Keramiken und Reste eines Getreidesilos (Olivar del cortijo Nuevo, Río Turón) gefunden (ORTIZ LOZANO 2005).



"Ánfora de Alcaparrain"  
(fs. FOL, 14-6-1988)



Abb.3-4: „Amphore von Alcaparrain“ aus der Cueva del Ánfora (ORTIZ LOZANO 2005)

Abb.3-5: Handgetreidemühlen von der Peña de Ardales (ORTIZ LOZANO 2005)

*Dibujo  
esquemático de  
los silos de  
cortijo Nuevo,  
tal y como los  
describieron  
Manuel Martín y  
José González*

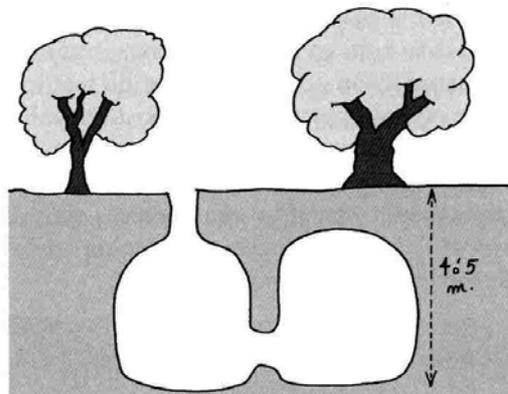


Abb.3-6: Getreidesilos auf dem Gelände des heutigen Cortijo Nuevo (ORTIZ LOZANO 2005)

Weitere Felsmalereien befinden sich in der Schlucht Desfiladero de los Gaitanes (Río Guadalhorce) und in der Schlucht Tajo del Molino (Sierra de Peñarrubia, Ri. Teba).

### Zwischen Phöniziern und Tartessos.

Mit der Gründung Malakas (Málaga) durch die Phönizier in den Jahren zwischen 810 und 790 v. Chr. gewannen die Siedlungen in der Region um den Zusammenfluss der Flüsse Río Turón, Río Guadalteba und Río Guadalhorce durch ihre strategische Pöat-zierung an den Handelswegen zwischen Málaga und Tartessos, einer Region, die man im Dreieck der heutigen Provinzen Huelva, Sevilla und Cádiz ansiedelt, an Bedeutung. Um etwa 700 v. Chr. müssen phönizische Händler und Siedler Zugang zum Valle de Hardales, dem Tal von Ardales, gefunden haben. Das belegen zahlreiche Funde phö-nizischer Keramiken, wie rot glasierte, auf Drehbänken hergestellte Krüge und Amphoren mit Henkeln etc.. Führte man diese Gegenstände zunächst noch ein, wurden sie bald selbst an Ort und Stelle produziert (ORTIZ LOZANO 2005). Nachdem die Phönizier Zugang zum Valle de Hardales hatten, war der Landweg zwischen Tartessos und den Phöniziern in Malaka (Málaga) über den Arroyo de las Cañas und die Täler des Río Turón und des Río Guadalteba geschaffen (RECIO RUIZ 1990). Das Hinterland von Tar-tessos entwickelte sich zu einer blühenden Handelsregion mit zahlreichen Befestigung-

gen auf strategisch günstigen Geländehöhen, um die Handelswege zu kontrollieren und zu verteidigen. Die Landwirte und Hirten der Täler wohnten in den Ansiedlungen und Dörfern der Ebene in der Nähe ihrer Felder und Weidegebiete (ORTIZ LOZANO 2005). Für die Zeit zum Höhepunkt des Handels mit Tartessos in den Jahrhunderten zwischen 700 und 500 Jahren v. Chr. stieß man im Valle de Hardales auf zahlreiche Spuren, die ein friedliches und reges Handelsleben dieser Zeit nachzeichnen. Dies belegen große Tonkrüge („pithoi“) zum Transport von Getreide, Oliven und Wein, die man in den Ansiedlungen Castellón de Gobantes (Zusammenfluss vom Río Guadalteba und Río Guadalhorce), Peña de Ardales (Río Turón) und Los Castillejos (Río Guadalteba) auffand (ORTIZ LOZANO 2005)

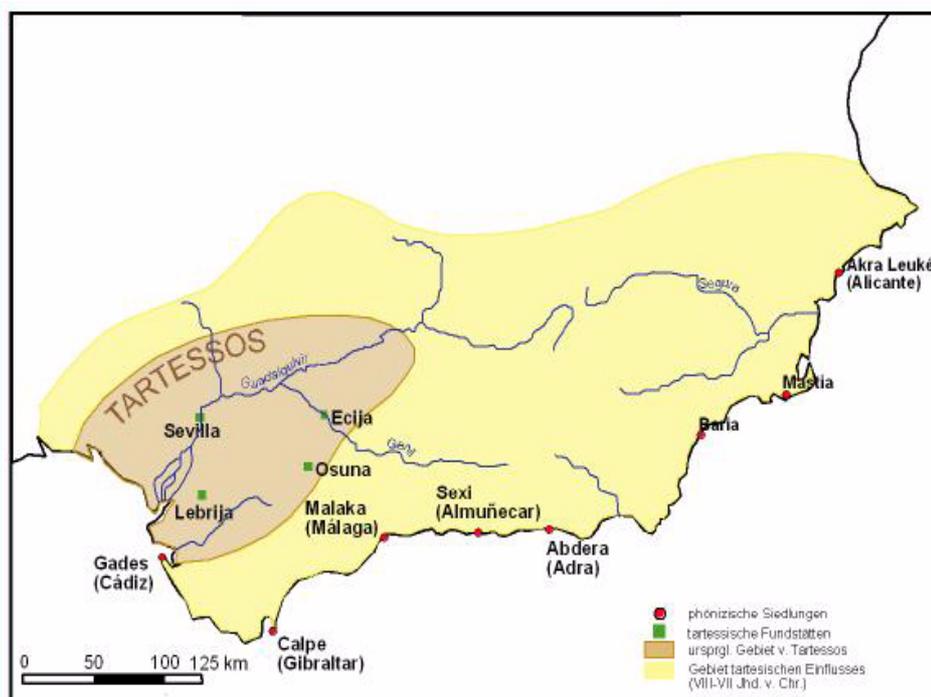


Abb.3-7: Kerngebiet (dunkel) und Einflussgebiet (hell) von Tartessos (verändert nach LÓPEZ DAVALILLO LARREA 2000)

### Die Iberer.

Nach dem Fall von Tyros durch die Belagerung unter der Führung von Nebukadnezar II und der Schwächung der Phönizier im Jahre 568 v. Chr. folgte mit einer Phase der Unruhen und Unsicherheit eine neue Kultur - die der Iberer. Die aristokratische Gesellschaftsstruktur der Iberer ließ das Hinterland von Tartessos in viele kleine Herrschaftsbereiche zersplittern. Die Bevölkerung des Valle de Hardales musste sich, auch um sich vor den banchbarten Kelten zur Wehr zu setzten, auf die gut zu verteidigenden Höhen wie Peña de Ardales und Castellón de Gobantes zurückziehen (ORTIZ LOZANO 2005, RECIO RUIZ 1990). Um 400 v. Chr. war die Halbinsel grob in drei große Zonen

unterschiedlicher Kulturen unterteilt: hauptsächlich im Nordwesten beheimatet die Kelten, im Süden und an der Levante, im Tal des Río Ebro und in den Pyrenäen die „iberische Kultur“ und die Kelt-Iberer in der zentralen Meseta und am oberen Río Ebro.

Die Gegend um das heutige Ardales lag im Überschneidungsbereich dieser Regionen und bildete somit die wichtige Verbindung zwischen Malaka (Málaga) und dem Valle del Baetis (Guadalquivir) und Ispali (Sevilla), dem Zentrum der ehemaligen Region Tartessos sowie zwischen dem Gebiet bei Antequera (ca. 45 km östl. Ardales) und der Serranía de Ronda im Westen. Zudem waren diese Gegend und deren Täler die kürzeste Verbindung zwischen den Getreideanbauflächen im Inland und dem Hafen der Karthager in Malaka. Zahlreiche Siedlungen entstanden bzw. erblühten weiter in den Jahren 450 und 400 v. Chr., wie Castellón de Gobantes, Castillejos de Teba und eine Siedlung im Bereich des heutigen Stausees Embalse de Guadalteba, sowie in der Sierra de Ortegícar am Fuß des Tajo del Escribano. Auch am Río Turón sind einige iberische Siedlungsplätze gelegen, wie die Ruinas del Boquerón, Morenito, Loma del Infierno, Loma del Quejigo. Ausserdem befinden sich dort die leicht zu verteidigenden Siedlungen Peña de Ardales sowie eine Festung am Sporn des Río Guadalhorce (am Osthang von Castellón de Gobantes) (ORTIZ LOZANO 2005: 152-160, RECIO RUIZ 1990).

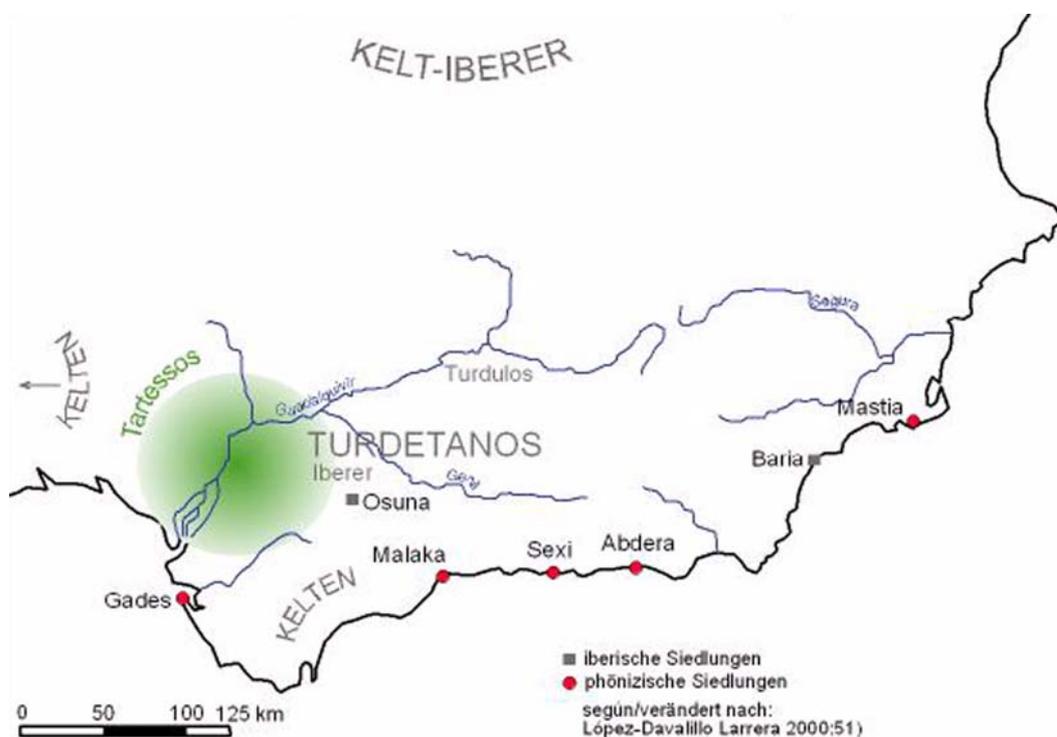


Abb.3-8: Kerngebiete der Keltiberer, Iberer und Kelten im südlichen Teil der Iberischen Halbinsel (verändert nach LÓPEZ-DAVALILLO LARREA 2000)

### **Zwischen Karthago und Rom.**

Schliesslich kollidierten die ständigen kriegerischen Auseinandersetzungen der Karthager mit dem noch kleinen aber aufstrebendem Volk der Römer, der letztendlichen Hegemonialmacht im mediterranen Raum, was in der Folge zu den drei Punischen Kriegen führen sollte. Nach dem Ersten Punischen Krieg 264-241 v. Chr. wurde Rom zur Hegemonialmacht im westlichen mediterranen Raum. Sie bemächtigte sich der Insel Sizilien und belegte die besiegten Karthager mit hohen Kriegssteuern (LÓPEZ-DAVALILLO LARREA 2000). Die Karthager richteten ihr Augenmerk auf das Inland der Iberischen Halbinsel und initiierten ausgehend von den karthagischen Städten Gadir (Cádiz), Malaka (Málaga) u.a. unter dem Anführer Amílcar Barca (Hamilkar Barka) Eroberungsfeldzüge in das keltische und iberische Inland der an Bodenschätzen reichen und landwirtschaftlich entwickelten

Halbinsel. Die Region Turdetanien (die ehemalige Region Tartessos) wurde schliesslich im Jahr 229 v. Chr. erobert. Das Tal und die Region um Ardales war aufgrund der Lage im Verbindungsraum zwischen Küste und Hinterland vermutlich eine der ersten eroberten Gebiete unter der neuen Vorherrschaft der Karthager (ORTIZ LOZANO 2005). In den Jahrzehnten zwischen 237 v. Chr. und dem Beginn des zweiten Punischen Krieges im Jahr 218 v. Chr. wurde somit ein karthagisches Reich auf der Halbinsel begründet. Asdrúbal (Hasdrubal) und schliesslich Aníbal (Hannibal) führten die Eroberungsfeldzüge fort und im Jahr 227 v. Chr. gründete Asdrúbal (Hasdrubal) Cartago Nuevo (Cartagena) (LÓPEZ-DAVALILLO LARREA 2000). Mit dem Angriff Aníbals (Hannibal) auf die mit Rom allierte Stadt Sagunto (Sagunt) im Jahr 219 v. Chr. begann mit dem Zweiten Punischen Krieg die römische Invasion der iberischen Halbinsel unter den Brüdern Gnaeus und Publius Cornelius Scipio. Ardales und die Umgebung gehörte schlussendlich zur römischen Provinz Hispania Ulterior. Die Brücke Puente de la Molina in dem Ort Ardales zeugt noch heute von der Bedeutung des Ortes auf dem Verbindungsweg zwischen Malaka (Málaga) und Acinipio (Nähe Ronda).

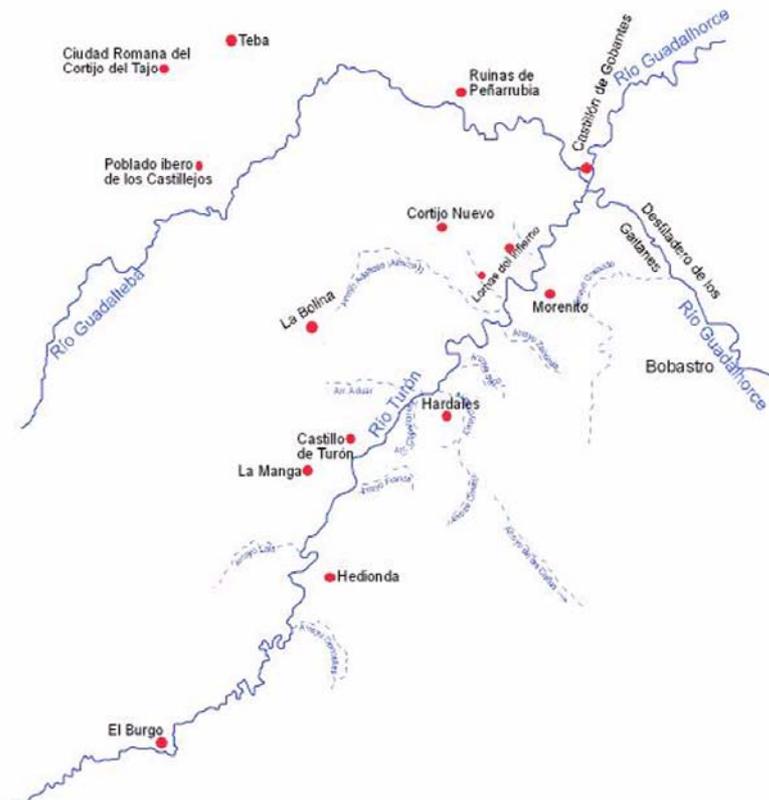


Abb.3-9: Siutation prähistorischer, historischer u. aktueller Siedlungsplätze in der Region um Ardales (eigene Erstellung nach e. Skizze v. ORTIZ LOZANO 2005)

### Zwischen maurischem Königreich Granada und christlicher Reconquista.

Zu Zeiten der Reconquista lag die Region linksseitig des Flusses Río Turón Richtung Norden in einer Art erzwungenen landwirtschaftlichen Brache. Durch die christliche Eroberung Tebas im Jahr 1330, war diese Grenzregion zum Gebiet um den Ort Ardales, welches noch bis zum Jahr 1453 unter muslimischer Vorherrschaft des nasridischen Königreiches Granada stand. Die Region wurde lediglich weidewirtschaftlich für Schafe und Kühe genutzt. Nicht nur die Viehzüchter der angrenzenden Orte Ardales und Teba nutzten diese Gebiete, sondern, hervorgerufen durch den hohen Weidedruck im gesamten Bereich der Region des Königreiches Granada, auch Viehzüchter weiter aus dem weiter entfernten Landesinneren, was zu weitreichenden Spannungen führte (ROMERO GONZÁLEZ ET AL. 2004).

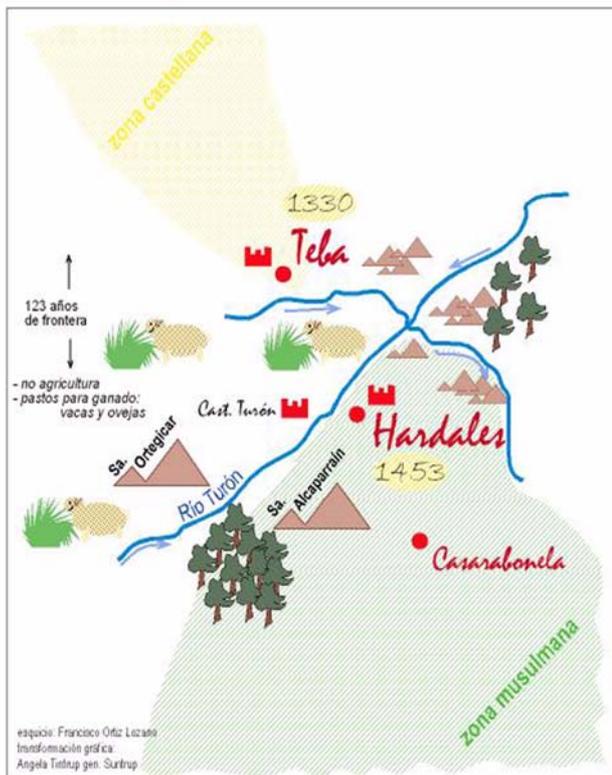


Abb.3-10:Die Region um das heutige Ardales zu Zeiten der Reconquista (eigene Erstellung nach e. Entwurf von Ortiz Lozano 2005)

Eine weitere landwirtschaftliche Nutzung fand nicht statt. Wie das gesamte Hinterland der südspanischen Küste war auch die Sierra de Alcaparraín, an dessen Hang der Ort Ardales liegt, von dichtem und hohem Wald bewachsen (STRABO, KAP. 4) (Quercus, Pinus). Unter christlich-kastilischer Krone In den Jahren ab etwa 1500 wurde die vormalige Grenzregion zwischen dem christlichen Herrschaftsbereich der katholischen Könige Isabel und Fernando (Isabella v. Kastilien, Ferdinand II v. Aragón) und dem muslimischen Herrschaftsbereich als sog. Campiña ausgewiesen; d.h. die ehemalige Grenzregion wurde (wieder) zum z.B. Getreideanbau genutzt. Neben Getreide (Weizen und Gerste) wurden auch Oliven, Kichererbsen und Mandeln angebaut. Beidseitig des Río Turón wurde Bewässerungsfeldbau betrieben und in der sog. Huerta de Ardales Birnen und Kirschen angebaut. Nordöstlich von Ardales dagegen wurden weitläufige Weinberge in Nutzung genommen, die sog. Las Viñas.

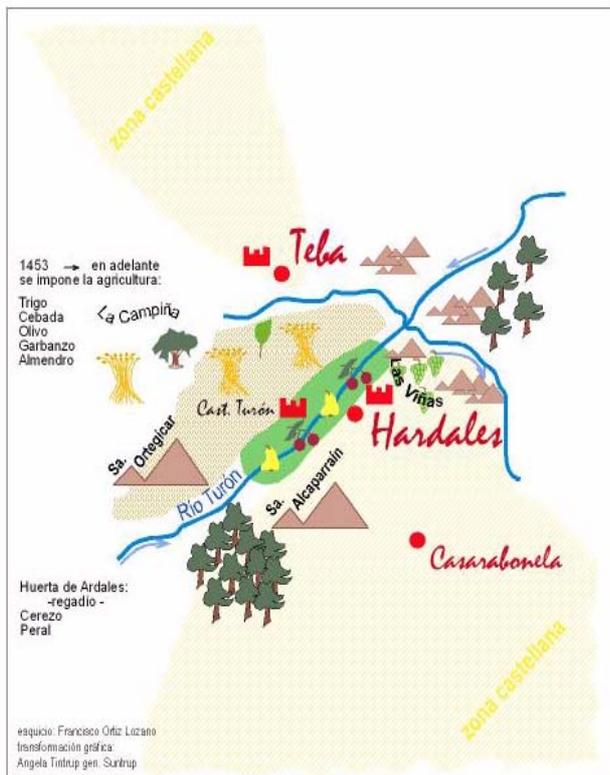


Abb.3-11:Die Region um Ardales: nach christl. Eroberung (eigene Erstellung nach e. Entwurf v. Ortiz Lozano 2006, pers. Gespräch)

## 19. bis 20. Jahrhundert.

Im 19. Jahrhundert verbreitete sich jedoch auch auf der Iberischen Halbinsel die Reblausplage. Sie verursachte verheerende Schäden im spanischen Weinbau (BERNECKER, W. 2006: 252) und führte nahezu zu einem Zusammenbruch des wichtigsten Handelszweiges des Marktes im Málaga des 19. Jahrhunderts (SIVERA TEJERINA, M.A. 1988: 72). 1886 erreichte die Reblauskrankheit die Region um den Ort Ardales und vernichtete beispielsweise die Weinberge Las Viñas. In der Folgezeit wurden die Weinberge durch den Mandelanbau ersetzt (ORTIZ LOZANO, F. 2006, persönliches Gespräch). Im Jahre 1914 begannen im Herbst die Bauarbeiten für den Stausee Embalse Conde de Guadalhorce, vormals Embalse del Chorro, die im Jahr 1921 mit der Fertigstellung der Staumauer mit einer Höhe von maximal 54,10 m über dem Flussbett abschlossen (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 1973: 7). Schon während der Bauarbeiten erfolgte eine teilweise Aufstauung des Río Turón (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 1973:05). Die Bauarbeiten für die Stausysteme der Stauseen Embalses Guadalteba y Guadalhorce begannen im Jahr 1966. Eine Aufstauung des Río Guadalteba erfolgte bereits im Jahr 1971, 1973 waren die Bauarbeiten für die Stausysteme abgeschlossen (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 1973: 5).

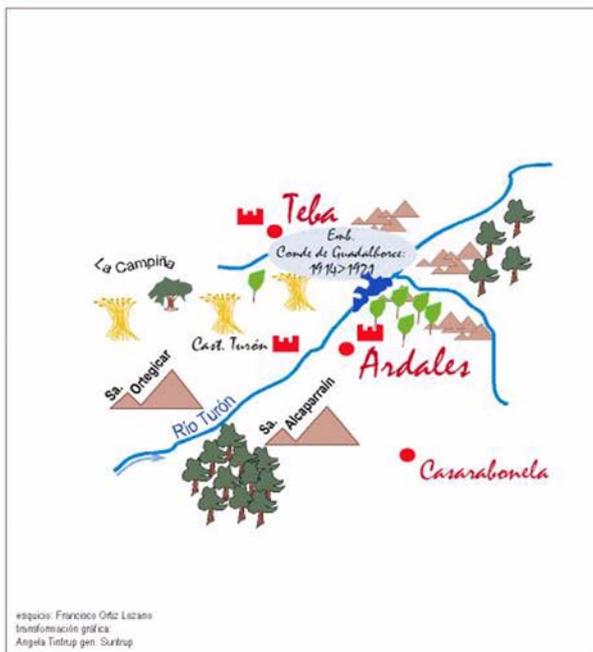


Abb.3-12:Die Region nach dem Bau des Stausees Embalse Conde de Guadalhorca (eigene Erstellung nach e. Skizze v. Ortiz Lozano 2006, pers. Gespräch)

Zwischen den Jahren 1960 und 1984 fand in den Bereichen um den Stauseekomplex eine weiträumige Wiederaufforstung statt, in der Hauptsache jedoch einseitig mit Kiefern (Pinus) (ORTIZ LOZANO 2006, pers. Gespräch, GONZÁLEZ, M. R. ET AL. 2002:14). Der Mandelanbau im Gebiet der ehemaligen Las Viñas nordöstlich von Ardales ging in den Jahren zwischen 1978 und 1984 stark zurück. Das Land wurde von öffentlicher Seite gekauft und man forstete dieses Gebiet mit Kiefern (Pinus), Steineichen (Quercus ilex) und Zypressen (Cupressacaceae) wieder auf. Die Sierra Alcaparraín südlich von Ardales litt 1973 und 1974 unter insgesamt drei schweren Waldbränden, die nahezu den gesamten alten Baumbestand (Steineichen) vernichteten. Die Wiederaufforstung erfolgte abermals in der Hauptsache mit schnell wachsenden Kiefern.

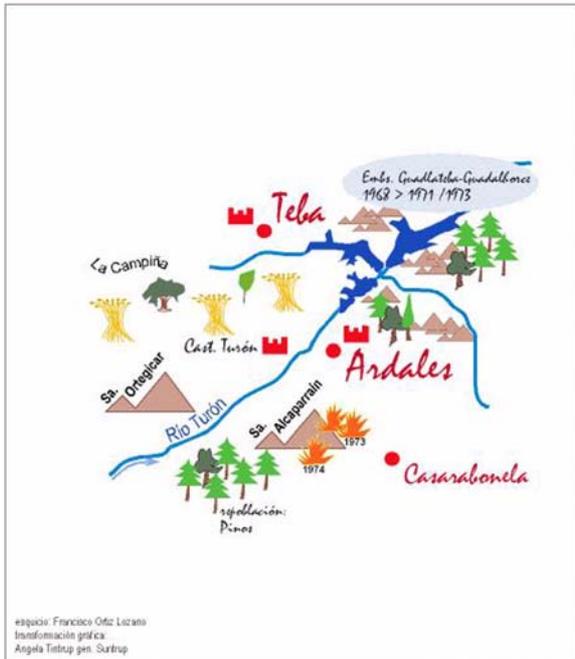


Abb.3-13: Die Region um Ardales nach Fertigstellung des Stauseekomplexes Guadaleba-Guadalhorce (eigene Erstellung nach e. Entwurf v. Ortiz Lozano 2006, pers. Gespräch)

### 3.3 Der Stauseekomplex Embalses del Guadalhorce-Guadaleba

Der Stauseekomplex Embalses de Guadaleba y Guadalhorce bestehend aus drei Stauseen liegt im Bereich des Zusammenfließens der drei Flüsse Río Guadalhorce, Río Guadaleba und Río Turón. Insgesamt haben die drei Stauseen ein Einzugsgebiet von 1431 km<sup>2</sup> Fläche (CONFEDERACION HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:14).

#### Embalse Conde de Guadalhorce.



Abb.3-14: Lage des Stauseekomplexes Guadaleba-Guadalhorce (verändert nach CONF. HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004)

1914 begannen die Bauarbeiten für eine 35 m hohe Staumauer, die den Río Turón nach einer Lauflänge von 12 km aufstaute. Das Becken des Stausees liegt in eozänem und miozänem Sandstein, Mergeln und Tonen, sowie alluvialen Kiesen und Tonen mit

einigen Aufschlüssen im Mergel und Kalkmergel des Jura. Die Staumauer ist auf miozänem Sandstein gebaut (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:12). Der Stausee mit dem Namen Pantano del Chorro erhielt damit eine Staukapazität von 27 hm<sup>3</sup> bei einem Einzugsgebiet von 270,5 km<sup>2</sup> (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 1973:7). Mit dem Ausbau der Staumauer auf 50 m Höhe im Jahr 1921 erreichte der Stausee eine Staukapazität von 80 hm<sup>3</sup>. Da die Kapazität des Stausees die Beiträge aus dem Río Turón überschritt, konnte in den Jahren 1927-30 ein Staudamm und ein Kanal von 4,6 km Länge mit einer Kapazität von 12 m<sup>3</sup>/s zur Ableitung des Río Guadalteba in den Pantano del Chorro gebaut werden. Diese Überleitung wurde zu Beginn der 1970er Jahre durch den Bau der Stausees Guadalteba überflüssig. Weiter flussabwärts des Río Guadalhorce erbaute die Compañía Hidroeléctrica von 1924-1927 die Staumauer „Gaitanejo“ mit einer Höhendifferenz von 20 m zur Erzeugung hydroelektrischer Energie. Dieser kleine Stausee Gaitanejo diente gleichzeitig als Ablauf des Pantano del Chorro, weshalb auch diese Staumauer in den Jahren der Staumauererweiterung des Pantano del Chorro ausgebaut wurde. Mit dem Bau einer hydroelektrischen Station am Fuß der Staumauer war es durch ein System von Kupplungen möglich, sowohl Turbinen zur Energiegewinnung als auch eine Pumpe zum Befördern von Wasser aus dem Río Guadalhorce in den Stausee zu betreiben. Die Schleppfracht des Río Turón, die durch die Staumauer im Staubecken zurückgehalten wurde, verringerte die Staukapazität des Pantano del Chorro. Dieser Kapazitätsverlust wurde 1945-1947 durch eine erneute Erhöhung der Staumauer des Pantano del Chorro um 3,80 m kompensiert, wodurch eine Erweiterung der Staukapazität um 11,4 hm<sup>3</sup> auf insgesamt 86,1 hm<sup>3</sup> erzielt wurde. Die Verringerung der Staukapazität durch die zunehmende Sedimentation im Staubecken setzte sich fort und hat bis heute die nutzbare Kapazität des Stausees Pantano del Chorro, der im Jahre 1953 zum Embalse Conde de Guadalhorce umbenannt wurde, auf 66,5 hm<sup>3</sup> verringert (CONFEDERACION HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:8).

### **Embalses Guadalhorce-Guadalteba.**

Die wachsende Notwendigkeit, die Kapazität der Regulierung zu erhöhen, abgeleitet aus der Bewilligung zu einer vollständigen Nutzung der hydraulischen Energieressourcen des Río Guadalhorce und seiner Nebenflüsse führte zum Entwurf eines Betonstaudammes unmittelbar unter dem Zusammenfluss des Río Guadalhorce und Río Guadalteba. Man verwarf jedoch den zunächst naheliegenden Standort einer Staumauer am Eingang zum Durchbruch Tajo de los Gaitanes aufgrund der zu erwartenden

---

wirtschaftlichen und administrativen Schwierigkeiten, die eine Überflutung der Staumauer des Pantano del Chorro und der schwierige Bau einer neuen längeren Bahnlinie zur Folge hätte. Zudem befürchtete man starke Schwierigkeiten durch die permeablen Kalke im Gebiet des Tajo de los Gaitanes (span. *tajo* dt. Schlucht). Erkenntnisse aus geologischen Untersuchungen bestätigten ausserdem die für den Bau einer Staumauer grenzwertige Situation im Sandstein in dem tragenden Fundament einer dortigen Staumauer aus Beton. Schliesslich entschied man sich im Jahr 1964 für den Bau von Zwillingstaumauern aus Lockermaterial, jeweils etwas weiter flussaufwärts der Flüsse Río Guadalteba und Río Guadalhorce gelegen. Im Jahr 1966 begannen die Bauarbeiten, die jedoch nach weiteren geologischen Untersuchungen 1968 und den erkannten komplexen tektonischen Gegebenheiten der Region weitreichend verändert und neu geplant werden mussten (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:9). Beide Staubecken liegen zum Grossteil in inpermeablen Schichten des Oligozän und Miozän; das Becken des Embalse de Guadalhorce reicht bis in den Bereich der Trias. Das Schichtprofil an der Position der Staudämme ist eine Abfolge von jurassischen Kalken, kretazischen Mergeln, Sandsteinen des Miozäns, gefolgt von quartären fluvialen Ablagerungen. Darüber liegen mit einer Mächtigkeit von teilweise 18 m Schluffe der rezenten Sedimentation des kleinen vormaligen Stausees Embalse de Gaitanejo. Besonders die Sandsteine bergen durch ihre innere Heterogenität komplexe tektonische Gegebenheiten. Zahlreiche tektonische Störungen, Brüche und Diaklasen auch in den Mergeln und Kalken bilden die geologische Ausgangssituation für den Staudamm- bau (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:12). Schliesslich begann mit der Fertigstellung der beiden Staumauern im Jahr 1971 die Aufstauung des Rio Guadalteba und im Jahr 1973 die des Río Guadalhorce. Der Embalse de Guadalteba besitzt ein Wassereinzugsgebiet von 417 km<sup>2</sup> (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:14). Bei einer Staumauerhöhe von 65 m über dem Flussbett hat der Stausee eine Kapazität von 156 hm<sup>3</sup> (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:20). Die Staukapazität des Embalse de Guadalhorce liegt bei 126 hm<sup>3</sup>. Auch diese Staumauer hat eine Höhe von 65 m über dem Flussbett. Zugleich mit dem Bau der Stauanlagen wurde eine neue Bahnlinie von 12 km Länge gebaut, die auf 8,3 km durch vier Tunnel verläuft (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:9). Ausserdem mussten die im Überflutungsbereich liegenden Verbindungsstrassen durch ein neues Strassennetz mit einer Länge von insgesamt 28 km Länge ersetzt werden. Durch den Bau der Stauseen Guadalteba und Guadalhorce musste die Ortschaft Peñarrubia und die Siedlung Estación de Gobantes umgesiedelt werden. Ihre Bewohner wurden zu einem Großteil in

den Stadtteilen Málaga-La Rosalía und Maqueda, einige in den umliegenden Orten Teba und Ardales wiederangesiedelt (frdl. schriftl. Mitteilung von José Luis Villalba Ramírez, Ardales).

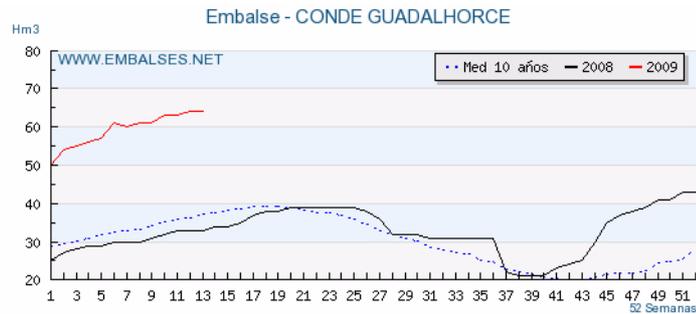


Abb.3-15:Speichervolumen Stausee Conde de Guadalhorce: 10-jähriges Mittel gepunktet, 2008 schwarz, 2009 rot (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, [www.embalses.net](http://www.embalses.net))

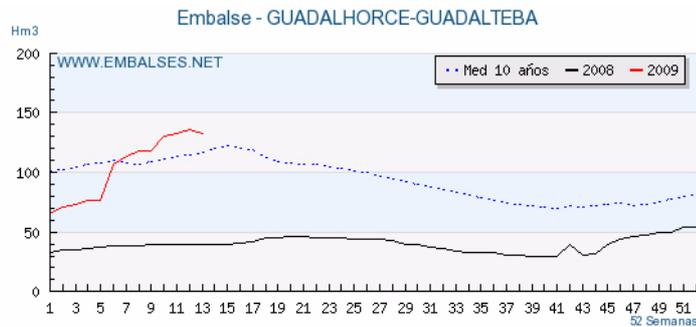


Abb.3-16:Speichervolumen der Stauseen Guadalteba-Guadalhorce: 10-jähriges Mittel gepunktet, 2008 schwarz, 2009 rot (MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, [www.embalses.net](http://www.embalses.net))

### 3.4 Geologie und Paläogeographie

#### 3.4.1 Übersicht

Der westliche Mittelmeerraum liegt geologisch in der tertiären eurasiatisch-afrikanischen Bruchzone. Räumlich eng benachbart entstand durch tektonische Dynamik ein Nebeneinander von Hebungen mit Gebirgsbildung und Einbrüche tiefmariner Becken (WAGNER 2001:213). Im späten Paläozoikum wurde das westliche Mediterrangebiet von der variskischen Orogenese erfasst. Plutonite und regionalmetamorphe Gesteine prägen heute diese Gebiete (SCHÖNENBERG, NEUGEBAUER 1994: 200). Im späten Mesozoikum kam es in der westlichen Tethys zu einer Ausdünnung kontinentaler Kruste und zum

Aufbau ozeanischer Kruste - wichtige Randbedingungen für den Ablauf der in der späten Unterkreide einsetzenden alpidischen Orogenese (SCHÖNENBERG, NEUGEBAUER 1994:200).

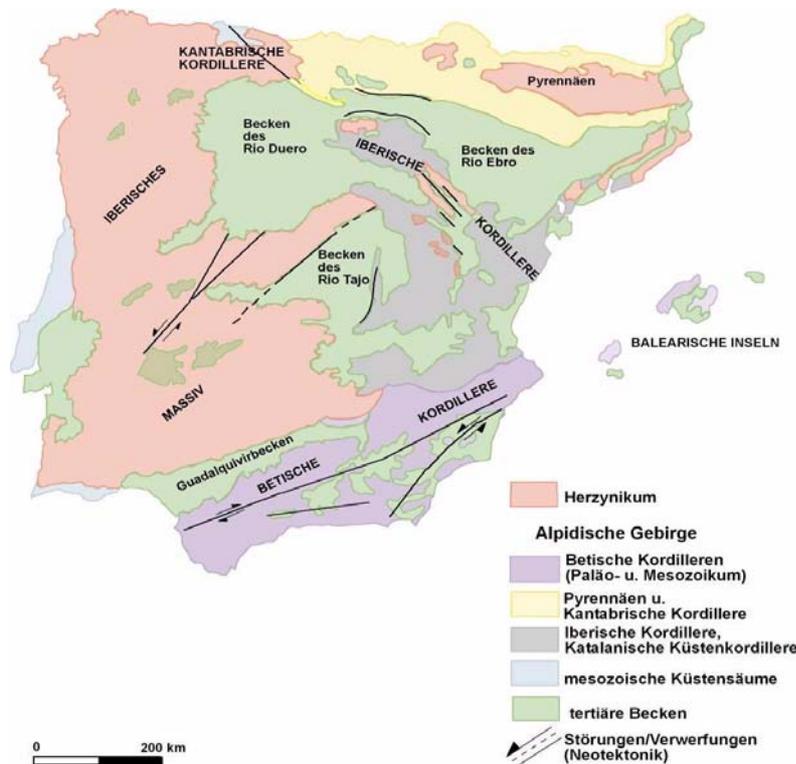


Abb.3-17:Übersicht über die geologischen Großeinheiten der Iberischen Halbinsel (verändert nach GUTIÉRREZ ELORZA 1994 , LÓPEZ ONTIVEROS 2003)

Die Rotation der Iberischen Halbinsel und die Öffnung der Biscaya kennzeichnen die Oberkreide u.a. das Einsetzen der Orogenese im Bereich der heutigen Pyrenäen. Hauptursache für die Reliefbildung in Andalusien sind die Deformationen der Landmassen nach den Kollisionen während der herzynischen Orogenese. Im Übergang Oberkarbon - Perm zerbrach während postherzynischer Tektonik das Iberische Massiv und es entstanden zahlreiche Störungen und Schwächezonen auf einer Länge von etwa 500 km, die auf eine Dehnungsphase bis hinein in das Mesozoikum nach dem

Zusammentreffen der Landmassen zurückführend interpretiert werden (MOREIRA MADUEÑO 2003: 96). Diese spätherzynischen Störungen wurden nachfolgend reaktiviert und verursachten in Dehnungsphasen Senkungen, in Kompressionsphasen Deckenüberschiebungen. Diese paläotektonische Entwicklung ist ursächlich mit den Plattenbewegungen der Afrikanischen und der Iberischen Platte verknüpft, da die Iberische Platte während der Öffnungsphase des Atlantischen Ozeans zwischen der Afrikanischen Platte und der Thethys lag. Eurasien und die Iberische Platte wurden durch zwei Gräben voneinander abgetrennt, wodurch im Norden das Sedimentbecken im

Vorland der Pyrenäen und im Süden das der Betiden entstand. Durch zwei Bewegungsphasen kam es zu einer Annäherung dieser Platten. Eine erste Phase führte zu einem transtensionalen Aufgleiten. In der Oberen Kreide kam es durch das Aufeinanderstoßen der Euroasiatischen Platte und der Afrikanischen Platte zu einer zweiten starken kompressiven Phase und somit zur Alpidischen Orogenese. Die Kompressionen fanden im Wesentlichen in einer nordwest-südöstlichen Richtung statt und sind heute in Form moderater Deformationen im Iberischen Massiv erkennbar. Nach der Kompressionsphase der Alpidischen Orogenese begann vor etwa 20 Mio. Jahren im Miozän eine Dehnungsphase, die die Entwicklung des Mar de Alborán, der Depression des Guadalquivir und anderer Depressionen im Süden der Betischen Kordilleren einleitete. Diese postorogenen Dehnungsphasen im Miozän und Pliozän führten zu Vulkanismus, der durch die Sierra de Cabo de Gata und im Mar de Alborán repräsentiert ist. Tektonische aktive Phasen im Pliozän deformierten vor allem die mio-pliozänen Sedi- mente der postorogenen Senken. Eine neuerliche nord-südlich verlaufende Kompression deformierte die im Südosten gelegenen Depressionen in ost-westlich verlaufenden Richtungen.

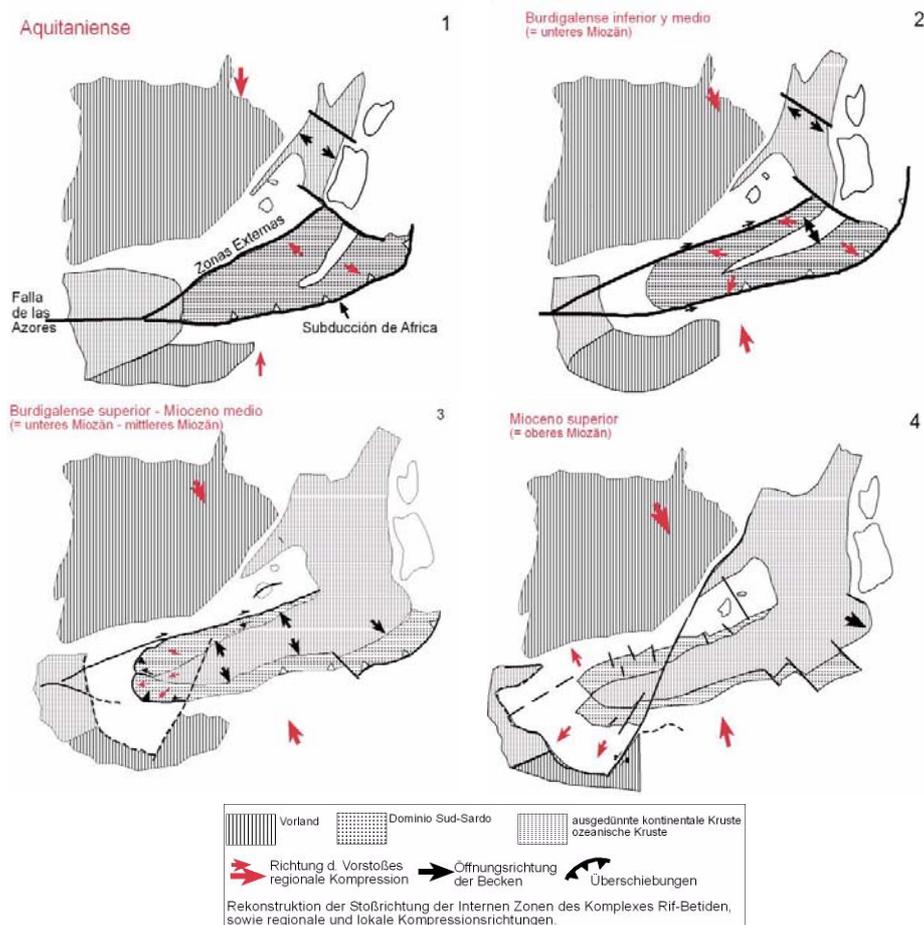


Abb.3-18:Rekonstruktion der Internen Zonen des Komplexes Rif-Betiden, regionale und lokale Kompressionsrichtungen (eigene Erstellung verändert nach LÓPEZ ONTIVEROS 2003)

### 3.4.2 Betische Kordilleren

Die Betischen Kordilleren mit den Balearen bilden den südeuropäischen Hauptast des Alpin- Perimediterranen Orogens. Im südlichen mediterranen Raum formt es eine nahezu geschlossene Kette, die sich an den Küsten Südeuropas und Nordafrikas entlang zieht (MARTÍN ALGARRA, VERA. J. A. 2004: 352).

Die Betischen Kordilleren formen einen einheitlichen Komplex von Gebirgsketten, die sich auf der Iberischen Halbinsel von der Strasse von Gibraltar (Provinz Cádiz) bis an das Cabo de la Nao, Alicante erstrecken. Dessen ungeachtet verlängern sie sich unter dem Mittelmeer und treten erneut mit den Balearischen Inseln zutage, während sie in Richtung Süden eine klare Kontinuität mit den Gebirgen im Norden Marokkos aufweisen. In Andalusien machen diese Gebiete der Betischen Kordilleren mehr als die Hälfte der Region aus (MOREIRA MADUEÑO 2003: 89). Gemeinsam mit dem Rif bilden sie Ketten der alpidischen Orogenese, aufgebaut aus mesozoischen Sedimenten in einem post-herzynisch angelegten Becken.

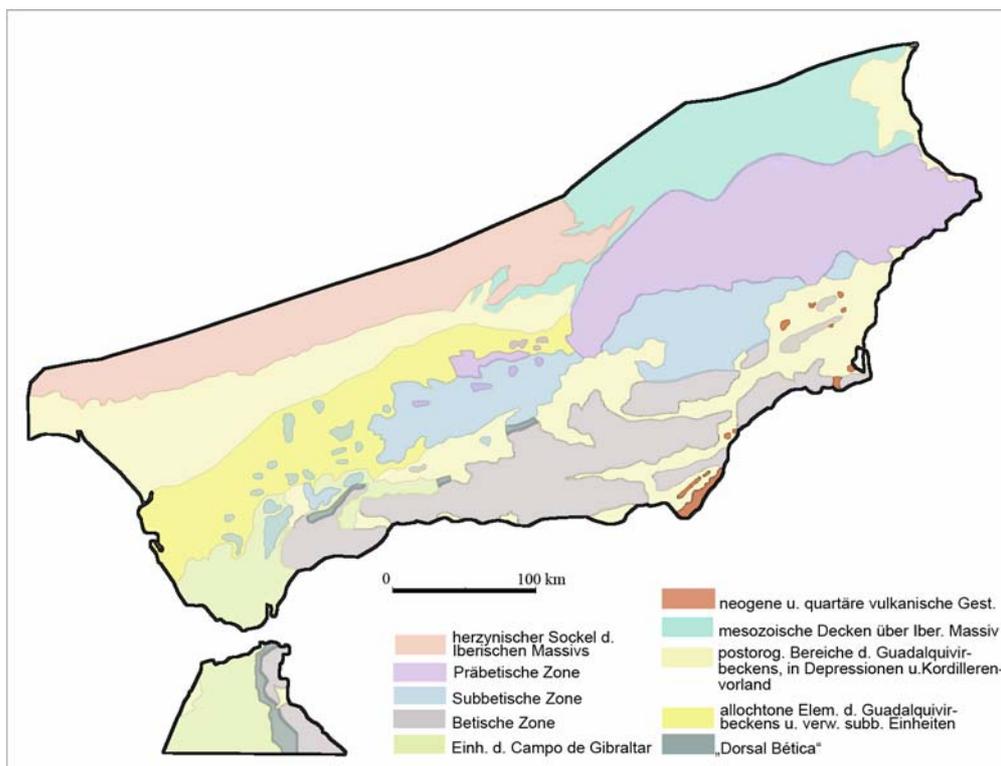


Abb.3-19: Tektonische Großeinheiten der Betischen Kordillere u. angrenzender Gebiete (eigene Erstellung nach FONTBOTÉ u. ESTEVÉZ 1980 in GUTIÉRREZ ELORZA 1994)

Die Strukturen der Betischen Kordilleren und ihre paleogeographische Entwicklung sind vielschichtig. Die Elemente dieses Orogens streichen von WSW nach ENE. Der komplexe tektonische und stratigraphische Aufbau wird in mehrere Untereinheiten

gegliedert. Zahlreiche Autoren haben dies mit einer Vielzahl verschiedener Unterteilungen von Gebieten, Zonen, Einheiten und Komplexen beschrieben, deren Nomenklatur sich seit den fünfziger Jahren des letzten Jahrhunderts (SOLÉ, 1952) konsolidierte und ab den siebziger Jahren (FONTBOTÉ 1974) schliesslich etablierte. Die Betischen Kordillern teilen sich aufgrund ihrer Lithologie, Tektonik und ihrer paleogeografischen Entwicklung in die Internen Zonen (Zonas Internas) und die Externen Zonen (Zonas Externas) auf. Diese Nomenklatur hebt die mehr innere bzw. mehr marginale Position der Materialien hervor, die das Relief der Betischen Geosynklinale bilden. Vulkanische Phänomene beeinflussten diese Gebirgsketten in unterschiedlichen Zeiträumen während und nachfolgend ihrer Entstehung und verursachten ausgedehnte vulkanische Gebiete (Cabo de Gata, Mar de Alborán). Schliesslich bildeten Einbrüche und postorogene Vertiefungen eine Gesamtheit von Depressionen, die als Intrabetische Depressionen (Depresiones Intrabéticas) bezeichnet werden (LÓPEZ ONTIVEROS, A. 2003). Klassischerweise unterteilt man die Betischen Kordillern in Zonen unterschiedlicher paläogeographischer Bedeutung, denen einige weitere Komplexe und Großeinheiten zugeordnet werden. Ausgehend von der Depression des Río Guadalquivir in Richtung Süden unterscheidet man die Präbetische Zone (Zona Prebética), die Subbetische Zone mit Penibetikum (Zona Subbética con Penibético) und die Betische Zone (Zona Bética). Zusätzlich lassen sich die Einheiten des Campo de Gibraltar (Unidades de Campo de Gibraltar) und der Komplex Dorsaliano (Complejo Dorsaliano) abgrenzen, die zwischen Subbetischer und Betischer Zone gelegen sind. Präbetische Zone, Subbetische Zone und die dazwischenliegenden Intermediären Einheiten (Unidades Intermedias) werden gemeinhin als Externe Zonen (Zonas Externas) bezeichnet, während die Betische Zone mit ihren drei enthaltenen Komplexen Nevado-Filábrides, Alpujárrides, Maláguides unter Interne Zonen (Zonas Internas) zusammengefasst werden. Der Komplex Dorsaliano, und bei einigen Autoren auch die Einheiten des Campo de Gibraltar, lässt sich den Internen Zonen zuordnen.

**Tabelle 3-1: Einheiten der Betischen Kordilleren (nach versch. Autoren)**

<b>Betische Kordilleren</b>			
<b>Zone</b>	<b>Komplex</b>	<b>Lithologie</b>	<b>Vorkommen</b>
Interne Zonen	Nevado-Filábride	Metamorphite	Sierra Nevada, Sierras de Almería
	Alpujárride	Metamorphite, Sedimentite	Málaga, Granada, Almería
	Maláguide	Sedimentite	Málaga, selt. Granada u. Almería
Campo de Gibraltar		Turbidite, Sedimentite	Cádiz, Málaga, selt. Granada u. Almería
Externe Zonen	Präbetikum	Karbonate (kontinental, flachmarin)	Jaén, Granada
	Subbetikum (mit Penibetikum)	Karbonate (marin)	alle andalusischen Provinzen, außer Huelva

### **Externe Zonen.**

Die Externen Zonen formieren sich im Süden und Osten aus dem Macizo Hespérico, autochtonen mesozoischen und paleogenen Materialien. Relativ einfache Tektonik mit neritischen Fazies (flachmarin) führten zu einer Abgrenzung der Präbetischen Zone. Pelagische Fazies und eine komplexe Tektonik differenzieren die Subbetische Zone. Gemeinsam mit den Intermediären Zonen wird das Präbetikum und das Subbetikum auch als (span.) Paleomargen Sudibérico bezeichnet. Die Einheiten lagerten sich am südlichen Rand der Europäischen Platte ab. Innerhalb der Externen Zonen wird in die Präbetischen Zonen, die Intermediären Einheiten und die Subbetischen Zonen differenziert.

- Zona Prebética - Die Präbetische Zone erstreckt sich zwischen Martos (Provinz Jaén) und Puebla de Don Fadrique (Provinz Granada). Es dominieren Kalksteine, Mergel und Sandsteine. Sie bilden eine nach Nord, Nordwest und West orientierte sanft gefaltete Decke mit spät-miozänen Verwerfungen. Zur Präbetischen Zone gehören die Sierra de Cazorla und Sierra Segura, Sierra de Castril und die Sierra de Tahivilla.

- Unidades Intermedio - Die Intermediären Einheiten liegen zwischen der Präbetischen und der Subbetischen Zone. Sie sind gebildet aus kretazischen und jurassischen Turbiditen am Fuße der Präbetischen Zone. Der Norden der Sierra de Jabalcuz und Mágina (Provinz Jaén) gehören zu diesen Einheiten.

- Zona Subbética - Die Subbetische Zone hat eine größere räumliche Ausdehnung als die beiden zuvor beschriebenen Einheiten. Es wird in der Hauptsache aus Sedimenten der Trias und des Jura gebildet. zum Teil finden sich Sedimente des Mittleren Miozäns und in geringem Maße Vulkanite (VERA, J. A. ET AL. 2004, S. 354). Auch hier fehlen Materialien, die älter sind als Mesozoikum. Das Subbetikum gliedert sich von Nord nach Süd in: Externes (Subbético Externo), Mittleres (Subbético Medio) und das Interne Subbetikum (Subbético Interno) oder auch Penibetikum.

- Subbético Externo - Das Externe Subbetikum ist charakterisiert durch jurassische Kalke und Dolomite, triassische Dolomite und kretazische Kalkmergel. Hierzu gehören die Sierra del Becerro, Sa de Cabra, der südliche Teil der Sierra de Mágina, Jabalcuz und Pandera.
- Subbético Medio - Das Mittlere Subbetikum zeigt Mergel des Jura mit Lavaeinschlüssen des Lias und Kalkpakete. Der Corredor del Boyar, die Sierra de Lijar (Provinz Cádiz), Sa del Pedroso und Albayate (Provinz Córdoba) und die Sa del Alta Coloma und Campanario zwischen Jaén und Granada gehören zum Mittleren Subbetikum.
- Subbético Interno - Das Interne Subbetikum (mit Penibetikum) wird durch jurassische Kalke und rötlichen kretazischen Ablagerungen repräsentiert. BLUMENTHAL (1927) und später auch andere Autoren bezeichnen diese Einheit als Penibetikum. Hierzu gehören die Sierra de Líbar, Sa de Pinar (Provinz Cádiz), die Serrania de Ronda und Sa de Antequera (Provinz Málaga), Sa de Loja und Sa de Arana (Provinz Granada) und die Sa. de Orce und Sa de María (Provinz Almería).

### **Interne Zonen.**

Die Internen Zonen, auch als Gebiet von Alborán bezeichnet, beschreiben im engeren Sinne die Betische Zone, gebildet aus einem kompliziert aufgebauten Becken aus Schichten von Verschiebungen und Rutschungen und allochthonen Einheiten, die sich wiederum in drei Komplexen anordnen: Nevado-Filábride-Komplex, Komplex Alpujarride und Komplex Maláguide sowie die Zirkumbetische Zone (Zona Circumbética) mit den Einheiten des Campo de Gibraltar und dem Komplex Dorsaliano (Dorsaler Komplex), die sich im Norden der Internen Zonen erstrecken (BAENA, J., JEREZ, L. 1982).

Diese Betische Zone, die sich von Estepona (Provinz Málaga) bis Cartagena (Provinz Murcia) erstreckt, grenzt sich durch den anstehenden paläozoischen Sockel ab und enthält ultrabasische magmatische Gesteine. Hier befinden sich die höchsten Erhebungen Andalusiens, die durch die drei großen sich überlagernden allochthonen tektonischen Einheiten repräsentiert werden.

- Der Complejo Nevado-Filábride, in dem metamorphe Gesteine wie beispielsweise Schiefer, Glimmerschiefer, Marmor, Gneise etc. dominieren, unterlagert stratigraphisch dem Complejo Alpujarride und ist somit der unterste Komplex, der seinerseits unterteilt wird in die Decke des Mulhacén (Manto del Mulhacén) und die Decke des Veleta (Manto del Veleta). Zum Complejo Nevado-Filábride gehören die Sierra Nevada, Sa de los Filabres, Sa de Alhamilla, Sa de Cabrera und Sa Almagrera.

---

- Der Complejo Alpujárride überlagert den Complejo Navado-Filábride und erstreckt sich nördlich und südlich dessen. Er ist seinerseits unterteilt in obere, mittlere und untere Decken (Mantos Superiores, Intermedios und Inferiores). Es dominieren paläozoische und triassische Gesteine, die einem Metamorphismus unterschiedlicher Intensität unterlagen. Dieser Komplex ist reich an karbonatischen Gesteinen, Phylliten und Quarziten. Im Westen Málagas sind Peridotite angeschlossen. Zu diesem Komplex gehören die Sierra de Lújar, Sierra Contraviesa, Sa Gádor, Sierra Tejada y Almirajara, Sierra de Las Estancias, Sierra de Baza, Sierra Blanca y Bermeja.

- Der Complejo Málagaide wird aus paläozoischen (Silur, Karbon) Gesteinen gebildet. Darüber befindet sich mit den Capas rojas detríticas (rote detritische Schichten) eine mesozoische Decke der Permo-Trias, jurassischen Kalken und Dolomiten, sowie kreidezeitlichen Mergeln und Kalkmergeln. Paläozoische Grauwacken und Kalke wurden metamorphisiert. Morphologisch betrachtet, sind die Montes de Málaga und die Litorale von Marbella und Fuengirola die Hauptvertreter des Complejo Málagaide.

- Die Zona Circumbética gehört nach BAENA UND JEREZ (1982) zu den Internen Zonen (LÓPEZ ONTIVEROS, A. 2003). Sie umgibt die Betische Zone und fasst mehrere verschiedene Komplexe zusammen, die unterschiedliche Bezeichnungen erhielten (LÓPEZ ONTIVEROS, A. 2003). Sedimentologisch wird diese Zone in weitere drei Einheiten gegliedert:

Complejo de Alta Cadena o Predorsaliano

Complejo Dorsaliano, der im Süden der Sierra de Arana und der Serrania de Ronda ansteht.

Unidades del Campo de Gibraltar:

Die Einheiten des Campo de Gibraltar sind Einheiten übereinandergelagerter kretazischer und paleogener Rutschmassen, in denen Flyschsedimente dominieren. Faltungen verlaufen in nord-südlicher und in nordwest- südöstlicher Richtung und setzen sich quer über den marrokanischen Rif fort. In Andalusien liegen diese Einheiten vor allem im Westen der Provinz Cádiz vor, setzen sich jedoch mit abnehmender Bedeutung in Richtung Osten entlang der Grenze Betische Zone / Subbetische Zone fort, bis bei Vélez-Rubio (Provinz Almería) zutage treten.

#### **3.4.2.1 Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo**

Die Geologische Ausgangssituation innerhalb des Einzugsgebietes des Arroyo del Alforzo bilden die Einheiten des "Campo de Gibraltar" (Paläogen, Neogen), hier ledig-

lich durch Einheiten nicht älter als Eozän repräsentiert (IGME 1990). Lithologisch sind diese Einheiten im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo vertreten durch quarzreiche Sande, Tone, tonige Mergel, Kalkmergel und detritische Kalke. Am Verlauf des Arroyo selbst befinden sich im Unterlauf rezente alluviale Ablagerungen.

### **3.5 Geomorphologie**

Die größten Höhen (1190m) in der Region des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce befinden sich in der Sierra de Alcaparaín südöstlich des Ortes Ardales. Sie bestehen aus Material der Internen Zone (Zonas Internas) der Kordillere, auch wenn diese nicht mit dem Scheitel der Kordillere übereinstimmen. Weitere Erhöhungen entsprechen den anstehenden Kalken und Dolomiten des Subbetikums: der Scheitel des Terril (1129 m) im äußersten Nordwesten in der Sierra de Tablón, Colorado (1055 m) und Mesa Juan (1084) im südlichen Bereich, Mojón Gordo (1022) in der Sierra de Cañete. Andere wichtige Erhebungen, wenn auch unter 1000 m, sind in der Sierra de Teba, Lentejuela, Ortegaícar, die die nordwestliche Begrenzung des Einzugsgebietes des Arroyo del Alforzo bildet, zu finden. Diese bestehen jeweils aus jurassischen Kalken. Die eingesenkten Zonen, die sich in diesem Relief kleiner Erhebungen erstrecken nehmen die „capas rojas“ der Kreide und des Paläogens sowie des Flysches der Materialien des Campo de Gibraltar ein. Abgesehen von den Materialien des Oberen Miozän des Cuenca de Ronda und die Quartären Formationen, sind in diesem Gebiet Einheiten der Internen und Externen Zone der Betischen Kordilleren, Einheiten des Komplexes Campo de Gibraltar und andere weitere Elemente umstrittener bzw. unsicherer Bedeutung repräsentiert (IGME 1990). Die in etwa west-östlicher verlaufender Richtung Sierra del Valle de Abdalajis, Sierra de Huma und die Sierra de Llana sind die höchsten Erhebungen im übergeordneten Einzugsgebiet des Río Guadalhorce. Südlich dieser Gebirgsmassive befindet sich eine tiefergelegene Region, aus der sich die zwei Kalkkneamente Castellones und Veredón herausheben, die durch weite Verkarstung gekennzeichnet ist. Sowohl die Castellones als auch der Veredón sind die ost-westlichen Parallelen zur Sierra del Valle de Abdalajis. Nach Osten hin verlieren diese Gebirge an Höhe, bis sie schliesslich gänzlich verschwinden. Im Norden werden die gebirgigen Ausläufer der Castellones, die Sierra de Huma, getrennt durch den Puerto de Flandes. Dort dominieren Flysch und die resultierende sanftere Topographie. Südlich und westlich des Río Guadalhorce bleibt das Relief hügelig (metamorphe Gesteine), bis es mit der Sierra de Aguas seine höchste Erhebung erreicht. Nördlich der Gebirgszüge des

---

Valle de Abdalajís herrscht einer flachhügelige Landschaft vor. Hier befindet sich der Stauseekomplex mit den drei Stauseen Embalse Conde de Guadalhorce, Embalse de Guadalteba und Embalse de Guadalhorce, in deren ersteren das Wassereinzugsgebiet des Arroyo del Alforzo mündet. Weiter im Südwesten werden die Gebirgszüge der Sierrezuela de Carratraca und der Sierra de Alcaparraín durch eine Senke geteilt, in der der Ort Ardales liegt. Westlich von Ardales im Bereich des Arroyo del Alforzo herrscht eine flachhügelige Landschaft vor, die im Süden durch die Ausläufer der Gebirge Serranía de Ronda und im Norden durch die Sierra de Ortegícar begrenzt werden. Östlich des Valle de Abdalajís und etwas weiter nördlich setzen sich in West-Ost-Ausrichtung die Gebirgszüge des Tajo Almarado, Sierra Pelada und Sierra Torcal mit starken Verkarstungserscheinungen fort. Südlich daran anschliessend befindet sich die sog. Zone bzw. das sog. Becken von Colmenar, das sich bishin zu den nördlichen Ausläufern der Montes de Málaga erstreckt (IGME 1990).

### 3.6 Hydrogeographie

Das Einzugsgebiet des Río Guadalhorce gehört innerhalb Spaniens zur sog. *Cuenca Hidrográfica del Sur*, der Zusammenfassung aller Wassereinzugsgebiete, die im Süden Spaniens im Bereich zwischen den Betischen Kordillern und dem Mittelmeer gelegen sind und in das Mittelmeer entwässern. Verwaltungstechnisch unterliegt es der *Agenzia Andaluza del Agua* (CONSEJERÍA DE MEDIO AMBIENTE DE LA JUNTA DE ANDALUCIA) und gehört zum Subsystem *Cuenca Mediterránea Andaluza*.

Die im übergeordneten Einzugsgebiet des Río Guadalhorce gelegene Sierra de Cañete bildet die atlantisch-mediterrane Wasserscheide. Die östliche Hälfte des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce wird über die Flüsse Río Guadalteba und Río Turón, Nebenflüsse des Río Guadalhorce, drainiert. Westlich hiervon wird das Gebiet entwässert über den Río Corbones, einem Tributär des Río Guadalquivir, während die südlichen Hänge der Sierra de Tablón im nordwestlichen des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce Teil des Einzugsgebietes des Río Guadalete sind. Das Entwässerungsnetz ist im ganzen Einzugsgebiet des Río Guadalhorce ein dendritisches Flussnetz. Die Bezeichnung „Río“ kennzeichnet perennierende Fließgewässer. Nur ephemere wasserführende Abflussbahnen werden als „Rambla“ oder als „Barranco“, die den Ramblas tributär sind, bezeichnet. „Arroyos“ sind in der Regel periodisch wasserführend. Sie sind in ihren Unterläufen z.T. tief eingeschnitten und dienen als direkter Zufluss zu den „Ríos“. Bei Starkniederschlägen steigt jedoch der Wasserstand jeweils unmittelbar

stark an und es kommt zu Hochwasserereignissen. Der insgesamt 149 km lange Río Guadalhorce entspringt in der Sierra de Caramolos (Granada) (CONFEDERACION HIDROGRÁFICA DEL SUR 2004:4) und durchfließt nördlich der Subbetischen Gebirgszüge in ost-westlicher Richtung auf etwa einer Höhe von 500 m die Ebene von Antequera (Depresión de Antequera). Der nördliche Teil des Einzugsgebietes ist gekennzeichnet durch eine insgesamt sanfte Topographie, aus der vereinzelt die Sierra de la Molina und die Sierra de los Caballos heraustreten. Im Bereich zwischen den Orten Campillos und Bobadilla befinden sich eine Reihe endorheischer Becken, deren tiefste Punkte von unterschiedlich grossen Lagunas (engl. Playa Lakes) eingenommen sind. Sie sind zumeist nur in der feuchten Jahreszeit bis etwa Mai mit einer geringen Wassermenge gefüllt und trocknen im Laufe der Sommermonate in der Regel aus. Als Fluss in der Ebene zeichnet sich der Río Guadalhorce hier durch ein geringes Durchflussvolumen aus. In der Gegend des Ortes Bobadilla verändert er die Fließrichtung auf Nordost-Südwest und fließt durch die chaotischen Materialien der stark zerschnittenen Hügellandschaft des Subbetikums. Südlich und an dieses angrenzend durchquert der Río Guadalhorce die Einheiten des Campo de Gibraltar, in denen kretazische und paläogene Flyschsedimente dominieren. Aus diesen heraustretend durchquert der Río Guadalhorce jurassische Kalke des Internen Subbetikums, die in ostwestlicher Streichrichtung eine Reihe hoher Gebirgsketten wie die Sierra de Torcal und die Sierra del Valle de Abdalajís bilden. Hier verengt sich der Lauf des Río Guadalhorce stark und fließt durch den engen Durchbruch des Desfiladero de los Gaitanes in den inneren Teil des Wassereinzugsgebietes. Westlich des Flussverlaufes befinden sich die Sierra de Ortegaícar (nordwestliche Begrenzung des Einzugsgebietes des Arroyo del Alforzo), die Sierra de Cañete und die Sierra Molina, die den inneren Teil des Einzugsgebietes nach Nordwesten hin abschliessen und die Begrenzung der Teileinzugsgebiete der Tributäre Río Turón und Río Guadalteba bilden. Río Turón und Río Guadalteba vereinigen sich nördlich des Ortes El Chorro vor der Schlucht *Desfiladero de los Gaitanes* mit dem Río Guadalhorce. Alle drei Flüsse werden hier am Punkt des Zusammenfließens durch den Stauseekomplex Embalse Conde de Guadalhorce (1914-1921) und Embalse Guadalteba-Guadalhorce (1966-1973) zur Gewinnung von Elektrizität, Wasserversorgung der an der Mündung liegenden Stadt Málaga und v.a. zur Bereitstellung von Wasser für die Bewässerungslandwirtschaft (i.d.Hauptsache Zitrusfrüchte) im breiten Tal des Unterlaufes aufgestaut (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL SUR 1973:5).

Den Tributären des Río Guadalhorce sind wiederum weitere Zuflüsse, die sogenannten Arroyos, zuzuordnen. Diese sind zwar weitestgehend ganzjährig wasserführend,

---

sind in den Niedrigwasserperioden aber oft stehende Gewässer, die erst bei Niederschlagsereignissen als Abflussbahnen aus den jeweiligen Einzugsgebieten dienen. Aufgrund der jeweils geringen Größe des Einzugsgebietes eines solchen Arroyos reagieren diese auf Niederschlagsereignisse ohne starke Verzögerung und transportieren die bei Starkniederschlagsereignissen zumeist oberflächlich ablaufenden Wassermengen und die darin transportierten Bodenpartikel direkt in die Vorfluter. Dies geschieht besonders zu Beginn der winterlichen Niederschläge. Der Boden ist durch die lang andauernde Trockenheit der Sommermonate nicht wassergesättigt. Bei hohen Niederschlagsintensitäten wird die Infiltrationskapazität des Bodens überschritten und das überschüssige Wasser fließt als Horton-Abfluss (Horton overland-flow, AHNERT 1996:149) oberflächlich ab in den Arroyo.

### Abflussregime.

Das Abflussregime des Río Guadalhorce und seiner Tributäre wird als pluviales Regime des subtropischen mediterranen Raumes bezeichnet. Insgesamt gekennzeichnet durch eine geringe Wasserführung ist dieses Regime charakterisiert durch eine lange Niedrigwasserperiode in den Sommermonaten und desweiteren durch starke Wasserstandsschwankungen im Laufe des hydrologischen Jahres. Am Beispiel des mittleren monatlichen Abflusses (Zeitraum 1995-1999) des Río Turón, einem Tributär des Río Guadalhorce an der Station Ardales / Vivero Forestal wird die mehrmonatige Niedrigwasserperiode deutlich. Sie reicht hier von April bis zum September und wird nur gelegentlich von starken Niederschlagsereignissen, hervorgerufen durch besondere Wetterlagen oder Gewitterniederschläge, modifiziert. Deutlich steigt der Abfluss in den Wintermonaten und entspricht dem jahreszeitlichen Rhythmus der Niederschläge mit einem deutlichen Niederschlagsmaximum im Winter.

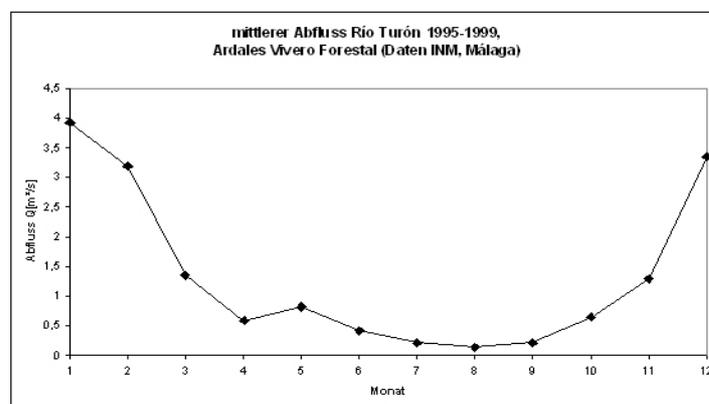


Abb.3-20:mittlerer Abfluss des Río Turó in de Jahren 1995-1999, Station Ardales/Vivero Forestal (Daten INM Málaga)

### 3.7 Böden

Die Bodenkarte Andalusiens wurde im Jahr 1989 durch die Consejería de Agricultura y Pesca sowie durch den spanischen nationalen Wissenschaftsrat - Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) - erstellt. Zur Klassifizierung der in Andalusien vorhandenen Böden kamen unterschiedliche Systeme zum Einsatz, die schliesslich an das System der World Reference Base of Soil Resource (WRB) aus dem Jahr 1998 in verschiedenen Aggregierungsleveln angepasst wurde. Insgesamt ließen sich 12 Grossgruppen von Böden in Andalusien aufnehmen. Die Bodenkarte der Großregion im Einzugsgebiet des Río Guadalhorce zeigt im Maßstab 1:350.000 die räumliche Verteilung der verschiedenen dominierenden Bodentypen nach dem System der World Reference Base of Soil Resources 2006. Unter Berücksichtigung der geologischen Ausgangssituation ist eine Differenzierung der vorhandenen Böden auf vorwiegend triassischen, jurassischen und kretazischen Kalken, Mergeln und Dolomiten in insgesamt 17 Bodenregionen mit 6 verschiedenen Bodentypen nach WRB 2006 möglich. Die lokale Topographie wirkt sich in der Mächtigkeit der vorhanden Bodentypen aus.

- Regosols

Diese sehr gut drainierten aber sehr schwach entwickelten Böden mit einer A-C-Profil-differenzierung auf Lockermaterial besitzen in der Provinz Málaga (und auch in ganz Andalusien) aufgrund der geomorphologischen, klimatischen und landwirtschaftlichen Situation eine weite Verbreitung. Im Untersuchungsgebiet des Einzugsgebietes des Arroyo del Alforzo und um den Ort Ardales sind es die vorherrschenden Böden. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff variiert besonders in den oberen Profilmereichen je nach Vegetationsbestand stark. Die pH-Werte bewegen sich in leicht alkalischen Bereich und steigen mit zunehmender Tiefe leicht an. Regosols sind häufig vergesellschaftet mit calcic Cambisols und Leptosols.

- Cambisols

Unter Cambisols werden relativ junge, mäßig entwickelte und schwach verwitterte Böden zusammengefasst. Sie besitzen eine A-B-C-Horizontdifferenzierung durch die Veränderungen in Textur, Farbe, Tonanteil oder Karbonatanteil usw.

eutric Cambisols: Sie kommen zum einen auf metamorphen Gesteinen in den Höhenlagen im Süden des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce vor. Ausserdem findet man sie auf schwach geneigten südexponierten Hängen unterschiedlicher Höhenlagen auf paläozoischen Schiefen, Phylliten und Quarziten sowie triassisch-paläozoischen Kalk-

---

steinen und Dolomiten im Südwesten der Region des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce.

calcic Cambisols: Calcic Cambisols kommen in der Region des Río Guadalhorce weitläufig vor und sind je nach Hangposition und Ausgangsgestein vergesellschaftet mit chromic und calcic Luvisols, calcaric Regosols, teilweise mit Leptosols, sowie bei geringer Drainierung mit vertic Cambisols und calcaric Fluvisols. Sie befinden sich auf nahezu ebenen Bereichen und Bereichen insgesamt moderater Hangneigungen. In den tiefstgelegenen Bereichen treten zum Teil in den unteren Profilen Hydromorphie-merkmale auf und bilden gleyic Cambisols. Selten sind calcic Cambisols auf schwach geneigten Hängen und auf Hügel weicher Materialien wie z.B. Mergeln mit chromic Vertisols vergesellschaftet. Ihr Ausgangsubstrat besteht aus jurassischen und kretazischen Kalken, triassischen Mergeln mit Gipsen und Kalken des Keupers, triassischen und jurassischen Kalkmergeln, Kalksandsteinen, und zum Teil quartären Konglomeraten.

- Fluvisols

calcaric Fluvisols:

junge Böden mit einem geringentwickelten A-C-Profil (FAO 2006). Sie sind charakterisiert durch fein geschichtete Sedimente. Die Schichtung beginnt in den ersten 25 cm innerhalb des Bodenprofils und setzt sich bis etwa 50 cm Tiefe fort. Sie nehmen Bereiche der häufig der Bewässerungswirtschaft gewidmeten Vega des Unterlaufs des Río Guadalhorce südlich des Untersuchungsgebietes ein und sind reich an organischem Kohlenstoff.

- Leptosols

lithic Leptosols:

Diese flachgründigen, bis max. 30 cm mächtigen, schwach entwickelten und meist skelettreichen Böden sind in der Provinz Málaga und besonders in der Umgebung des Ortes Ardales weit verbreitet und kommen im Einzugsgebiet des Río Guadalhorce in den höchstgelegenen Bereichen mit steilen Hangneigungen bis zu über 25% vor. Sie weisen ein A-(B)-C oder A-(B)-R-Profil auf und befinden sich in der initialen Phase der Pedogenese oder sind erosionsbedingt in degradiertem Zustand. Die Textur dieser Böden ist sandig, ihre Wasserhaltekapazität ist sehr gering (DECKERS ET AL. 1998:97) und sie weisen einen geringen Gehalt an organischer Substanz auf, sofern auf Peridotiten entwickelt bei neutralem pH-Wert, alkalisch, wenn die Bodenbildung auf kalkreichem Gestein abläuft. Die Austauschkomplex wird dominiert von Calcium und

Magnesium, ihre Austauschkapazität und natürlich auch das Wasserhaltvermögen ist gering. Sie sind in Unterhangbereichen und Senken z. T. vergesellschaftet mit geringmächtigen chromic Luvisols. Vergesellschaftete calcic Cambisols treten selten in Piedimentbereichen auf. Besonders häufig sind Leptosols in den Höhenlagen der Gebirgszüge des Internen Subbetikums (mit Penibetikum) (Externe Zonen) wie der Serranía de Ronda, Sierra de las Nieves, Sierra de Antequera und Sierra de Loja. Die Vegetation auf diesen Böden ist sehr spärlich und zertreut. In Zonen höherer Feuchtigkeit wachsen Horstgräser, noch lichter ist die Vegetation jedoch in den Zonen höchster Trockenheit.

- Luvisols

Diese schwach sauren, i.d.R. fruchtbaren Böden mit einem A-E-Bt-C-Pofil finden sich in ebenen und leicht geneigten Bereichen auf alluvialen Sedimenten, Kalksandsteinen, Konglomeraten, sowie in Bereichen mäßigerer Hangneigungen auf metamorphen Gesteinen wie Tonschiefer, Schiefer, Phylliten und auf magmatischen Gesteinen wie Graniten und Dioriten. Je nach Hanglage sind die in der Provinz Málaga vorkommenden chromic Luvisols im Südwesten des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce auf Peridotiten vergesellschaftet mit eutric Regosols, eutric Cambisols, Leptosols und Phaeozems.

- Vertisols

Diese tonreichen schlecht drainierten Böden mit einem Tonanteil von bis zu über 30% entwickeln bis zu 50 cm tiefe und 1 cm breite Trockenschumpfrisse. Dominante Tonminerale sind Smektite (in der Hauptsache Montmorillonite). Vertisols sind entwickelt in Ebenen, in Tallagen und Depressionen auf tonreichen Ausgangsgesteinen wie Mergeln. Die Kationenaustauschkapazität ist aufgrund des hohen Gehaltes an Tonen und organischer Substanz hoch. Im Austauschkomplex ist Calcium dominierend. Der pH-Wert dieser Böden schwankt zwischen neutralen bis leicht basischen Werten. Bei höheren Wassergehalten ist die Infiltrationskapazität sehr gering. Im Wesentlichen kommen Vertisols im Nordwesten und Süden des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce vor.

## 3.8 Vegetation

### 3.8.1 Die Vegetation im mediterranen Raum

Die Vegetationsentwicklung im Mittelmeerraum ist durch jahrhundertelange Intensivbewirtschaftung einschneidend beeinflusst. Die ursprüngliche Vegetation wurde fast gänzlich zerstört (LERCH 1991). Neben der Art und Intensität haben vor allem die Dauer der anthropogenen Eingriffe zu Ersatzgesellschaften geführt, deren räumliche Gliederung weniger durch ökologische Standortfaktoren geprägt ist, als vielmehr durch den wirtschaftenden Menschen (MÜLLER-HOHENSTEIN 1991). Die Jahrhunderte andauernde Rodung ganzer Landstriche zur Ausdehnung der landwirtschaftlichen Nutzflächen und die waldbwirtschaftliche Nutzung waren besonders tiefgreifende Veränderungen (Müller-Hohenstein 1991). Somit können nur spekulative Aussagen über die ursprüngliche und die potentiell natürliche Vegetation für den Süden Spaniens getroffen werden.

Als Indizien können nur Reste naturnaher Vegetation, Klimadaten, Bodenverhältnisse und Vergleiche mit anderen Gebieten ähnlicher Merkmale herangezogen werden. MÜLLER-HOHENSTEIN (1991) gibt eine schematische Übersicht über Degradations- und Regenerationsstadien mediterraner Hartlaubwälder bis hin zu vegetationsfreien Flächen.

Demnach lässt Niederwaldwirtschaft in den immergrünen Hartlaubwäldern zunächst Strauchgesellschaften (span. matorral) mit lichtliebenden Arten und einer nur spärlich ausgebildeten Kraut-Gras-Schicht entstehen. Nur von wenigen Arten dominierte Zwergstrauchgesellschaften entstehen bei fortschreitender Degradierung durch eine erhöhte Einschlagfrequenz und Beweidung. Die jeweilig dominierende Pflanzenart gibt diesen Gesellschaften häufig den Namen (*Romeral* = span. *romero* Rosmarin, *Tomillar* = span. *tomillo* Thymus). Eine Erhöhung des Weidedrucks lässt diese Gesellschaften weiter zu kraut- und grasreichen Gesellschaften degradieren. Diese Trifte weisen neben Futtergräsern nur noch solche Arten auf, die durch verschiedene Inhaltsstoffe, Dornen und Stacheln von dem Verzehr durch Weidetiere verschont bleiben. In der Folge ent-

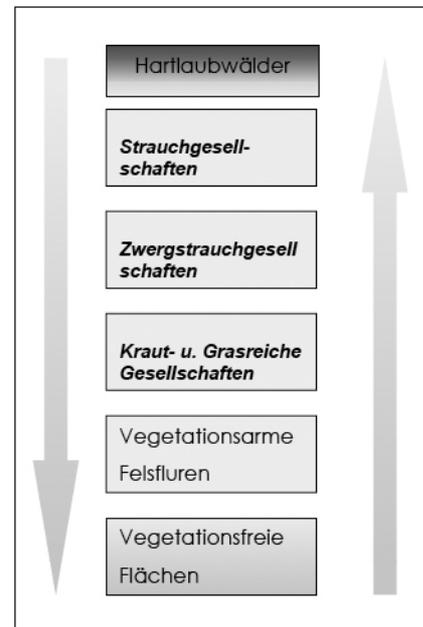


Abb.3-21: Degradationsstufen in mediterranen Pflanzengesellschaften (verändert nach MÜLLER-HOHENSTEIN 1991)

stehende Geophytenfluren oder gänzlich vegetationsfreie Flächen werden außerdem häufig durch Brände verursacht. Die in der Abbildung ebenfalls angedeuteten Regenerationsstufen bis hin zurück zum Wald werden jedoch durch die zur Degradation der Vegetationsgesellschaften parallel ablaufenden Prozesse wie Bodenabtrag erheblich erschwert bzw. unmöglich gemacht (MÜLLER-HOHENSTEIN 1991).

### **3.8.2 Vegetation in der Region Guadalteba-Guadalhorce**

Die Struktur der Vegetationsbedeckung in der Region der Stauseen Embalses Guadalteba-Guadalhorce ist charakterisiert und in großem Umfang bedingt durch die lange Geschichte und ausgedehnte Nutzung des Raumes durch den Menschen. Je nach der speziellen Ausstattung durch Geologie, Relief usw. bildeten sich Pflanzengesellschaften heraus, die an die Landnutzung, Viehzucht und in einigen wenigen Fällen an die Forstwirtschaft angepasst bzw. durch diese erst hervorgerufen wurden.

In einigen sehr unzugänglichen Bereichen der Region fand vor 20-30 Jahren (ROMERO ET AL. 2004: 99) eine weiträumige Aufforstung durch Koniferen durch die staatliche Forstbehörde (ICONA) statt, die heute mit dem größten Anteil an natürlicher bzw. quasi-natürlicher Vegetation ausgestattet sind. Hierzu gehören auch einige Räume direkt an den Stauseen gelegen, die zum Erosionsschutz mit schnell wachsenden Koniferen durch die Hydrologische Gesellschaft (*Confederación Hidrográfica del Sur*) aufgeforstet wurden. In den weiteren Bereichen ist es die landwirtschaftliche Nutzung, die die aktuelle Vegetation bedingt bzw. charakterisiert. Ein kleinräumiges Nebeneinander von natürlichen Voraussetzungen und anthropogen beeinflussten Räumen ruft ein Mosaik von Pflanzengesellschaften hervor.

Die Aufforstungen durch Koniferen, die die aktuelle Vegetationszusammensetzung in weiten Flächen beherrschen, bedeuten nicht eine Wiederherstellung der autochtonen Vegetation. Diese Aufforstungen geschahen in der Hauptsache durch die Aleppokiefer (*Pinus halepensis*, *Pino carrasco*) und bedingten zum einen die Erlahmung der Weideviehhaltung zur Vermeidung von Schäden an den Neupflanzungen. Jedoch hatte diese Aufforstung zum anderen auch Auswirkungen auf die chemischen Eigenschaften der anstehenden Böden und die Lichtverhältnisse für die Krautschicht zur Folge. Es standen also weniger die Wiederansiedlung und Regeneration der potentiell natürlichen Vegetation im Vordergrund. Vielmehr handelte (und handelt) es sich um eine bloße Aufforstungsmaßnahme im Sinne des Erosionsschutzes.

---

Die Region um den Stauseekomplex und das Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo setzt sich zusammen aus drei Vegetationsgesellschaften. Bis in eine Meereshöhe von 800 m erstreckt sich das Gebiet der *termomediterranen Pflanzengesellschaften*. Daran anschließend bis in eine Höhe von 1400 m liegt die *mesomediterrane Zone*. Die danach folgende *supramediterrane Stufe* kommt lediglich punktuell im Bereich der Sierra de Huma östlich des Untersuchungsgebietes vor.

Die Uferbereiche der Flüsse Río Guadalteba, Río Turón und Río Guadalhorce sowie die Auebereiche von Bachläufen (Arroyos) sind charakterisiert durch eine spezielle Ufervegetation.

Zur Vegetation der *termomediterranen Stufe*, in die auch der Großteil des Einzugsgebietes des Arroyo del Alforzo einzuordnen ist, gehören Steineichen (*Quercus ilex rotundifolia*, *encina*) und Korkeichen (*Quercus suber*, *alcornoque*). Wachholderarten (*Juniperus*, *sabinal*) charakterisieren neben Steineichen die mesomediterrane Stufe. Die höchsten Regionen der supramediterranen Stufe nehmen trockenwarme Gebüsche (*matorral*) ein.

Die in der termomediterranen Stufe potentiell natürlich vorkommende Steineiche ist nahezu vollständig verdrängt durch die landwirtschaftlichen Flächen, Aufforstungen durch Koniferen und durch eine exzessive Beweidung. Die Degradation der Steineiche führte zur Ausbildung von Dornstrauchgesellschaften mit der Kermeseiche (*Quercus coccifera*, *coscoja*), Zwergpalme (*Chamerops humilis*, *palmita*) und Pistazie (*Pistacia lentiscus*, *lentisco*), die bei weiterer Degradation auf kalkreichen Ausgangssubstraten zum Teil durch Thymiengesellschaften (*Thymus*, *tomillo*) oder Espartograsgesellschaften (*Stipa tenacissima*, *esparto*) ersetzt werden kann. In einigen Bereichen bei erhöhter Nährstoffversorgung, wie es zum Beispiel durch starke Beweidung hervorgerufen werden kann, degradieren die termomediterranen Pflanzengesellschaften zu Binsen (*junco*) und Disteln (*cardo*). In den Uferbereichen des Flusses Río Turón und seines Tributärs Arroyo del Alforzo wachsen Eschen (*Fraxinus excelsior*, *fresno*) und Dornbüsche mit der Mittelmeer-Brombeere (*Rubus ulmifolius*, *zarzamora*).

## 3.9 Klima

### 3.9.1 globaler Kontext

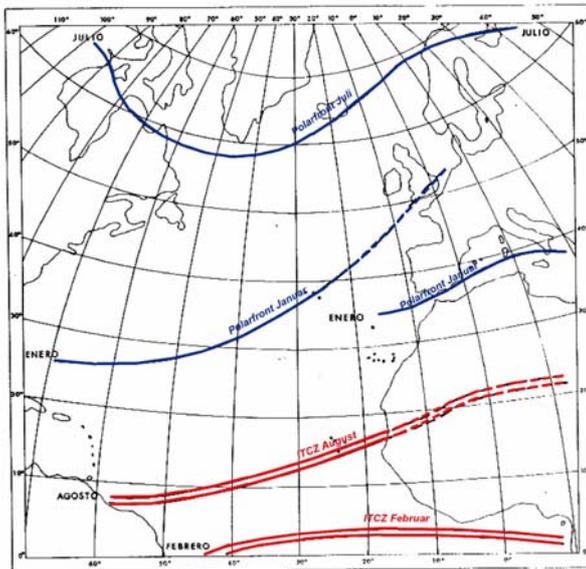


Abb.3-22:schematische Lage der ITCZ und der Polarfront (verändert nach FONT TULLOT 1988)

Die klimatischen Charakteristika der Iberischen Halbinsel und somit auch Andalusiens leiten sich in erster Linie aus der geographischen Lage ab. Die Iberische Halbinsel liegt zwischen  $36^{\circ}\text{N}$  und  $44^{\circ}\text{N}$ . Die Provinz Andalusien liegt zwischen  $36^{\circ}\text{N}$  am südlichsten Punkt und  $38^{\circ}44'\text{N}$  an seinem nördlichsten Punkt und somit im Einflussbereich subtropischer Klimate, also in einer Art Übergangsbereich zwischen den Klimaten der gemässigten Breiten und den tropischen Klimaten. Die Lage in einem solchen Übergangsbereich drückt sich auf der einen Seite durch die

besondere Situation bezüglich der solaren Einstrahlung aus und folglich bedingt diese Lage notwendigerweise generell die atmosphärische Zirkulation über dem gesamten Gebiet. Bezogen auf die globalen Einstrahlungsverhältnisse liegt die Iberische Halbinsel und insbesondere die Provinz Andalusien an der Grenze zwischen der Zone mit Einstrahlungsüberschuss der niederen Breiten und der Zone mit Einstrahlungsdefizit der hohen Breiten. Der Strahlungshaushalt ist somit prinzipiell ausgeglichen, jedoch befindet sich die Region deshalb grundsätzlich im Austauschbereich der dort aneinander angrenzenden warmen Luftmassen aus den Bereichen des Strahlungsüberschusses der niederen Breiten und den kühlen/kalten Luftmassen der hohen Breiten mit Strahlungsdefizit. Diese Position zwischen den Bereichen unterschiedlicher Klimate und im Austauschbereich verschiedener Luftmassen bildet den Hauptcharakterzug des Klimas der Iberischen Halbinsel und deren südlichsten Region, Andalusien (PITA LÓPEZ 2003, FONT TULLOT 1988:210, LAUTENSACH 1964).

### 3.9.2 klimatische Großregionen der Iberischen Halbinsel

Betrachtet man die Iberische Halbinsel großräumig, so kann sie in mehrere klimatische Großregionen unterteilt werden (FONT TULLOT 1988:123, LAUTENSACH 1969:71).

Die nördlichen Randbereiche werden in der Zona Verde, also der grünen Zone, zusammengefasst und bilden das immerfeuchte Iberien. Im Gegensatz dazu steht die Zona Parda, die braune Zone, und somit der Bereich des sommertrockenen Iberiens Zentral- und Südspaniens bzw. Portugals. Innerhalb des Sommertrockenen Iberiens werden gemäß der Intensitäten des atlantischen maritimen Einflusses in den westlichen Randbereichen oder des mediterranen maritimen Einflusses in den südlichen und östlichen Randbereichen dementsprechend eine sog. atlantische Region (*región atlántica*) und eine mediterrane Region (*región mediterránea*) ausgegliedert. Eine weitere Ausgliederung der kontinentalen Region (*región continental*) beschreibt die durch kontinentales Klima geprägte zentrale Region der Iberischen Halbinsel.

Nach KÖPPEN & GEIGER lassen sich diese Großregionen mit verschiedenen Klimaten charakterisieren. Die effektive Klimaklassifizierung Köppens & Geigers nimmt eine Gruppierung vornehmlich thermischer Eigenschaften vor. Die Klimazonen (1. Buchstabe) A,C,D und E werden nach thermischen Gesichtspunkten klassifiziert, die Abgrenzung der Klimazone B (Trockenklimate) erfolgt als einzige Abgrenzung durch die Bestimmung des Verhältnisses Niederschlag zu Temperatur und somit zum Teil nach hygri-schen Kriterien. Eine Unterteilung der Klimazonen in Klimatypen erfolgt jedoch hauptsächlich nach der Niederschlagsmenge und der jahreszeitlichen Verteilung dieser Niederschläge - also nach hygri-schen Merkmalen. Der Klimauntertyp greift mit der Charakterisierung nach der jahreszeitlichen Verteilung der Minimum- bzw. Maximumtemperaturen die thermischen Aspekte wieder auf.

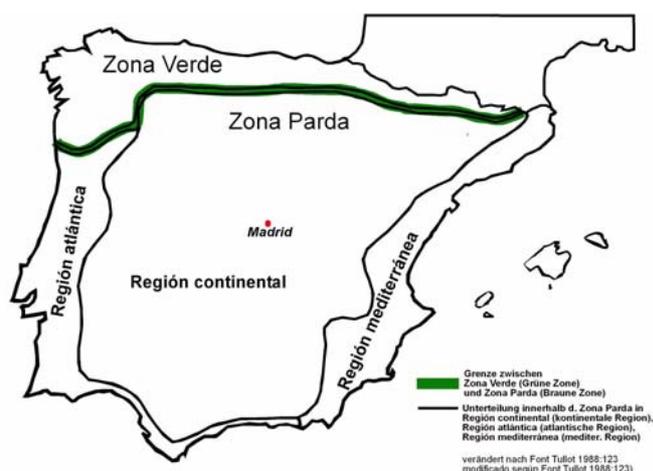


Abb.3-23:Klimatische Großregionen der Iberischen Halbinsel (verändert nach FONT TULLOT 1988)

Die auf der Iberischen Halbinsel verzeichneten Klimate spiegeln im Wesentlichen die von Norden nach Süden trockener werdenden Verhältnisse wieder. So liegt der überwiegende Teil der Zona Verde (FONT TULLOT) der nördlichen Peripherie nach KÖPPEN & GEIGER in einem warmgemäßigten Cfb-Klimat. Südlich daran anschliessend sind

entsprechend zunehmender Kontinentalität die Regionen der nördlichen *Zona Parda* charakterisiert durch sommertrockenes, typisch mediterranes Cs-Klimat. Entsprechend des zonalen Wandels von Nord nach Süd äußert sich der Übergang vom sommerlich warmen Csb-Klimat im nördlichen und westlichen Teil der zentralen kontinentalen Region bis zu dem sommerheißen Csa-Klimat im zentralen und südlichen Bereich der Meseta. Nach KÖPPEN & GEIGER schließen sich südlich hieran kalte Steppenklimate (BSk) an, die in den südlichen Randbereichen von der Algarve her über den Mündungsbereich des Río Guadalquivir am Küstenbereich südlich der Sierra Nevada verlaufend bis in die südöstlichen Küstenbereiche im Lee der Betischen Kordillere vom heißen Steppenklima BSh nach KÖPPEN & GEIGER abgelöst werden. Die besondere Lage des Ebro-Beckens im Norden der Iberischen Halbinsel, im Lee der Pyrennäen gelegen, läßt auch hier eine Charakterisierung durch Steppenklimate nach KÖPPEN & GEIGER zu. Die besondere Aridität im Südosten der Iberische Halbinsel von etwa El Ejido/Almería bis zum Cabo de Gata schlägt sich in einer Charakterisierung durch das Wüstenklima BW nach KÖPPEN & GEIGER nieder. Abweichend von der Nord-Süd verlaufenden Zonalität findet sich in den Höhenlagen des Kastilischen Scheidegebirges und des Iberischen Randgebirges durch den Einfluß atlantischer Luftmassen immerfeuchtes Cfb-Klimat. Dagegen wird der zentrale und nördliche Teil des Iberischen Randgebirges durch die wintertrockenen Cwa/Cwb-Klimate charakterisiert.

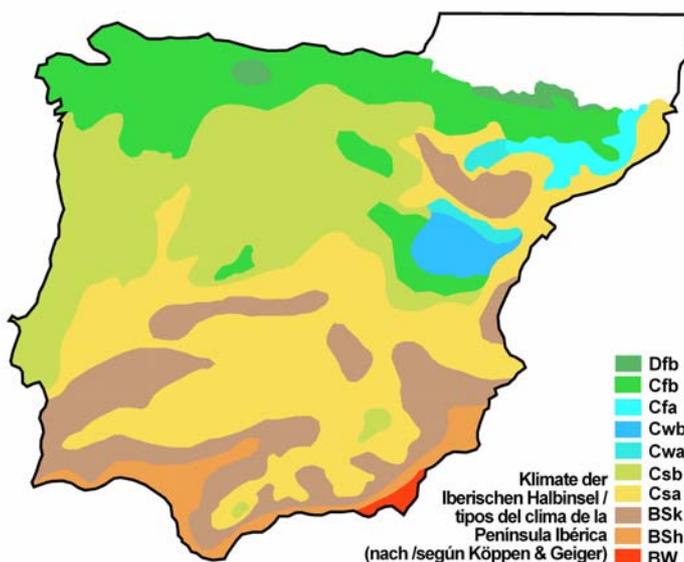


Abb.3-24: Klimate der Iberischen Halbinsel nach Köppen & Geiger (verändert nach LAUTENSACH 194, INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL 1992)

Bei der Betrachtung des Verhältnisses Niederschlag/Evapotranspiration spiegelt die Verteilung stark die Topographie der Iberischen Halbinsel wider. Humid sind besonders exponierte Gebirgsregionen wie Kantabisches Gebirge und Pyrennäen im Norden. Aber auch das Kastilische Scheidegebirge, das Iberische Randgebirge und im Süden

Bereiche der Betischen Kordillere wie die Sierra de Grazalema, Sierra Nevada und Sierra María sind gekennzeichnet durch erhöhte Jahresniederschlagsmengen und niedrigere Raten der potentiellen Evapotranspiration bei niedrigeren Temperaturen. Die inneren Becken dagegen sind stärker arid und besonders auffällig ist der stark aride Südosten Spaniens.

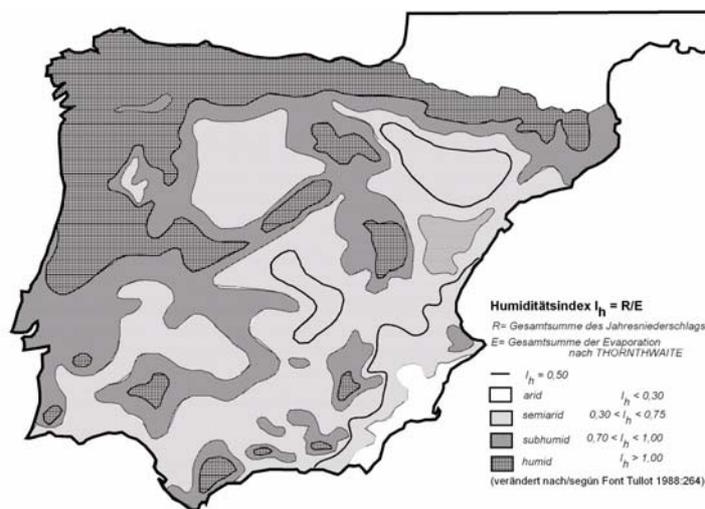


Abb.3-25:zonale Einteilung der Iberischen Halbinsel nach Ariditätsgrad (verändert nach FONT TULLOT 1988)

### 3.9.3 Typische Zirkulationstypen und Grosswetterlagen der Iberischen Halbinsel

Dank der Lage der Iberischen Halbinsel an der Grenze des Einflusses durch die Polarfront und den Subtropisch-Randtropischen Hochdruckgürtel lassen auch die typischen Grosswetterlagen die Zuordnung zu zyklonal beeinflusstem bzw antizyklonal beeinflusstem Wetter zu.

#### 3.9.3.1 zyklonal beeinflusste Wetterlagen

Diese Wetterlagen zeigen ihre maximale Häufigkeit gegen Ende des Winters und zu Beginn des Frühlings. In den Sommermonaten Juli und August kommt sie nur sporadisch vor (CAPEL MOLINA 2000:230). Die Ausbildung der Lage der Isobaren entsteht durch die Unterbrechung der zonalen Zirkulation (High-Index Typ), wodurch eine längengrad"parallele" bzw. omega-förmige Luftmassenzirkulation entstehen kann (Low-Index Typ). Ein blockierender Höhenrücken über dem nördlichen Atlantik ermöglicht durch die Lage seiner östliche Flanke/Seite eine intensive meridionale Zirkulation polarer Luft. Nördliche Advektionen kommen aus der Gegend von Grönland, der Skandinavischen Halbinsel oder aus dem Norden Russlands. Jeweils erreicht die kalte polare

oder arktische Luft die Iberische Halbinsel mit atmosphärischer Instabilität durch die Erwärmung der unteren Luftschichten der polaren Luftmassen aufgrund der Verlagerung in südlichere Breitenlagen und zeigt einen starken vertikalen Temperaturgradienten. Diese Kaltluftinbrüche werden am Boden von mehreren Aktionszentren gelenkt. Die Isobarenkonstellation kann verschiedene Varianten annehmen.

-Eine polare ozeanische Antizyklone oder auch das Azorenhoch gekoppelt mit einem polaren Hoch über dem nördlichen Atlantik konzentriert sich über dem Westen der Iberischen Halbinsel. Gelegentlich liegt eine weitere Antizyklone über Skandinavien und ist über einen Höhenrücken mit dem Azorenhoch verbunden, wodurch die kalte Advektion verstärkt wird. Die Druckzentren der Antizyklonen liegen so, daß die Isobaren nordsüdlich verlaufen. Sie kanalisieren somit den Zufluß kalter Luftmassen an ihren Flanken. Parallel dazu kann ein starkes Tief am Boden, das mit kalter Luft in der Höhe korrespondiert und unterschiedliche Positionen einnehmen kann, den Einfall/Einbruch kalter Luftmassen in Richtung Süden intensivieren.

-In hohen Lagen korrespondiert die atlantische Antizyklone mit einem Rücken warmer tropischer Luftmassen. Kaltluftdepressionen, die nördlich der Azoren als auch im westlichen Mediterranraum und über Zentraleuropa gelegen sind, blockieren und engen diese warmen Luftmassen beidseitig ein. Dieses führt im absteigenden Ast der Omega-Wetterlage, der die Iberische Halbinsel überquert, das Einbrechen der kalten polaren Luftmassen herbei. Insgesamt bringen alle diese nördlichen Wetterlagen (N, NW, NE) prinzipiell wenig Niederschläge. Ausgenommen davon sind der Norden Galiziens, Asturiens, Kantabriens, Baskenland, Rioja, Navarra und die Pyrennäen. Einerseits ist dies durch das Auftreten einer Depression in der Höhe aufgrund des maßgeblichen dynamischen Absinkens am östlichen Rand des planetarischen Rückens zu erklären. Andererseits verlieren die Luftmassen auf dem Weg über den europäischen Kontinent in Richtung Iberische Halbinsel die Feuchtigkeit. Gelegentlich ist außerdem ein erheblicher Temperatursturz zu verzeichnen.

#### **nördlicher zyklonaler Einfluss (N/N).**

In hohen Schichten der Atmosphäre führt eine Kaltluftwelle arktische maritime Luft zwischen 0°E und 10°E bis zur Iberischen Halbinsel. Westlich der Iberischen Halbinsel bildet sich am Boden eine blockierende Antizyklone aus, deren Hauptachse entlang der Meridiane verläuft. Demgegenüber entsteht tiefer Druck am Boden über dem westlichen Mittelerraum. Im Süden der Iberischen Halbinsel kommt es zur Zyklonogenese.

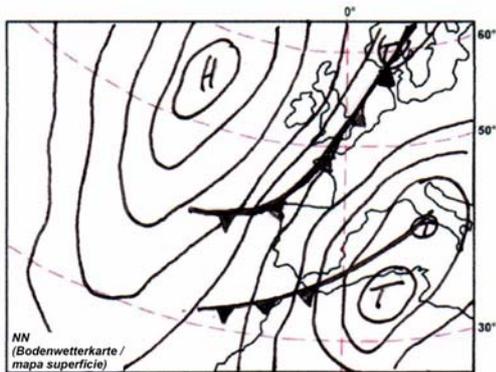


Abb.3-26:Nordwetterlage (eigene Erstellung nach Angaben v. CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964)

### nördlicher zyklonaer Einfluss (NW/NW).

Über dem Atlantik liegt eine große Antizyklone. Südlich von Skandinavien liegt das Kerngebiet eines Tiefdruckgebietes, ein weiteres Tiefdruckgebiet liegt über Frankreich oder über Nordafrika. Beide bilden eine Art Korridor tiefen Druckes über den Landmassen und arktische maritime Luft wird bis zur Iberischen Halbinsel transportiert.

### zyklonaler Einfluss (W/W).

Diese Wetterlage hat ein klares Übergewicht in den Wintermonaten. Auch im März kommt diese Wetterlage häufiger vor (CAPEL MOLINA 2000:230). Reine Westwetterlagen treten speziell im Winter auf. Die Westwindströmung repräsentiert die Wellenbewegung der Polarfront, wenn die Isobaren breitenkreisparallel verlaufen. Die Unstetigkeiten, die die Iberische Halbinsel beeinflussen repräsentieren einige interne Frontensysteme innerhalb der heterogenen Polarluftmassen und nicht den Kontakt der

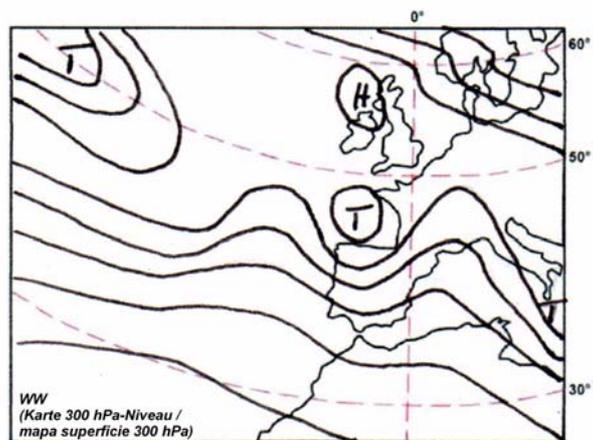


Abb.3-27:Westwetterlage (eigene Erstellung nach Angaben von CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964)

Luftmassen mit tropischer Warmluft. Der Verlauf der Luftmassen erreicht die Iberische Halbinsel in zonaler und zyklonaler Bewegungsrichtung. Diese Luftmassen korrespondieren mit einer weiten Wellenbewegung des Polarfrontstrahlstroms, die sich bis in südlichere Breitenlagen verlagert hat. Die atlantischen Störungen, die mit der Wellenbewegung der Polarfront verbunden sind, orientieren sich west-östlich von Nordamerika ausgehend bis zum Europäischen Kontinent. Resultierendes Wettergeschehen ist durch Feuchtigkeit und stabile Bedingungen charakterisiert. Hinsichtlich der

zonalen Aktivität bedeutet das besonders für Portugal und die atlantischen Regionen Spaniens starker Wind, bedeckter Himmel und anhaltende Regenfälle. Die Reichhaltigkeit und Beständigkeit der Regenfälle erklärt sich durch den zyklonalen und geographischen Effekt der Advektion der ozeanischen Luftmassen auf die zu dieser Jahreszeit kühlere kontinentale Luft über der Iberischen Halbinsel. Die Niederschläge sind umso intensiver, desto kälter die Kontinentfläche der Iberischen Halbinsel ist (LAUTENSACH 1964). Der Hauptcharakterzug der Westwindwetterlagen ist das typisch wechselhafte Wetter während der Durchzüge der Frontalzyklonen. Besonders zwei Hauptzugbahnen der Frontalzyklonen beeinflussen das Wetter über der Iberische Halbinsel.

- Frontalzyklonen, die zwischen 45°N und 50°N über die Iberische Halbinsel ziehen bringen besonders in Galizien und in Portugal reichhaltige Niederschläge und hohe Windgeschwindigkeiten an der ganzen dem Atlantik zugewandten Seite. Die für die Iberische Halbinsel jedoch wichtigste Hauptzugbahn sind die Regionen zwischen 35°N und 45°N. Hier wird direkt wärmere feuchte Luft Richtung Halbinsel transportiert und die durchziehenden Frontalzyklonen bringen v.a. am unteren Río Guadalquivir, an der portugiesischen Küste und an der galizischen Riasküste ergiebige Niederschläge mit starken Windgeschwindigkeiten bis über 100kmh.

**zyklonaler Einfluss (NE/NE).**

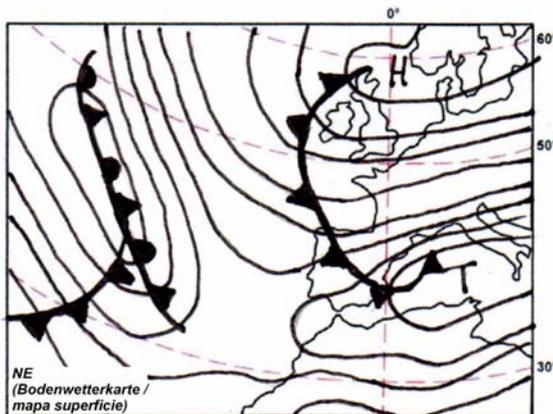


Abb.3-28:Nordostwetterlage (eigene Erstellung nach Angaben v. CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964)

In hohen Atmosphärenschichten liegen allmählich zurückweichende arktische Kaltluftwellen. Über Skandinavien befindet sich ein Hochdruckgebiet. Somit wird die polare kontinentale Luft in einem Kaltluftsektor, deren Rand über dem westlichen Mittelmeerraum liegt, bis zur Iberischen Halbinsel transportiert.

-In einer ersten Phase trennt sich ein Kaltlufttropfen über Zentral- und Südeuropa ab.

-In einer zweiten Phase ziehen sich die Kaltluftwellen zurück, und die Ränder weisenschließlich von Südwesten nach Nordosten und rahmen die Iberische Halbinsel beidseitig ein. In Bodennähe entstehen aktive Frontsysteme, die Unwetter, Schnee und extreme Kälte bringen.

(NE/SW). I

Im Hochsommer (Juli, August) ist diese Großwetterlage am häufigsten (CAPEL MOLINA 2000:230) und hängt mit einem zweiten südwestlich verlaufenden Seitenstrang des Jetstreams zusammen, der über der Iberischen Halbinsel ausläuft. Am Boden bildet sich ein Strom von Nordosten aus, der aus dem nördlichen und zentralen Europa oder dem westlichen Mittelmeerraum die Iberische Halbinsel erreicht, während sich in hohen Atmosphärenschichten eine arktische Kaltluftwelle mit polaren kontinentalen oder maritimen Luftmassen etwa längenkreisparallel über der Halbinsel ausbildet. Diese Wetterlage kann im Sommer auf der gesamten Iberischen Halbinsel und besonders in der Osthälfte und auf den Balearischen Inseln zu schauerartigen Regenfällen und z.T. Gewittern führen.

### **Kaltlufttropfen - Levante-Zirkulation.**

Die größte Relevanz hat diese Levante-Zirkulation (CAPEL MOLINA 2000:230) im Oktober und April. Diese Wetterlagen verursachen die torrentiellen Regenfälle im mediterranen Spanien. Durch plötzliches Eindringen kalter polarer Luftmassen über dem Atlantik zwischen Madeira und dem südwestlichen Portugal entsteht ein Tiefdruckgebiet, das sich Richtung Süden verstärkt. Einzelnen betrachtet handelt es sich um einen Kaltlufttropfen, der an der Südspitze der Iberischen Halbinsel über der Meerenge

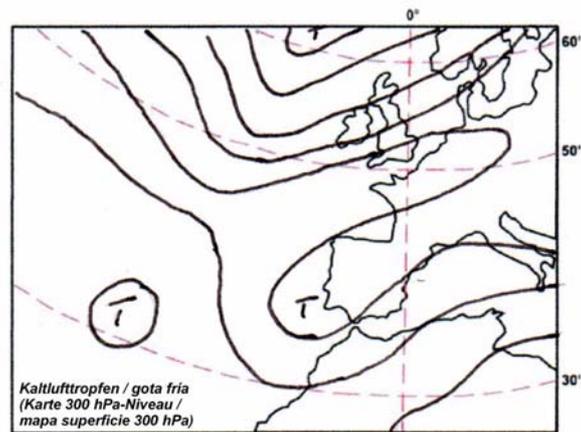


Abb.3-29:Kaltlufttropfen (Levante-Typ) (eigene Erstellung nach Angaben von CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964)

von Gibraltar stationiert ist. Hier entstehen Zyklonen, die ausgehend von der Meerenge von Gibraltar oder dem Süden der Halbinsel in den westlichen Mittelmeerraum ziehen und im Süden und Osten der Halbinsel, der Region größter Instabilität, zum Teil torrentielle Regenfälle auslösen. Am Boden können zwei verschiedene Druckkonstellationen zu dieser Situation führen

1. Druckdepression über der Region von Gibraltar spiegelt am Boden das Kaltluftzentrum in der Höhe wider.
2. Ein weitausgreifendes thermisches Tief über der Sahara schnürt den Kaltlufttropfen am Boden ab.

Bei beiden Konstellationen sind Hochdruckzentren über den Azoren und dem Süden der britischen Inseln stationiert, wodurch an deren Südrand diese Levante-Zirkulation in Richtung Iberische Halbinsel verstärkt wird.

### **Kaltlufttrog.**

Diese Konstellation erreicht seine maximale Häufigkeit im Mai zum Ende des Frühlings und in den Sommermonaten Juni, Juli, August (CAPEL MOLINA 2000:230). Hierbei handelt es sich um eine Druckkonstellation mit einem sehr schwachen, geringen Druckgradienten am Boden, mit kaum Luftbewegung oder leichten Brisen an den Küsten jedoch mit einem Kaltlufttropfen in den höheren Schichten der Atmosphäre. Das Wettergeschehen zeigt sehr ungleiches instabiles Verhalten mit Schauern und Gewittern, die durch das lokale Relief erzwungen werden. Außerdem spielt die in den mittleren und unteren atmosphärischen Schichten enthaltene Feuchtigkeit sowie der thermische Gradient zwischen den aufeinandertreffenden Luftmassen eine entscheidende Rolle für die Intensität der Niederschläge. Dies geschieht zumeist in der heißesten Jahreszeit.

(SW/SW).

Diese Zirkulation kommt prinzipiell über das ganze Jahr verteilt vor. Im Frühjahr und hier besonders im Monat April ist sie jedoch am häufigsten (CAPEL MOLINA 2000:230). Diese Wetterlagen mit Luftströmungen aus dem Südwesten entstehen, wenn ein Kaltlufteinbruch die Regionen zwischen den Azoren und Portugal erreicht. Die kalte Luft wird bei der Überquerung der warmen ozeanischen Wasserfläche stark labilisiert und bleibt oft dauerhaft einige Tage als gut ausgebildeter Kaltlufttropfen in hohen Atmosphärenschichten stationiert.

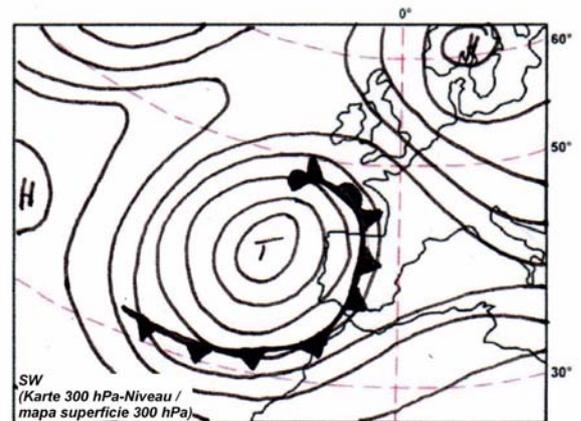


Abb.3-30:Südwestwetterlage (eigene Erstellung nach CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964)

-In einigen Fällen zirkulieren die stark gealterten Luftmassen sowohl am Boden als auch in hohen Schichten viele Male um das Zentrum des Tiefdruckgebietes und produziert in seinem Einflussgebiet Frontniederschläge, oftmals Gewitter. Die Zyklonogenese findet im äußersten Südwesten der Halbinsel statt. Diese Wetterlage kommt häufig in den kalten Monaten Oktober bis April vor. Besonders im Frühjahr produzieren sie die Sturmwinde des "Poniente" und liefern reichlich Niederschläge.

---

- Die Luftmassen, die bei dieser SW-Wetterlage das Kap San Vicente im äußersten Südwesten der Iberischen Halbinsel beeinflussen sind sehr unterschiedlich. So kann es sich um polare und arktische maritime Luft, erwärmte polare maritime Luft oder sogar um tropisch maritime Luft handeln. Die Störungen, die verbunden sind mit dem Kaltluftzentrum in der Höhe verlagern sich von Südwesten nach Nordosten am Südrand des Kaltlufttropfens entlang über die Meerenge von Gibraltar oder das Tal des Río Guadalquivir.

Der größte Teil dieser Art von Südwest-Wetterlagen führen zu jeder Jahreszeit zu einer Milderung der Temperaturen. Trotzdem kann es auch selten durch die Okklusion der Zyklonen und durch starken Einfluss arktischer Luft zu außergewöhnlich niedrigen Temperaturen kommen.

### **3.9.3.2 antizyklonal beeinflusste Wetterlagen**

Hochdruck über der Iberischen Halbinsel kann durch unterschiedliche Druckkonstellationen entstehen.

- westlich oder nordwestlich der Halbinsel oder über dem westlichen Mittelmeerraum ist eine Antizyklone stationiert (Azorenhoch, polare ozeanische Antizyklone).
- kontinentales Hoch über Zentraleuropa im Zusammenhang mit einem weitausgreifenden Hoch über Skandinavien.
- seltener: Hoch über der Iberischen Halbinsel.

Alle diese Druckkonstellationen rufen antizyklonale Strömungen über der Iberischen Halbinsel hervor. Bodennah entwickelt sich besonders im Sommer ein thermisches Tief mit stabiler Wetterlage, geringer Bewölkung und geringen Luftbewegungen und letztendlich trockenem und sonnigem Wetter. Besonders im Süden und in der zentralen Meseta kommt es in den Sommermonaten dann zu einer Trübung der Atmosphäre durch die Calima (auch Calina).

- ozeanisches Kaltlufthoch

Am Boden verbindet sich die maritime kalte Antizyklone mit dem warmen Azorenhoch und führt aus NNW von Nordwesten nach Südosten maritime polare Luft über die Iberische Halbinsel. Die einströmende kalte atlantische Luft erzeugt Nebel. Gleichzeitig beeinflussen die Ausläufer von Frontsystemen aus dem Nordatlantik den äußersten Norden der Iberischen Halbinsel wie die Küste Kantabriens, die Pyrennäen und den Norden Kataloniens.

- Warmlufthoch

In den höheren Schichten der Atmosphäre lastet über der südlichen Hälfte der Halbinsel ein Wärmerücken der Westwindströmung und beeinflusst den Bereich der gesamten Halbinsel, den westlichen Mittelmeerraum und Nordafrika. Südwestlich der Halbinsel herrscht tiefer Druck am Boden. Von Süden her gleitet warme maritime Luft bis über 45°N auf (Poniente) und kann leichte Niederschläge verursachen.

- kontinentale Antizyklone in Verbindung mit zentraleuropäischem Hochdruckgebiet  
Es entsteht eine Hochdruckbrücke zwischen dem Azorenhoch und dem Zentraleuropäischen Hoch. Die Iberische Halbinsel bleibt unter dem Einflußbereich hoher Drücke, die von dem Zentraleuropäischen Hochdruckgebiet ausgehen.

- Antizyklone verbunden mit kontinentalem Hoch über der Iberischen Halbinsel Diese Wetterlage kommt ausschließlich in den Wintermonaten vor (CAPEL MOLINA 2000: 221) und kann als Anhang des Azorenhochs angesehen werden, das sich langsam vom subtropischen Atlantik aus in Richtung innere kastilische Meseta verlagert. Es fungiert als weit ausgreifender blockierender Rücken ausgehend von Nordafrika bis zur Halbinsel, wo die Luftmasse über der Landfläche der inneren Hochebene schnell durch thermische Ausstrahlung kontinentalisiert.

- Antizyklone verbunden mit Hitzetief der Iberischen Halbinsel oder Nordafrikas In hohen Atmosphärenschichten lasten hoher Druck mit warmen Temperaturen über der Halbinsel und dem westlichen Mediterranraum. Das bodennahe Druckfeld zeigt zyklonale Zirkulation. Ein in seiner Südhälfte stark erhitztes thermisches Tief, herbeigeführt durch den Dichteverlust der Luft durch die Erhitzung, ist über dem Boden über der Iberischen Halbinsel positioniert. Es entsteht ausschließlich in den unteren Atmosphärenschichten in den heißesten Monaten

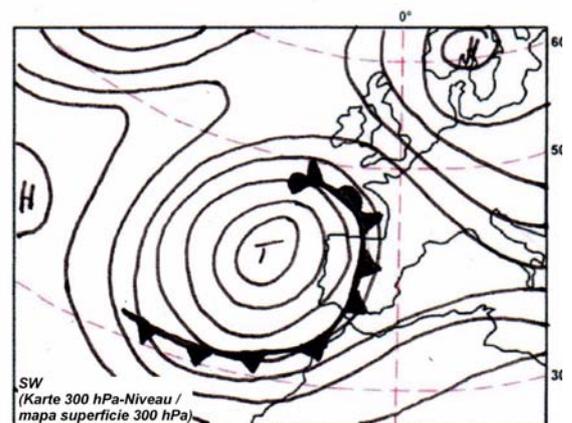


Abb.3-31:antizyklonaler Einfluss u. thermisches Tief über N-Afrika (eigene Erstellung nach Angaben v. CAPEL MOLINA 2000, FONT TULLOT 1988, LAUTENSACH 1964)

Juni bis September (CAPEL MOLINA 2000:223). Dieses thermische Tief wird zeitweise ersetzt durch die thermisch bedingte Druckdepression Nordafrikas mit einem Fortsatz bis zum Süden der Iberischen Halbinsel. Dieses saharische Tiefdruckgebiet ruft von Süden aus eine levantische Luftströmung hervor, die den Südosten Spaniens schließlich als Leveche-Wind erreicht.

### 3.9.3.3 Häufigkeit der Zirkulationstypen und regionale und jahreszeitliche Variabilität der Niederschläge

Die Häufigkeit der einzelnen Zirkulationstypen über der Iberische Halbinsel sowie die durch sie hervorgerufenen Niederschlagsmengen begründen die starke jahreszeitliche Variabilität in den Niederschlagsregimes der Halbinsel. Die Tabelle faßt die Häufigkeit der beschriebenen Zirkulationstypen zusammen und zeigt im Überblick auf, in welchen Regionen diese Zirkulationstypen Niederschläge verursachen. Der jahreszeitlich Rhythmus der Niederschlagsregimes zeigt auf der Iberischen Halbinsel große Unterschiede. Die in der westlichen und südwestlichen Peripherie der Halbinsel vorherrschende Maritimität mit winterlichen Niederschlagsmaxima wird zunehmend kontinentaler mit Niederschlagsmaxima im Frühling und Herbst bis hin zu sommerlichen Niederschlagsmaxima in Bereichen der Pyrennäen und Teilen des Iberischen Randgebirges (hier Föhn-Effekt der Pyrennäen bzw. des Iberischen Randgebirges).

**Tabelle 3-2: Häufigkeit v. Großwetterlagen u. ihre Bedeutung für d. Niederschlagsverhältnisse auf der Iberischen Halbinsel (eig. Erstellung nach Angaben v. Capel Molina 2000, Linés Escardo 1970)**

Zirkulationstyp	Häufigkeit im Jahr [%] (nach CAPEL MOLINA 2000, bas. auf Messreihe 1980-1989)	%-Anteil am Jahresniederschlag (nach LINÉS ESCARDO 1970)	Region	Jahreszeit
N	2,29	3,5	Nordwestspanien, selten Ebrobecken und nördl. Meseta	Herbst, Winter
NW	3,88		ganze Iberische Halbinsel	Herbst, Winter u. frühes Frühjahr
W	8,2	54		
NE	2,05	17	hauptsächlich Gebirgsregionen im Nordosten und im zentralen Teil der Ib. Halbinsel	alle Jahreszeiten, jedoch hauptsächlich Herbst u. Winter
SW	7,9	6,5	Süd- und Südwestspanien, selten mediterrane Küsten, Aragón u. Katalonien	Herbst, Winter
Kaltlufttropfen - od. - depression	7,6		Südostspanien	alle Jahreszeiten, jedoch hauptsächlich Frühjahr und Sommer
Gewitter antizyklonaler Einfl.	32,7		innere Bereiche d. Halbinsel, besonders Gebirgsregionen	spätes Frühjahr, Sommer

### 3.9.3.4 Charakterisierung des Untersuchungsraumes

Der Untersuchungsraum im Süden Andalusiens in der Provinz Málaga liegt im Übergangsbereich der Köppen & Geiger-Klimate BSh und BSk - also zwischen heißem Trockenklima und winterkaltem Trockenklima. Eine Einteilung nach dem Humiditätsindex ergibt eine Charakterisierung zu semiarid, jedoch ist in den Höhenlagen durch eine stärkere Exposition und häufigeren Niederschlägen bei niedrigeren Temperaturen eine

Zuordnung zum subhumiden Bereich möglich. Der durchschnittliche Jahresmittelniederschlag liegt bei 518 mm (AGENZIA ANDALUCA DEL AGUA, INM), an der Station Ardales sind es durchschnittlich 473 mm Niederschlag (AGENZIA ANDALUCA DEL AGUA, INM). Der winterliche Niederschlag fällt nur extrem selten als Schnee. Es herrschen Jahresdurchschnittstemperaturen im Bereich zwischen 9°C und 12°C (PITA LÓPEZ 2003:150). In den Sommermonaten können Maximaltemperaturen von über 40°C auftreten (eigene Messung August 2004, 2005) - der durchschnittliche Juliwert der Temperaturen ist im Bereich zwischen 24°C-26°C (PITA LÓPEZ 2003:150).

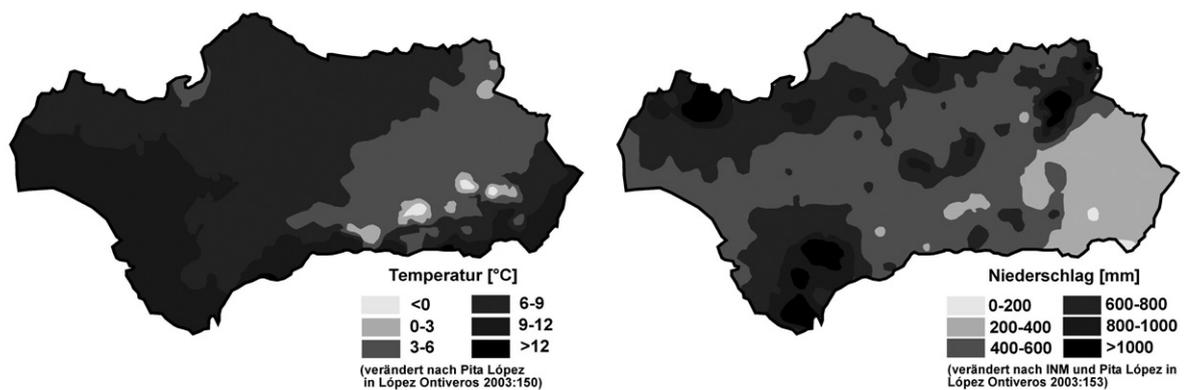


Abb.3-32: mittlere jährliche Temperaturen/Niederschläge in Andalusien (verändert nach Pita López 2003)

---

## 4 Material und Methoden

### 4.1 Satellitenbilddaten

Die in dieser Arbeit untersuchte Veränderung der Landnutzung bzw. der Landbedeckung basiert auf der Grundlage dreier multispektraler Satellitenszenen der LANDSAT-Satelliten Serie.

Es wurden Satellitendaten dreier verschiedener Sensoren an Bord des Fernerkundungssatelliten LANDSAT verwendet. Die Daten aus dem Jahre 1976 (Landsat 2) gehören der ersten Generation der LANDSAT Satelliten (LANDSAT 1-3) an. Verwendet wurden hier die Daten des Multispectral Scanners (MSS) der Plattform. Die Daten aus dem Jahre 1989 (LANDSAT 5) stammen vom Sensor TM (Thematic Mapper), mit dem eine zweite Generation der LANDSAT Satelliten seit 1982 (LANDSAT 4) ausgestattet sind. Mit den Daten aus dem Jahr 2002 wurden Daten des letzten LANDSAT-Satelliten (LANDSAT 7) verwendet, der mit dem Sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper + panchromatic channel) ausgestattet ist.

Für die Analyse innerhalb dieser Arbeit wurden Subsets dreier LANDSAT-Vollszenen (Level 1G Produkte) verwendet. LANDSAT-Daten der Generation 1-3, und somit die Daten aus dem Jahre 1976 (LANDSAT 2), wurden im WRS 1-System (WRS = World Reference System) abgelegt, welches sich aufgrund der höheren Operationshöhe vom WRS-2-System der jüngeren LANDSAT-Satelliten, und somit der Daten der Jahre 1989 (LANDSAT 5) und 2002 (LANDSAT 7), unterscheidet. Die Nummer und die Position der Aufnahmereihe (row) ist jedoch in beiden Systemen identisch. Für die Analyse wurden die Kanäle 4,5,6,7 der MSS-Daten, sowie die Kanäle 1,2,3,4,5,7 der TM und ETM+-Daten verwendet. Der Thermalkanal (Kanal 6) wie auch der panchromatische Kanal 8 (ETM+) wurden nicht eingesetzt. Ein Fehler in der Funktionsweise des sog. Scan Line Correctors (SCL) innerhalb des ETM+-Sensors verursacht seit 2003 starke Fehler in den Daten von LANDSAT 7, weshalb auf eine Verwendung von Satellitenbildern nach 2003 verzichtet wurde.

Die Daten dieser Sensoren wurden aufgrund ihrer zeitlich weit zurückreichenden Verfügbarkeit ausgewählt, so dass die Untersuchung mit Hilfe der Satellitendaten in drei Zeitschnitten über einen Zeitraum von 1976 bis 2002 durchgeführt werden konnte. Zudem war der Aufnahmezeitpunkt der Oberfläche von phänologischen Gesichtspunkten aus von besonderer Bedeutung. Alle drei Satellitenaufnahmen wurden im Jahres-

---

verlauf Ende Februar (1976) bzw. Ende März (1989 und 2002) aufgenommen. Dieser geringe zeitliche Unterschied der Aufnahmen im Jahresverlauf stellte zunächst die Untersuchung zu phänologisch vergleichbaren Zeitpunkten sicher. Insbesondere die Daten der Sensoren TM und ETM+ sind in wesentlichen Eigenschaften vergleichbar, wodurch die Übertragung der Methodik und die Interpretation der Klassifizierungsergebnisse gewährleistet ist. Die Daten des Sensors MSS ähneln zwar denen der Sensoren TM und ETM+. Sie unterscheiden sich durch die Gegebenheiten der Sensorausstattung jedoch in radiometrischer und geometrischer Auflösung, was in unten angegebener Tabelle verdeutlicht dargestellt wird. Eine einfache Übertragung der Ergebnisse kann also nicht stattfinden. Zahlreiche Forschungsvorhaben und Projekte beschäftigen sich mit den Möglichkeiten zur spektralen Kalibrierung zwischen den Sensoren der verschiedenen LANDSAT-Generationen (ROEDER ET AL 2005: 195), ist jedoch nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

#### **4.1.1 Kombination der Landbedeckungsklassifizierungen zur Analyse der Landbedeckungsveränderungen**

Bei der Analyse der Landbedeckungsveränderungen wurden die Datensätze so kombiniert, dass für jedes Pixel im Ausgangsdatsatz der MSS-Klassifizierung der Daten aus dem Jahr 1976 bzw. der TM-Klassifizierung der Daten aus dem Jahre 1989 die zugeordnete Klasse aus dem Jahr 1989 bzw. 2002 der ETM+-Klassifizierung ablesbar wird. Über eine zonal gestützte Analysefunktion wurde berechnet, welche TM- bzw. ETM-Klasse am häufigsten der Klasse des Jahres 1976 bzw. 1989 zugeordnet wurde [Majority], welche TM-Klasse bzw. ETM-Klasse der jeweiligen MSS- bzw. TM-Klasse am wenigsten häufig zugeordnet wurde [Minority] und wieviele verschiedene TM-Klassen ETM-Klassen der jeweiligen MSS- bzw. TM-Klasse zugeordnet wurde [Variety].

Change MSS 1976 zu TM 1989		Ergibt einen Pixelwert (Change) 904															
Bsp: MSS 1976 = 900 TM 2002 = 4																	
MSS 1976 (* 100)	no classificado	wasser	siedlung	suelo desnudo	critivos lenosos y matorral disperso	critivos lenosos y matorral disperso	herbaceos cultivos	roquedo y suelo desnudo	agua	3000	for. arbol. densa coniferos y quercineas	strasse y suelo desnudo	1000 (parc. cultivos lenosos)	1200 matorral disperso con pastizal	1300 matorral disperso con pasto roca y suelo	1400 cultivos lenosos y citrus	1500 sombra
TM 1989	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	
no classificado	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	
wassermas ke	1	101	201	301	401	501	601	701	801	901	1001	1101	1201	1301	1401	1501	
siedlungsma ske	2	102	202	302	402	502	602	702	802	902	1002	1102	1202	1302	1402	1502	
suelo desnudo	3	103	203	303	403	503	603	703	803	903	1003	1103	1203	1303	1403	1503	
critivos lenosos y suelo desnudo	4	104	204	304	404	504	604	704	804	904	1004	1104	1204	1304	1404	1504	
critivos lenosos y matorral disperso	5	105	205	305	405	505	605	705	805	905	1005	1105	1205	1305	1405	1505	
herbaceos roquedo y suelo desnudo	6	106	206	306	406	506	606	706	806	906	1006	1106	1206	1306	1406	1506	
agua	7	107	207	307	407	507	607	707	807	907	1007	1107	1207	1307	1407	1507	
for. arbol. densa coniferos y quercineas	8	108	208	308	408	508	608	708	808	908	1008	1108	1208	1308	1408	1508	
strasse y suelo desnudo	9	109	209	309	409	509	609	709	809	909	1009	1109	1209	1309	1409	1509	
matorral disperso con pastizal	10	110	210	310	410	510	610	710	810	910	1010	1110	1210	1310	1410	1510	
(parc. cultivos lenosos)	11	111	211	311	411	511	611	711	811	911	1011	1111	1211	1311	1411	1511	
matorral disperso con pasto	12	112	212	312	412	512	612	712	812	912	1012	1112	1212	1312	1412	1512	
roca y suelo desnudo	13	113	213	313	413	513	613	713	813	913	1013	1113	1213	1313	1413	1513	
critivos lenosos y citrus	14	114	214	314	414	514	614	714	814	914	1014	1114	1214	1314	1414	1514	
sombra	15	115	215	315	415	515	615	715	815	915	1015	1115	1215	1315	1415	1500	

Abb.4-33:Kombinationswerte der Landbedeckungsklassifizierung der Jahre 1976 und 1989

Change TM 1989 zu ETM 2002

Esp: TM 1989 = 900  
ETM 2002 = 4 } ergibt einen Pixelwert (Change) 904

ETM 2002	TM 1989 (*100)																
	no clasificado	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500
no clasificado	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	
wassermasie	1	101	201	301	401	501	601	701	801	901	1001	1101	1201	1301	1401	1501	
siedlungsmasie	2	102	202	302	402	502	602	702	802	902	1002	1102	1202	1302	1402	1502	
suelo desnudo	3	103	203	303	403	503	603	703	803	903	1003	1103	1203	1303	1403	1503	
cultivos lenosos y suelo desnudo	4	104	204	304	404	504	604	704	804	904	1004	1104	1204	1304	1404	1504	
cultivos lenosos y matorral disperso	5	105	205	305	405	505	605	705	805	905	1005	1105	1205	1305	1405	1505	
herbaceos cultivos	6	106	206	306	406	506	606	706	806	906	1006	1106	1206	1306	1406	1506	
roquedo y suelo desnudo	7	107	207	307	407	507	607	707	807	907	1007	1107	1207	1307	1407	1507	
agua	8	108	208	308	408	508	608	708	808	908	1008	1108	1208	1308	1408	1508	
for. arbol. densa coniferos y quercineas	9	109	209	309	409	509	609	709	809	909	1009	1109	1209	1309	1409	1509	
strasse y suelo desnudo	10	110	210	310	410	510	610	710	810	910	1010	1110	1210	1310	1410	1510	
matorral (parc. Cultivos lenosos)	11	111	211	311	411	511	611	711	811	911	1011	1111	1211	1311	1411	1511	
matorral disperso con pastizal	12	112	212	312	412	512	612	712	812	912	1012	1112	1212	1312	1412	1512	
matorral disperso con pasto roca y suelo	13	113	213	313	413	513	613	713	813	913	1013	1113	1213	1313	1413	1513	
cultivos lenosos y citrus	14	114	214	314	414	514	614	714	814	914	1014	1114	1214	1314	1414	1514	
sombra	15	115	215	315	415	515	615	715	815	915	1015	1115	1215	1315	1415	1515	

Abb.4-34:Kombinationswerte der Landbedeckungsklassifizierung der Jahre 1989 und 2002

### 4.1.1.1 Methodischer Hintergrund

Die Satelliten LANDSAT 4 bis 7 operieren jeweils im sonnensynchronen, polaren Orbit in 705 km Höhe. Sie haben mit jeweils 16 Tagen ebenfalls die gleiche Wiederholrate. Während sich die spektrale Auflösung der Sensoren TM und ETM+ in den Kanälen 1-7 entspricht, unterscheiden sich die Sensoren in der geometrischen Ausflösung des Kanals 6 (thermales Infrarot) mit 120 m Pixelgröße des TM-Sensors zu 60m Pixelgröße des ETM+-Sensors. Zudem ist der ETM+-Sensor mit einem zusätzlichen panchromatischen, höher auflösenden (Pixelgröße 15m) Kanal 8 ausgestattet. Ein Fehler in der Funktionsweise des sog. Scan Line Correctors (SCL) innerhalb des ETM+-Sensors verursacht seit 2003 starke Fehler in den Daten von LANDSAT 7, weshalb auf eine Verwendung von Satellitenbildern nach 2003 verzichtet wurde. Die LANDSAT-Satelliten der ersten Generation mit MSS-Sensoren operierten in 920 km Höhe und nahmen in lediglich 4 spektralen Kanälen auf, die sich mit einer geometrischen Auflösung von 80 m Pixelgröße wesentlich von den Daten der Sensoren TM und ETM+ unterscheiden.

**Tabelle 4-3: (a)Operation der Sensoren MSS,TM, ETM+ (Eurimage)**

Satellite	Launch Date	End Mission	Altitude	Inclination	Revisit at equator	Sensors
Landsat 1	23-Jul-1972	6-Jan-1978	920 km	99,2°	18 Days	RBV, MSS
Landsat 2	22-Jun-1975	5-Feb-1982	920 km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 3	5-Mar-1978	31-Mar-1983	920 km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 4	16-Jul-1982	Jul-1987	705 km	98,2°	16 days	MSS, TM
Landsat 5	1-Mar-1985	operational	705 km	98,2°	16 days	MSS, TM
Landsat 6	lost on launch					
Landsat 7	15-Apr-1999	operational	705 km	98,2°	16 days	ETM+

**Tabelle 4-3: (b) spektrale Bandbreite der MSS-Aufnahmekanäle (Eurimage)**

MSS				
Band	4	5	6	7
$\mu\text{m}$	.5-.6	.6-.7	.7-.8	.8-1.1

**Tabelle 4-3: (c) Position (path, row) der verwendeten Satellitendaten (Eurimage)**

	Path	Row	Aquisition Date
<b>MSS 1976</b>	216	034	20-Feb
<b>TM 1989</b>	201	034	25-Mar
<b>ETM+ 2002</b>	201	034	21-Mar

**Tabelle 4-3: (d) spektrale Bandbreite der TM- und ETM+-Daten (Eurimage)**

TM & ETM+							ETM+
Band	1	2	3	4	5	6 (thermal IR)	7
$\mu\text{m}$	.45-.52	.52-.60	.63-.69	.76-.90	1.55-1.75	10.42-12.50	2.08-2.35
							8 (pan)
							.52-.90

## Reflexionseigenschaften von Oberflächen im Gelände.

Satellitenbilder passiver Aufnahmesysteme wie die von LANDSAT zeigen die von der Erdoberfläche reflektierte Sonnenstrahlung und die Emission der elektromagnetischen Strahlung der Erde. Die von der Sonne ausgestrahlte elektromagnetische Strahlung trifft an der Erdoberfläche auf Körper und wird zu Teilen an der Oberfläche reflektiert, vom Körper absorbiert oder durch den Körper transmittiert. Die Anteile an Reflexion, Absorption und Transmission variieren stark und sind abhängig von der Beschaffenheit des Körpers und der Wellenlänge der auftreffenden Strahlung. Die Summe der Anteile an Absorption, Transmission und Reflexion muss dem an der Oberfläche ankommenden Strahlungsfluss entsprechen. Geländeoberflächen und die auf ihnen befindlichen Objekte besitzen also unterschiedliche Reflexionseigenschaften, die abhängig sind vom jeweiligen Material, dessen physikalischen Zustand (wie z.B. der Feuchtigkeit), der Oberflächenrauigkeit und den geometrischen Verhältnissen wie Einfallswinkel der Sonnenstrahlung und Beobachtungswinkel. Die Albedo - also das Verhältnis von reflektierter zu eingefallener Gesamtenergie - ist abhängig von diesen Eigenschaften der Oberfläche. Der Reflexionsgrad der Oberflächen unterscheidet sich in Abhängigkeit von Oberflächenstruktur, Kristallstruktur (Minerale), Wassergehalt und Photosyntheseaktivität (Vegetation) in den verschiedenen Wellenlängenbereichen der einfallenden Sonnenstrahlung (JENSEN 2000, LILLESAND T AL. 2004). Jedes Objekt auf der Erdoberfläche wird also durch eine Art spektrale Signatur charakterisiert. Die räumliche Anordnung der Objekte auf der Erdoberfläche geben eine Art Reflexionsmuster der Erdoberfläche und ermöglichen die fernerkundliche Identifizierung und Charakterisierung.

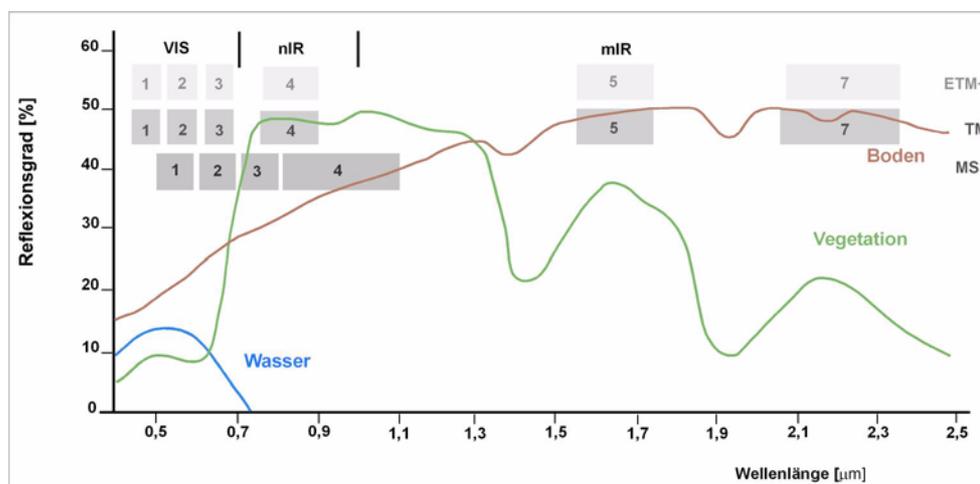


Abb.4-35:typische Reflexionsgrade für grüne Vegetation, unbedeckten trockenen Boden u. Wasser im Sichtbaren (VIS), nahen (nIR) und mittleren (mIR) Infrarot. Grau hinterlegt sind die Bandbreiten der Aufnahmekanäle (eig. Erstellung)

Grüne Vegetation hat im Sichtbaren (VIS) nur einen verhältnismäßig niedrigen Reflexionsgrad. Durch die Photosynthese werden im blauen und roten Bereich des sichtbaren Lichts große Anteile in den Chloroplasten absorbiert, um Kohlendioxid und Wasser in Kohlehydrate (CH<sub>2</sub>O) und Sauerstoff (O<sub>2</sub>) umzuwandeln. Der Wellenlängenbereich des grünen Lichts wird hingegen nicht zur Photosyntheseaktivität benötigt und daher im Verhältnis stärker reflektiert. Hohe photosynthetische Aktivität heißt also starke Absorption im Wellenlängenbereich des blauen und roten Bereiches des Sichtbaren Lichtes, im Verhältnis dazu starke Reflektion im grünen Bereich. Die Vegetation erscheint dem menschlichen Auge stark grün. Durch Alterungsprozesse und physiologischen Stress wird dieses Reflexionsverhalten der Vegetation stark verändert. Sinkt die Photosyntheseleistung der Vegetation und es folgt eine stärkere Reflexion im blauen und roten Spektralbereich. Die hohen Reflexionsgrade im Bereich des nahen Infrarot wird (bei Laubblättern) hervorgerufen durch die Zelloberflächen des Schwammparenchyms (LARCHER 1994). Je mehr Blattmasse ein Vegetationsstand hat, desto höher ist die Reflexion im Nahen Infrarot. Der Wassergehalt im Pflanzengewebe bestimmt den Anteil an reflektierter Strahlung im Mittleren Infrarot. Eine hohe Wassersättigung bedingt eine hohe Absorption im Wellenlängenbereich des Mittleren Infrarot (JENSEN 2000).

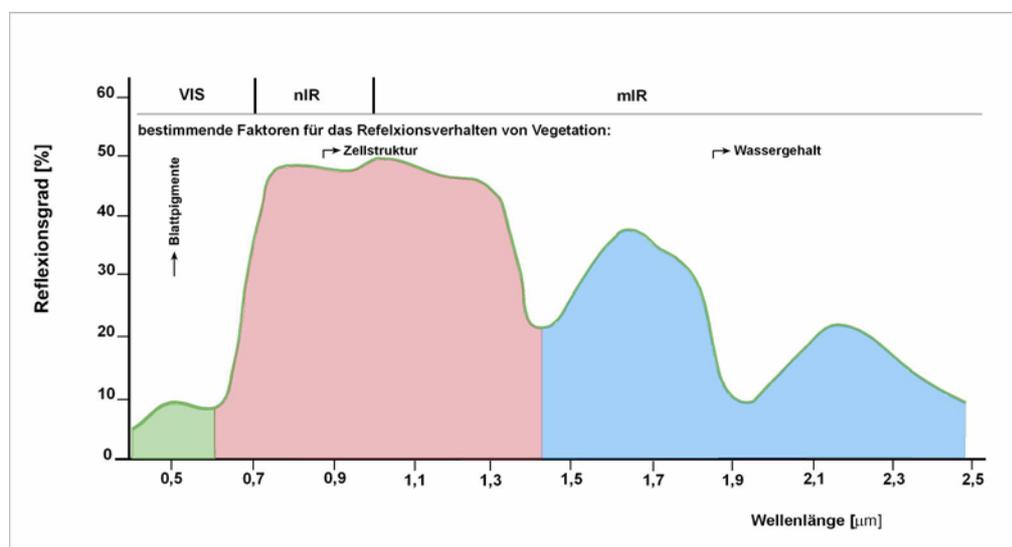


Abb.4-36:Blattpigmente, Zellstruktur u. Wassergehalt als bestimmende Faktoren für das Reflexionsverhalten v. Vegetation (verändert nach Rothfuß 1994)

Die spektralen Eigenschaften unbedeckten Bodens werden in der Hauptsache durch die Bodeninhaltsstoffe wie z. B. organisches Material, Eisenoxide und Bodenwasser, sowie durch die Oberflächenrauigkeit wie Bodenart und Aggregatgröße bestimmt (ATZBERGER 2002). Unbedeckter Boden reflektiert die einfallende Strahlung besonders

im Infrarotbereich. Generell steigt der Reflexionsgrad im sichtbaren Spektralbereich, im nahen Infrarot und z.t. im mittleren Infrarot mit zunehmender Wellenlänge an. Vom mittleren Infrarot zum thermalen Infrarot nimmt der Reflexionsgrad wieder ab.

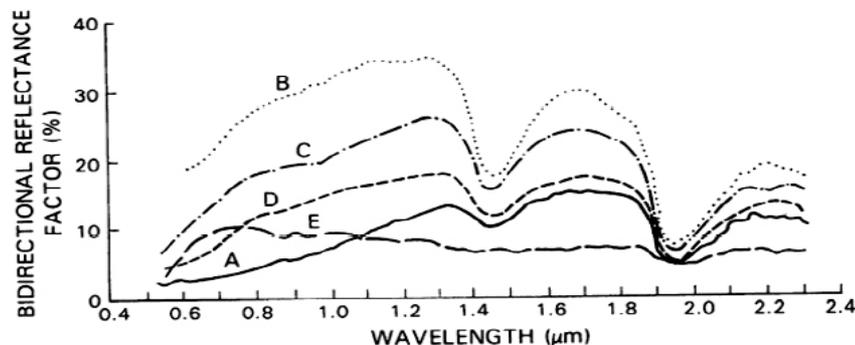


Abb.4-37: charakteristisches Reflexionsverhalten von Böden. (A) gut entwickelter feintexturierter Boden mit hohem Gehalt an organischem Material, (B) wenig entwickelter Boden mit geringem Gehalt an organischer Substanz u. geringem Eisenoxidgehalt, (C) gut entwickelter Boden mit hohem Gehalt an organischer Substanz u. mittlerem Eisenoxidgehalt, (D) mittel bis grobtexturierter Boden mit hohem Gehalt an organischer Substanz u. geringem Eisenoxidgehalt, (E) fein texturierter Boden mit hohem Eisenoxidgehalt (BAUMGARDNER ET AL. 1985)

Eisenoxide, Tonminerale, Karbonate usw. - also die chemische Zusammensetzung der mineralischen Bodenbestandteile beeinflussen das spektrale Reflexionsvermögen des Bodens. Auch die Größe der mineralischen Bodenbestandteile beeinflusst die spektrale Reflexion des Bodens. Abnehmende Teilchengröße bedeutet eine glattere Oberfläche und einen geringeren Schattenanteil, wodurch sich ein höheres spektrales Reflexionsvermögen ergibt. Besonders im sichtbaren Spektralbereich wird das Reflexionsvermögen durch den Gehalt an organischen Bestandteilen (Humus) beeinflusst. Ein steigender Humusgehalt bedingt demnach einen sinkenden Reflexionsgrad im sichtbaren Spektralbereich. Auch steigender Wassergehalt im Boden bedingt ein sinkendes Reflexionsvermögen des Bodens.

Wasser reflektiert lediglich im Wellenlängenbereich des sichtbaren Lichts. Je länger die Wellenlänge desto schlechter ist das Reflexionsvermögen, bis es schließlich im nahen und mittleren Infrarotbereich nahezu die gesamte einfallende Strahlung absorbiert. Eine Trübung des Wassers und eine geringe Tiefe des Wasserkörpers lassen das Reflexionsvermögen auch im Infrarotbereich steigen. Art und Menge an gelösten (selektive Absorption der Wellenlängen) und suspendierten (Streuung der Strahlung) organischen und anorganischen Stoffen bestimmen den Reflexionsgrad des Wassers.

#### 4.1.1.2 radiometrische Korrektur der Satellitenbilder

Die radiometrische Korrektur wurde mit Hilfe des in ERDAS/Imagine implementierten Moduls ATCOR-2 / ATCOR-3 auf allen drei zur Verfügung stehenden Datensätzen durchgeführt. Ein Sensor misst unter Berücksichtigung seiner individuellen Konfiguration im jeweilig betrachteten Spektralband die spektrale Strahldichte eines Objektes auf der

Erdoberfläche und der störenden) Atmosphäre. Nach der Analog-Digital-Umwandlung dieser gemessenen Strahldichte zum Grauwert (DN = Digital Number) erfordert eine quantitative Weiterverarbeitung dieser Werte wiederum die Rückführung dieser Grauwerte in physikalisch messbare Werte der gemessenen Strahldichte. Zur Herleitung dieser gemessenen Strahldichte aus dem digitalen Grauwert eines Pixels ist die Verfügbarkeit einer Kalibrierfunktion Voraussetzung. Sofern für die verwendeten Datensätze Metadaten zur Verfügung standen (MSS, TM), wurden die für diese Kalibrierfunktion erforderlichen Parameter, als Gain (oder Slope) und Offset (oder Bias) bezeichnet (RICHARDS ET AL. 2006:35) diesen Metadaten entnommen. Auch die zum Zeitpunkt der Satellitenbildaufnahme bestehenden Beleuchtungsvoraussetzungen, die durch Sonnenzenit und Sonnenazimuth beschrieben werden und Einfluss auf die messbaren Strahldichten haben, wurden diesen Metadaten entnommen. Im Falle der ETM+-Daten lagen keine Metadaten vor, wobei hier die in dem im Programm ERDAS/Imagine implementierten Modul ATCOR zur Verfügung stehenden Standardparameter für ETM+-Daten verwendet wurden. Zur weiteren Korrektur wurde in allen Fällen mit Standardatmosphären, die das Modul bereitstellt, gearbeitet, um den Einfluss von Sauerstoff, Stickstoff sowie Aerosolen zu minimieren. Eine kanalweise Justierung der Spektralwerte bezgl. atmosphärisch und/oder sensorbedingten Beeinträchtigungen wurde durch den Vergleich von Oberflächensignaturen des jeweiligen Ausgangsdatsatzes mit den zur Verfügung stehenden Referenzspektren des jeweiligen Sensors vorgenommen. Ebenfalls wurde die Absorption durch Wasserdampf, Ozon und CO<sub>2</sub> durch die sog. Haze-Reduction minimiert. Mit Hilfe von bereitstehenden Referenzspektren wurde die sog. visibility, welche die Aerosolkonzentration in der Atmosphäre beschreibt, abgeschätzt. Die zwischen Sensor und Objekt liegende Atmosphäre beein-

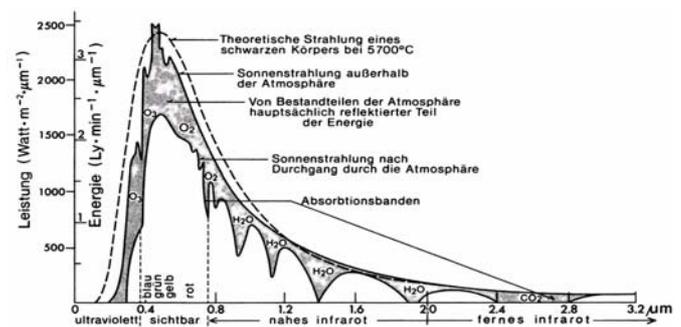


Abb.4-38: Energieverteilungsspektrum der Sonnenstrahlung vor u. nach d. Durchgang durch d. Atmosphäre (WEISCHET 1991)

trächtigt stark die Reflexionsmessungen bei abbildenden Fernerkundungssystemen wie es bei den Sensoren der Landsat-Serie der Fall ist. Die Atmosphäre übt bei dem Durchgang der kurzwelligen und der langwelligen Strahlungsströme sowohl einen qualitativen als auch quantitativen Einfluß auf die Strahlung aus. Streuungs- und Absorptionsprozesse schwächen die schliesslich am Sensor messbare Strahlung.

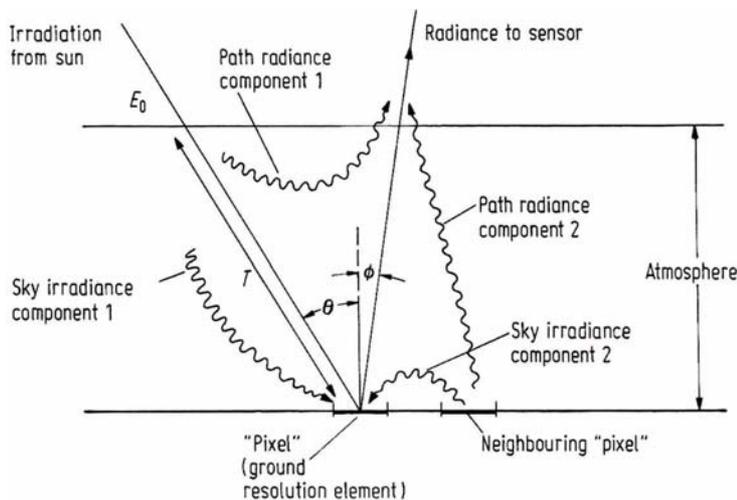


Abb.4-39: Atmosphäreffekte (RICHARDS ET AL. 2006)

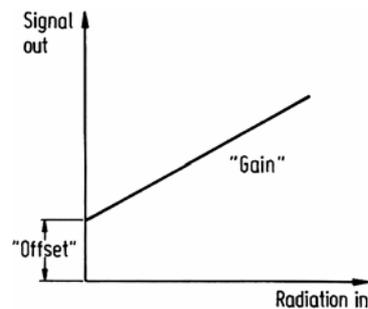


Abb.4-40: Transfercharakteristik e. Fernerkundungssensors (RICHARDS ET AL. 2006)

## 4.2 Morphometrische Charakterisierung des UG

Die morphometrische Charakterisierung erfolgte unter Verwendung eines korrigierten Digitalen Höhenmodells aus SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) Daten mit einer Auflösung von 30m. Die SRTM-Rohdaten wurden vom Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum (DfD) des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) zur Verfügung gestellt. Die Derivate zur Beschreibung der Morphometrie und die Korrektur des Digitalen Höhenmodells wurden sowohl mittels der im Programm ArcGIS Desktop 9.3 der Firma ESRI in den Analysefunktionen der Programmextensions Spatial Analyst, 3D-Analyst und der Toolbox bereitstehenden Werkzeuge als auch mit den Analysewerkzeugen des Moduls Compound Terrain Analysis des Programmes SAGA-GIS (Univ. Göttingen) durchgeführt.

### 4.2.1 methodischer Hintergrund

In der deutschen Literatur werden sowohl die Begriffe Geomorphometrie als auch Geomorphographie verwandt. Die Bezeichnung Geomorphometrie beinhaltet ursprünglich die Pseudoquantifizierung des Georeliefs durch das Ermitteln von Kennwerten für Formtypenvergleiche. Der Begriff Geomorphographie wird von einigen

Autoren, wie z. B. DIKAU (1994:99), als direkte Übersetzung der englischen Terminologie morphometry verwandt. Die englische Terminologie umfasst qualitativ-deskriptive Reliefklassifikationen und quantitative Messungen von Reliefattributen. Somit ist unter Geomorphometrie der Teilbereich der Geomorphologie gemeint, der die geometrisch-topologische Struktur des Georeliefs sowohl qualitativ-deskriptiv als auch quantitativ-exakt beschreibt und misst (DIKAU 1994: 99, HORMANN 1971:1). Es lassen sich beliebig viele morphometrische Grössen und Indizes definieren, wobei die jeweilige Fragestellung im Vordergrund der Überlegungen stehen muss. Aus geomorphologischer Sicht hat das Georelief dualen Charakter. Es ist einerseits Ergebnis der Prozessgeschichte, andererseits Faktor in der Auslösung und Steuerung der räumlichen Anordnung und Rate rezenter Prozesse und beinhaltet damit eine zeitliche und eine räumliche Komponente (DIKAU 1994:100). Um die verwendeten Attribute oder Indizes bewerten zu können, sind Kriterien zur Quantifizierung der geometrischen und topologischen Attribute, Objekte und Funktionen des Georeliefs erforderlich (DIKAU 1994:99). Die Analyse systematischer Zusammenhänge zwischen den verschiedenen morphometrischen Eigenschaften spielt bei prozessmorphologischen und hydrogeographischen Untersuchungen eine grosse Rolle (BOLLMANN & KOCH 2001). Im Allgemeinen werden Flusseinzugsgebiete bzw. Hänge als Bezugseinheit für morphometrische Untersuchungen gewählt. Es handelt sich hierbei um durch Wasserscheiden abgrenzbare Gebiete, die durch ein Flussordnungssystem (Horton, Strahler, Shreve) hierarchisiert vorliegen (HORMANN 1971:28, SCHMIDT 1984:13,24F). Die Erfassung der morphometrischen Parameter kann im mittleren und kleinräumigen Massstab aus topographischen Karten, Luftbildern und Satellitenaufnahmen erfolgen. Aus Geländeaufnahmen erhält man grossmassstäbige Informationen. Die Verwendung Digitaler Höhen- und Geländemodelle (DHM, DGM) und deren computergestützter Weiterverarbeitung mit Geographischen Informationssystemen (GIS) stellt eine weitere Möglichkeit zur Erhebung morphometrischer Parameter dar (BORK & ROHDENBURG 1986:99, DIKAU 1990:45, GARDNER ET AL. 1990:57, JENSON & DOMINGUE 1988:1593, SAGHAFIAN ET AL. 2000:199, SCHMIDT & DIKAU 1999:154). Das Relief in seiner Form, Genese und den Kausalbeziehungen zu anderen Geofaktoren ist das zentrale geowissenschaftliche Objekt für die Geomorphologie (KÖTHE & LEHMEIER 1991:99). Die Erfassung des Reliefs über morphometrische Parameter, als auch die Weiterverarbeitung und Darstellung mittels GIS erfordert die quantitative Erfassung - also eine mathematische Definition - der Erdoberfläche. Die Konstruktion der zu erfassenden Erdoberfläche geschieht über die Konstruktion von Ebenen, die jeden Punkt der Oberfläche jeweils tangential berüh-

---

ren. Diese Ebenen definieren den maximalen Einfallswinkel zur Horizontalen (die Neigung) und die Richtung einer senkrecht auf dieser Ebene stehenden Geraden (die Exposition). Die beiden Komponenten Neigung und Exposition definieren die Lage eines Hanges im dreidimensionalen Raum (EVANS 1972:37) und stellen somit wichtige Parameter zur Erfassung der Oberfläche dar. Im allgemeinen wird bei den erfassbaren morphometrischen Parametern in primäre topologische Attribute und zusammengesetzte bzw. „vermischte“ topographische Indizes unterschieden (MOORE ET AL. 1991:11FF). Hangneigung, Exposition, spezifisches Einzugsgebiet, Lateral- und Längskrümmung und Hanglänge stellen Beispiele für wichtige und häufig genutzte topographische Attribute dar, die in vielen Modellen zur Berechnung von Erosionsgefährdungen (WISCHMEIER & SMITH 1978: *Universal Soil Loss Equation - USLE*), hydrologischen Einzugsgebieten und geomorphologischen Reliefklassifizierungen Anwendung finden (MOORE ET AL. 1991:12). Bodenwassergehalte und Oberflächen sättigungsbereiche sind Beispiele für die Berechnung kombinierter Attribute und Indizes (MOORE ET AL. 1991:13). Der Einsatz von Digitalen Geländemodellen (DGM) bietet Möglichkeiten der Reliefanalyse mit verschiedenen Datenverarbeitungstechniken (KÖTHE & LEHMEIER 1991:99) und stellt somit im Zusammenhang mit Geographischen Informationssystemen (GIS) vielseitige Möglichkeiten für die geomorphometrische Analyse in unterschiedlichen räumlichen Skalen zur Verfügung (SCHMIDT & DIKAU 1999:154). Ziel dieser GIS-gestützten Geomorphometrie liegt in der Quantifizierung der geometrischen und topologischen Attribute, Objekte und Funktionen des Georeliefs, sowie in der Entwicklung einer Theorie und Methode der Regionalisierung bzw. Übertragung lokaler (kleindimensionaler) in regionale (grossdimensionale) Modelle (DIKAU 1994:99). Diese geomorphometrische Regionalisierung besteht in der Ermittlung der räumlichen Variabilität der für den untersuchten Prozess relevanten geomorphometrischen Attribute und Objekte (DIKAU 1994:108). Eine numerische Parametrisierung und Analyse des Reliefs bietet für die Geomorphologie zudem die Möglichkeit eines besseren Verständnisses für die Prozess-Respons-Systeme - also der Wirkungsbeziehungen zwischen statischen Komponenten und Prozesskomponenten (AHNERT 1996:29FF). Durch den Einsatz von GIS innerhalb der Geomorphologie wurde eine Vielzahl an geomorphometrischen Methoden und spezifischer Werkzeuge zur Quantifizierung von Landformen entwickelt (DIKAU 1990:40, SCHMIDT & DIKAU 1999:155). Hierzu werden digitale Gelände- bzw. Höhenmodelle benötigt, aus denen mit Hilfe von GIS, in die geomorphometrische Algorithmen implementiert sind, eine Fülle an Informationen über die

Morphologie der Erdoberfläche abgeleitet werden können (JENSON & DOMINGUE 1988:5).

#### 4.2.1.1 Qualität Digitaler Geländemodelle

Ein Digitales Höhenmodell (DHM) ist eine Anordnung von Zahlen, die die räumliche Verteilung von Höhen über einen bestimmten Raumausschnitt repräsentieren. Digitale Höhenmodelle stellen somit einen Teilbereich Digitaler Geländemodelle (DGM) dar. Diese können ihrerseits definiert werden als eine Anordnung von Daten, die die räumliche Verteilung von verschiedenen Geländeattributen repräsentieren (MOORE ET AL 1991:4). Digitale Höhenmodelle können zum einen aus Höhenwerten bestehen, die diskrete Punkte darstellen. Zum anderen können sie aber auch den über eine bestimmte Fläche gemittelten Höhenwert repräsentieren (MOORE ET AL. 1991:4). Um eine kontinuierliche Oberfläche in einem System abzubilden, ist es erforderlich dieses Kontinuum in einer nichtkontinuierlichen Form erfassbar zu machen - d.h. es zu diskretisieren (SAURER & BEHR 1997:21). Zur Strukturierung eines Netzes von Höhendaten und

deren nachfolgender Analyse stehen im Prinzip drei unterschiedliche Ansätze zur Verfügung (MOORE ET AL. 1991:4, SAURER & BEHR 1997:21):

- Erfassung der kontinuierlichen Oberfläche als Raster (grid). Hierbei wird die Oberfläche an regelmässig voneinander entfernten Stützpunkten erfasst. Das grundlegende Element ist hier die Zelle, die innerhalb der Rasterpunkte aufgespannt wird (MOORE ET AL. 1991:4). Die Rasterpunkte bilden hier die Mittelpunkte der jeweiligen Zellen. Hierbei ist besonders der aufgenommene Massstab zu beachten, da durch ihn die Zellengrösse und somit direkt auch die räumliche Genauigkeit der zu bearbeitenden Daten bestimmt wird. Bereiche, in denen sich die kontinuierliche Fläche besonders stark verändert, werden nicht durch Zwischenpunkte erfasst (SAURER & BEHR 1997:21).

- Die Erfassung der Oberfläche mittels Konstruktion unregelmässiger Dreiecksflächen (TIN = triangulated irregular network), die sich der kontinuierlichen Oberfläche anpassen. Die Dreieckspunkte sind in der Regel besondere Punkte der abzubildenden Oberfläche, wie z. B. Bergspitzen. Es werden Punkte gleicher Höhe zu Isolinien verbunden. Die Digitalisierung erfolgt zumeist an Punkten, an denen eine Richtungsänderung im Verlauf der Isolinien auftritt. Jede Linie wird also durch Koordinatenpaare entlang einer Linie gleicher Höhe spezifiziert (MOORE ET AL. 1991:5, SAURER & BEHR 1997:22F). Topographische Attribute wie Hangneigung, Exposition und Wölbungen können aus allen drei Typen Digitaler Höhenmodelle abgeleitet werden, sofern das generierte

---

Modell keine Fehler und somit „Löcher“ in der kontinuierlichen Oberfläche aufweist. Obwohl TINs flexibler in der Anpassung an unruhige Oberflächenformen und effizienter in der Vermeidung redundanter Informationen sind, ist die am häufigsten genutzte Datenstruktur die Erfassung der Oberfläche als Raster (grid). Ein deutlicher Vorteil ist hier, dass zur exakten Lokalisierung nur die Koordinaten von zwei Eckpunkten und die geometrische Auflösung der Rasterzelle benötigt wird, damit die Koordinaten einer beliebigen Rasterzelle ermittelt werden können. Vektordatensätze dagegen benötigen sehr viel mehr Speicherplatz und sind insgesamt schwieriger zu verarbeiten.

### **Reliefparameter Hangneigung.**

Oberflächen - und somit auch die Erdoberfläche - bestehen zur Gänze aus Neigungen, deren Neigungswinkel die notwendige gravitative Kraft für die geomorphologische Arbeit bestimmen (EVANS 1972:36). Die Hangneigung stellt somit den vielleicht wichtigsten Parameter zur Erfassung der Erdoberfläche dar (EVANS 1972:36, ZEVENBERGEN & THORNE 1987:47). Die Hangneigung in einem Punkt ist definiert als eine die in diesem Punkt die Erdoberfläche tangential berührende Ebene. Sie beschreibt also den Höhenunterschied der Oberfläche über die Entfernung. Mathematisch bedeutet dies, dass die Hangneigung durch die erste Ableitung der Höhe beschrieben wird und in Prozent oder Gradeinheiten angegeben wird. Zur manuellen Erfassung der Hangneigungen eines Gebietes werden topographische oder orohydrographische Karten verwendet, auf denen die Höheninformation in Form von Isohypsen verzeichnet sind. Der Abstand äquidistanter Höhenlinien wird bei bekanntem Massstab gemessen und mit Hilfe der oben genannten Formel die Hangneigung berechnet. Werden schon im Vorhinein sinnvolle Hangneigungsklassen festgelegt und deren Werte wie eben beschrieben berechnet, kann direkt eine klassifizierte Hangneigungskarte erstellt werden.

### **Reliefparameter Krümmung von Hängen.**

Die Wölbung oder Krümmung von Oberflächen lässt sich als Veränderung der Hangneigung beschreiben, d. h. als erste Ableitung der Hangneigung oder zweite Ableitung der Höhe (BORK & ROHDENBURG 1986:103, EVANS 1972:40, ZEVENBERGEN & THORNE 1987:50). Da der Hang durch Hangneigung und Exposition definiert ist, lässt sich diese komplexe Krümmung in die zwei Komponenten Lateral- und Längskrümmung aufteilen (BORK & ROHDENBURG 1986:103, EVANS 1972:40, YOUNG 1972). Die Lateralkrümmung - auch Horizontalkrümmung genannt - bezeichnet dabei die horizontale Krümmung parallel zu den Isohypsen (engl. *cross slope* oder *plan curvature*). EVANS (1972:22) bezeichnet die Horizontalkrümmung als zweite horizontale Ableitung bzw. als Rate der

Veränderung der Exposition über die Entfernung. Die Längskrümmung dagegen bezeichnet die Krümmung on Gefällsrichtung - also vertikal (engl. *downslope* oder *profile curvature*) und ist entsprechend als zweite vertikale Ableitung bzw. Rate der Veränderung der Hangneigung über die Entfernung definiert. Die Lateralkrümmung zeigt divergierende oder konvergierende Wasserströme an und beschreibt so Bereiche vorwiegender Erosion bzw. vorwiegender Akkumulation. Die Längskrümmung dagegen lässt Rückschlüsse auf die Geschwindigkeit des abfließenden Wassers zu, wobei stärkere Konvexität auf grössere Abflussgeschwindigkeit hinweist (BORK & ROHDENBURG 1986: 103). Die Längskrümmung beschreibt das Verhältnis der Abtragungsintensität zwischen Hang und Vorfluter (BOLLMANN & KOCH 2001). Zeigt ein Hang ein einheitlich konvexes Profil auf, weist dieses auf eine voranschreitende Tiefenerosion oder auch auf voranschreitende Seitenerosion des Vorfluters hin. Zwar zeigt das konvexe Profil insgesamt an, dass der Hang selbst der Abtragung unterliegt, doch dominiert die Erosion des Vorfluters. Umgekehrt - nämlich zunehmende Dominanz der Hangabtragungsprozesse im Verhältnis zu Tiefen- bzw. Seitenerosion des Vorfluters werden durch abnehmende Konvexität, gestreckte oder konkave Hangprofile angezeigt (ROHDENBURG 1989:31). Für die quantitative Erfassung des Krümmungsmaßes wird im allgemeinen ein Kreisradius als Maß für die Wölbung konstruiert. Dies geschieht für die Lateralkrümmung nach YOUNG (1972:176) über die Konstruktion eines gleichschenkeligen Dreiecks, dessen Spitze im Krümmungsscheitel liegt und dessen Basiswinkel auf den Flanken der Isohypse gelegen sind. Die Bestimmung der Längskrümmung dagegen erfordert zunächst die Erstellung eines Längsprofils anhand der Isohypsen der topographischen Karte (YOUNG 1972:147). Die Unterscheidung in konvexe oder konkave Formtendenz wird durch positive bzw. negative Vorzeichen vorgenommen. Dafür wird der konstruierte Kreisradius für eine Formtendenz mit einem negativen Vorzeichen versehen. YOUNG (1972:137) versteht konvexe Formen mit positivem und konkave Formen mit negativem Vorzeichen. Diese Definition kann jedoch nicht bedenkenlos übernommen werden, da besonders bei der Nutzung von GIS die Bezeichnungen variieren.

### **Ermittlung der Wölbungstendenzen.**

Für die Ermittlung von Wölbungstendenzen der Oberfläche auf der Grundlage eines Digitalen Höhenmodells im Rasterformat wird die zweite Ableitung der Höhe berechnet (BORK & ROHDENBURG 1986:103, EVANS 1972:40, ZEVENBERGEN & THORNE 1987:50). Die Berechnung mittels des Spatial Analyst PLUS ArcGIS 9.3 (ESRI) ergibt in der Ausgabe je einen Datensatz für die komplexe Krümmung, die Lateralkrümmung und die

---

Längskrümmung. Im Unterschied der von YOUNG (1972:137) vorgenommenen Bezeichnung konvexer und konkaver Formtendenzen werden die positiven und negativen Vorzeichen für Lateral- und Längskrümmung hier abweichend vergeben. Negative Werte bei der Lateralkrümmung drücken konkave Formen aus. Positive Werte stehen für konvexe Formen. Bei der Längskrümmung verhält es sich genau entgegengesetzt. Der Betrag der berechneten Zellenwerte drückt die Stärke der Ausprägung der jeweiligen Formtendenz aus. Abnehmende Werte (gegen Null) weisen auf zunehmend gestreckte Formen hin.

### **Ermittlung der Fließrichtung und Konzentration des Oberflächenabflusses.**

Die Fließrichtung des Oberflächenabflusses lässt sich auf der Grundlage eines Digitalen Höhenmodells in Rasterformat ermitteln. Für jedes Pixel dieses DHM wird die Richtung ermittelt, aus der das Oberflächenwasser aus dieser Zelle „herausläuft“ (JENSON & DOMINGUE 1988:1594). Das heißt, es wird dabei ein 3x3-Template betrachtet, bei dem die Richtung

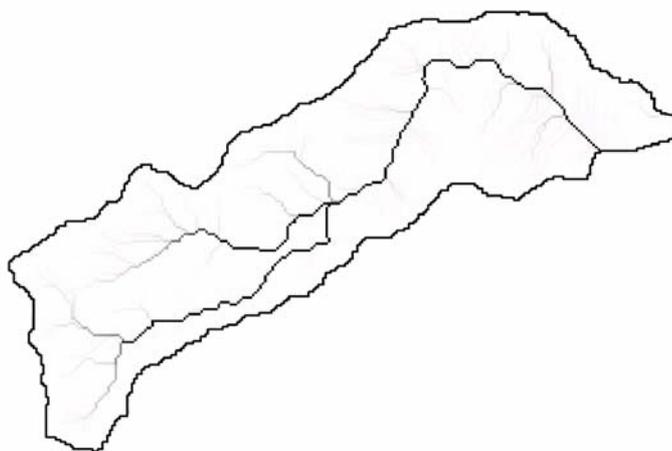


Abb.4-41: Linien größten Abflusses (eig. Erstellung)

des grössten Gefälles der acht die Zentralzelle umgebenden Zellen ermittelt wird. Das grösste Gefälle wird dabei anhand der Änderung der Höhe über die Entfernung berechnet. Der Wert der jeweiligen Nachbarzelle wird subtrahiert vom Wert der Zentralzelle und schliesslich dividiert durch die Entfernung der Nachbarzelle zur Zentralzelle (JENSON & DOMINGUE 1988):  $\text{grösstes Gefälle} = \frac{\text{Änderung der Höhe}}{\text{Entfernung}} * 100$  (ESRI-ONLINE HELP). Die Entfernung zweier Zellen zueinander wird durch die Zellengrösse, d. h. den Abstand der Zellenmittelpunkte bestimmt. Bei einer Zellengrösse von 1 errechnet sich zwischen zwei diagonal angeordneten Zellen eine Entfernung von  $\sqrt{2}$  und eine Entfernung von 1 bei allen nicht diagonal angeordneten Zellen (JENSON & DOMINGUE 1988:1594). Fließt das Wasser aufgrund des grössten Gefälles beispielsweise nach links ab, wird dieser Zelle der Wert 16 zugeordnet. Der resultierende Rasterdatensatz enthält für jede Zelle den ihr so zugeordneten Wert, also die Fließrichtung des Wassers.

Haben mehrere Zellen den gleichen Höhenwert wie die entzelle, werden zunächst die Zellen mit höheren Werten ausgewiesen. Anschliessend wird für jede Zelle gleichen Höhenwertes die Fliessrichtung zur Nachbarzelle hin angenommen, falls dieser Nachbar nicht eine Fliessrichtung hat, die zur getesteten Zelle zurückweisen würde. Während mehrerer Iterationen „wächst“ die Fliessrichtung in den Bereich gleicher Höhe bis schliesslich der Ausflusspunkt bestimmt werden kann (JENSON & DOMINGUE 1988:1594).

Anhand dieser Fliessrichtung des Oberflächenabflusses kann auch ermittelt werden, in welchen Bereichen der Oberflächenabfluss konvergiert bzw. divergiert. Damit ist neben der Ermittlung der Wölbungstendenzen eine weitere Möglichkeit zur Ausweisung von Tiefenlinien (ausgedrückt durch konvergierende Wasserströme) und Höhenrücken (ausgedrückt durch divergierende Wasserströme) gegeben. Hierzu wird in einem weiteren Schritt anhand der Fliessrichtung für jede Zelle die Anzahl der Zellen ermittelt, die in die jeweilige Zelle entwässern. Die englische Bezeichnung hierfür lautet flowaccumulation oder accumulated flow, das sich annähernd mit „angesamelter Abfluss“ übersetzen lässt. Stehen gleichzeitig Niederschlagsdaten zur Verfügung kann man dies als Funktion der Fliessrichtung und dieser Niederschlagsmengen berechnen. Ist das nicht der Fall, wird der Wert jeder Zelle stellvertretend für die Niederschlagsmenge gleich 1 angenommen und der Abfluss lediglich als Funktion der Fliessrichtung ermittelt. Der Ausgabedatensatz im Rasterformat beschreibt also mit dem jeweils berechneten Wert die Anzahl der Zellen, die in diese Zellen entwässern .

### **4.3 Analyse der Niederschlagsdaten**

Das Niederschlagsverhalten wurde auf der Grundlage von Tagesniederschlagsdaten des Nationalen Meteorologischen Instituts, Spanien (*Instituto Meteorológico Nacional - INM*) untersucht.

#### **4.3.1 Größenfrequenzanalyse**

Zur Charakterisierung der einzelnen meteorologischen Stationen in der Region des Untersuchungsgebietes wurde nach Aufbereitung der Daten eine Größenfrequenzanalyse durchgeführt, um Aussagen über die Häufigkeiten von Niederschlagsereignissen verschiedener Größe treffen zu können. In die Analyse gingen die Tagesniederschläge der einzelnen Stationen innerhalb des jeweils in den Ergebnisabbildungen (vgl.dort) angegebenen Zeitraums ein. Als Kennwerte in den Abbildungen

---

sind das 1-jährige, 5- (1825 Tage) und 10-jährige (3650 Tage) Ereignis angegeben. Zur Verbesserung der Schätzbarkeit des Niederschlagsverhaltens wurde eine logarithmische Funktion angepasst. Für jede Station wurden für die Grössenfrequenzanalyse die Tagesniederschlagsereignisse gemäss ihrer Niederschlagsmenge in Klassen eingeteilt, so dass die Klassen nun allen im Datenbereich auftretende Tagesniederschlagsmengenwerten entsprechen und anschliessend gemäss der Häufigkeit ihres Auftretens tabellarisch sortiert werden konnten. Der höchste Wert der Tagesniederschlagssumme erhält den Rang 1, die folgenden Ränge errechnen sich nach dem Prinzip der gleitenden Summe aus dem Rang des nächsthöherliegenden Niederschlagswertes (bzw. Klasse), addiert zu der auftretenden Häufigkeit der jeweils fraglichen Niederschlagswerteklasse im Datensatz.

#### **4.3.1.1 methodischer Hintergrund**

Die Größenfrequenzanalyse von täglichen Niederschlagsmengen hat hier das Ziel, die regelhafte Häufigkeitsverteilung der geomorphologisch signifikanten Niederschläge insgesamt zu charakterisieren (AHNERT 1988). Sie werden als Funktion ihrer täglichen Wiederkehrzeit dargestellt. Nachdem die Ereignisse in eine Rangfolge umgeordnet sind (grösstes Ereignis Rang  $r=1$ , nächst kleineres Ereignis  $r=2$ ) erfolgt die Berechnung der Wiederkehrzeit anhand der Gleichung:  $RI=(n+1)/r$ , wobei  $RI$ =recurrence interval (Wiederkehrzeit),  $n$ = Gesamtzahl der gegebenen Zeiteinheiten (einschliesslich Zeiteinheiten ohne Niederschlag),  $r$ =Rang des betrachteten Ereignisses.

#### **4.3.2 Starkniederschlagsereignisse**

Für die meteorologischen Stationen Ardales / Vivero Forestal, Ardales / Caparain, El Burgo, Ardales / Tajo de los Aviones wurden die Daten der Tagesniederschläge auf Niederschlagsereignisse mit einer gemessenen Menge von grösser oder gleich 40 mm Niederschlag aus den Datenreihen herausgefiltert. Ausserdem wurden alle gemessenen Niederschlagsereignisse jeder Niederschlagsmenge nach der gemessenen Menge sortiert und Niederschläge jenseits des 99%-Quantils als extrem starke Niederschlagsereignisse relativ für jede Station herausgefiltert.

#### **4.3.3 räumliche Interpolation**

In die räumliche Interpolation gingen gemittelte monatliche Niederschläge von Zeiträumen zwischen 1947 – 2006 ein. Die räumliche Interpolation wurde mittels der Inverse

Distance Weighted-Methode (IDW) unter Verwendung der ArcGIS Desktop 9.3 (ESRI) Programm Extension Spatial Analyst durchgeführt.

## 4.4 Geländearbeiten

### 4.4.1 Entnahme des Bohrkerns und Vorbereitung der Proben

Die Bohrkerns wurden im September 2006 während einer dreiwöchigen Geländekampagne mit einem modifizierten Kullenberg Bohrer mit einem Rohrdurchmesser von 63 mm entnommen. Die Kernrohre wurden geteilt, um aus der einen Hälfte die Sedimentproben zur Analyse zu entnehmen. Die andere Hälfte wurde archiviert. Die Auswahl des Standortes

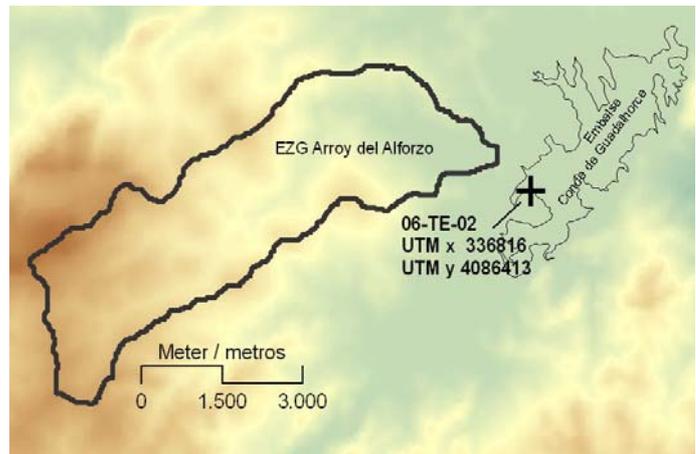


Abb.4-42: Kernlokalisierung im Mündungsbereich des Arroyo del Alforzo (eigene Erstellung).

erfolgte unter Berücksichtigung der lokalen Topographie des unmittelbar umliegenden Geländes und der Topographie des im Sommer 2006 an diesem Standort ausgetrockneten Stauseebodens des Embalse Conde de Guadalupe. Der Standort wurde so gewählt, dass die Bohrung im Mündungsbereich des Arroyo del Alforzo in den Stausee gelegen war unter der Forderung, die Stelle des grösstmöglichen Sedimenteintrages aus dem Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo zu wählen. Ein Beitrag von Sedimenten, die durch den aufgestauten Vorfluter Río Turón transportiert werden und aus dem übergeordneten Einzugsgebiet des Río Turón stammen, ist jedoch nicht auszuschliessen. Die Bohrung 06-TE-02 wurde an den Koordinaten UTM x 336816, UTM y bis in eine Tiefe von 297 cm abgeteuft. Bei 297 cm war das anstehende Gestein erreicht. Durch die Bohrung wurden die ersten 111 cm des Bohrkerns stark gestaucht, so dass sich für die nachfolgenden Analyseschritte eine reine Sedimentmächtigkeit von 186 cm ergab. Die Proben wurden gemäss der Stauchung auf ihre eigentlich Tiefe unter der Bodenoberfläche umgerechnet. In situ Untersuchungen des Ministerio de Obras Públicas y Transportes (1993) ergaben, dass die Sedimente in dem gewählten Stausee erst ab Tiefen zwischen 75 cm und 180 cm vollständig kompaktiert sind und eine konstante Dichte aufweisen. Die Entnahme der Sedimentproben erfolgte nach einer makroskopischen Untersuchung der Sedimentstratigraphie.

---

## 4.5 Labor

### 4.5.1 Physikalische Methoden

#### 4.5.1.1 Bestimmung der Korngröße

Zur granulometrischen Analyse wurden die Proben im Trockenschrank getrocknet. Nach Abwiegen von 10 g Trockensubstanz wurde das Material zur Dispergierung mit 25 ml 0,1 n Natriumpyrophosphat versetzt und 8 Stunden geschüttelt.

Die Siebung erfolgte durch einen Siebsatz mit den Maschengrößen 0,063mm; 0,2mm; 0,63mm; 2mm. Die Suspension wurde nach der Siebung in Schlammzylindern aufgefangen und zur weiteren Schlämmung vorbereitet. Die Siebe wurden im Trockenschrank bei 105°C 1 Stunde getrocknet und deren Siebgut nach Abkühlung des Materials gewogen. Die Schlämmanalyse erfolgte nach der KÖHN-Pipettiermethode bei konstanter Raumtemperatur von 20°C. Die mit der Schlämmsuspension gefüllten Wägeschälchen wurden im Trockenschrank 8 Stunden bei 105°C getrocknet und nach Abkühlung im Exsikkator gewogen und deren Gewichtanteile nach Abzug des Anteils des Natriumpyrophosphats berechnet.

### 4.5.2 Geochemische Methoden

Die Entnahme der Sedimentproben aus dem Bohrkern erfolgte nach einer makroskopischen Untersuchung der Sedimentstratigraphie. Für die geochemischen Untersuchungen wurden dem Bohrkern Scheiben von mindestens 1 cm Dicke entnommen. Diese Proben wurden getrocknet und mit einer Wolframkarbid-Schwingmühle homogenisiert.

### 4.5.3 RFA: Röntgenfluoreszenzanalyse

Die RFA ist eine zerstörungsfreie und auf verschiedene Probenarten anwendbare Analysetechnik. In dieser Arbeit erfolgt die RFA an Schmelztabletten. Der Röntgenfluoreszenzanalyse liegt bei allen Methoden die Technik der photoelektrischen Fluoreszenzspektroskopie auf Röntgenstrahlung zugrunde. Die Anregung der zu untersuchenden Materialprobe erfolgt dabei entweder durch Röntgen- oder Gammastrahlung emittierende Radioisotope oder aber durch einen gebündelten Elektronenstrahl als Quelle für Röntgenstrahlung (JENKINS ET AL 1995, 5). Die von der Materialprobe emittierte Energie der Sekundärröntgenstrahlung ist elementspezifisch, ihre Rate ist

eine Funktion der Elementkonzentration und der Röntgenstrahlenabsorption durch die Materialprobe. Die Instrumentenkalibrierung erfolgt durch den Vergleich mit Referenzproben bekannter Elementzusammensetzung (BOYLE, 2000; BOYLE 2001, 91).

#### **4.5.3.1 Schmelztabletten**

Zur Herstellung der Schmelztabletten wurde jeweils 0,6 g homogenisiertes Material mit 3,6 g Spectromelt A12 (Dilithiumtetraborate und Lithiummetaborate) als Schmelzmittel und 1,1 g Ammoniumnitrat als Oxidationsmittel zugefügt. In Platin-Schmelztiegeln erfolgte eine schrittweise Erhitzung und Schmelzung bei 1100°C und schließlich das Gießen der Schmelztabletten.

Die Analyse der Schmelztabletten erfolgte im Institut für Geographie anhand eines PHILIPS PW 1480 Röntgenfluoreszenzspektrometer (Rh-Röhre). Mittels der Software PHILIPS X40 wurden die Analysedaten prozessiert. Der Vergleich mit Referenzproben bekannter Zusammensetzung erlaubte eine Berechnung der Elementkonzentrationen (Boyle 2000, Boyle 2001, Brätz et al. 2002).

Die unteren analytischen Nachweisgrenzen der Haupt- und Spurenelemente bei Nachweis mittels Röntgenfluoreszenzanalyse liegen bei 0,01 Gew.-% [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>], 0,005 Gew.-% [CaO], 0,01 Gew.-% [Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>], 0,01 Gew.-% [K<sub>2</sub>O], 0,01 Gew.-% [MgO], 0,01 Gew.-% [MnO], 0,1 Gew.-% [Na<sub>2</sub>O], 0,02 Gew.-% [P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>], 0,01 Gew.-% [SiO<sub>2</sub>], 0,01 Gew.-% [TiO<sub>2</sub>]. Die Nachweisgrenzen zur Bestimmung der Spurenelemente liegen bei 20 ppm [Bi], 10 ppm [As, Ba, Cd, Co, Cu, Ga, Mo, Ni, Pb, Rb, Sb, Y, Zn, Zr], 5 ppm [Nb, Sr].

#### **4.5.4 LA-ICPMS: Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry**

Bei der Analyse zur Bestimmung von Spurenelementen mittels LA-ICPMS wird mittels einer fokussierten Laserstrahlung Probenmaterial aus der Materialprobe herausgeschlagen (Ablation) und mit einem Trägergas (Argon) in die induktiv gekoppelte Plasmaionenquelle eines ICP-MS geleitet. Das herausgeschlagene Probenmaterial wird im heißen Plasma positiv ionisiert und in das Vakuum eines Quadrupol-Massenspektrometers transportiert. Ein Magnetfeld trennt dort das Probenmaterial nach dem Masse-/Ladungsverhältnis und Energie-/Ladungsverhältnis und wird zeitlich aufgelöst detektiert. Die Analyse erfolgte unter Verwendung der Schmelztabletten am Institut für Geographie am Gerät Agilent 7500 LA-ICP-MS.

---

Die Nachweisgrenzen können der untenstehenden Tabelle entnommen werden. Die externe Kalibration erfolgte über NIST 612 50 ppm Glass mit den Werten von PEARCE ET AL. (1997)

#### **4.5.5 LOI: Loss on Ignition**

Bestimmung des Glühverlustes

Etwa 5 g lutro Feinerde wurden in einem gewichtskonstant geglühten und gewogenen Porzellantiegel (LG) gefüllt und im Trockenschrank bei 105°C 12 Stunden bis zur Gewichtskonstanz getrocknet. Nach Abkühlen im Exsikkator wurden die Proben ein erstes Mal gewogen(TG). Anschließend erfolgte das Glühen der Proben bei 550° im Muffelofen bis zur Gewichtskonstanz und nach Abkühlung im Exsikkator das abermalige Wiegen der Proben(GG). Der Glühverlust errechnet sich somit über

$$\%GV = (TG - GG / TG - LG) * 100$$

Der durch das Glühen erfolgte Gewichtsverlust entspricht dem Anteil an organischer Substanz.

## 5 Darstellung der Ergebnisse

### 5.1 Landbedeckungsklassifizierung

**Klassifizierung MSS 1976, TM 1989, ETM+ 2002.**

Die Klassifizierung ergab für die der Satellitenbilddaten aus dem Jahr 1989 (LANDSAT TM) und für die Daten aus dem Jahre 2002 (LANDSAT ETM+) unten aufgeführte Klassen.

0 = no clasificado / nicht klassifiziert

1 = Wassermaske

2 = Siedlungsmaske

3 = suelo desnudo / unbedeckter Boden

4 = cultivos leñosos y suelo desnudo / Baumkulturen u. unbedeckter Boden

5 = cultivos leñosos y matorral disperso / Baumkulturen u. lockeres Gebüsch

6 = cultivos herbaceos / Getreideanbau und Anbau Krautartiger

7 = roquedo y suelo desnudo / Felsflächen und unbedeckter boden

8 = agua / Wasser

9 = formaciones de arboles densa, coníferas y quercineas / dichte Baumbestände, Koniferen u. Steineichen

10 = strasse y suelo desnudo / Strasse und unbedeckter Boden

11 = matorral (parcial cultivos leñosos) / Gebüsch (teilw. Baumkulturen)

12 = matorral disperso con pastizal / lockeres Gebüsch mit Weideflächen

13 = matorral disperso con pasto, roca y suelo / lockeres Gebüsch mit Weide- u. Felsflächen u. Boden

14 = cultivos leñosos, cultivo en regadío (y citrus) / Baumkulturen, Bewässerungsanbau (und Zitrus) (nicht ausgewiesen in den ETM+-Daten)

15 = sombra / Schatten (nicht ausgewiesen in den TM-Daten)

#### 5.1.1 Landbedeckung 1976

Die Klassifizierung der Daten des Jahres 1976 (LANDSAT MSS) ergab, dass hier insgesamt betrachtet nur 12 Klassen ausgewiesen werden konnten. Die oben erwähnten Klassen 7 und 11 konnten nicht differenziert werden. Die Benennung der Klassen für

die Klassifizierung der MSS Daten aus dem Jahr 1976 erfolgte unter Auslassung dieser Klassenbezeichnungen.

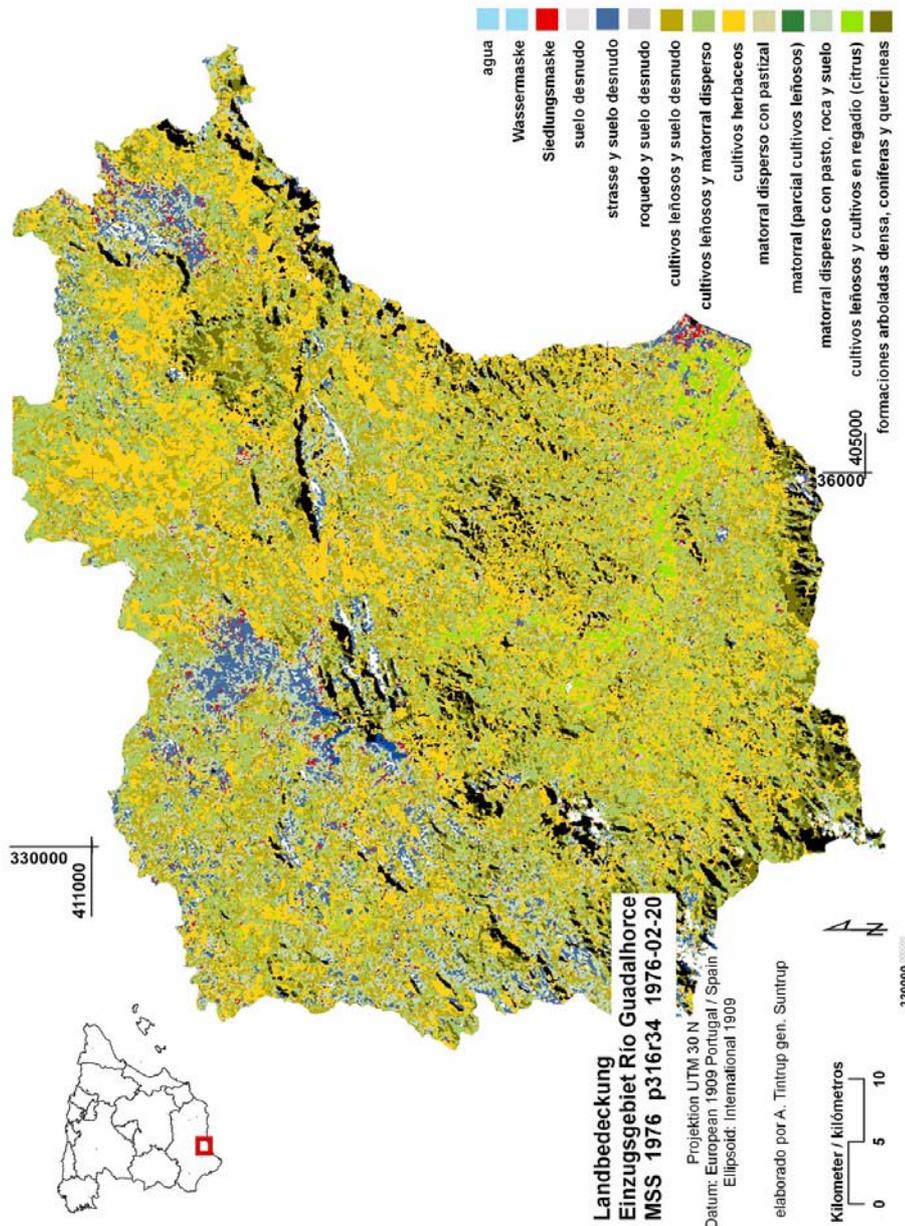


Abb.5-43:Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Río Guadalhorce

### 5.1.1.1 Einzugsgebiet des Río Guadalhorce

Die Klassifizierung der Daten aus dem Jahr 1976 wurde im Einzugsgebiet des Río Guadalhorce sehr erschwert durch eine weiträumige Wolkenbedeckung vor allem im nördlichen Gebiet des Einzugsgebietes leeseitig der Gebirge. Die Pixel einiger Bereiche konnten somit nicht zugeordnet werden und verblieben als unklassifiziert (no clasificado). Die Klasse 10 Strasse und unbedeckter Boden (strasse y suelo desnudo) wird bei dieser Klassifizierung ergänzt durch die Signale, die durch die starke Wolkenbe-

deckung hervorgerufen werden. Die starke Reflexion an der Wolkenoberfläche bedingt somit die Zuordnung der Pixel zu der Pixelklasse Strasse und unbedeckter Boden, deren Gebiete sich ebenfalls durch eine starke Reflexion kennzeichnen. Eine Differenzierung innerhalb dieser Klasse konnte nicht erreicht werden. Von einer Bilanzierung der Landbedeckungsklassen innerhalb des gesamten Einzugsgebietes des Río Guadalupe wurde aus diesen Gründen abgesehen

### 5.1.1.2 Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo

Die Landbedeckung innerhalb des Einzugsgebietes Arroyo del Alforzo ergab für das Jahr 1976, dass ein grosser Flächenanteil von 22,85% von der Klasse der Baumkulturen und offenem Boden eingenommen wird (cultivos leñosos y suelo desnudo). Das entspricht 4,36 km<sup>2</sup> von einer Gesamtfläche von 19,09 km<sup>2</sup>. Sie verteilt sich prinzipiell über das gesamte Gebiet. Im unteren

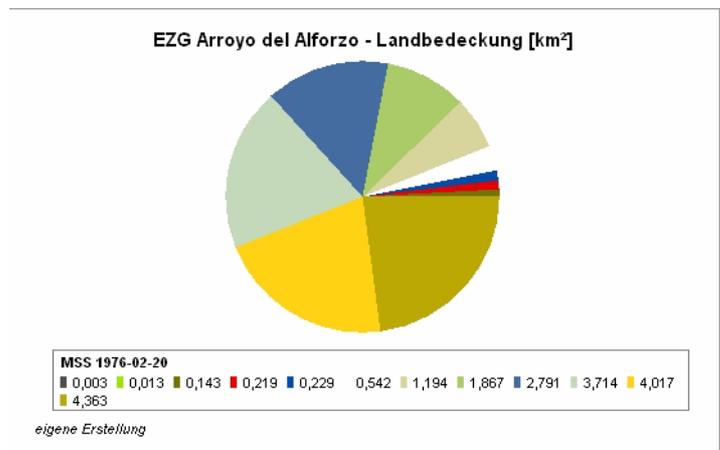


Abb.5-44: Landbedeckungsanteile [km<sup>2</sup>] des Untersuchungsgebietes 1976

und mittleren Einzugsgebiet hat sie jedoch einen räumliche Überhang wobei jedoch im oberen Teil des Einzugsgebietes die Klasse 10 Strasse y suelo desnudo - also Strassen (bzw. asphaltierte Flächen) und stark reflektierender unbedeckter Boden- mit insgesamt 14,62% an der Gesamtfläche dominiert. Hier ist jedoch die schon erwähnte Wolkendecke in diesem Bildbereich über einem Teil des Einzugsgebietes vorhanden, so dass die stark reflektierende Wolkendecke als zu dieser Klasse 10 zugehörig klassifiziert wird. Den weiteren grossen Anteil mit 21,04% bzw. 4,01 km<sup>2</sup> nehmen Getreideanbau und Krautartige (cultivos herbaceos) ein. Diese kommt in der Hauptsache im unteren Teil und an der gesamten südlichen Grenze des Einzugsgebietes vor. Mit 19,45% an der Gesamtfläche nimmt die Klasse 13 des lockeren Gebüschs mit Weiden und Felsflächen und unbedecktem Boden (matorral disperso con pasto, roca y suelo) umgerechnet 3,71 km<sup>2</sup> über das gesamte Gebiet gleichmässig vorkommend ein. Eine ähnliche Klasse, jedoch spektral voneinander abgrenzbar ist die Klasse 12, deren Anteil bei 6,26% bzw. 1,19 km<sup>2</sup> Fläche liegt.

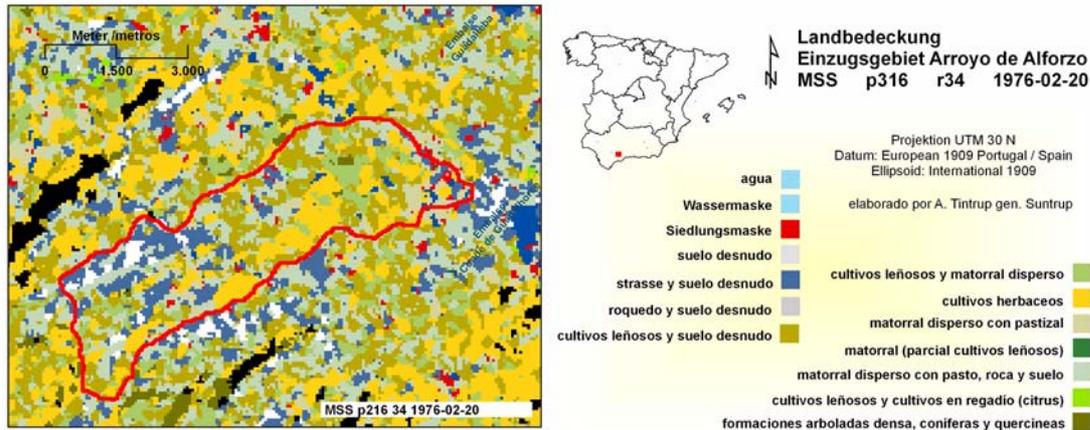


Abb.5-45:Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Arroy del Alforzo 1976

**Tabelle 5-4: Flächenanteile der landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1976**

Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo (Río Turón)			
Landbedeckung MSS 1976-02-20			
Klasse	Bezeichnung	Fläche [km²]	% an Gesamtfläche
0	no clasificado	0,54178451337	2,84
100	wasser	0,22890267767	1,20
200	siedlung	0,21937637905	1,15
400	cultivos leñosos y suelo desnudo	4,36281322458	22,85
500	cultivos leñosos y matorral disperso	1,86652723693	9,78
600	cultivos herbaceos	4,01662971976	21,04
900	formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas	0,14290840732	0,75
1000	strasse y suelo desnudo	2,79078499206	14,62
1200	matorral disperso con pastizal	1,19434213916	6,26
1300	matorral disperso con pasto, roca y suelo	3,71380747480	19,45
1400	cultivos leñosos/ herbaceos en regadio	0,01299600000	0,07
1500	sombra	0,00324900000	0,02
	<i>Gesamtfläche</i>	<i>19,09412176470</i>	<i>100,00</i>

## 5.1.2 Landbedeckung 1989

### 5.1.2.1 Einzugsgebiet Río Guadalhorce

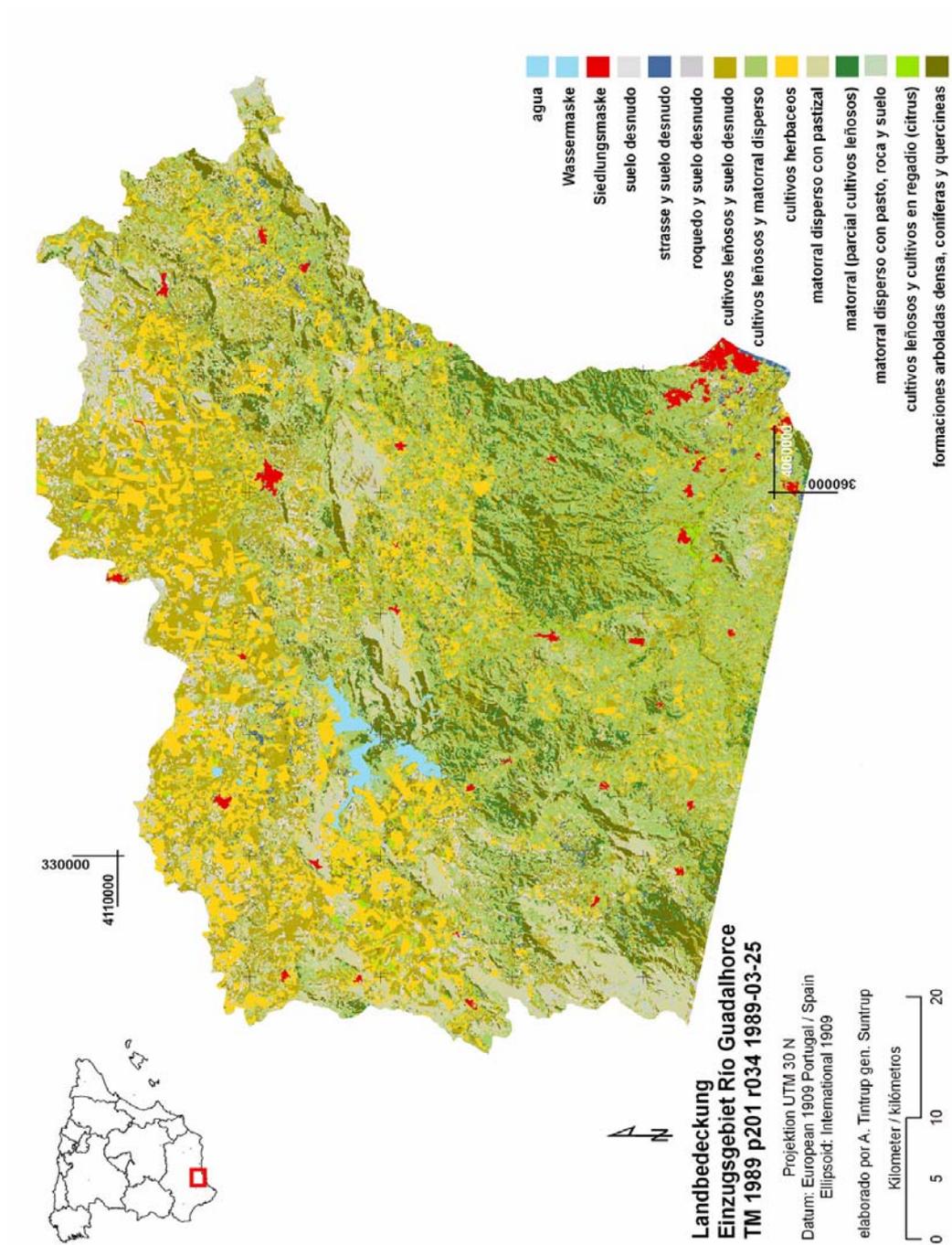


Abb.5-46:Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 1989.

Die Klassifizierung des LANDSAT TM-Daten vom 25.03.1989 ergaben, dass der grösste Anteil der Gesamtfläche von 2906.166 km<sup>2</sup> innerhalb des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce mit 829,593 km<sup>2</sup> auf die Klasse 5 "cultivos leñosos y matorral disperso" entfällt. Baumkulturen

**Tabelle 5-5: Flächenanteile der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 1989**

Einzugsgebiet Río Guadalhorce		
Landbedeckung ETM+ 2002-03-25 [km <sup>2</sup> ]		
Klasse	Bezeichnung	Fläche [km <sup>2</sup> ] % an Gesamtfläche
0	no clasificado	0,052 0,00
1	Wassermaske	20,319 0,70
2	Siedlungsmaske	26,598 0,92
3	suelo desnudo	66,530 2,29
4	cultivos leñosos y suelo desnudo	590,268 20,31
5	cultivos leñosos y matorral disperso	1179,117 40,57
6	cultivos herbaceos	322,128 11,08
7	roquedo y suelo desnudo	204,884 7,05
8	agua	0,587 0,02
9	formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas	338,270 11,64
10	strasse y suelo desnudo	33,236 1,14
11	matorral (parcial cultivos leñosos)	56,385 1,94
12	matorral disperso con pastizal	38,959 1,34
13	matorral diesperso con pasto, roca y suelo	10,058 0,35
15	cultivos leñosos y cultivos herbaceos en regadío (citrus)	18,777 0,65
Gesamtfläche		2906,166 100,00

(cultivos leñosos) wie Oliven- und Mandelanbau sind mit einem prozentulen Anteil von 28,55% an der Gesamtfläche im Einzugsgebiet des Río Guadalhorce zur Zeit der LANDSAT TM- Aufnahm im Jahr 1989 am stärksten vertreten. Zu beachten ist hier allerdings auch, dass in diese Klasse lockerer Baumbestand mit hineinzurechnen ist, der ausser durch Baumkulturen auch durch lockeren Baumbestand mit Nadelbäumen und immergrüner Hartlaubvegetation (matorral disperso) repräsentiert sein kann. Diese Klasse kommt nahezu flächendekkend über das gesamte Einzugesgebiet des Río Guadalhorce vor. Im Norden erkennt man deutlich einen geringeren Flächenanteil, der zugunsten der nachfolgenden Klasse 4 zurückgeht. Auch die exponierten Höhenlagen der Gebirgszüge sind größtenteils vegetationsfrei. Mit 661,574 km<sup>2</sup> folgt flächenmässig an die Klasse 5 anschliessend die Klasse 4 der Baumkulturen und unbedeckten Bodens "cultivos leñosos y suelo desnudo". Olivenbäume und Mandelbäume sind in der Regel in lockerer Anordnung gesetzt (cultivos leñosos), so dass der in dieser Region meist sehr helle, also stark reflektierende Boden einen grossen Anteil der beobachteten Fläche ausmacht. Ausserdem zählen die zu dieser Jahreszeit noch vegetationsfreien landwirtschaftlich genutzten Flächen (suelo desnudo) hinzu. Die Klasse 4 hat einen prozentualen Anteil von 22,76% an der Gesamtfläche. Getreide und krautartige Anbaukulturen haben mit der Klasse 6 einen weiteren grossen Flächenanteil mit 408,481 km<sup>2</sup> bzw. 14,06% an der Gesamtfläche. Besonders nördlich der Gebirgszüge im äusseren Bereich des Einzugsgebietes hat diese Klasse den deutlich höheren Anteil an der Gesamtfläche im Vergleich zu anderen Klassen. Ausserdem hat sie ein deutliches Übergewicht in den Tallagen des Río Guadalhorce und Río Grande im inneren Einzugsgebiet ebenso wie südlich der Sierra Valle de Abdalajís und El Torcal. Lokkere

Baumbestände und Weidegebiete bilden die Klasse 12 mit 354,737 km<sup>2</sup> und 12,21% Anteil an der Gesamtfläche. Diese als "matorral disperso con pastizal" bezeichnete Klasse verteilt sich auffällig im Gebiet der diagonal durch das Einzugsgebiet verlaufenden Gebirgszüge und greift sowohl nördlich als auch südlich davon stark aus. Aber auch im Westen des Einzugsgebietes ist ein deutliches Übergewicht dieser Klasse zu erkennen. Ebenfalls auffällig im Gebiet der Gebirgszüge vertreten ist die Klasse 9 der dichten Baumbestände mit Koniferen und Steineichen ("formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas"). Sie nimmt auch im Westen in den höheren Lagen der Sierra de las Nieves, aber auch nördlich des Unterlaufes des Río Guadalhorce weite Bereiche von insgesamt 208,231 km<sup>2</sup> Fläche bzw. 7,17% an der Gesamtfläche ein. Ausserdem ist deutlich ein dichter Vegetationsbestand entlang des Unterlaufes des Río de Guadalhorce und des Río Grande erkennbar. 112,72 km<sup>2</sup> Fläche nimmt die Klasse "matorral disperso (parcial cultivos leñosos)" ein. Lockeres Gebüsch und offene Baumbestände machen 3,88% an der Gesamtfläche aus. Auffällig ist hier der Schwerpunkt der Verteilung im südlichen Teil des Einzugsgebietes. Besonders die höher gelegenen Bereiche weisen diese lockeren Vegetationsbestände auf. Nicht ganz auszuschliessen ist hier allerdings auch ein Anteil an jungen Baumkulturen, der durch das Klassifizierungsverfahren zu dieser Klasse hinzugerechnet wurde. Mit der Klasse 3 wurden insgesamt 3,19% der Gesamtfläche als ausschliesslich unbedeckter Boden - also "suelo desnudo" klassifiziert. Dies entspricht einer Fläche von 92,66 km<sup>2</sup> und ist zum einen an besonders exponierten Positionen in felsigen Bereichen zu finden. Der weit aus grössere Anteil dieser Flächen ist allerdings im nördlichen Einzugsgebiet zu finden, der ansonsten von der Klasse 6 mit Getreide- und Krautartigen dominiert wird. Hier kommen die noch vegetationsfreien Flächen oder Flächen mit sehr spärlicher Bedeckung zu diesem frühen Zeitpunkt innerhalb der Vegetationsperiode zum Ausdruck. Diese Klasse 3 wird ergänzt durch die ähnliche aber dennoch abgrenzbare Klasse 7, die mit einem Flächenanteil von 2,32% 67,29 km<sup>2</sup> Fläche einnimmt. Im Unterschied zur Klasse 3, in der lediglich offener Boden in hauptsächlich landwirtschaftlich genutzten Gebieten zusammengefasst wurden, ergänzen hier Felsflächen, gut zu erkennen an der Lage auf den besonders exponierten Bereichen innerhalb der Sierra Valle de Abdalajís und El Torcal, die Klassifizierungseinheit. Auch die Klasse 10 klassifiziert vegetationsfreie Flächen mit einem prozentualen Flächenanteil von 1,72% und insgesamt 49,9 km<sup>2</sup>. Gut im Bereich der Stadt Málaga und auch in der Region der Stadt Campillos im Nordwesten (linienförmige, von Campillos aus west-östlich verlaufende Struktur) zu erkennen, werden hier jedoch auch asphaltierte Bereiche wie Strassen oder grössere Flächen (Sportplatz bei

---

Ardales) in Siedlungsgebieten oder Strassen mit klassifiziert. Klasse 13 bildet mit 39,81 km<sup>2</sup> und einem Flächenanteil von 1,37% eine Ergänzung zu den Klassen 11 und 12. Auch hier wird locker stehendes Gebüsch (*matorral disperso*) klassifiziert. Jedoch herrschen Flächen vor, die in exponierter Höhenlage eine geringe Vegetationsbedeckung aufweisen gemischt mit offenem also unbedecktem Boden und Fels. Diese Flächen wurden häufig in direkter Nachbarschaft zu der Klasse 12 klassifiziert, wie es z.B. ganz deutlich in der Sierra de Ortegícar, Sierra de las Nieves und in der Sierra de Valle de Abdalajís zu beobachten ist, von der sie sich dennoch deutlich spektral voneinander abgrenzen liess. Klasse 14 ist mit 33,05 km<sup>2</sup> und somit 1,14% eine Klasse mit geringem Flächenanteil an der Gesamtfläche. Sie klassifiziert Baumkulturen in Bewässerungswirtschaft wie z.B. Zitrusfrüchte im Tal des Río Guadalhorce zwischen den Orten Pizarra und Álora und im Unterlauf der Region bei Cártama. Ausserdem werden jedoch auch krautartige Anbaukulturen, die zu diesem Zeitpunkt der Vegetationsperiode viel photosynthetisch aktive Vegetation aufweisen und evtl. bewässert werden zugeordnet, wie an der Verbreitung dieser Klasse in Nachbarschaft zur Klasse 6 ebenfalls zu erkennen ist. Die Klasse 1 (Wassermaske) und die Klasse 2 (Siedlungsmaske) wurden jeweils durch sekundäre Daten (NDVI, Vektormaske für Siedlungen) vorgegeben und der Klassifizierung hinzugefügt. Demnach sind 26,59 km<sup>2</sup> (0,92%) Siedlungsfläche und 20,31 km<sup>2</sup> Wasserfläche, die sich aus den Flächen der grossen Stauseen, den kleinen Staubecken, die der lokalen Bewässerung dienen und einigen abflusslosen Becken, den Lagunas im Norden des Einzugsgebietes zusammensetzen. Ausserdem ist der Unterlauf des Río Guadalhorce in der Nähe der Stadt Málaga ebenfalls durch diese Wassermaske erfasst worden. Zusätzlich ergab sich durch die Klassifizierung eine Abgrenzung von Flächen mit Flachwasserbereichen, wie beispielsweise deutlich am Ufer des Stausees Conde de Guadalhorce zu sehen ist. Diese zusätzliche Wasserkategorie "agua" wurde für einen Flächenanteil von 0,04%, also 1,16 km<sup>2</sup> erfasst.

### 5.1.2.2 Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo

Das Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo besitzt eine Gesamtfläche von 19,1 km<sup>2</sup>. Der grösste Teil davon, nämlich 25,33% wurde in den TM-Daten als Klasse 6 "cultivos herbaeos" klassifiziert. Somit standen 1989 4,83 km<sup>2</sup> unter Getreideanbau oder Anbau anderer krautartiger Kulturen wie Kichererbsen, Sonnenblumen, Leguminosen. Diese Klasse wurde zum überwiegenden Teil im unteren Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo klassifiziert. Im oberen Bereich sind die Flächen insgesamt verstreuter und weniger zusammenhängend. Die beiden Klassen 4 und

5 - also Baumkulturen wie Olivenbäume und Mandelbäume sowie unbedeckter Boden (Klasse 4 "cultivos leñosos y suelo desnudo") als auch Olivenbäume, Mandelbäume und lockere Baum- und Gebüschbestände (Klasse 5 "cultivos leñosos y matorral disperso") haben zusammen einen Anteil von 40,89% an der Gesamtfläche des kleinen Einzugsgebietes. Innerhalb dieser 40,89% sind 3,92 km<sup>2</sup> der Klasse 4 und 3,88 km<sup>2</sup> der Klasse 5 zugehörig. Zwar waren diese beiden Klassen spektral gut voneinander zu unterscheiden, jedoch sind sie im ganzen Einzugsgebiet oftmals in direkter Nachbarschaft zueinander klassifiziert worden. Klasse 5 hat ein deutliches räumliches Übergewicht im obersten Bereich des Einzugsgebietes, ausserdem im Mittellauf des Arroyo del Alforzo sowie im unterern Bereich entlang des Arroyo-Laufes. Die Klasse 4 hingegen ist in den topographisch höhergelegenen Bereichen des Einzugsgebietes häufiger vertreten. Die mittlere Flächengrösse der Klasse 4 ist ausserdem grösser als die der zuvor beschriebenen Klasse 5. Klasse 12 ergänzt mit einem Flächenanteil von 17,1% diese beiden Klassen. In ihr werden jedoch auch exponierte Flächen mit einer spärlichen Krautschicht in topographisch höheren Bereichen erfasst. Ganz deutlich wird dies bei der Betrachtung der Sierra de Ortegícar im Nordwesten des Einzugsgebietes und im oberen Einzugsgebiet. Dieser Klasse werden 3,26 km<sup>2</sup> zugeordnet. Von den im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo vorkommenden Klassen nimmt nun noch unbedeckter Boden und offener Fels eine grössere Rolle ein. Dies kommt in den beiden Klassen 3 "suelo desnudo" und 7 "roquedo y suelo desnudo" mit gemeinsam 7,75% Flächenanteil bzw. 1,476 km<sup>2</sup> zum Ausdruck. Ergänzend ist hier die Klasse 10, die ausser unbe-

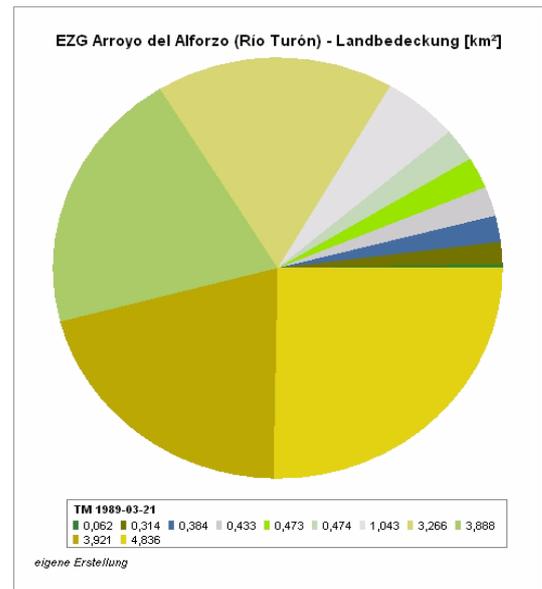


Abb.5-47: Landbedeckung des Einzugsgebietes Arroyo del Alforzo 1989.

decktem Boden auch asphaltierte (Siedlung-)flächen klassifiziert. Diese ist mit einem Prozentanteil von 2,01% im Einzugsgebiet vertreten und erfasst u.a. neben einem am südwestlichen Rand verlaufenden Fahrweg auch kleinere alte Steinbrüche und zwei Gehöfte innerhalb dieses Einzugsgebietes mit insgesamt 0,34 km<sup>2</sup> Fläche. Im oberen Bereich des Einzugsgebietes als auch im topographisch am höchsten gelegenen Gebiet der Sierra de Ortegícar wurden 0,47 km<sup>2</sup> als der Klasse 13 zugehörig klassifiziert. Lockeres Gebüsch (matorral disperso) mit einer spärlichen Krautschicht wurde hier auf ebenfalls exponierten Flächen in der Sierra de Ortícar im Nordwesten des Einzugsgebietes klassifiziert. 1,65 der Fläche bzw. 0,31 km<sup>2</sup> wurden in die Klasse 9 klassifiziert und repräsentieren damit dichte Baumbestände (formaciones arboladas densa) mit Koniferen und immergrünen Hartlaubgewächsen (coníferas y quercineas). Mit der Klasse 14 sind 0,47 km<sup>2</sup> bzw 2,47% der Gesamtfläche als krautartige Anbaukulturen klassifiziert, die zum Zeitpunkt der Aufnahme schon viel phytosynthetisch aktive Vegetation aufweist.

**Tabelle 5-6: Flächenanteile der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1989**

Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo (Río Turón)			
Landbedeckung TM 1989-03-21 [km <sup>2</sup> ]			
Klasse	Bezeichnung	Fläche [km <sup>2</sup> ]	% an Gesamtfläche
3	suelo desnudo	1,043	5,46
4	cultivos leñosos y suelo desnudo	3,921	20,54
5	cultivos leñosos y matorral disperso	3,888	20,36
6	cultivos herbáceos	4,836	25,33
7	roquedo y suelo desnudo	0,433	2,27
9	formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas	0,314	1,65
10	strasse y suelo desnudo	0,384	2,01
11	matorral (parcial cultivos leñosos)	0,062	0,33
12	matorral disperso con pastizal	3,266	17,10
13	matorral disperso con pasto, roca y suelo	0,474	2,48
14	cultivos leñosos y cultivos en regadío (citrus)	0,473	2,47
<i>Gesamtfläche</i>		19,094	100,00

## 5.1.3 Landbedeckung 2002

### 5.1.3.1 Einzugsgebiet des Río Guadalhorce

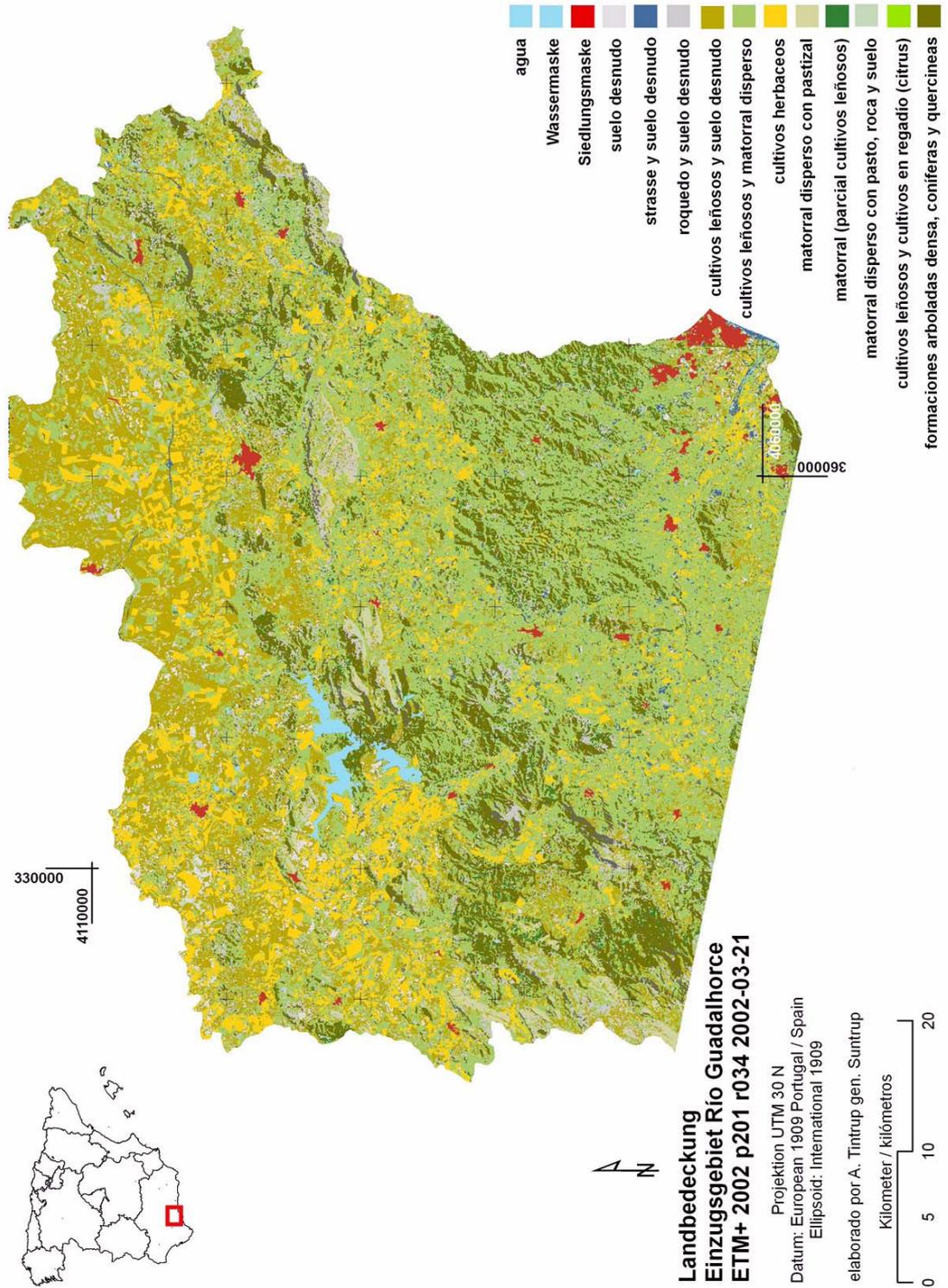


Abb.5-48: Klöassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 2002

**Tabelle 5-7: Flächenanteile der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Río Guadalhorce 2002**

Einzugsgebiet Río Guadalhorce			
Landbedeckung ETM+ 2002-03-25 [km <sup>2</sup> ]			
Klasse	Bezeichnung	Fläche [km <sup>2</sup> ]	% an Gesamtfläche
0	no clasificado	0,052	0,00
1	Wassermaske	20,319	0,70
2	Siedlungsmaske	26,598	0,92
3	suelo desnudo	66,530	2,29
4	cultivos leñosos y suelo desnudo	590,268	20,31
5	cultivos leñosos y matorral disperso	1179,117	40,57
6	cultivos herbaceos	322,128	11,08
7	roquedo y suelo desnudo	204,884	7,05
8	agua	0,587	0,02
9	formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas	338,270	11,64
10	strasse y suelo desnudo	33,236	1,14
11	matorral (parcial cultivos leñosos)	56,385	1,94
12	matorral disperso con pastizal	38,959	1,34
13	matorral disperso con pasto, roca y suelo	10,058	0,35
15	cultivos leñosos y cultivos herbaceos en regadío (citrus)	18,777	0,65
Gesamtfläche		2906,166	100,00

Die Klassifizierung der LANDSAT ETM-Daten vom 21.03.2002 ergab eine Klassifizierung in insgesamt 15 Klassen. Wie eingangs erwähnt, konnte die in den TM-Daten klassifizierte Einheit der Klasse 14 in den ETM-Daten nicht ausgewiesen werden. Umgekehrt wurde in den ETM-Daten eigens eine Klasse für Schatten ausgewiesen. Hier konnte trotz Atmosphärenkorrektur der Daten die durch die Beleuchtungsverhältnisse und die in einigen Gebieten stark reliefierte Topographie hervorgerufenen Schatten nicht korrigiert werden und werden als informationslose Schatten klassifiziert. 0,65% der Gesamtfläche sind als "sombra" klassifiziert. 40,57 der Gesamtfläche sind in den ETM-Daten aus dem März 2002 als Klasse 5 ausgewiesen. Demnach haben Baumkulturen und lockeres Gebüsch (cultivos leñosos y matorral disperso) mit 1179.17 km<sup>2</sup> im Gegensatz zu der Klassifizierung der TM-Daten aus dem Jahre 1989 über 12,2% mehr Anteil an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes des Río Guadalhorce. Mit 590,27 km<sup>2</sup> Fläche hat die Klasse 4 der Baumkulturen und unbedecktem Boden (cultivos leñosos y suelo desnudo) den nachfolgend grössten Anteil mit 20,31% an der Gesamtfläche. Das ist ein Rückgang um 2,45% im Vergleich zur Klassifizierung der TM Daten aus dem Jahr 1989. Auch die als Getreideanbauflächen und anderen krautartigen Anbaukulturen klassifizierten Flächen (Klasse 6) sind von 408,48 km<sup>2</sup> auf 322,13 km<sup>2</sup> zurückgegangen. Demnach sind in den ETM-Daten 11,08 der Gesamtfläche als Klasse 6 ausgewiesen. Die Klasse 9 der dichten Baumbestände mit Koniferen und immergrünen Hartlaubgewächsen (formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas) hat einen Klassifizierungsanteil von 11,64% oder 338,270 km<sup>2</sup> Fläche. Hierbei muss allerdings der Schattenwurf durch den starken Reliefeinfluss in den Gebirgsregionen beachtet werden, der den Anteil, der zu dieser Klasse gehörigen Pixel verfälschen kann. Der Anteil des unbedeckten Bodens in der Klasse 3 (suelo desnudo)

wurde mit 2,29% Flächenanteil an der Gesamtfläche um 26,13km<sup>2</sup> weniger klassifiziert als in den TM-Daten. Die Klassen 11, 12 und 13 haben anders als in den TM-Daten nur jeweils einen Flächenanteil von unter 2%. Besonders die Klasse 12 der lockeren Baumbestände mit Weideflächen (matorral disperso con pastizal), die in den TM-Daten noch mit 354,73 km<sup>2</sup> ausgewiesen wurde, schlägt in der Klassifizierung der ETM+-Daten aus dem Jahre 2002 nur mit t 38,96 km<sup>2</sup> zu Buche. Der Anteil der offenen Fesflächen und unbedecktem Boden wurde mit 204,88 km<sup>2</sup> dagegen um 4,73% häufiger klassifiziert und hat einen Gesamtflächenanteil von 204,88 km<sup>2</sup>.

### 5.1.3.2 Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo

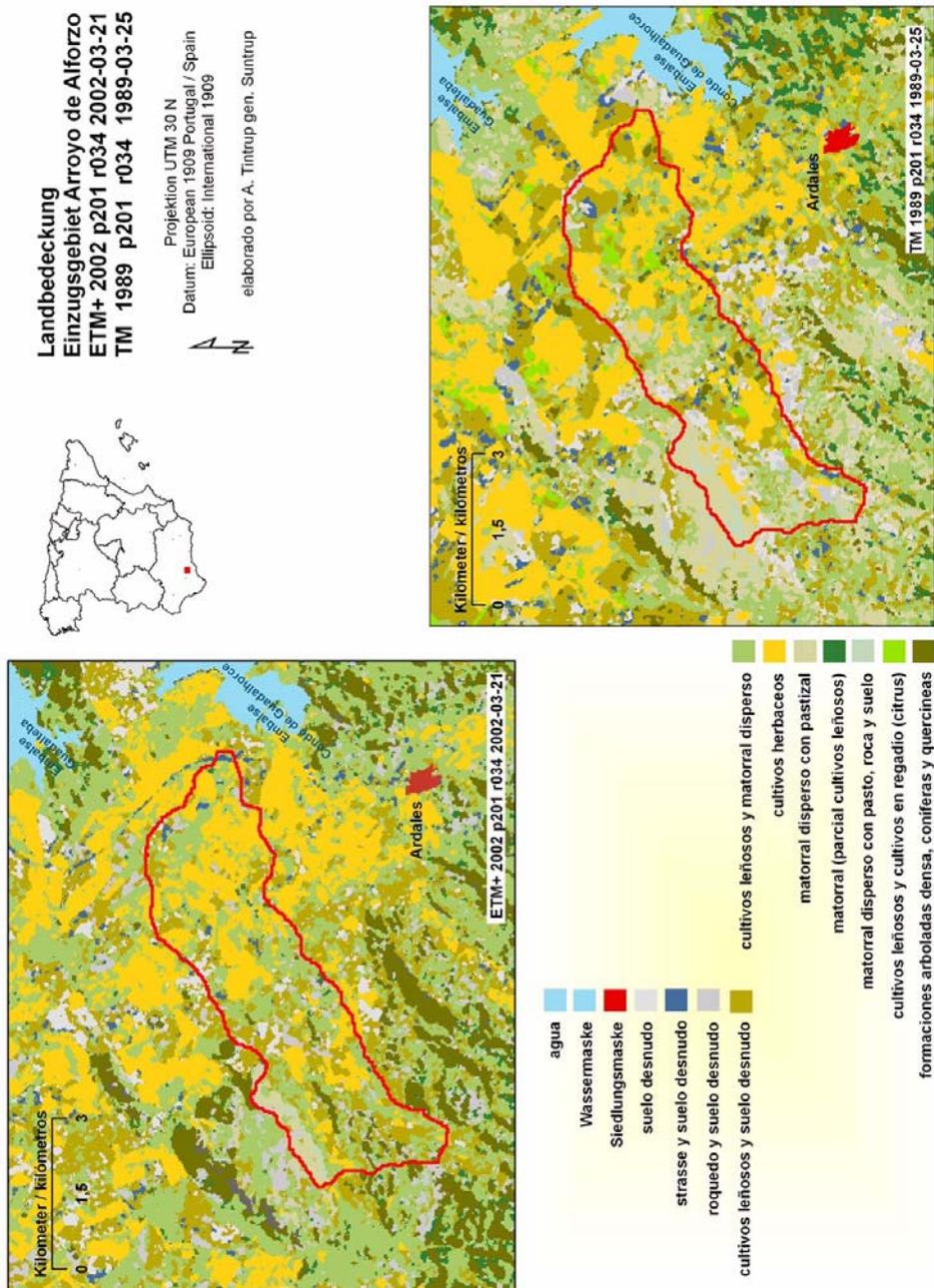


Abb.5-49:Klassifizierung der Landbedeckung im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1989 und 2002

Die Klassifizierung der ETM+Daten für den Einzugsbereich des Arroyo del Alforzo zeigt entsprechend des Bezugsraumes des Einzugsgebiet Río Guadalhorce ebenfalls einen Anstieg in der zur Klasse 5 (cultivos leñosos y matorral disperso) gehörigen Fläche. Mit 6,27 km<sup>2</sup> bzw. 32,85 Anteil an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes Arroyo del Alforzo sind 12,31% mehr Fläche dieser Klasse zugeordnet worden. Dagegen ist die Klasse 4 (cultivos leñosos y suelo desnudo) etwa mit einem gleichen Flächenanteil

ausgewiesen worden. Der Flächenanteil der Klasse 6 des Getreideanbaus und der Krautartigen hat einen leichten Anstieg auf 5,44 km<sup>2</sup> bzw. 28,49 im Gegensatz zu 25,33% in der Tm-Klassifizierung zu verzeichnen. Vergleichbar mit dem Gesamteinzugsgebiet des Río Guadalhorce besteht auch im Bereich des Arroyo del Alforzo ein Rückgang der Klasse 12 von zuvor 3,26 km<sup>2</sup> zugeordneten Fläche auf nun nur 0,63 km<sup>2</sup> Fläche. Die Klasse 14 wurde wie eingangs erwähnt in den ETM+-Daten nicht ausgewiesen.

### 5.1.4 Wechsel der Landbedeckung 1976 zu 1989

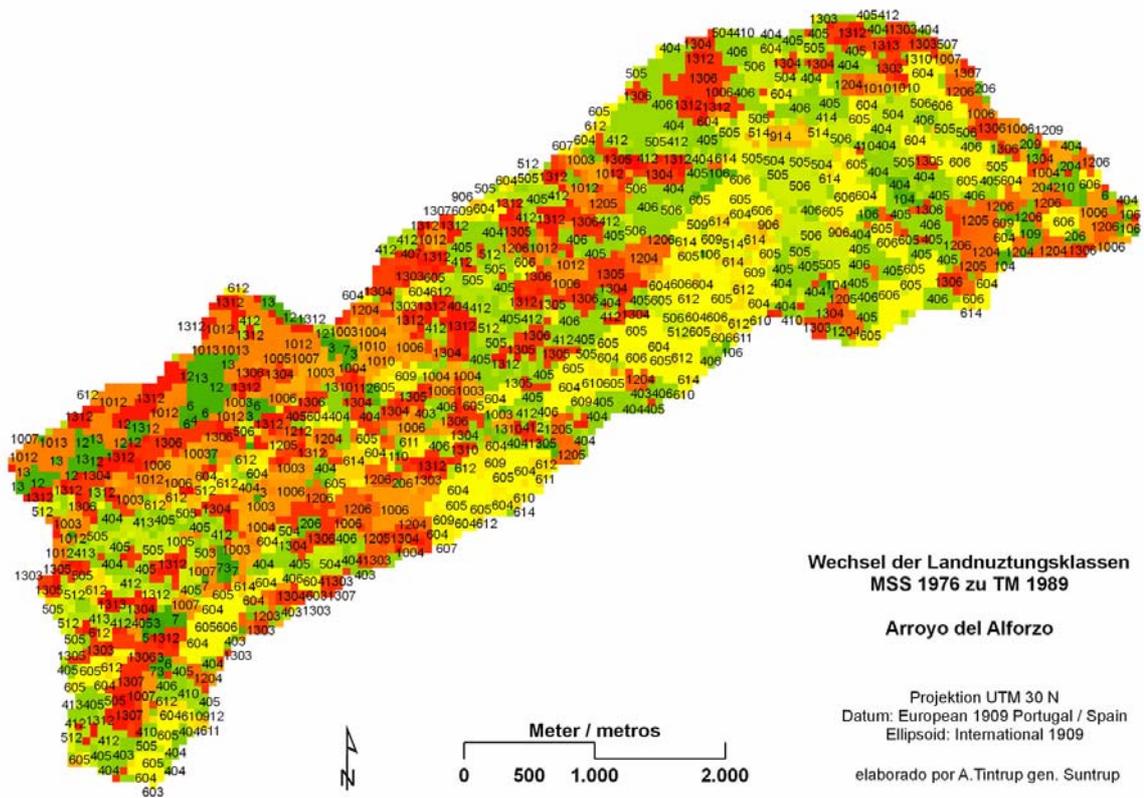


Abb.5-50:Wechsel der Landbedeckungsklassen in den Jahren 1976 zu 1989 im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo

**Tabelle 5-8: Veränderung der Landbedeckungsklassen 1976 - 1989**

Veränderung der Landnutzungsklassen EZG Arroyo del Alforzo MSS 1976 zu TM 1989				
1976 MSS Klasse	1989 TM Klasse [MAJORITY]		[VARIETY]	[MINORITY]
0	1200		7	400
100	600		8	1000
200	600		8	1100
400	500		11	1100
500	500		10	900
600	400		10	300
900	1400		6	900
1000	1200		10	1100
1200	600		9	700
1300	1200		10	1100
1400	1300		3	500
1500	1200		1	1200

Der Wechsel der Landbedeckungsklassen von der Klassifizierung der Landbedeckung im Jahr 1976 ausgehend zur Klassifizierung der Landbedeckung im Jahr 1989 zeigt, dass nur der Klasse 5 der Baumkulturen und lockerem Gebüsch (cultivos leñosos y matorral disperso) des Jahres 1976 am häufigsten wiederum die Klasse 5 des Jahres 1989 zugeordnet wurde. Ebenso wurde die Klasse 4 des Jahres 1976, Baumkulturen und unbedeckter Boden, am häufigsten durch die Klasse 5 des Jahres 1989 ersetzt. Am auffälligsten sind jedoch

die häufigen Wechsel zur Klasse 6 des Jahres 1989. Es kam also zum einen häufig zu einem Wechsel zur Klasse 6, Getreideanbau und Anbau anderer Krautartiger. Die unklassifizierte Fläche im Bereich des Arroyo del Alforzo im Jahr 1976, die z.T. durch eine starke Wolkenbedeckung hervorgerufen wurde, erhielt im Jahr 1989 ebenfalls am häufigsten die Klasse 12. Die Kombinierung der Landbedeckungsklassen aus dem Jahr 1976 und 1989 geben genaueren Aufschluss, über die Flächenanteile der Landbedeckungsveränderungen. Betrachtet man die Tabelle der kombinierten Klassifikationswerte, so lässt sich nachvollziehen, welche Landbedeckung des Jahres 1976 zu welchen Anteilen an der Fläche einer Änderung der Landbedeckung bis zum Jahr 1989 unterlag.

Bei der Betrachtung der Kombinierung der Klassifizierungen aus dem Jahr 1976 und 1989 ergibt sich neben dem Wechsel der Landnutzungsklassen auch ein räumliches Bild der Veränderungen. 1976 waren in der Klassifizierung insgesamt 4,37 km<sup>2</sup> der Klasse 4 also der Baumkulturen und unbedecktem Boden gewidmet. Hier findet ein starker Flächenwechsel von insgesamt 3,58 km<sup>2</sup> statt. Der Hauptanteil dieses Landbedeckungswandels wird durch einen Wechsel zur Klasse 5 Baumkulturen und lockeres Gebüsch hervorgerufen. Diese Landbedeckungswandel findet vor allem in den Tiefenlinien des Einzugsgebietes statt.

**Tabelle 5-9: Kombination der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1976 - 1989**

Kombinierte Klassifikation 1976 und 1989 mit Flächen [km <sup>2</sup> ] Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo		
(kombin.Werte 3-214)		
kombin.Wert	Fläche [km <sup>2</sup> ]	
3	0,08	} 0,56
4	0,00	
5	0,00	
6	0,06	
7	0,06	
12	0,20	
13	0,15	
103	0,01	} 0,23
104	0,06	
105	0,02	
106	0,06	
109	0,04	
110	0,01	
112	0,01	
114	0,01	
204	0,06	} 0,22
205	0,02	
206	0,08	
209	0,01	
210	0,02	
211	0,00	
212	0,02	
214	0,00	

Kombinierte Klassifikation 1976 und 1989 mit Flächen [km <sup>2</sup> ] Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo		
(kombin.We 404-614)		
kombin.Wert	Fläche [km <sup>2</sup> ]	
909	0,01	} 0,14
904	0,02	
905	0,01	
906	0,03	
912	0,03	
914	0,05	
1010	0,08	} 2,71
1003	0,43	
1004	0,37	
1005	0,14	
1006	0,58	
1007	0,17	
1011	0,01	
1012	0,85	
1013	0,16	
1014	0,00	
1212	0,03	} 1,16
1203	0,03	
1204	0,37	
1205	0,26	
1206	0,43	
1207	0,01	
1209	0,02	
1210	0,04	
1214	0,01	
1313	0,08	} 3,62
1303	0,35	
1304	0,66	
1305	0,55	
1306	0,85	
1307	0,15	
1309	0,01	
1310	0,07	
1312	0,97	
1405	0,00	
1412	0,01	
1413	0,00	
1512	0,00	

Kombinierte Klassifikation 1976 und 1989 mit Flächen [km <sup>2</sup> ] Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo		
(kombin.Werte 404-614)		
kombin.Wert	Fläche [km <sup>2</sup> ]	
404	0,79	} 3,58
403	0,16	
405	1,30	
406	1,21	
407	0,03	
409	0,02	
410	0,08	
411	0,01	
412	0,85	
413	0,08	
414	0,03	
505	0,54	} 1,31
503	0,02	
504	0,36	
506	0,55	
507	0,02	
509	0,02	
510	0,01	
512	0,17	
513	0,01	
514	0,16	
606	1,03	} 3,00
603	0,03	
604	1,21	
605	0,96	
607	0,01	
609	0,19	
610	0,07	
611	0,05	
612	0,27	
613	0,00	
614	0,20	

## 5.1.5 Wechsel der Landbedeckung 1989 zu 2002

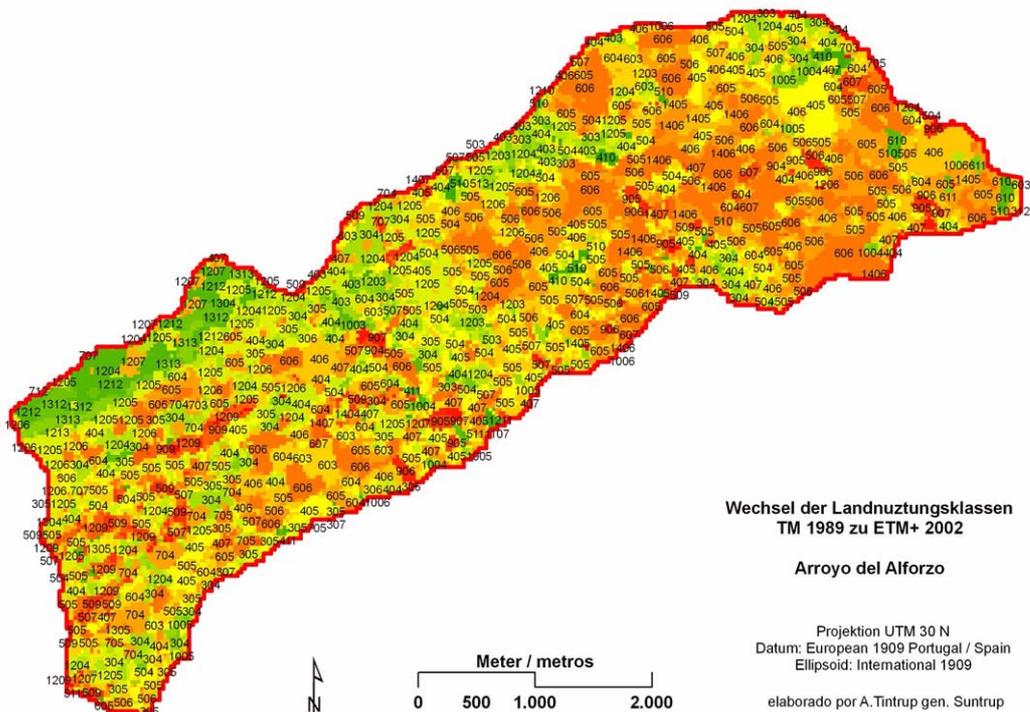


Abb.5-51: Wechsel der Landbedeckungsklassen in den Jahren 1989 zu 2002 im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo

Beide Satellitenbilder sind zum Ende des März des jeweiligen Jahres aufgenommen worden. Der Zeitpunkt innerhalb der Vegetationsperiode ist also vergleichbar. Veränderungen innerhalb der Vegetationsbedeckung können aber durch unterschiedliche Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in den jeweiligen Wintermonaten stark differieren, so dass es auch trotz der Vergleichbarkeit des Aufnahmezeitpunkts innerhalb des Jahres mit einem Abstand von nur 4 Tagen zu starken Unterschieden in der Vegetationsbedeckung und der Vitalität der Vegetation kommen kann. Da die Klassen 1 (Wassermaske) und 2 (Siedlungsmaske) jeweils für beide Klassifizierungen aus sekundären Daten generiert wurden (NDVI, Siedlungsvektordatensatz) ergab sich daraus für die beiden Jahre 1989 zu 2002 keine Veränderung.

### 5.1.5.1 Einzugsgebiet Rio Guadalhorce

Auf das übergeordnete Einzugsgebiet des Río Guadalhorce bezogen wurden sowohl für die Klasse 5 (cultivos leñosos y matorral disperso), die Klasse 6 (cultivos herbaceos) und die Klasse 9 (formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas) am häufigsten kein Klassenwechsel verzeichnet. Obwohl alle drei Klassen jeweils eine Varietät

von 13 aufweisen (also insgesamt der TM-Klasse 5 13 verschiedene Klassen in der ETM+-Klassifizierung zugeordnet wurden) erhielt Klasse 5 in der TM-Klassifizierung von 1989 zum überwiegenden Teil in der ETM+-Klassifizierung wiederum die Klasse 5. Ebenso verhält es sich mit der Klasse 6 und der Klasse 9. Allen weiteren Klassen wurden während der ETM-Klassifizierung nicht dieselbe Klasse am häufigsten zugeordnet. Der Tabelle dieser zonalen Statistik lässt sich ein deutliches Übergewicht der Klasse 5 erkennen. Somit erhielten während der ETM+-Klassifizierung die TM-Klassen 4, (5), 8, 10, 12 und 14 am häufigsten die Klasse 5 zugeordnet. Ein Anstieg in dem Flächenanteil dieser Klasse 5 auf 40,57% im Gegensatz zu 28,37% in der TM-Klassifizierung des Jahres 1989 verdeutlichen dieses wiederum anschaulich. Der Klasse 3 - also die Klasse unbedeckter Boden - wurde in der Klassifizierung des Jahres 2002 am häufigsten Klasse 4

zugeordnet, also zu Baumkulturen und unbedecktem Boden. Der Klasse 7 (roquedo y suelo desnudo) nackter Fels und unbedeckter Boden erhielt ebenfalls am häufigsten die Klasse 4. Den innerhalb der TM-Klassifizierung als lockere Baumbestände und Gebüsch (matorral - parc. cultivos leñosos) klassifizierten Flächen wurden während der ETM-Klassifizierung für das Jahr 2002 am häufigsten die Klasse 9 dichte Baumbestände (formaciones arboladas densa, coníferas y quercineas) zugeordnet. Dies ist aber vor dem Hintergrund der ungünstigeren Beleuchtungsverhältnisse zum Aufnahmezeitpunkt der ETM+-Aufnahme kritisch zu bewerten.

## 5.1.5.2 Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo

Tabelle 5-10: Kombinationen der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo 1989 - 2002

Kombinierte Klassifikation 1989 und 2002 mit Flächen [km <sup>2</sup> ]			
Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo			
(kombin. Werte 300-613)			
kombin. Wert	Fläche [km <sup>2</sup> ]		
303	0,097	0,97	
304	0,551	}	
305	0,265		
306	0,090		
307	0,019		
309	0,014		
310	0,002		
312	0,003		
313	0,002		
404	0,800		0,946
403	0,111		0,8
405	1,408	}	
406	1,088		
407	0,348		
409	0,057		
410	0,077		
411	0,021		
412	0,012		
505	1,562		3,121
503	0,066		1,562
504	0,658		}
506	1,007		
507	0,284		
509	0,191		
510	0,067		
511	0,043		
513	0,010		
606	2,612	2,326	
603	0,126	2,612	
604	0,671	}	
605	1,247		
607	0,104		
609	0,006		
610	0,051		
611	0,014		
612	0,003		
613	0,002		
			2,224

Kombinierte Klassifikation 1989 und 2002 mit Flächen [km <sup>2</sup> ]			
Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo			
(kombin. Werte 703-1111)			
kombin. Wert	Fläche [km <sup>2</sup> ]		
707	0,024	0,024	
703	0,073	}	
704	0,247		
705	0,070		
706	0,007		
709	0,007		
710	0,002		
712	0,002		
713	0,001		
909	0,022		0,409
903	0,001		0,022
904	0,019	}	
905	0,115		
906	0,096		
907	0,054		
911	0,006		
915	0,001		
1010	0,001		0,292
1003	0,036		0,001
1004	0,121		}
1005	0,149		
1006	0,047		
1007	0,019		
1009	0,007		
1011	0,002		
1012	0,002		
1111	0,003	0,383	
1103	0,000	0,003	
1104	0,001	}	
1105	0,011		
1106	0,008		
1107	0,018		
1109	0,022		
			0,060

Kombinierte Klassifikation 1989 und 2002 mit Flächen [km <sup>2</sup> ]			
Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo			
(kombin. Werte 1203-1411)			
kombin. Wert	Fläche [km <sup>2</sup> ]		
1212	0,442	0,442	
1203	0,129	}	
1204	0,709		
1205	1,220		
1206	0,256		
1207	0,200		
1209	0,227		
1210	0,018		
1211	0,028		
1213	0,037		
1313	0,138		2,823
1303	0,002	0,138	
1304	0,084	}	
1305	0,084		
1306	0,006		
1307	0,016		
1309	0,006		
1312	0,138		
1404	0,025		0,336
1405	0,141		}
1406	0,225		
1407	0,079		
1409	0,000		
1410	0,001		
1411	0,002		
		0,473	

Die Situation im kleinen Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo spiegelt im wesentlichen

die zuvor beschriebene Situation des übergeordneten Einzugsgebietes des Río Guadalhorce wider. Auch hier werden den Klassen 5, 6 im Jahr 1989 am häufigsten wieder jeweils die Klassen 5, 6 zugeordnet. Ebenso fällt auch hier die Veränderung der Landbedeckung besonders der TM-Klassen 4, 9, 10, 12 hin zu der Klasse 5 in der Klassifizierung der Daten aus dem Jahr 2002 auf. Während bei der Klassifizierung für das Jahr 1989 3,88 km<sup>2</sup> bzw. 20,36% der Fläche als Baumkulturen und lockeres Gebüsch mit der Klasse 5 ausgewiesen wurden, werden im Jahr 2002 6,27 km<sup>2</sup> bzw. 32,85% der Gesamtfläche des Einzugsgebietes als Baumkulturen mit lockerem Gebüsch klassifiziert. Die Gebiete, die in den Daten von 1989 in die Klassen 3 (unbedeckter Boden), 7 (Felsflächen und unbedeckter Boden) und 13 (lockeres Gebüsch mit Weideflächen, Felsflächen und unbedecktem Boden) eingeordnet wurden, werden in der Klassifizierung für das Jahr 2002 am häufigsten der Klasse 4 zugeordnet - also Baumkulturen und unbedecktem Boden. Der Flächenanteil dieser Landbedeckung bleibt jedoch insgesamt nahezu gleich bei einem Prozentanteil von 20,36%. Unterschiede zu dem übergeordneten Einzugsgebiet gibt es bei der Klasse 13 (lockeres Gebüsch mit Weideflächen, Felsflächen und unbedecktem Boden) im Jahr 1989, die im Jahr 2002 im Gebiet des Arroyo del Alforzo am häufigsten der Klasse 12 zugewiesen wird. Jedoch sind diese Landbedeckungsklassen als sehr ähnlich zueinander einzustufen, so dass sich beispielsweise durch eine höhere Wasserverfügbarkeit aufgrund höherer Niederschläge eine dünne Vegetationsdecke auf den Flächenanteilen der Klasse 13 des unbedeckten Bodens bilden kann und somit eine Landbedeckungsveränderung zur Klasse 12 hervorruft. Da die Klasse 14 (Baumkulturen und Bewässerungskulturen) in der Klassifizierung des Jahres 2002 nicht ausgewiesen wird, werden alle Flächen im Jahr 2002 als einer anderen Klasse zugehörig klassifiziert. Am häufigsten wird diese Klasse zu Klasse 6 (Getreideanbau u.Krautar-

**Tabelle 5-11: Veränderung der  
Landbedeckungsklassen 1989 -**

Veränderung der Landnutzungsklassen EZG Arroyo del Alforzo MSS 1976 zu TM 1989				
1976 MSS Klasse	1989 TM Klasse [MAJORITY]		[VARIETY]	[MINORITY]
0	1200		7	400
100	600		8	1000
200	600		8	1100
400	500		11	1100
500	500		10	900
600	400		10	300
900	1400		6	900
1000	1200		10	1100
1200	600		9	700
1300	1200		10	1100
1400	1300		3	500
1500	1200		1	1200

### 5.1.6 Landbedeckungswechsel und Hangneigungen 1976-1989

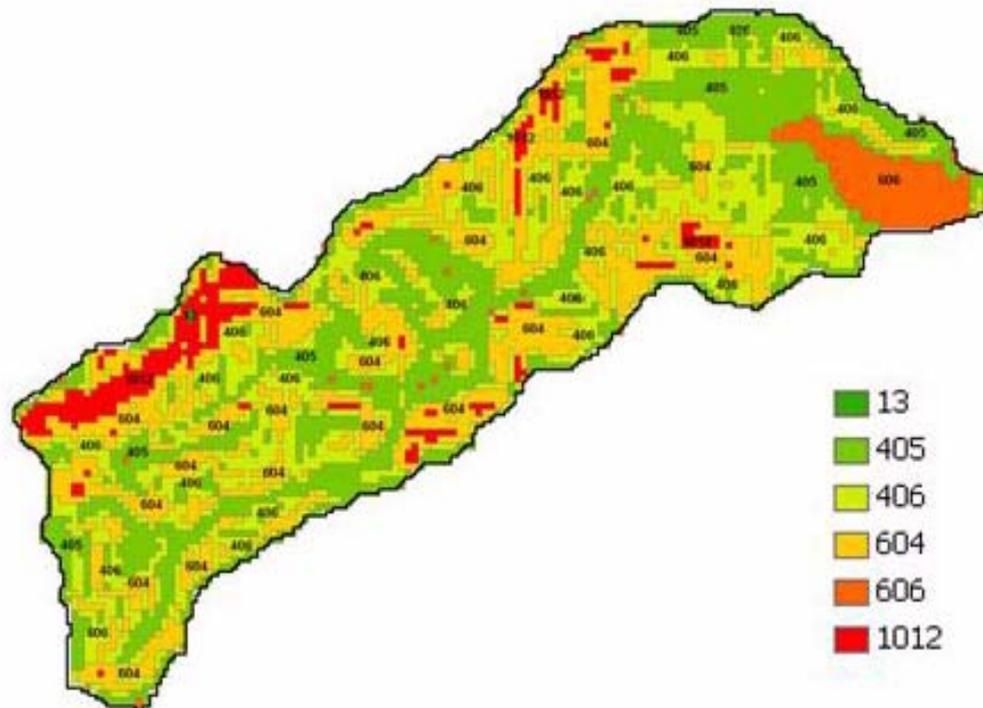


Abb.5-52: Hangneigungsklassen im Zusammenhang mit den kombinierten Werten des Landbedeckungswandels 1976-1989. Die Werte geben den Landbedeckungswandel an, zu dem es am häufigsten innerhalb der hangneigungsklasse kam.

Den Hangneigungen  $1^\circ$  bis maximal  $7^\circ$  erfahren am häufigsten einen Wechsel zu Baumkulturen und lockerem Gebüsch. Zu beachten ist hier aber besonders der Aufnahmezeitpunkt der beiden Satellitenbilder. Das Bild aus dem Jahr 1976 stammt von einem etwa vierwöchig früheren Aufnahmezeitpunkt Ende Februar, während die Aufnahme aus dem Jahr 1989 aus einem späteren Zeitpunkt der Vegetationsperiode Ende März stammt. Ein Wechsel zu einer Klasse mit einem höheren Anteil an photosynthetisch aktiverer Vegetation könnte auch dadurch begründet sein. Der Klasse 5 im Jahr 1976, also der Klasse Baumkulturen und lockeres Gebüsch wird wie bereits erwähnt am häufigsten wieder die Klasse 5 im Jahr 1989 zugeordnet. Insgesamt werden im Jahr 1989  $3,75 \text{ km}^2$  zur Klasse 5 zugeordnet, während  $1,89 \text{ km}^2$  von der Klasse 5 1976 anderen Klassen des Jahres 1989 zugeordnet werden. Den größten Anteil an diesem

Landbedeckungswandel findet durch einen Wandel von Baumkulturen und unbedecktem Boden statt - also von Klasse 4 zu 5 - also genau umgekehrt wie oben beschrieben. Auch hier wäre ein Wechsel von Baumkulturen und unbedecktem Boden zu Baumkulturen mit lockerem Gebüsch möglicherweise durch die schon photosynthetisch aktivere Vegetation zu erklären. Im gesamten Gebiet des Arroyo del Alforzo kommt es zu einem solchen Wechsel. Schwerpunkte sind im oberen Einzugsgebiet der Bereich der Tiefenlinie zu beobachten, in dem der Arroyo beginnt.

**Tabelle 5-12: Hangneigungsklassen und häufigster Landbedeckungswechsel 1976-1989**

Hangneigungsklasse	Wert Landbed. 1976 / 1989 [MAJORITY]
1	606
2	606
3	405
4	405
5	405
6	405
7	406
8	604
9	1012
10	1012
11	13

Desweiteren werden besonders im mittleren Einzugsgebiet viele Flächen als Baumkulturen und lockeres Gebüsch klassifiziert. Im unteren Einzugsbereich ist dies vor allem im Bereich der Tiefenlinie des Arroyos der Fall. Hangneigungen zwischen 1° und 7° liegen bei diesem Landbedeckungswechsel am häufigsten vor. Fast die Hälfte der Fläche der Klasse 6, Getreideanbau und Anbau anderer Krautartiger, im Jahr 1976, nämlich 2,17 km<sup>2</sup> von 4,03 km<sup>2</sup>, ist im Jahr 1989 den Baumkulturen mit unbedecktem Boden und lockerem Gebüsch (Klassen 4 und 5) zugeordnet. Dieser Landbedeckungswechsel findet hauptsächlich jeweils südlich des Arroyo del Alforzo und bei Hangneigungen zwischen hauptsächlich 7° und 20° statt.

Die Analyse der Hangneigungen ergab, dass auf Hangneigungen von 10°-15° zwischen 1976 und 1989 am häufigsten ein Landbedeckungswechsel von Getreide hin zu Baumkulturen und unbedecktem Boden stattfand. Umgekehrt erfolgt ein Landbedeckungswechsel vornehmlich auf Hangneigungen zwischen 7° bis 15° von insgesamt 3,65 km<sup>2</sup> hin zur Klasse 6. Neben dem Landbedeckungswechsel von Baumkulturen und unbedecktem Boden (Klasse 4) ist auch der Wechsel von lockerem Gebüsch mit Weideflächen (Klasse 12) und der Klasse 13 (lockeres Gebüsch mit Weide- und Felsflächen und unbedecktem Boden) bemerkenswert. Auch die räumliche Analyse der Hangneigungen ergab, dass diese Hangneigungsklasse am häufigsten von einem Landbedeckungswandel hin zu Getreideanbau und weiteren Krautartigen stattfand. Allerdings ändert sich die Fläche des Getreideanbaus besonders im mittleren Einzugsbereich südlich des Arroyos. 1,21 km<sup>2</sup> gehen hier von insgesamt 4,03 km<sup>2</sup> Getreideanbaufläche an die Klasse 4 der Baumkulturen und unbedecktem Boden. Die

Veränderung der Landbedeckung von 1976 bis 1989 zusammenfassend betrachtet, können zum einen bei geringeren Hangneigungen stabile also unveränderte Landbedeckungsbereiche des Getreideanbaus ausgemacht werden. Aktive Veränderungen sind in Hangneigungsbereichen zwischen 7° bis maximal 10° von Baumkulturen und unbedecktem Boden (Klasse 4) hin zu Getreideanbau (Klasse 6). In steileren Hanglagen ist dieser Wandel genau umgekehrt zu beobachten.

### 5.1.7 Landbedeckungswechsel und Hangneigungen 1989-2002

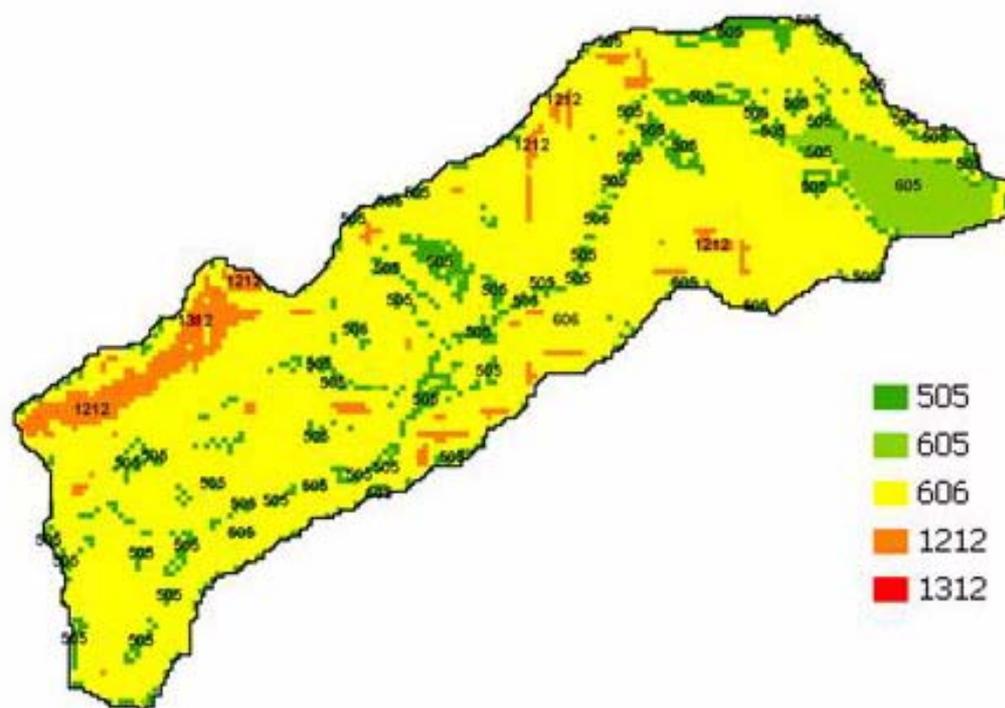


Abb.5-53: Hangneigungsklassen im Zusammenhang mit den kombinierten Werten des Landbedeckungswandels 1989-2002. Die Werte geben den Landbedeckungswandel an, zu dem es am häufigsten innerhalb der hangneigungsklasse kam.

Eine Kombination der Landbedeckungsklassen aus den Jahren 1989 mit der Landbedeckung des Jahres 2002 in der Zusammenschau mit den Hangneigungen lässt wiederum eine genauere räumliche Betrachtung der Veränderungen in der Landbedeckung zu. Insgesamt blieben in diesen Jahren 4,1 km<sup>2</sup> der Nutzung durch Baumkulturen und lockerem Gebüsch als auch durch Getreideanbau am häufigsten unverändert. Diese Flächen sind im gesamten Gebiet des Arroyo del Alforzo verbreitet. Die Größe der zusammenhängenden Flächen gleicher Nutzung sind jedoch im unte-

ren Einzugsbereich deutlich höher und in der Hauptsache handelt es sich hier um Flächen mit Getreideanbau.

**Tabelle 5-13: Hangneigungsklassen und häufigster Landbedeckungswechsel 1989-2002**

Hang- neigungsklasse	Wert Landbed. 1989 / 2002 [MAJORITY]
1	605
2	605
3	505
4	606
5	505
6	606
7	606
8	606
9	1212
10	1212
11	1312

Der Anbau von Getreide findet in den Jahren 1989 und 2002 zu einem überwiegenden Teil auf Neigungen zwischen 2° bis maximal 10° statt. Den Hangneigungen 2°-3°, 5°-7° und auch 8°- maximal 15° werden in der Analyse der Landbedeckungsveränderungen im Zusammenhang mit der Neigung am häufigsten der Wert 606 zugeordnet - also einer in den Jahren 1989 und 2002 unveränderten Landbedeckung. Die stabile Landbedeckung als Baumkultur mit lockerem Gebüsch ist in zwei Bereichen besonders auffällig. Zum einen liegen diese Bereiche im gesamten Einzugsgebiet des Arroyos in den oder in direkter Nachbarschaft zu den Tiefenlinien. In diesem Fall handelt es sich wohlmöglich nicht um die Anbau-

flächen von Oliven und Mandeln, sondern vielmehr um die die Tiefenlinien begleitende Vegetation begünstigt durch die Lage am Unterhang mit einer besseren Wasserversorgung. Zum anderen sind im mittleren Einzugsgebiet südlich des Arroyos als auch auf kleineren Flächen im oberen Einzugsgebiet Flächen mit den höheren Hangneigungen bis zu 10° unverändert. Dies drückt sich auch in der Auflistung der den verschiedenen Hangneigungsklassen am häufigsten zugeordneten Landbedeckungswechseln aus. Hangneigungen zwischen 1°-2° und zwischen 3°-5° wird am häufigsten der Wert 505 zugeordnet - also eine gleichbleibende Bedeckung mit der Klasse 5 Baumkulturen und lockerem Gebüsch in den Jahren 1989 bis 2002. Insgesamt betrachtet kommt es zusätzlich zu diesen stabilen Bereichen aber wie bereits erwähnt zu einem starken Zuwachs an Fläche von Baumkulturen. Neben diesen stabilen Bereich dieser Landbedeckungsklassen sind jedoch auch die Flächenanteile der Veränderungen zu beachten. Insgesamt ändert sich eine Fläche von knapp über 1km<sup>2</sup> von Baumkulturen hin zum Getreideanbau. Ein Grossteil dieser Landbedeckungsveränderung liegt im unteren Einzugsbereich auf Hangneigungen bis maximal 10°. Betrachtet man das obere Einzugsgebiet an der Sierra de Ortegícar und auch Bereiche im mittleren Einzugsgebiet fällt v.a. auf der nördlichen Seite des Arroyos eine Landbedeckungsveränderung von 1,

2 km<sup>2</sup> von lockerem Gebüsch mit Weideflächen im Jahr 1989 hin zu Baumkulturen und lockerem Gebüsch im Jahr 2002 (Wechsel von Klasse 12 zu Klasse 5) auf.

## **5.2 Morphometrie**

### **5.2.1 Hangneigungen**

Das digitale Höhenmodell in einer Auflösung von 30 m zeigt im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo Höhen zwischen 436 a.s.l. 993 m a.s.l. an seinen höchsten Bereichen im Gebiet der Sierra de Ortegícar. Auf einer Höhe von 436 m a.s.l. mündet der Arroyo del Alforzo in den Stausee Conde de Guadalhorce. Der Reliefindex beträgt 497 und ergibt bei einer ungefähren Länge des Einzugsgebietes von 7 km einen Verhältniswert für das relative Relief von 62,3. Das Einzugsgebiet zeichnet sich also insgesamt durch mittlere bis steilere Hangneigungen aus. Dies wird außerdem bestätigt durch die Hangneigungen, die zu einem großen Teil zwischen 7 Grad und 20 Grad liegen. Die steilsten Hangneigungen befinden sich im Bereich der Sierra de Ortegícar, die das Untersuchungsgebiet im Oberlauf nach Nordwesten hin begrenzt. Die geringsten Hangneigungen sind im Mündungsbereich und im Verlauf der Tiefenlinie des Arroyo del Alforzo selbst vorzufinden. Einige wenige Bereiche - außer dem Mündungsgebiet des Arroyo- zeichnen sich durch geringe Hangneigungen zwischen 0 Grad und 5 Grad aus, wie zum Beispiel im Bereich des Mittellaufes linksseitig des Arroyos. Im Unterlauf sind die Hangneigungen dann generell geringer mit durchschnittlichen 3-5 Grad.

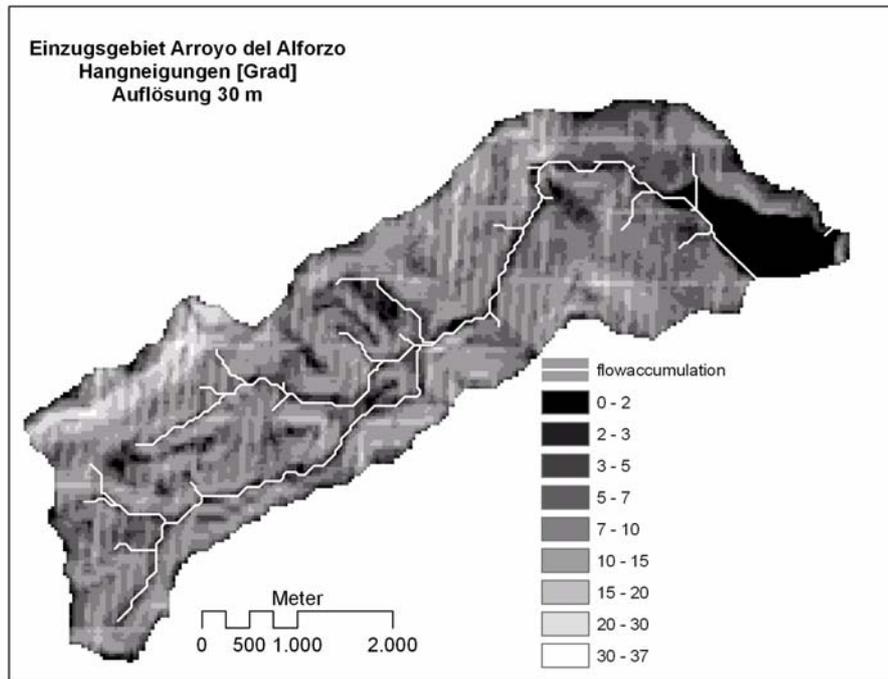


Abb.5-54: Hangneigungen [Grad] im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo

## 5.2.2 Wölbungstendenzen

### Längskrümmung/Profile Curvature:

Die Wölbungstendenzen beschreiben die physikalischen Charakteristika des hydrologischen Einzugsgebietes. Die Längskrümmung (Profile Curvature), die als Krümmung in Fließrichtung des abfließenden Wassers die Beschleunigung und Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit bestimmt ist von entscheidendem Einfluss für Erosions- und Ablagerungsprozesse. Die negativen Werte symbolisieren konvexe Formen, während die positiven Werte eher konkave Formen kennzeichnen. Deutlich zu erkennen ist die Vorherrschaft von gestreckten bis leicht konvexen Formen im Einzugsbereich. Konkave Formen kommen in der Hauptsache im Bereich der Tiefenlinie des Arroyos und seiner kleineren Zuläufe vor. Diese Formtendenzen drücken sich auch in einem Mittelwert von -0,003 aus.

### Lateralkrümmung.

Die Lateralkrümmung (Plan Curvature), die ein Maß für die Divergenz und Konvergenz von hangabwärtsgerichteten Fließbewegungen darstellt drückt sich wiederum durch eine Mittelwert von -0,004 aus. Auch in dieser Betrachtungsrichtung herrschen also gestreckte Formtendenzen vor.

### Komplexe Krümmung.

Die komplexen Wölbungstendenzen (Complex Curvature) betrachten die Längs- und die Lateralkrümmung in kombinierter Weise. Hier werden jedoch eher konvexe Formtendenzen durch positive Werte ausgedrückt. Das Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo durch in der Hauptsache gestreckte bis leicht konvexe Formtendenzen aus. Der Mittelwert der komplexen Krümmung liegt im Untersuchungsgebiet bei 0.

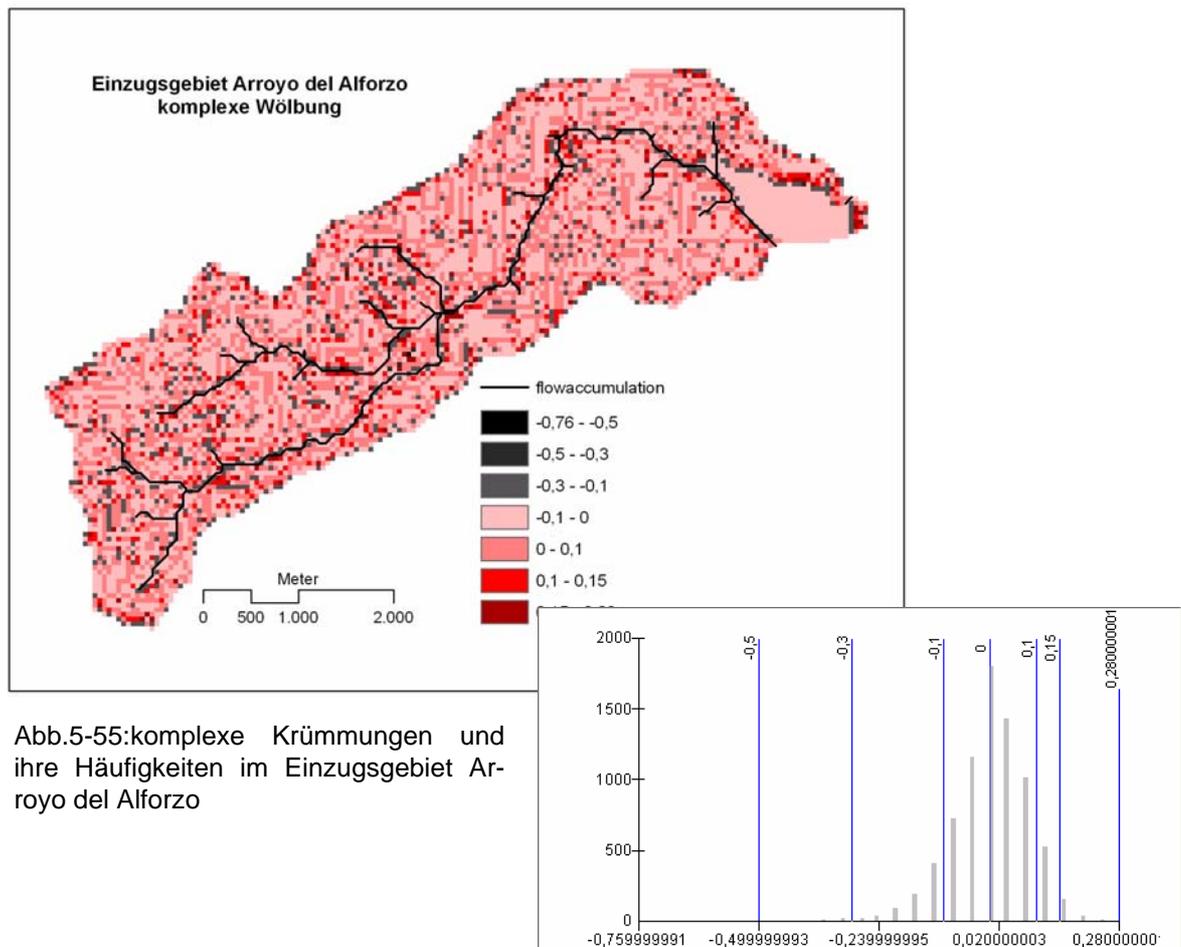


Abb.5-55:komplexe Krümmungen und ihre Häufigkeiten im Einzugsgebiet Arroyo del Alforzo

## 5.3 Analyse der Niederschlagsdaten

### 5.3.1 räumliche Interpolation

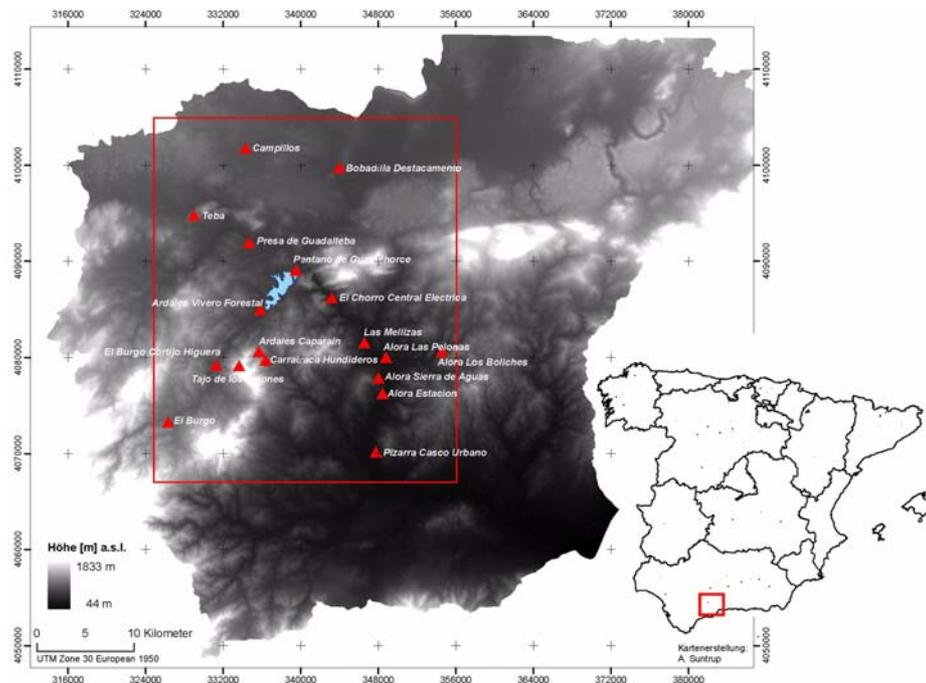


Abb.5-56:Lage der meteorologischen Stationen (eigene Erstellung)

Die Region Embalses de Guadalteba y Guadalhorce im Süden der Provinz Málaga erhält im Mittel zwischen 450 – 550 mm Niederschlag im Jahr. Jedoch ist nicht die Gesamtsumme der zur Verfügung stehenden Niederschläge charakterisierend, sondern vielmehr – charakteristisch für semiaride-semihumide Bereiche - die starke Irregularität in der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Niederschläge sowie ihre stark unterschiedliche Intensität. Diese klimatischen Eigenschaften unterschiedlicher Größe und Intensität haben weitreichende Auswirkung auf z.B den Wasserhaushalt einer Region sowie auch auf geomorphologische Prozesse und somit auf einen Teil der Landschaftsentwicklung. Die Abbildungen zeigen die räumliche und die zeitliche Verteilung der mittleren monatlichen Niederschlagsmengen. Über den Jahresverlauf klar zu erkennen ist das für diese Region der iberischen Halbinsel typische winterliche Maximum der Niederschlagsmengen. Die Monate November und Dezember zeichnen sich durch mittlere monatliche Niederschlagsmengen von bis zu über 100 mm aus. Räumlich betrachtet wird deutlich, dass zwar die mittleren monatlichen Niederschlagsmengen in beiden Monaten vergleichbar sind, der Dezember aber räumlich gerade im Süden der dargestellten Region eine grössere räumliche Ausdehnung höherer Mengen

des mittleren monatlichen Niederschlages aufweist. Auch der Januar weist grossräumig, dies wiederum im Süden der dargestellten Region, mittlere monatliche Niederschlagsmengen zwischen 60 und 80 mm auf. Diese Region liegt südlich der Gebirgszüge der Ausläufer der Serranía de Ronda, der Sierra de Alcaparraín und Sierra de Huma im inneren tiefer gelegenen Einzugsgebietes des Río Guadalhorce. Im Februar sind vergleichbare durchschnittliche Niederschlagsmengen auf den topographisch höherliegenden Bereich der Serranía der Ronda im Südwesten der dargestellten Region beschränkt. Im März und schliesslich im April gehen die Mengen der mittleren monatlichen Niederschläge deutlich zurück in einen Bereich zwischen grossräumig vorkommenden 50 mm bis 60 mm (März) und im April 30 bis ca. 40 mm. Auffällig ist im April eine Art Korridor höher liegender mittlerer monatlicher Niederschläge zwischen 40 mm und maximal etwa 60 mm. Dieser Bereich höherer Mengen mittlerer monatlicher Niederschläge liegt nicht etwa im Bereich der Höhenzüge, wie für den Februar gezeigt, sondern grösstenteils in einem Bereich geringerer Höhen zwischen den einzelnen Gebirgszügen dieser Region. Der Mai weist die geringen mittleren monatlichen Niederschlagsmengen zwischen 20 mm und 40 mm auf. Der grösste Teil der dargestellten Region erhält Niederschlagsmengen von durchschnittlich 26 mm bis 32 mm. Sowohl die höchsten als auch die niedrigsten Werte der durchschnittlichen Monatsniederschlagsmengen sind -hervorgehoben durch die Interpolationsmethode- nur punktuell an einzelnen meteorologischen Stationen verzeichnet. Deutlich geringere Niederschlagsmengen von nur zwischen 4 mm und 19 mm erhält die gesamte Region im Monat Juni. Hier ist ein leichter nordwestlich- südöstlich verlaufender Gradient abnehmender mittlerer Niederschlagsmengen zu erkennen. Die etwa senkrecht (also südwestlich-nordöstlich verlaufend) zu diesem Gradienten verlaufenden Höhenzüge grenzen die Bereiche der unterschiedlichen Niederschlagsmengen voneinander ab. Der Juli und der August sind die insgesamt niederschlagsärmsten Monate des Jahres. Vielfach wiesen mehrere meteorologische Stationen keinen messbaren Niederschlag auf. So liegen die mittleren monatlichen Niederschlagsmengen im Juli grossräumig bei 0 mm bis 2 mm. Dieser Bereich liegt in den tiefsten Lagen der dargestellten Region. Die höherliegenden Bereiche der Gebirgszüge, insbesondere der Ausläufer der Serranía de Ronda weisen leicht erhöhte durchschnittliche Monatsmittel von 2 mm bis 9 mm Niederschlag auf. Der August hat im Durchschnitt nur leicht erhöhte Niederschlagsmengen aufzuweisen. Sie liegen im Bereich von 1,5 mm - maximal 40 mm, wobei diese hohen mittleren Niederschlagsmengen nur punktuell für die meteorologische Station Teba verzeichnet wurde. Der überwiegende grosse Teil der dargestellten

---

Region erhält Niederschläge in der Höhe von 1,5 mm bis 18 mm. Das innere Einzugsgebiet des Río Guadalhorce, in den Abbildungen der südöstliche Bereich, ist im August die trockenste Region. Mit durchschnittlichen minimal 14 mm bis maximalen 40 mm monatlichen Niederschlägen zeigt der September zwar keine höheren Maximalwerte zum Monat August. Insgesamt aber erhält die gesamte Region mit zwischen 16 mm und 34 mm deutlich mehr Niederschlag als noch im August. Auch hier sind die Minimal- bzw. Maximalwerte mittleren monatlichen Niederschlages durch die Interpolationsmethode um die meteorologischen Stationen eng zentriert dargestellt. In Spanien endet mit dem September das hydrologische Jahr. Der 1. Oktober ist der Beginn für das folgende hydrologische Jahr. Die mittleren monatlichen Niederschlagsmengen im Oktober liegen deutlich erhöht bei grossräumig zwischen 50 mm und in den Höhenlagen der Ausläufer der Serranía de Ronda im Südwesten des dargestellten Gebietes bei 85 mm. Die raum-zeitliche Analyse verdeutlicht die räumliche Variabilität der Niederschläge auch auf kleinem Raum. Die topographischen Gegebenheiten drücken sich besonders stark aus in den Monaten Dezember, Januar, Februar und April. Luv- bzw. Leesituationen innerhalb der heterogenen Topographie sind je nach vorherrschender Wetterlage der Jahreszeit mit entscheidend für die Höhe der verzeichneten durchschnittlichen Niederschlagsmengen.

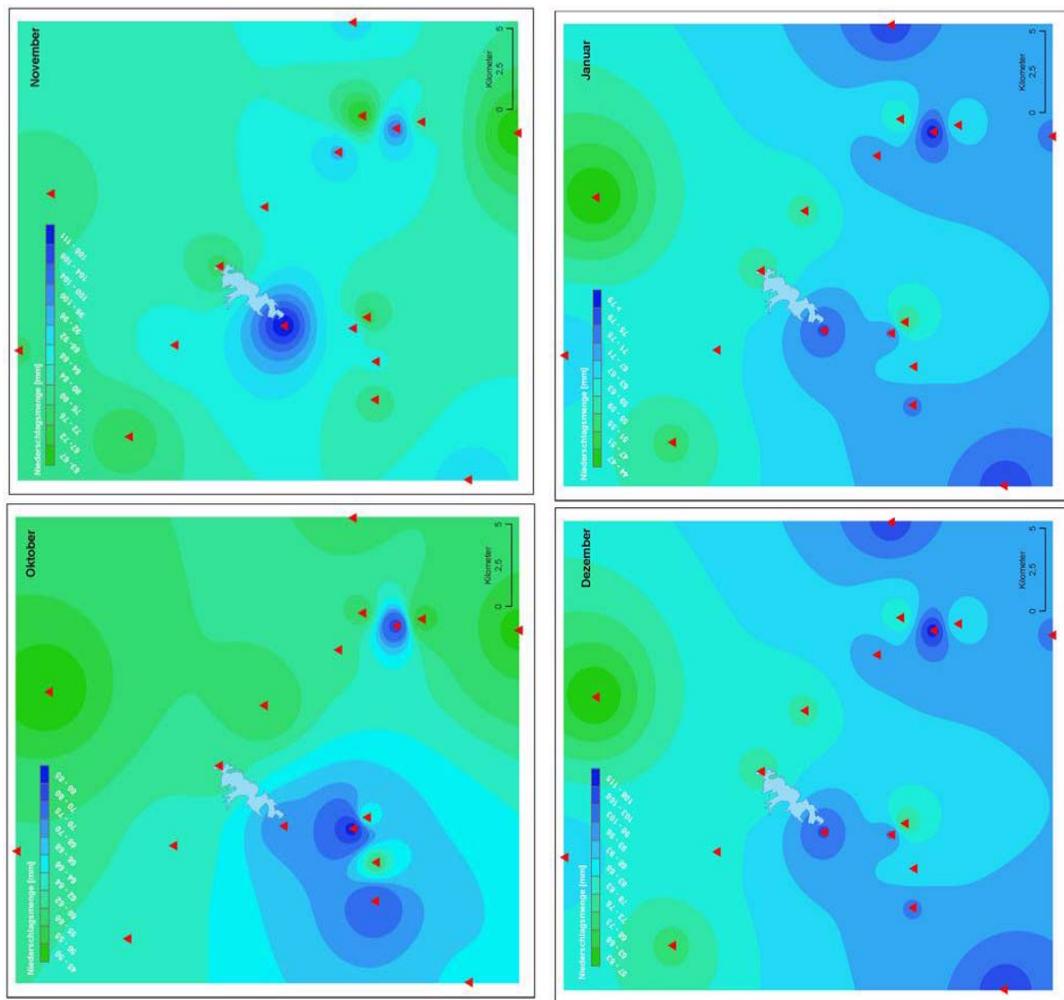


Abb.5-57:räumliche Interpolation (IDW) der Tagesniederschläge für Oktober, November, Januar, Februar

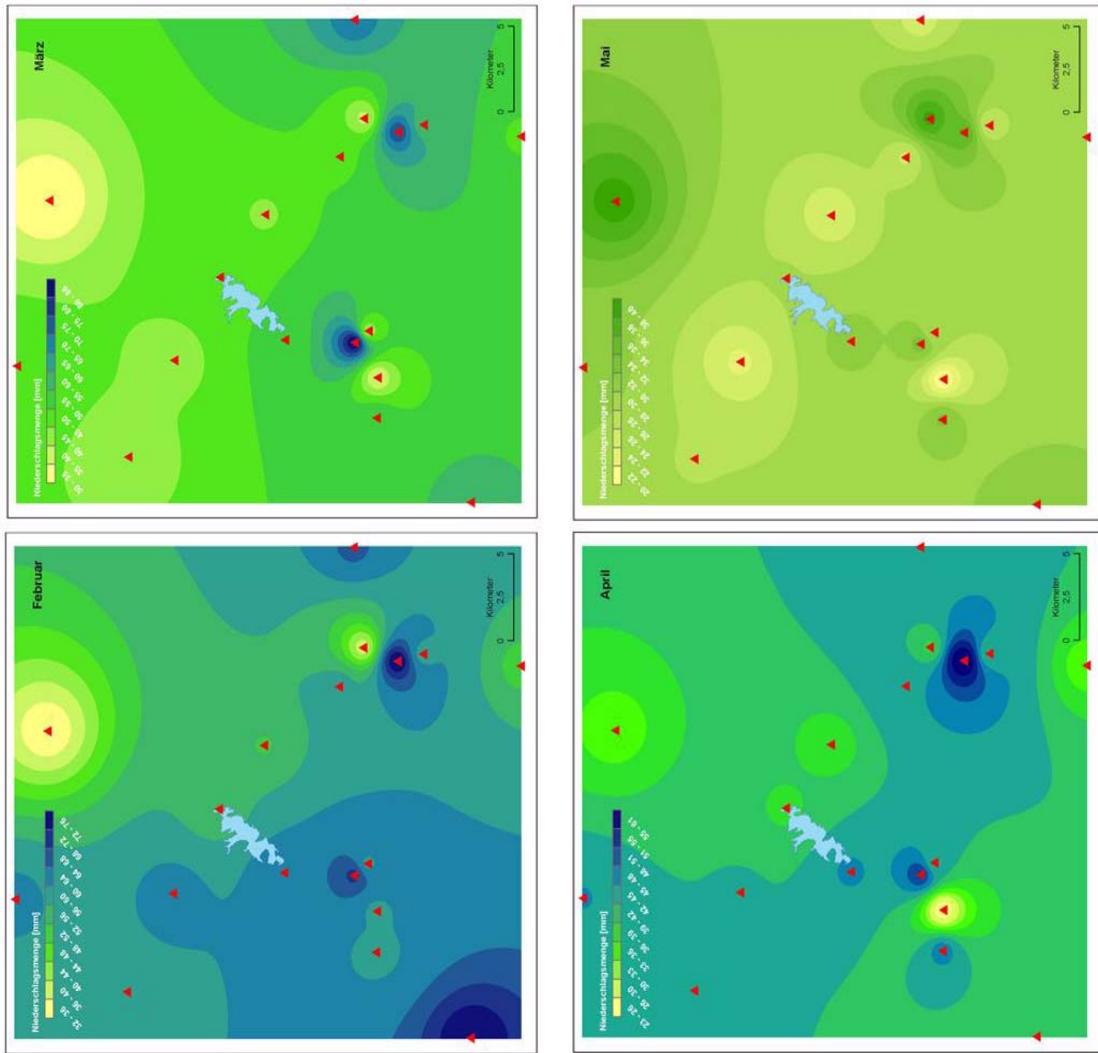


Abb.5-58:räumliche Interpolation (IDW) der Tagesniederschläge für Februar, März, April, Mai.

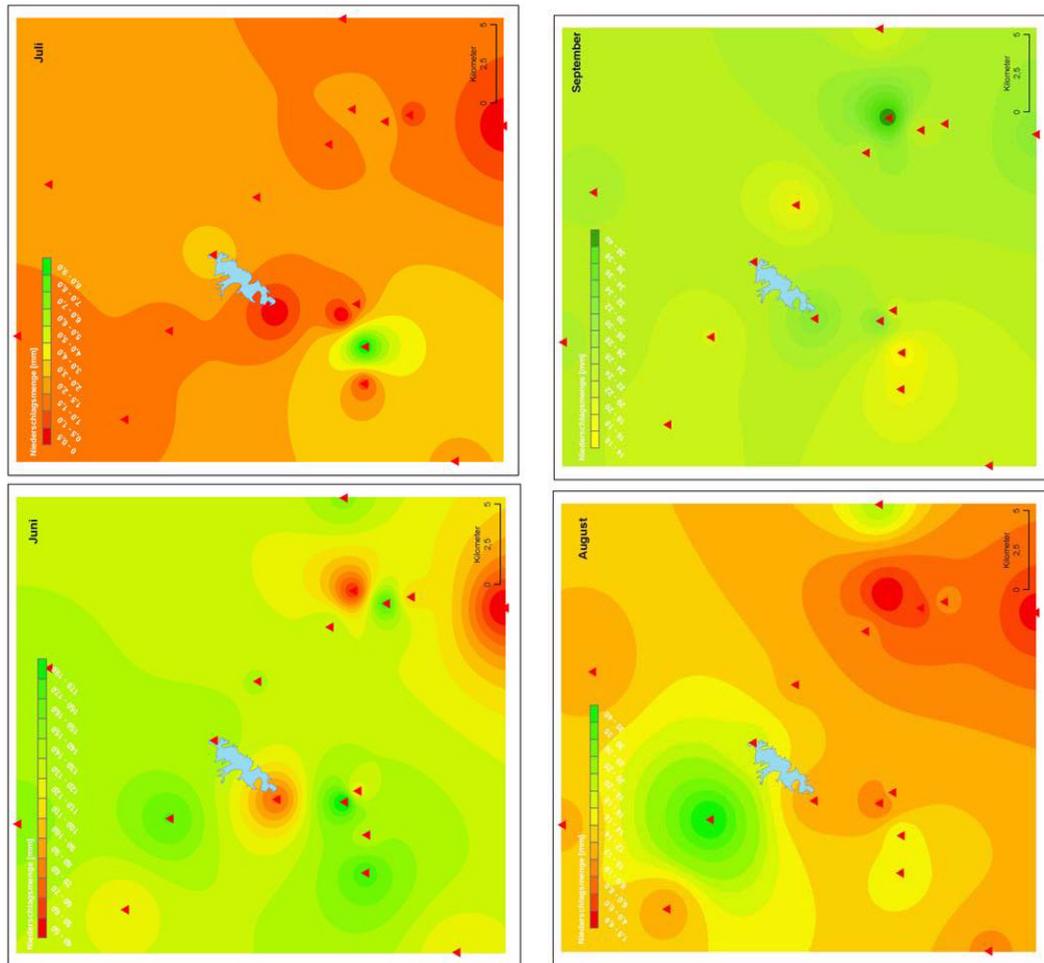


Abb.5-59:räumliche Interpolation (IDW) der Tagesniederschläge für Juni, Juli, August, September

### 5.3.2 Größenfrequenzanalyse

**Tabelle 5-14: Intensitäten 1-, 5- und 10-jähriger Niederschlagsereignisse, sowie Lage und Höhe (m.a.s.l.) der meteorologischen Stationen**

Größenfrequenzanalyse: Niederschlagsmenge 1-jähriges, 5- und 10-jähriges Ereignis [mm/tag]						
Station	UTM-x	UTM-y	Höhe m a.s.l.	1-jähriges Ereignis [mm/tag]	5-jähriges Ereignis [mm/tag]	10-jähriges Ereignis [mm/tag]
Teba	329337	4095337	558	41,26	59,05	66,72
Presa de Guadlateba	334764	4092085	340	47,57	68,17	77,04
Campillos	334540	4102109	650	48,68	70,61	80,05
Bobadilla Destacamento	344162	4099922	400	37,57	53,97	61,03
El Burgo	326548	4073811	564	55,6	80,07	90,61
El Burgo / Cortijo Higuera	331419	4079359	475	62,7	91,11	103,46
Tajo de los Aviones	332772	4079309	830	42,73	61,38	69,41
Ardales / Caparain	335832	4080749	700	73,31	107,29	121,93
Ardales / Vivero Forestal	335901	4085124	360	50,51	74,08	84,23
Pantano de Guadalhorce	339638	4089463	358	53,17	79,14	90,33
Carratraca	337837	4080649	533	63,66	92,59	105,05
El Chorro /Central Eléctrica	343318	4086373	225	51,33	75,55	85,97
Las Mellizas	346700	4081687	140	54,33	79,35	90,13
Álora / Estación	333721	4076690	110	56,1	82,73	94,2
Álora / Las Pelonas	348982	4080475	140	47,64	67,77	76,44
Álora / Sierra de Aguas	348170	4078023	180	70,74	103,25	117,24
Álora / Los Boliches	354735	4080775	870	51,3	74,53	84,3
Pizarra / Casco Urbano	347621	4070850	84	50,77	74,26	84,37

Die 1 – 7 jährigen Ereignisse lassen sich zumeist zufriedenstellend durch die logarithmische Funktion schätzen. Deutlich wird jedoch die starke Unsicherheit bei der Extrapolation der 8-10-jährigen (und darüber) Ereignisse. Die Betrachtung der Niederschlagsmengen pro Tag der ein-, 5- und 10-jährigen Ereignisse (siehe Tabelle) deutet einen räumlichen Gradienten in der Intensität der Ereignisse an. Die Stationen Teba, Presa de Guadalteba, Campillos und Bobadilla / Destacamento liegen alle im äusseren Einzugsgebiet des Río Guadalhorce, also nördlich der Gebirgszüge Serranía de Ronda, Sierra de Aguas und Sierra de Huma. Sie weisen mit Niederschlagsmengen zwischen 37,57 mm/tag (Bobadilla / Destacamento) und 48,68 mm/tag die niedrigsten Intensitäten bei den einjährigen Ereignissen auf. Eine vergleichbare Intensität haben lediglich die einjährigen Ereignisse der meteorologischen Stationen Tajo de los Aviones (Ausläufer der Serranía de Ronda) und Álora / Las Pelonas (Tal des Río Guadalhorce, inneres Einzugsgebiet). Intensitäten von 50,51 mm/ tag (Ardales / Vivero Forestal) und 63,66 mm/tag (Carratraca) sind für zehn von insgesamt achtzehn beobachteten meteorologischen Stationen berechnet worden. Für die Stationen Álora / Sierra de Aguas und Ardales /Caparain wurden die höchsten Intensitäten für einjährige Ereignisse berechnet. Diese beiden, aber auch die Stationen Pantano de Guadalhorce, Las Mellizas, El Burgo, Álora /Estación, El Burgo / Cortijo Higuera und Carratraca erreichen bzw. überschreiten die Intensitäten 5-jähriger Ereignisse der erstgenannten Sta-

tionen im äusseren Einzugebiet nördlich der Gebirgszüge. Die Intensitäten der einjährigen Ereignisse der Stationen El Burgo / Cortijo Higuera, Carratraca, Álora / Sierra de Aguas und Ardales / Caparain übersteigen mit 62,7 mm/tag, 63,66 mm/tag, 70,74 mm/tag und 73,31 mm/tag die Intensitäten des 10-jährigen Ereignisses von 61,03 mm/tag ( Bobadilla / Destacamento), 66,72 mm/tag (Teba) und 69,72 mm/tag (Tajo de los Aviones). Insgesamt erreichen die Intensitäten des 5-jährigen Ereignisses von sechs beobachteten Stationen (jeweils  $\geq 80,07$  mm/tag) die Intensitäten des 10-jährigen Ereignisses von sechs Stationen ( $\leq 80,05$  mm/tag). Bei einem Vergleich der Intensitäten der 5-jährigen Ereignisse mit den Intensitäten der 10-jährigen Ereignisse fallen besonders die zwei Stationen Álora / Sierra de Aguas und Ardales / Caparain auf, deren Intensitäten des 5-jährigen Ereignisses mit über 103 mm/tag (Álora / Sierra de Aguas) bzw. 107,29 mm/tag die 10-Jahres-Intensitäten nahezu aller anderen Stationen erreichen. Besonders auffällig sind die starken Niederschlagsintensitäten des 10-jährigen Ereignisses der Stationen Álora / Sierra de Aguas mit 117,24 mm/tag und Ardales / Caparain mit 121,93 mm/tag.

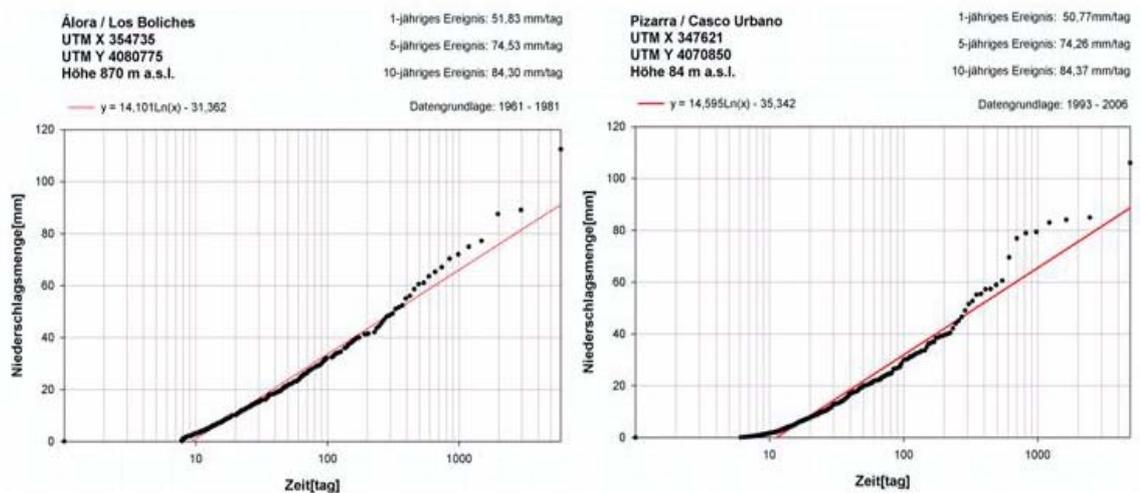


Abb.5-60:Größenfrequenzanalyse für die Stationen Álora/Los Boliches und Pizarra/Casco Urbano

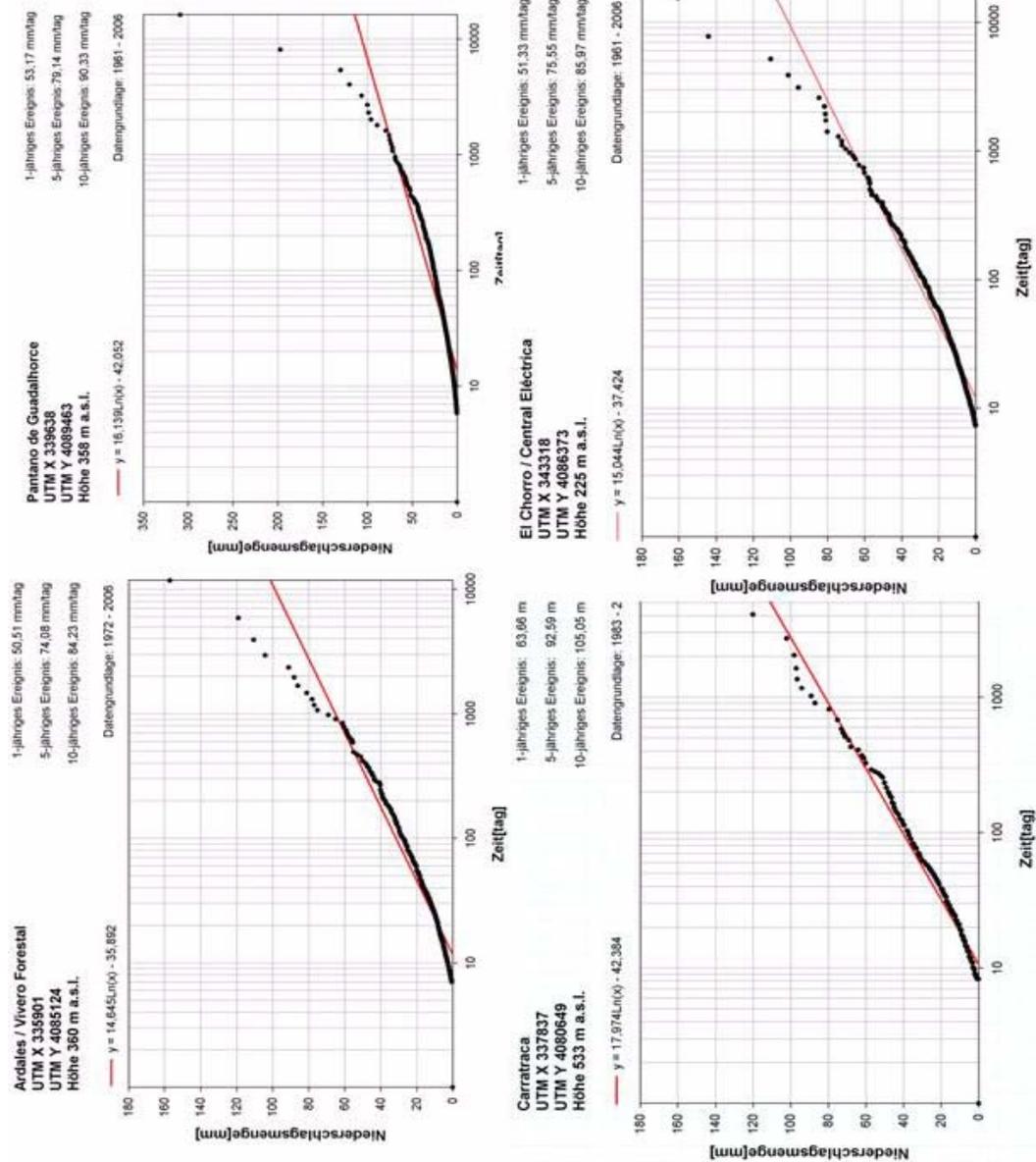


Abb.5-61:Größenfrequenzanalyse für die Stationen Ardales/Vivero Forestal, Pantano de Guadalhorce, Carratraca, El Chorro/Central Electrica

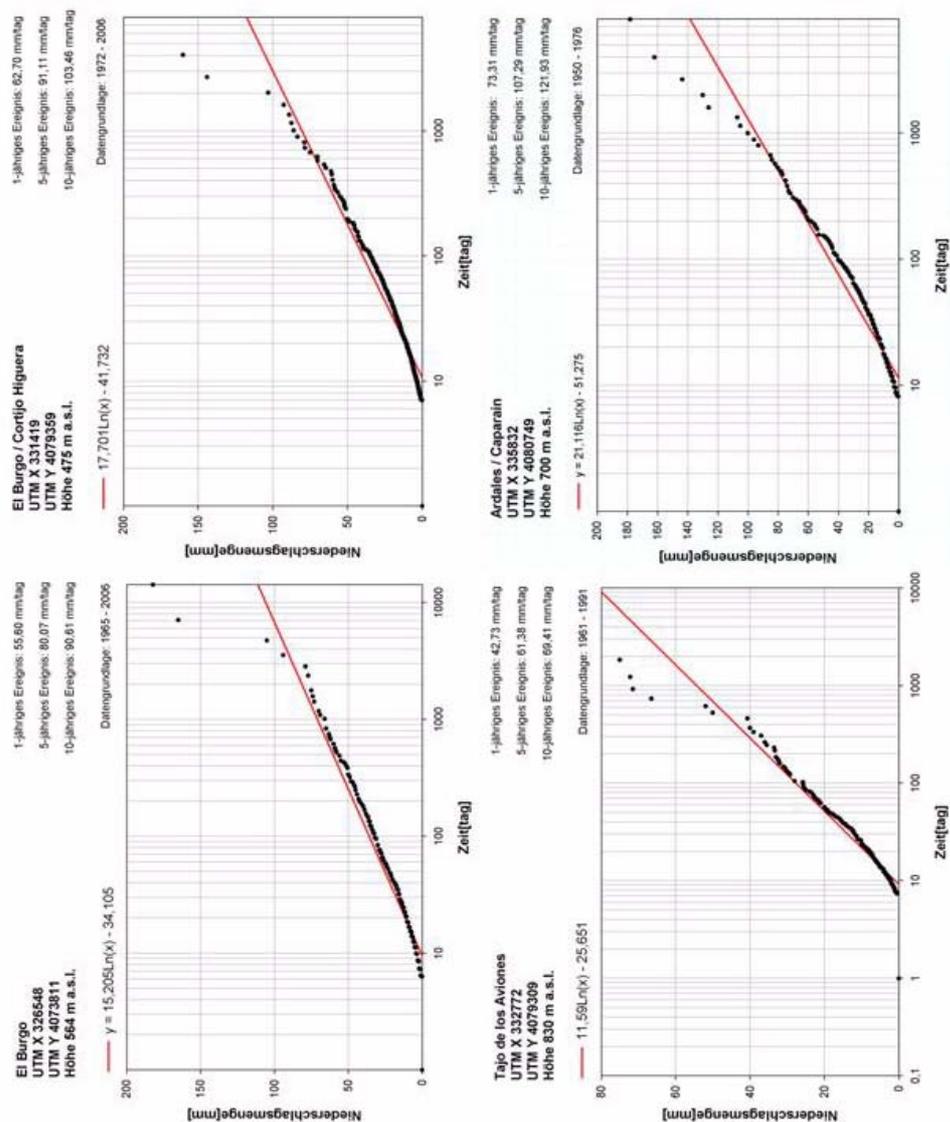
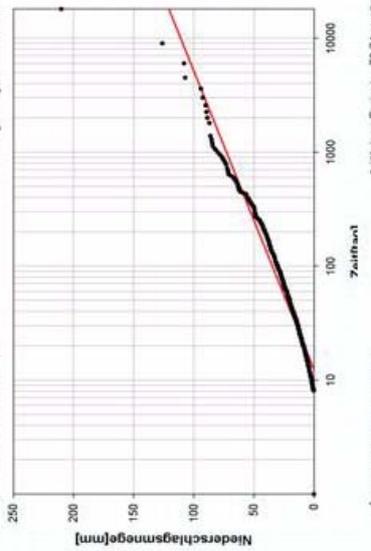
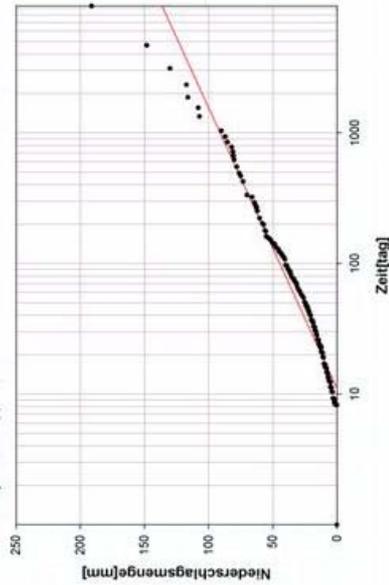


Abb.5-62:Größenfrequenzanalyse für die Stationen El Burgo, El BurgoCortijo Higuera, Tajo de los Aviones, Ardales/Caparain

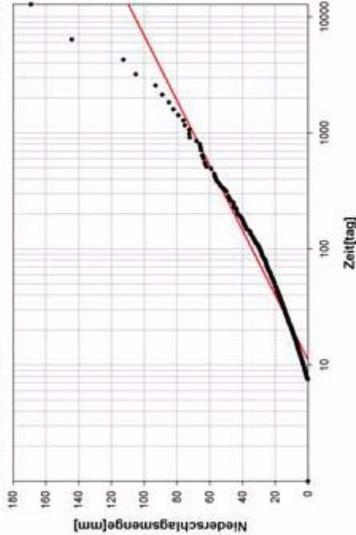
Alora / Estación  
 UTM X 333721  
 UTM Y 4076690  
 Höhe 110 m a.s.l.  
 $y = 16,547 \ln(x) - 41,529$   
 1-jähriges Ereignis: 56,10 mm/tag  
 5-jähriges Ereignis: 82,73 mm/tag  
 10-jähriges Ereignis: 94,20 mm/tag  
 Datengrundlage: 1947 - 2006



Alora / Sierra de Aguas  
 UTM X 346170  
 UTM Y 4078023  
 Höhe 180 m a.s.l.  
 $y = 20,195 \ln(x) - 48,403$   
 1-jähriges Ereignis: 70,74 mm/tag  
 5-jähriges Ereignis: 103,25 mm/tag  
 10-jähriges Ereignis: 117,24 mm/tag  
 Datengrundlage: 1953 - 1983



Las Mellizas  
 UTM X 346700  
 UTM Y 4081687  
 Höhe 140 m a.s.l.  
 $y = 15,548 \ln(x) - 37,405$   
 1-jähriges Ereignis: 54,33 mm/tag  
 5-jähriges Ereignis: 79,35 mm/tag  
 10-jähriges Ereignis: 90,13 mm/tag  
 Datengrundlage: 1965 - 2006



Alora / Las Pelonas  
 UTM X 348982  
 UTM Y 4080475  
 Höhe 140 m a.s.l.  
 $y = 12,506 \ln(x) - 26,164$   
 1-jähriges Ereignis: 47,64 mm/tag  
 5-jähriges Ereignis: 67,77 mm/tag  
 10-jähriges Ereignis: 76,44 mm/tag  
 Datengrundlage: 1996 - 2006

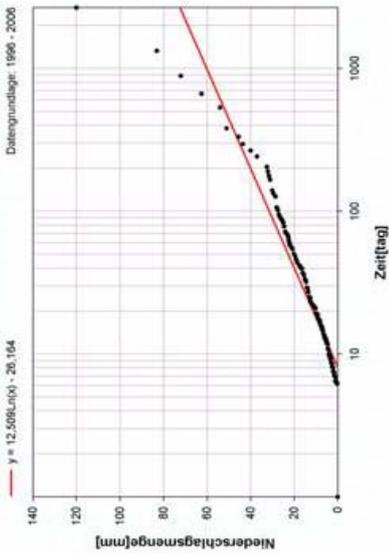


Abb.5-63:Größenfrequenzanalyse für die Stationen Las Mellizas, Alora/Estacion, Alora/Las Pelonas, Alora/Sierra de Aguas

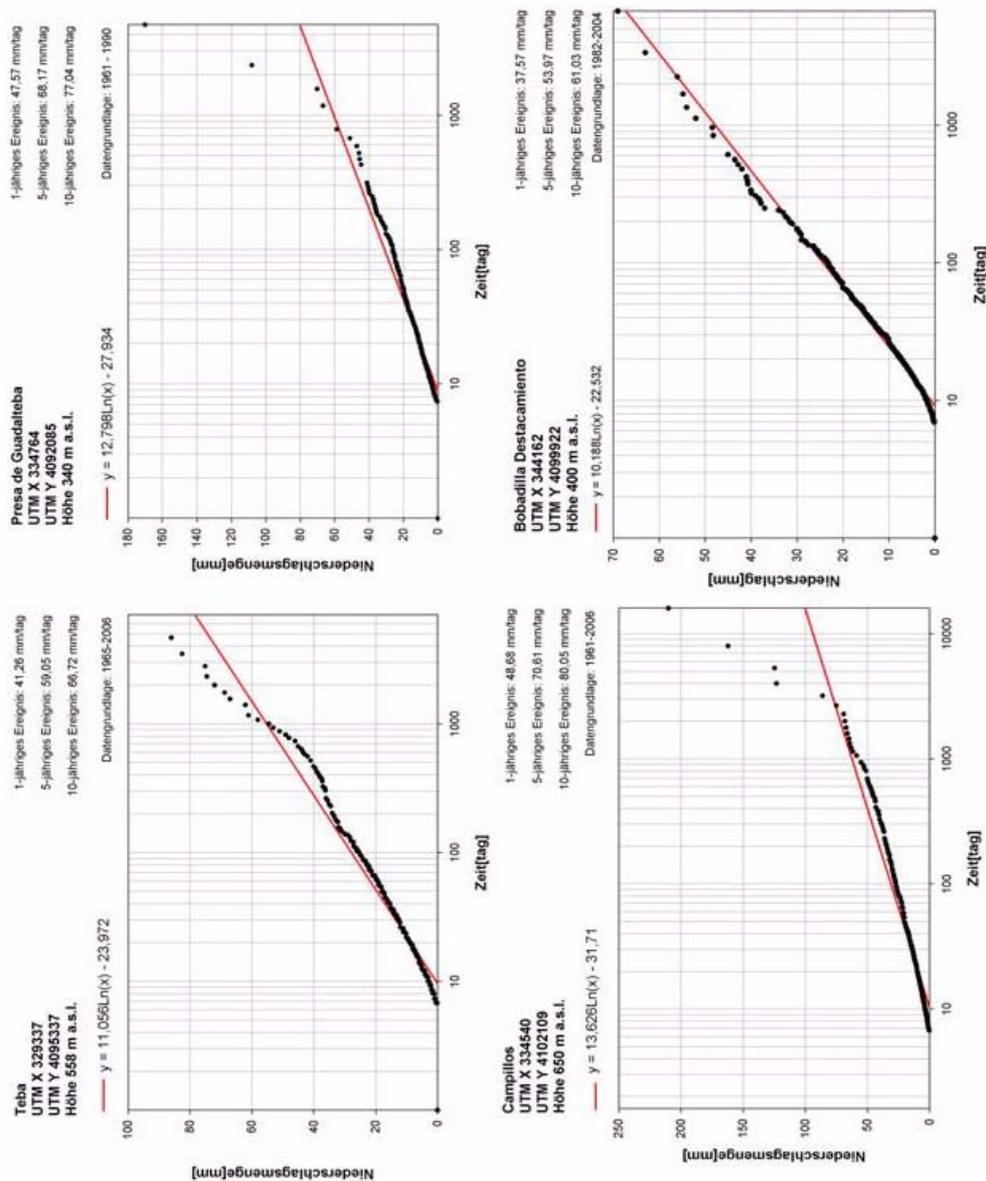


Abb.5-64: Größenfrequenzanalyse für die Stationen Teba, Presa de Guadalteba, Campillos, Bobadilla/Destacamiento

### 5.3.3 Starkniederschläge

Für die meteorologischen Stationen Ardales / Vivero Forestal, Ardales / Caparain, El Burgo, Ardales / Tajo de los Aviones wurden die Daten der Tagesniederschläge auf Niederschlagsereignisse mit einer gemessenen Menge von grösser oder gleich 40 mm Niederschlag aus den Datenreihen herausgefiltert. Ausserdem wurden alle gemessenen Niederschlagsereignisse jeder Niederschlagsmenge nach der gemessenen Menge sortiert und Niederschläge jenseits des 99%-Quantils als extrem starke Niederschlagsereignisse relativ für jede Station herausgefiltert. Alle erwähnten meteorologischen Stationen liegen im Einzugsgebiet des Río Turón, einem Tributär des Río Guadalhorce,

der in seinem Unterlauf nach 12 km Lauflänge zum Stausee Conde de Guadalhorce aufgestaut wird. Die Länge der Beobachtungszeiträume für die Messdaten unterscheiden sich von Station zu Station erheblich, so dass die Ergebnisse jeweils einzeln betrachtet werden müssen.

### El Burgo.

Die Station El Burgo liegt auf 564 m a.s.l. in der Sierra de las Nieves, den Ausläufern der Serranía de Ronda. Der Beobachtungszeitraum beläuft sich auf insgesamt 40 Jahre von 1965 bis 2005. An dieser relativ hoch gelegenen Station weisen innerhalb des Messzeitraumes 77 Messtage Niederschlagsmengen zwischen 40 mm und maximal 182 mm auf. An 23 dieser Messtage (29,88%) wurden Niederschlagsmengen gemessen, die in das 99%-Quantil fallen und insgesamt zwischen minimal 60 mm und den schon erwähnten maximalen 182 mm liegen. All diese starken Niederschläge ereigneten sich innerhalb der Jahre 1969 und 2004 - also fast über den gesamten Messzeitraum verteilt. Besonders auffällig treten die Ereignisse vom 3.10.1969 mit 105 mm, 19.11.1969 mit 165 mm und am 16.10.1989 hervor, bei dem mit 182 mm die maximale Tagesniederschlagsmenge dieser Station gemessen wurde.

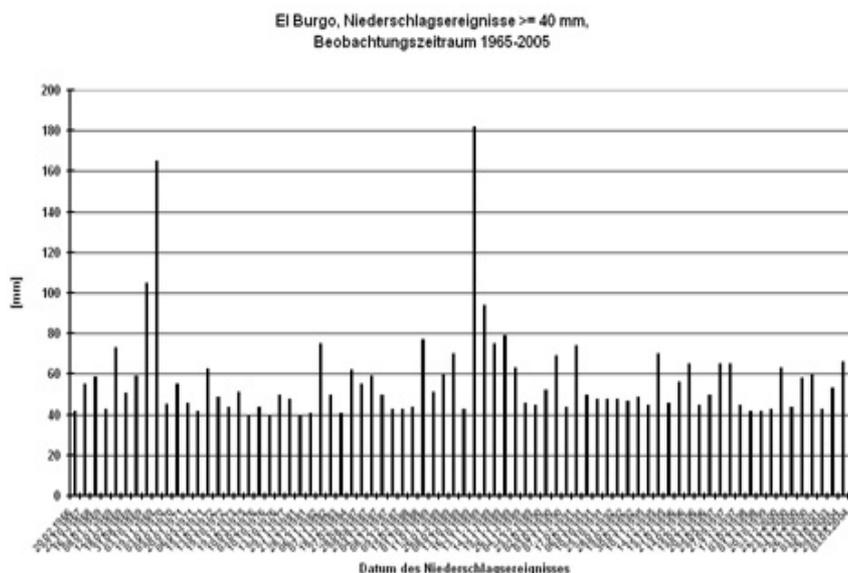


Abb.5-65:Tagesniederschläge der Station El Burgo mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm



Abb.5-66: Tagesniederschlagsdaten der Station El Burgo mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils

### **Ardales / Caparain.**

Für die Station Ardales / Caparain auf 700 m a.s.l. in der Sierra de Alcaparain, südöstlich des Ortes Ardales liegt eine Messreihe von insgesamt 37 Jahren vor. Diese beginnt im Juni 1950, endet im Dezember 1987. Für diesen Zeitraum wurden an insgesamt 80 Tagen Niederschlagsmengen von 40 mm und mehr gemessen. Davon fallen 11 dieser Messwerte - also 13,75 % - in den 99%-Quantil-Bereich. All diese Messwerte innerhalb des 99%-Quantils weisen Niederschlagsmengen von 85 mm und mehr auf und somit deutlich mehr als bei der zuvor beschriebenen Station El Burgo. Die maximale Niederschlagsmenge wurde mit 178 mm am 2.1.1955 gemessen, gefolgt von 162 mm am 19.11.1961, 130 mm am 4.10.1969, 126 mm am 15.09.1966, 107 mm am 19.10.1969, 105 mm am 20.03.1961 und 100 mm am 23.10.1961. Mit 85 mm am 7.12.1953 ist die geringste Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils erreicht. Die Niederschlagswerte liegen also insgesamt hoch, was auch der Vergleich mit der Grössenfrequenzanalyse und der 5-jährigen und 10-jährigen Wiederkehrzeit von hohen Niederschlagsintensitäten bestätigt. Alle diese hohen Niederschlagsmengen sind in den Jahren zwischen 1953 und 1969 verzeichnet.

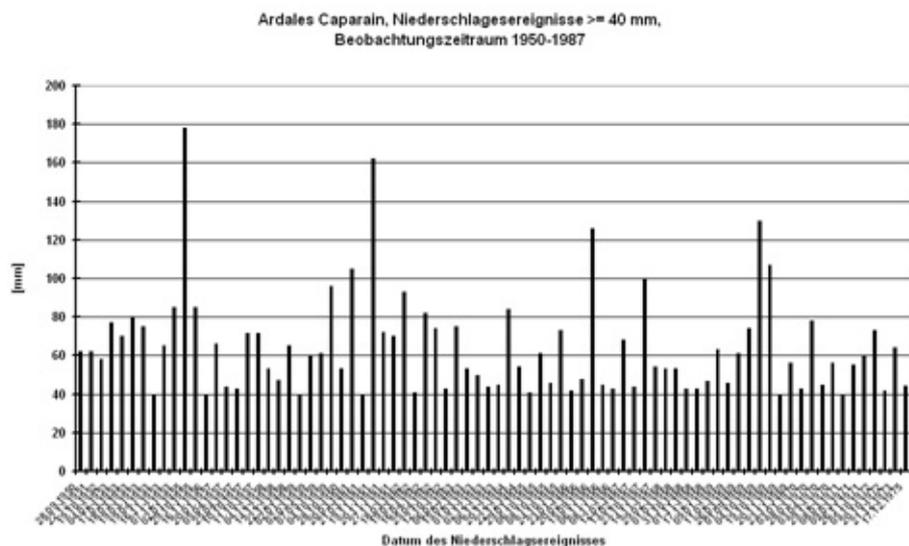


Abb.5-67:Tagesniederschläge der Station Ardales/Caparain mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm

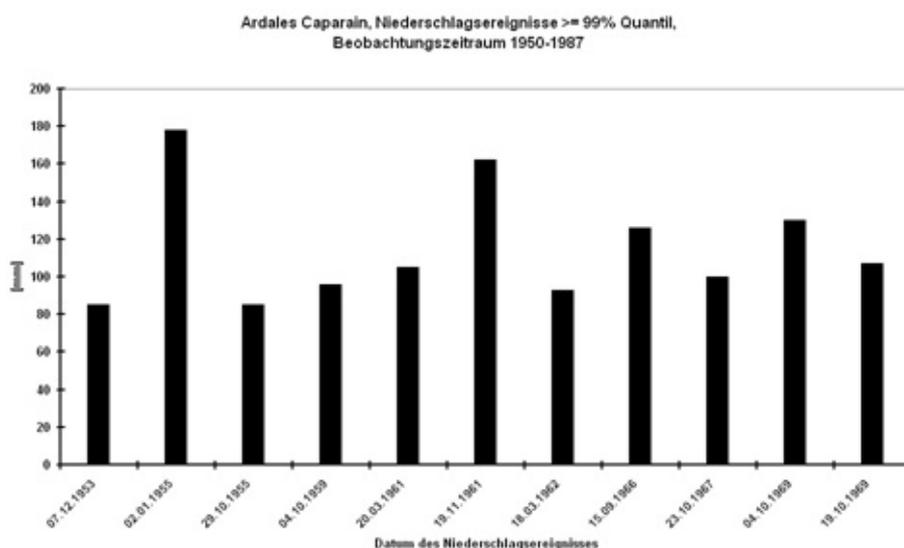


Abb.5-68:Tagesniederschläge der Station Ardales / Caparain mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils

### Ardales / Vivero Forestal.

Die Station Ardales / Vivero Forestal liegt auf einer Meereshöhe von 360 m, direkt am Fluss Río Turón. In dem 35-jährigen Beobachtungszeitraum wurde an 66 Messtagen Niederschlag mit einer Menge von über 40 mm gemessen. 12 Messtage fallen aufgrund der Niederschlagsmengen zwischen 75 mm und 206 mm in den 99%-Quantil-Bereich. Bei dieser Station sind drei bzw. vier Ereignisse besonders auffällig. Auch hier fallen am 14.10.1989 87,5 mm Niederschlag, zwei Tage später am 16.10.1989 maximale 206 mm Niederschlag und am 13.11.1989 160 mm Niederschlag die maximal

gemessenen Werte dieser Station im Herbst/Winter 1989. Desweiteren ist die Niederschlagsmenge von 144 mm am 14.12.1995 und gemessenen 103 mm am 21.12.2000 auffällig.

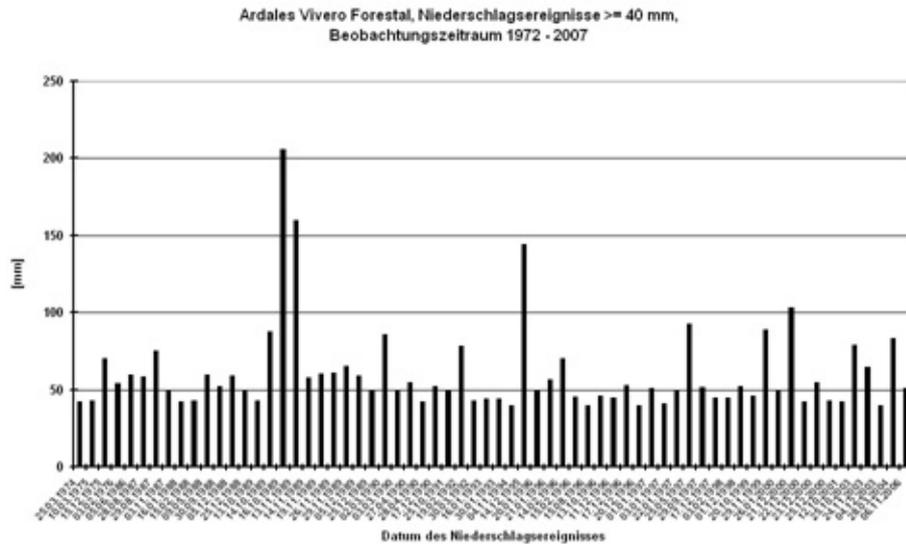


Abb.5-69:Tagesbiederschläge der Station Ardales/Vivero Forestal mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm

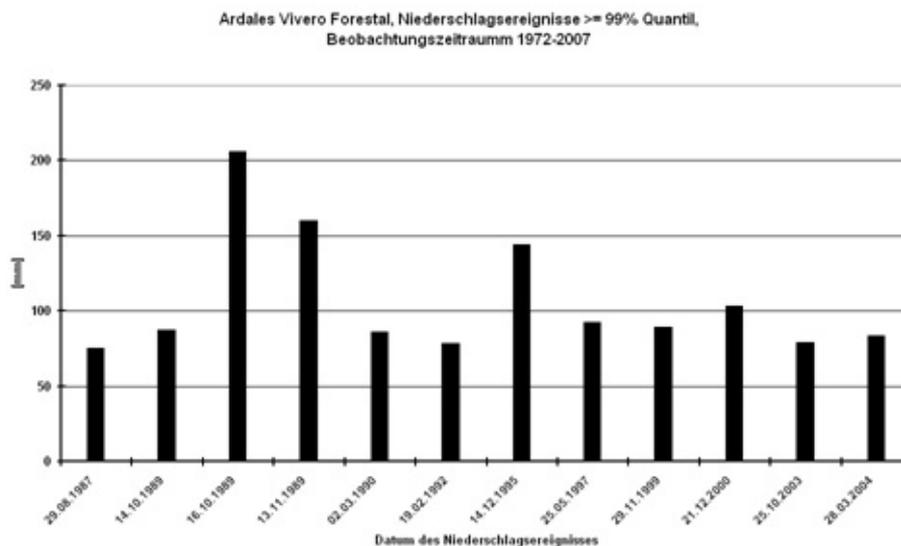


Abb.5-70:Tagesniederschlagsdaten der Station Ardales/Vivero Forestal mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils

### Tajo de los Aviones.

Für die meteorologische Station Tajo de los Aviones liegt ein Beobachtungszeitraum der Tagesniederschlagsdaten von 1961 bis 1991 vor. Innerhalb dieser 30 Jahre wurden an nur 10 Mestagen Niederschlagsmengen von  $\geq 40$  mm aufgenommen. Alle Niederschlagsmengen wurden an Tagen innerhalb des 12-jährigen Zeitraums innerhalb der Jahre 1977 bis 1989 gemessen. Fünf dieser Ereignisse fallen in das 99%-Quantil und

weisen insgesamt Niederschlagsmengen von minimal 66,5 mm bis maximal 225 mm auf, die in den Jahren 1979 bis 1987 gemessen wurden. Besonders herausragend ist das Niederschlagsereignis vom 20.10.1979 mit maximal an dieser Station gemessenen 225 mm. Diese insgesamt zu den anderen Stationen recht unterschiedliche Situation kommt auch zum einen in der raum-zeitlichen Analyse der Tagesniederschlagsdaten als auch in der Grössenfrequenzanalyse der Daten zum Ausdruck. Trotz der hohen Lage von 830 m a.s.l. der meteorologischen Station Tajo de los Aviones ergibt die Grössenfrequenzanalyse nur eine Niederschlagsintensität von 42,73 mm/tag im einjährig wiederkehrenden Ereignis.

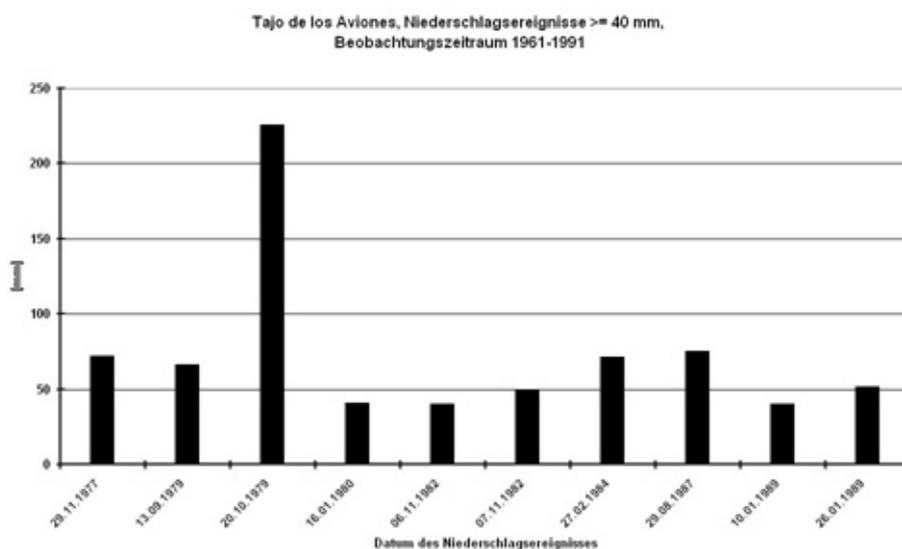


Abb.5-71: Tagesniederschläge der Station Tajo de los Aviones mit einer Niederschlagsmenge  $\geq 40$  mm

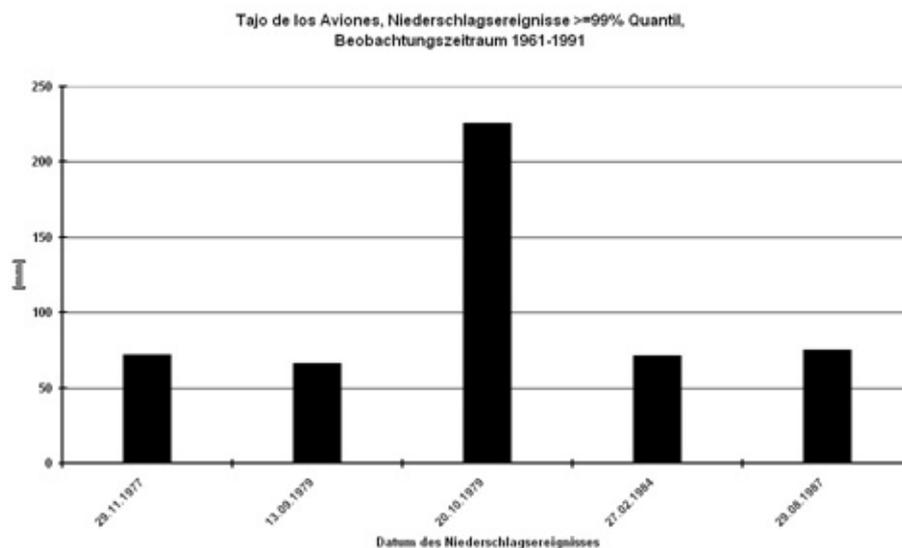


Abb.5-72: Tagesniederschlagsdaten der Station Tajo de los Aviones mit einer Niederschlagsmenge innerhalb des 99%-Quantils

## 5.4 Labor

### 5.4.1 Physikalische Methoden

#### 5.4.1.1 Sedimentäre Strukturen

Der 297 cm lange Bohrkern aus dem Mündungsbereich des Arroyo del Alforzo in den Stausee Conde de Guadalhorce setzt sich über das gesamte Profil aus unregelmäßig mächtigen Wechsellagerungen fein- bis grobklastischer Sedimente zusammen. Die durchschnittliche Schichtdicke beträgt 3 cm Mächtigkeit. Das Profil zeigt jedoch vereinzelt Lagen von deutlich größerer Mächtigkeit, sowie einigen sehr feinen Lagen, die besonders in den unteren Profiltiefen vorzufinden sind.

Drei Hauptsedimenttypen ausgegliedert.

(i) 4-5cm dicke Schichten von dichtem, tonigen Material brauner Färbung. Der Tonanteil beträgt Werte von minimal 49 Gew.-% und maximal 73,6 Gew.-%.

(ii) Schichten mit deutlichen Anteilen an den Korngrößen Schluff, Ton und Sand. Der Schluff- und Tonanteil überwiegt jedoch jeweils die grobklastische Komponente.

(iii) feine Schichten mit durchschnittlichen Mächtigkeiten zwischen 0,5 cm und maximal 3 cm. Sie weisen einen deutlich überdurchschnittlichen Anteil an der Sandfraktion zwischen 24,6 Gew.-% und 63,2 Gew.-%.

Nach makroskopischer Beschreibung wurden vier Sedimentfazies identifiziert.

(I): 100 cm -145cm: Dieser obere Profildbereich zeichnet sich durch eine Abfolge feinklastischen Sedimentschichten aus, die sich nur geringfügig durch eine nur leichte Variation in den Anteilen an Schluff und Ton voneinander abgrenzen lassen. Diese Lagen mit Mächtigkeiten zwischen 2 cm bis 5,5 cm weisen sich jeweils durch hohe Anteile an feinklastischen Material aus (Tonanteil jeweils über 60 Gew.-%)) und durch nahezu vollständiges Fehlen der Sandfraktion. Nur die obere Schicht hat mit einem Anteil von 5 Gew.-% überhaupt einen Anteil an der grobklastischen Fraktion über 1 Gew.-%.

(II): 145 cm - 215 cm: Wechsellagerungen von den Sedimenttypen (ii) und (iii). Der Tonanteil weicht in allen Schichten zugunsten der Schluff- und Sandfraktion zurück. Auffällig ist hier eine Schicht mit dem maximalen Sandanteil von 63,2 Gew.-%.

(III) 215 cm - 240,25 cm: Lagerung von Sedimentschichten des Typs (i). Diese Fazies ist ähnlich der Fazies (I) zusammengesetzt aus Schichten zwischen 2,5 cm und 5 cm Mächtigkeit und weist die hauptgemengeanteil Schluff und Ton auf.

(IV) 240,25 cm - 297 cm: Die Sedimentschichten in diesem Abschnitt sind deutlich geringmächtiger. Sie wird zusammengesetzt aus den Sediementen des Typs (iii). Insgesamt ist also eine ausgewogenere Verteilung der Korngrößenanteile zu sehen. Im Unterschied zu Fazies (II) ist in allen Schichten Sand mit einem Anteil von über 4 Gew.-% vertreten. Der Maximalwert der Sandfraktion liegt bei 40,7 Gew.-% und liegt in der Tiefe von 284,5 cm. Die geringen Mächtigkeiten der Schichten variieren zwischen 0,5 cm und 5 cm. die durchschnittliche Schichtmächtigkeit beträgt 2,9 cm.

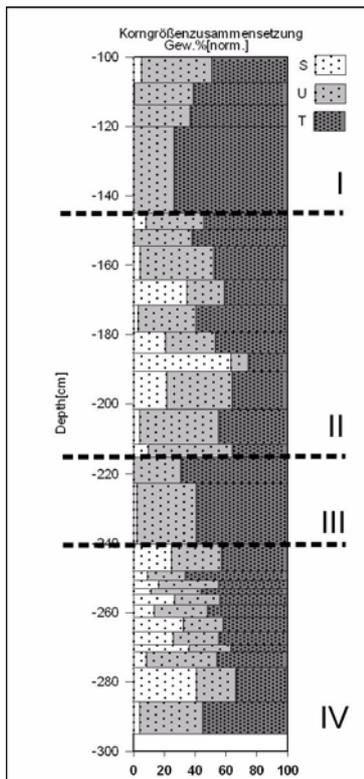


Abb.5-73: Sedimentstratigraphie des Bohrkerns 06-TE-02

### 5.4.1.2 Korngrößen

Die Korngrößenanalyse zeigt anhand der Korngrößenverteilung insgesamt eine schluff- und tonreiche Zusammensetzung der Sedimente. Der Sandanteil erreicht in nur 13 Proben Gewichtsprozent von 10 Gew.-% und mehr. Der mittlere Sandgehalt liegt bei einem Anteil von 15,3 Gew.-%. Jedoch liegt bei fünf Proben der Sandanteil unter 1 Gewichtsprozent, in zwei Proben jedoch bei über 40 Gew.-%. Dahingegen ist in keiner Probe weniger als 11 Gew.-% Anteil der Korngröße Schluff vertreten. Im Mittel liegen die Anteile an Schluff bei 35,1 Gew.-%. Alle Proben weisen einen Tongehalt von minimal 25 Gew.-% und mehr auf. Die insgesamt hohen Anteile an Ton drücken sich auch in einem Mittelwert von 49,6 Gew.-% aus. Diese Verteilung kommt in der Darstellung des Dreiecksdiagrammes sehr deutlich zum Ausdruck. Die Verteilung zeigt deutlich eine

Konzentration der Wertepunkte im Bereich zwischen 35 Gew.-% Schluff und Tongehalten zwischen 45 gew.-% bis 75 Gew.-%.

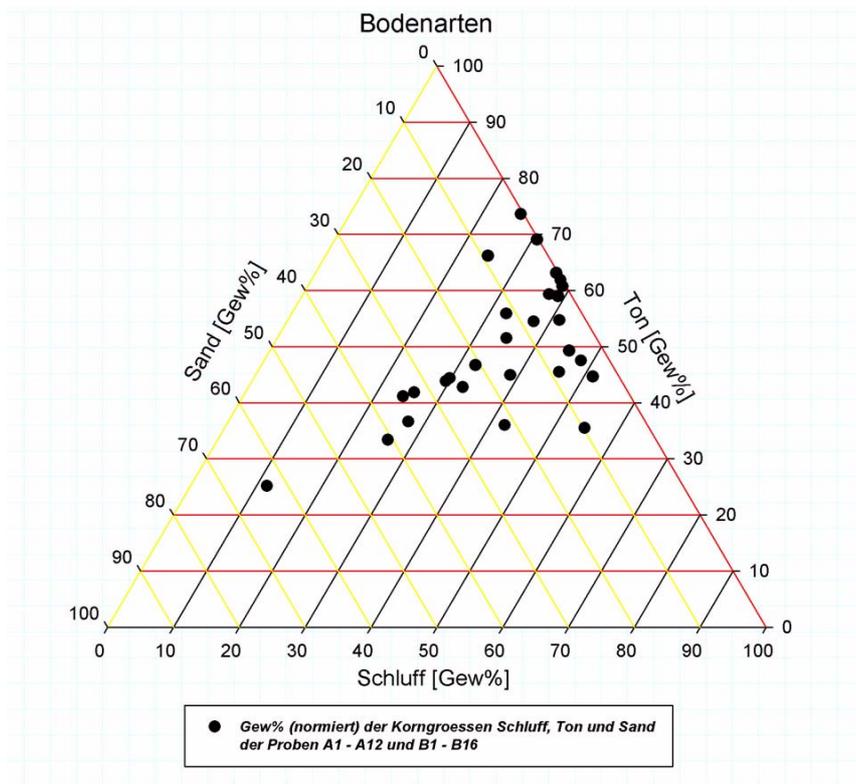


Abb.5-74:Korngrößenverteilung der Sedimentproben

## 5.4.2 Geochemische Methoden

### 5.4.2.1 Röntgenfluoreszenz und LA-ICP

Anhand der Röntgenfluoreszenzanalyse wurden standardmäßig die Hauptelemente Silicium, Titan, Aluminium, Eisen, Mangan, Magnesium, Calcium, Natrium, Kalium und Phosphor in Gewichtsprozent und die Spurenelemente Vanadium, Chrom, Cobalt, Nickel, Zink, Gallium, Rubidium, Strontium, Yttrium und Blei in mg/kg (ppm) bestimmt. Die Abbildung zeigt die Chemographen im Profilverlauf des Bohrkerns.

Der Kieselsäureanteil liegt durchgehend auf einem mittleren Niveau und wird durch einen Mittelwert von 48,9 Gew.-% repräsentiert. Das globale Maximum des Anteils an SiO<sub>2</sub> liegt in einer Tiefe von 200 cm und somit im unteren Bereich des Kernabschnitts (II). Die lokalen Maxima der SiO<sub>2</sub>-Gehalte liegen bei 180 cm (ebenfalls im Kernabschnitt (II)), im Kernabschnitt (III) bei 250 cm und bei 270 cm. Mit 36,82 Gew.-% weist die Probe der Tiefe 285,5 cm das globale Minimum der Werte innerhalb des Bohrprofils auf.

---

Die Anteile von Calciumoxid liegen bei durchschnittlichen 12,86 Gew.-%. In Kernabschnitt (II) zwischen 120 cm Tiefe und 190 cm Tiefe verläuft der CaO-Anteil mit nur geringen Schwankungen zwischen 10,02 Gew.-% und 12,01 Gew.-%. Ein lokales Maximum folgt darauf ebenfalls im Kernabschnitt (II) mit 16,14 Gew.-% um gleich darunter wieder auf ein niedrigeres Niveau zu fallen. In Kernabschnitt (IV) variieren die Werte zunächst nur gering, weisen aber ab 217,25 cm Tiefe einen leichten Anstieg auf. Bei 285,5 cm Tiefe ergaben die Messungen den Wert des globalen Maximums von 28,55 Gew.-%.

Die Metalloxide  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  zeigen in allen Kernabschnitten einen parallelen Verlauf. Im Vergleich zu den CaO-Gehalten verhält sich der Kurvenverlauf der angesprochenen Metalloxide gegenläufig. Im ersten Kernabschnitt zeigen die Verläufe der Metalloxide jeweils ein lokales Minimum, ebenso in den Kernabschnitten (II) und (IV). Titan wird bei der Verwitterung nur untergeordnet in Tonminerale eingebaut und wird zumeist als  $\text{TiO}_2$  ausgefällt. Die  $\text{TiO}_2$ -Gehalte zeigen im Kernabschnitt (I) recht hohe Werte zwischen 0,69 Gew.-% und 0,78 Gew.-%.

Die Mobilisierbarkeit des Eisenoxids wird stark beeinflusst von den pH- und Redoxpotentialverhältnissen in der Bodenwasserlösung. Manganoxid unterliegt auch unter wechselnden pH- und Redoxbedingungen nur geringen Schwankungen. Durch die Verhältniswertbildung zwischen den Gehalten von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und  $\text{MnO}$ -gehalten können die Eisengehalte standardisiert dargestellt werden (Schütt 1998). Die Ganglinie der  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{MnO}$ -Verhältnisse unterliegt im gesamten Kernprofil starken Schwankungen. Besonders niedrige Werte liegen im unteren Bereich des Kernabschnitts (II). In diesem Abschnitt ist jedoch auch die Variation zwischen den Werten besonders hoch. So liegt das lokale Maximum des  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{MnO}$ -Verhältnisses ebenfalls in Kernabschnitt (II). Im dritten Kernabschnitt steigen die Verhältniswerte wieder leicht an, um im darunterliegenden Kernabschnitt (III) in wechselnden aber stetigen Werten wieder zurückzugehen.

Kaliumoxid weist im Übergang zwischen Kernabschnitt (I) zu (II). Die Gehalte an diesem Alkalimetalloxid variieren im Kernabschnitt (II) deutlich und erreichen den niedrigsten Wert mit 0,76 Gew.-% in einer Tiefe von 19,5 cm. Der Gehalt an Natriumoxid

erreicht in dieser Tiefe ebenfalls seinen niedrigsten Wert, der gleichzeitig globales Minimum der Natriumoxidgehalte ist. Er liegt jedoch mit angegebenen 0,02 Gew.-% unter der eigentlichen Nachweisgrenze.

Die Spurenelementgehalte für die Schwermetalle Cadmium und Kobalt variieren entlang des gesamten Profiles stark. Die Cadmiumgehalte haben den insgesamt höchsten Wert von 0,4 ppm im unteren Kernabschnitt (II) in einer Tiefe von 215,25 cm und im untersten Kernabschnitt (II)) einen weiteren deutliche erhöhten Wert von 0,325 ppm bei 269,25 cm Tiefe. Cobalt zeigt im Kernabschnitt (II) im Gegensatz zum Abschnitt (I) eine durchschnittliche Erhöhung der Gehalte, um ebenfalls wie Cadmium einen mit 34 ppm deutlich höheren Wert bei 215,25 cm Tiefe aufzuweisen. Der Maximumwert von Cobalt liegt im Kernabschnitt (IV) ebenfalls in einer Tiefe von 269,95 cm.

Die Bleigehalte sind mit durchschnittlich 14 ppm (RFA-Messwert) im niedrigen bis mittleren Gehalt für Böden. Insgesamt variiert der Gehalt an Pb jedoch über den gesamten Profilbereich sehr stark. Bleigehalte über dem Durchschnittswert sind nur in den Kernabschnitten (II) und (IV) mit jeweils Werten über 20 ppm zu beobachten. Besonders niedrige Gehalte zwischen 6 ppm und 9 ppm liegen ebenfalls im Kernabschnitt (IV) (6ppm, 8 ppm) und im Abschnitt (II) mit 9 ppm. Diese Minimum- und Maximumwerte liegen jeweils in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander.

#### **5.4.2.2 LOI: Loss on Ignition**

Die Gehalte an organischer Substanz wie sie durch die Ermittlung des Loss on Ignition ermittelt wurde variieren in allen Kernabschnitten stark. Der mittlere Gehalt an organischer Substanz ist 2,84 Gew.-%. Abweichend von diesem Mittelwert ist insbesondere im Kernabschnitt (III) in einer Profiltiefe 240,25 cm von der Gehalt von 4,19 Gew.-%. Im zweiten Kernabschnitt liegen lokale Maximumwerte bei 185,25 cm (3,31 Gew.-%) und 154,5 cm (3,89 Gew.-%).

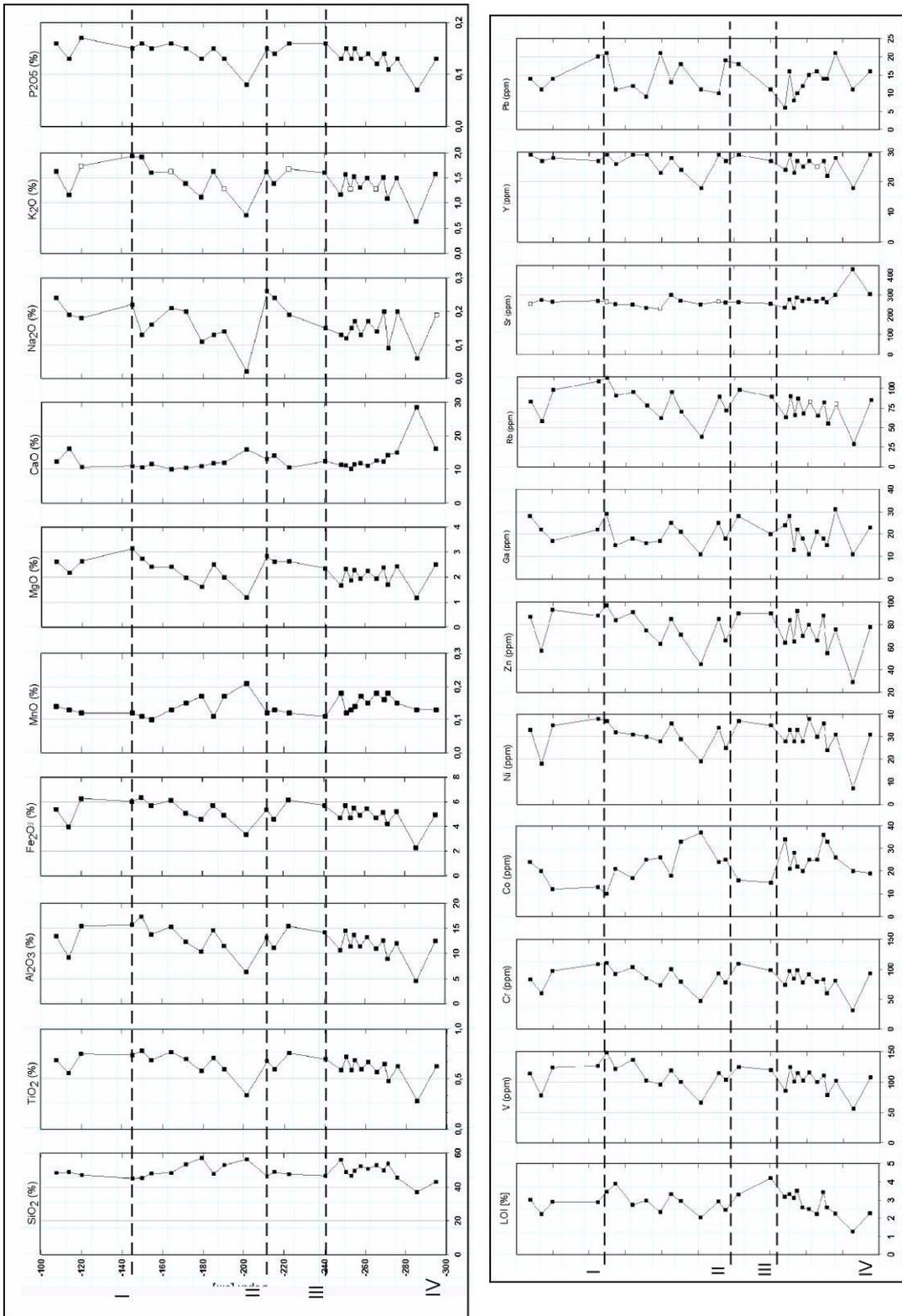


Abb.5-75:Hauptchemismus und Spurenelemente RFA/ Loss on Ignition

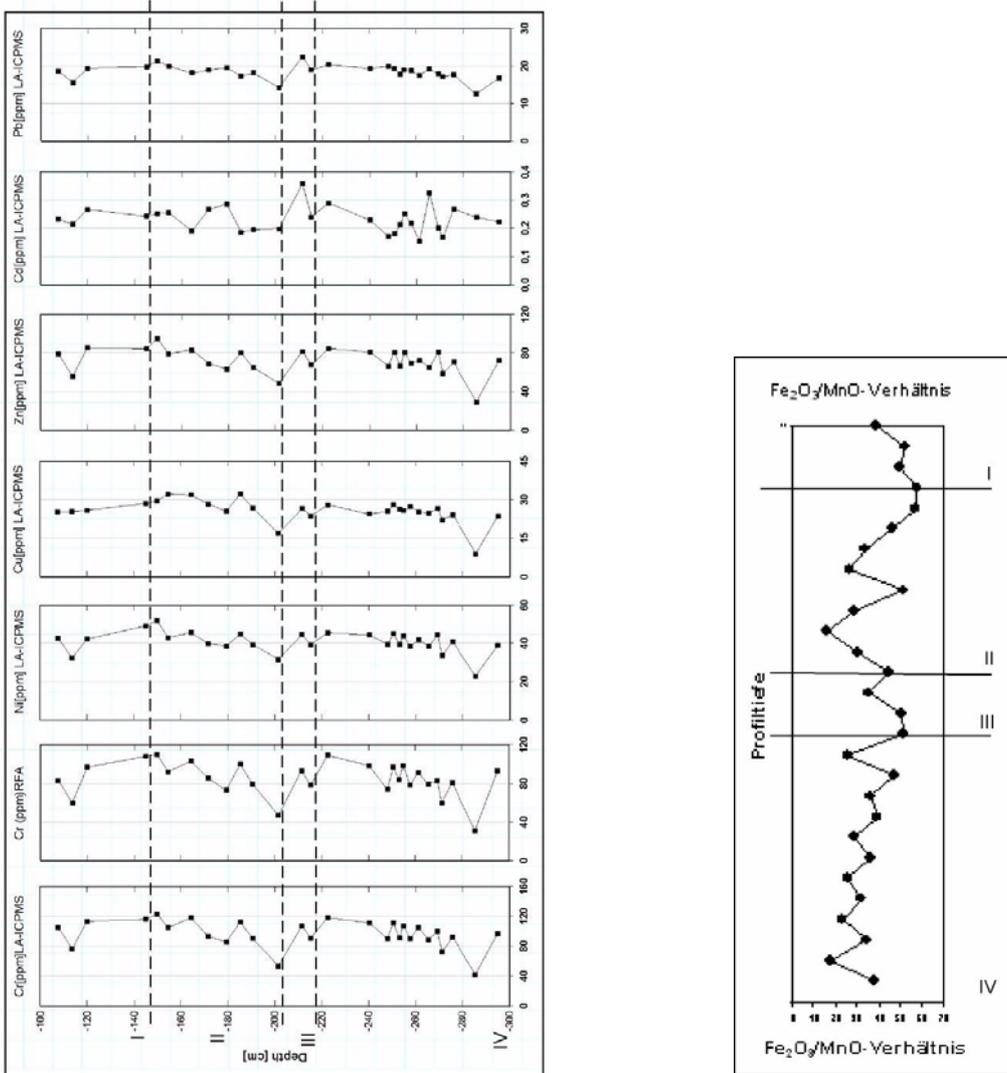


Abb.5-76:Schwermetallanalyse LA-ICP / Verhältnis Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MnO

---

## 6 Synthese und Diskussion der Ergebnisse

### 6.1 Landbedeckungswechsel in Abhängigkeit von Hangneigungen

#### 6.1.1 1976 - 1989

Die Hangneigungen  $1^\circ$  bis maximal  $7^\circ$  erfahren am häufigsten einen Wechsel zu Baumkulturen und lockerem Gebüsch. Zu beachten ist hier aber besonders der Aufnahmezeitpunkt der beiden Satellitenbilder. Das Bild aus dem Jahr 1976 stammt von einem etwa vierwöchig früheren Aufnahmezeitpunkt Ende Februar, während die Aufnahme aus dem Jahr 1989 aus einem späteren Zeitpunkt der Vegetationsperiode Ende März stammt. Ein Wechsel zu einer Klasse mit einem höheren Anteil an photosynthetisch aktiverer Vegetation könnte auch dadurch begründet sein. Der Klasse 5 im Jahr 1976, also der Klasse Baumkulturen und lockeres Gebüsch wird wie bereits erwähnt am häufigsten wieder die Klasse 5 im Jahr 1989 zugeordnet. Insgesamt werden im Jahr 1989  $3,75 \text{ km}^2$  zur Klasse 5 zugeordnet, während  $1,89 \text{ km}^2$  von der Klasse 5 1976 anderen Klassen des Jahres 1989 zugeordnet werden. Den größten Anteil an diesem Landbedeckungswandel findet durch einen Wandel von Baumkulturen und unbedecktem Boden statt - also von Klasse 4 zu 5 - also genau umgekehrt wie oben beschrieben. Auch hier wäre ein Wechsel von Baumkulturen und unbedecktem Boden zu Baumkulturen mit lockerem Gebüsch möglicherweise durch die schon photosynthetisch aktivere Vegetation zu erklären. Im gesamten Gebiet des Arroyo del Alforzo kommt es zu einem solchen Wechsel. Schwerpunkte sind im oberen Einzugsgebiet der Bereich der Tiefenlinie zu beobachten, in dem der Arroyo beginnt. Desweiteren werden besonders im mittleren Einzugsgebiet viele Flächen als Baumkulturen und lockeres Gebüsch klassifiziert. Im unteren Einzugsbereich ist dies vor allem im Bereich der Tiefenlinie des Arroyos der Fall. Hangneigungen zwischen  $1^\circ$  und  $7^\circ$  liegen bei diesem

Landbedeckungswechsel am häufigsten vor. Fast die Hälfte der Fläche der Klasse 6, Getreideanbau und Anbau anderer Krautartiger, im Jahr 1976, nämlich  $2,17 \text{ km}^2$  von  $4,03 \text{ km}^2$ , ist im Jahr 1989 den Baumkulturen mit unbedecktem Boden und lockerem Gebüsch (Klassen 4 und 5) zugeordnet. Dieser Landbedeckungswechsel findet hauptsächlich jeweils südlich des Arroyo del Alforzo und bei Hangneigungen zwischen hauptsächlich  $7^\circ$  und  $20^\circ$  statt. Auch eine Analyse der Hangneigungen ergab, dass auf Hangneigungen von  $10^\circ$ - $15^\circ$  zwischen 1976 und 1989 am häufigsten ein Landbedeckungswechsel von Getreide hin zu Baumkulturen und unbedecktem Boden stattfand.

---

Umgekehrt erfolgt ein Landbedeckungswechsel vornehmlich auf Hangneigungen zwischen 7° bis 15° von insgesamt 3,65 km<sup>2</sup> hin zur Klasse 6. Neben dem Landbedeckungswechsel von Baumkulturen und unbedecktem Boden (Klasse 4) ist auch der Wechsel von lockerem Gebüsch mit Weideflächen (Klasse 12) und der Klasse 13 (lockeres Gebüsch mit Weide- und Felsflächen und unbedecktem Boden) bemerkenswert. Auch die räumliche Analyse der Hangneigungen ergab, dass diese Hangneigungsklasse am häufigsten von einem Landbedeckungswandel hin zu Getreideanbau und weiteren Krautartigen stattfand. Allerdings ändert sich die Fläche des Getreideanbaus besonders im mittleren Einzugsbereich südlich des Arroyos. 1,21 km<sup>2</sup> gehen hier von insgesamt 4,03 km<sup>2</sup> Getreideanbaufläche an die Klasse 4 der Baumkulturen und unbedecktem Boden.

Die Veränderung der Landbedeckung von 1976 bis 1989 zusammenfassend betrachtet, können zum einen bei geringeren Hangneigungen stabile also unveränderte Landbedeckungsbereiche des Getreideanbaus ausgemacht werden. Aktive Veränderungen sind in Hangneigungsbereichen zwischen 7° bis maximal 10° von Baumkulturen und unbedecktem Boden (Klasse 4) hin zu Getreideanbau (Klasse 6). In steileren Hanglagen ist dieser Wandel genau umgekehrt zu beobachten.

### **6.1.2 1989 - 2002**

Eine Kombinierung der Landbedeckungsklassen aus den Jahren 1989 mit der Landbedeckung des Jahres 2002 in der Zusammenschau mit den Hangneigungen

lässt wiederum eine genauere räumliche Betrachtung der Veränderungen in der Landbedeckung zu. Insgesamt blieben in diesen Jahren 4,1 km<sup>2</sup> der Nutzung durch Baumkulturen und lockerem Gebüsch als auch durch Getreideanbau am häufigsten unverändert. Diese Flächen sind im gesamten Gebiet des Arroyo del Alforzo verbreitet. Die Grösse der zusammenhängenden Flächen gleicher Nutzung sind jedoch im unteren Einzugsbereich deutlich höher und in der Hauptsache handelt es sich hier um Flächen mit Getreideanbau. Der Anbau von Getreide findet in den Jahren 1989 und 2002 zu einem überwiegenden Teil auf Neigungen zwischen 2° bis maximal 10° statt. Den Hangneigungen 2°-3°, 5°-7° und auch 8°- maximal 15° werden in der Analyse der Landbedeckungsveränderungen im Zusammenhang mit der Neigung am häufigsten der Wert 606 zugeordnet - also einer in den Jahren 1989 und 2002 unveränderten Landbedeckung.

Die stabile Landbedeckung als Baumkultur mit lockerem Gebüsch ist in zwei Bereichen besonders auffällig. Zum einen liegen diese Bereiche im gesamten Einzugsgebiet des Arroyos in den oder in direkter Nachbarschaft zu den Tiefenlinien. In diesem Fall handelt es sich wohlmöglich nicht um die Anbauflächen von Oliven und Mandeln, sondern vielmehr um die die Tiefenlinien begleitende Vegetation begünstigt durch die Lage am Unterhang mit einer besseren Wasserversorgung. Zum anderen sind im mittleren Einzugsgebiet südlich des Arroyos als auch auf kleineren Flächen im oberen Einzugsgebiet Flächen mit den höheren Hangneigungen bis zu 10° unverändert. Dies drückt sich auch in der Auflistung der den verschiedenen Hangneigungsklassen am häufigsten zugeordneten Landbedeckungswechseln aus. Hangneigungen zwischen 1°-2° und zwischen 3°-5° wird am häufigsten der Wert 505 zugeordnet - also eine gleichbleibende Bedeckung mit der Klasse 5 Baumkulturen und lockerem Gebüsch in den Jahren 1989 bis 2002. Insgesamt betrachtet kommt es zusätzlich zu diesen stabilen Bereichen aber wie bereits erwähnt zu einem starken Zuwachs an Fläche von Baumkulturen.

Neben diesen stabilen Bereichen dieser Landbedeckungsklassen sind jedoch auch die Flächenanteile der Veränderungen zu beachten. Insgesamt ändert sich eine Fläche von knapp über 1km<sup>2</sup> von Baumkulturen hin zum Getreideanbau. Ein Grossteil dieser Landbedeckungsveränderung liegt im unteren Einzugsbereich auf Hangneigungen bis maximal 10°. Betrachtet man das obere Einzugsgebiet an der Sierra de Ortegícar und auch Bereiche im mittleren Einzugsgebiet fällt v.a. auf der nördlichen Seite des Arroyos eine Landbedeckungsveränderung von 1, 2 km<sup>2</sup> von lockerem Gebüsch mit Weideflächen im Jahr 1989 hin zu Baumkulturen und lockerem Gebüsch im Jahr 2002 (Wechsel von Klasse 12 zu Klasse 5) auf.

Für den Landbedeckungswandel der Jahre 1989 bis 2002 lässt sich zusammenfassend feststellen, dass sich eine Vergrößerung der Fläche, die zum Getreideanbau bzw. zum Anbau anderer Krautartiger wie z.B. Kichererbsen genutzt wird, von 1989 um 3,06% hauptsächlich aus dem Wandel von Baumkulturen und unbedecktem Boden (Klasse 4) bzw. von Baumkulturen und lockerem Gebüsch (Klasse 5) zusammensetzt. Mit 20,36% Flächenanteil bleibt zwar die Gesamtfläche an Baumkulturen und unbedecktem Boden (Klasse 4) nahezu gleich in den Jahren 1989 und 2002. Allerdings kommt es hier zu einer anderen räumlichen Verteilung.

---

Der starke Zuwachs um 12,4 % im Anteil an Baumkulturen und lockerem Gebüsch (Klasse 5) wird in der Hauptsache verursacht durch einen Landbedeckungswandel der Klassen 4 und 6 des Jahres 1989 unabhängig von der Hangneigung.

### 6.1.3 Schwierigkeiten

Die Auswahl der Daten aus vergleichbaren Aufnahmezeitpunkten erwies sich als sinnvoll. Jedoch sind einige Voraussetzungen zu beachten, die einen direkten Vergleich der klassifizierten Landbedeckung erschweren. Die Einflüsse, die sich aus den Unterschieden innerhalb der Satellitendaten zwangsläufig ergeben mussten, sollten durch die getrennte Klassifizierung einer jeden Satellitenbildszene möglichst minimiert werden. Wie im Kapitel Material und Methoden bereits erwähnt unterscheiden sich die Aufnahmesysteme der Landsat-Serie in grundlegenden Eigenschaften. Sowohl die radiometrische als auch die geometrische Auflösung der Landsat-MSS Daten aus dem Jahr 1976 ist, wie den Tabellen zu den radiometrischen und geometrischen Eigenschaften der Sensorsysteme in Kap. 4 zu entnehmen ist, weitaus ungenauer als bei den nachfolgenden Systemen Landsat TM und LANDSAT ETM+. Eine auf Spektren basierende Landbedeckungsklassifizierung ist also von vornherein nur mit einer erheblich größeren geometrischen Auflösung realisierbar.

Der Vergleich der Ergebnisse Landbedeckungsklassifizierung mit den Ergebnissen der europaweit standardisierten Ergebnisse des CORINE-Projektes konnte aufgrund zu grober räumlicher Auflösung dieser Ergebnisse nicht zufriedenstellend durchgeführt werden. Das Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo wird hier flächendeckend als "Tierras de labor en secano" - also dem Trockenfeldbau- zugeordnet. Etwas genauer formuliert es die Consejería de Agricultura y Pesca in der Landnutzungskartierung aus dem Jahre 2000. Dennoch ist der räumliche Vergleich mit den Landbedeckungsklassifizierungen nicht ausreichend, da auch sie den gesamten Einzugsbereich des Arroyo del Alforzo als "Herbaceos secano" - also Krautartige Kulturen im Trockenfeldbau - klassifizieren. Hierzu gehört zwar der im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo vorkommende Getreideanbau. Die Mandelbaum- und Olivenbaumkulturen bleiben bei dieser Bezeichnung allerdings ebenfalls unberücksichtigt.

Die Unterschiede in der radiometrischen Auflösung sind jedoch nicht so leicht fassbar und konnten in dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden. Dem Problem der sensorinternen Kalibrierung zwischen MSS, TM und ETM-Daten widmete sich beispielsweise Röder, A. (2005) in seiner Arbeit.

Die radiometrische Korrektur aller Daten gestaltete sich aufgrund der starken Reliefunterschiede in dem Bereich der Satellitenbildszenen als schwierig. Trotzdem konnten mit den zur Verfügung stehenden Standardwerkzeugen des im Programm ERDAS/Imagine implementierten Korrekturprogramms ATCOR jeweils zufriedenstellende Ergebnisse erzielt werden. Die starke Wolkenbedeckung im Jahr 1976 musste jedoch also solche maskiert werden und die gesamten davon betroffenen Bereiche konnten in die Klassifizierung nicht mit eingehen, was sich auf die Flächenanteile der Landbedeckungsklassen im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo negativ auswirkte.

Der Vergleich der Landbedeckungsanalyse mit Daten, die das Ministerio de Fomento für den Landnutzungswandel im Zeitraum 1987 bis 2000 in einer spanienweiten Untersuchung zur Verfügung stellt (Ministerio de Fomento 2006) ergibt keine generelle Übereinstimmung mit den Flächenanteilen der verschiedenen Landbedeckungsklassen. Die vom spanischen Ministerium berechneten Flächenanteile, bzw. der Zugewinn oder der Verlust an bestimmten Nutzungsformen ist bei dieser Studie, die sich auf die Daten des CORINE LANDCOVER Projektes beziehen, prozentual gesehen auf die gesamte Autonome Region Andalusien bezogen. Sie weist einen Flächenverlust um -6,6 % im Bereich des Trockenfeldbaus aus, zu dem der Getreideanbau im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo zuzurechnen ist. Dieser Rückgang konnte speziell in diesem Raum nicht nachvollzogen werden. Ebenso weist die Studie einen Zuwachs an Baumkulturen - in erster Linie Oliven - einen prozentualen Flächenzuwachs um 4,7% zu. Auch dieses trifft laut der Landbedeckungsanalyse nicht für das Gebiet des Arroyos del Alforzo zu.

#### **6.1.4 Zusammenfassung**

Die Veränderungen der Landbedeckungsklassen in den Jahren 1976 zu 1989 im Zusammenhang mit den Hangneigungen, auf denen diese Wechsel im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo stattfanden, zeigen für die geringeren Hangneigungen im Einzugsgebiet (vgl.Kap.5) unveränderte Landnutzung von Getreideanbau. Auf mittleren Hangneigungen veränderte sich die Landnutzung von Baumkulturen mit unbedecktem Unterboden hin zu Getreideanbau. Steilere Hanglagen dagegen wurden vermehrt umgewandelt von Getreideanbau hin zu Baumkulturen.

In den Jahren 1989 zu 2002 ließ sich zusammenfassend feststellen, dass der Getreideanbau insgesamt einen größeren Flächenanteil erhält. Dieser Zugewinn kommt vor allem aus dem Wandel von Baumkulturen mit unbedecktem Unterboden bzw. von Baumkulturen und lockerem Gebüsch hin zu Getreideanbau zustande. Ein Großteil die-

---

ser Veränderungen liegen im unteren Einzugsbereich des Arroyo del Alforzo auf Hangneigungen bis max. 10°. Die Gesamtfläche an Baumkulturen bleibt jedoch nahezu gleich und unterliegt in der Hauptsache einer räumlichen Umverteilung. Eine räumliche Abhängigkeit zu den Hangneigungsbereichen konnte nicht festgestellt werden.

Durch die Analyse der Landbedeckungsveränderungen im Zusammenhang mit den Hangneigungsbereichen im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo konnten räumliche Beziehungen zwischen stabilen, nicht veränderten Bereichen und Gebieten, die einem Landnutzungswechsel unterlagen ausgewiesen werden in Abhängigkeit unterschiedlicher Hangneigungen. Dies gelang jedoch nicht für alle angesprochenen Landbedeckungsklassen.

## **6.2 Niederschlagsanalysen**

Die Region Embalses Guadalteba y Gudalhorce erhält im Mittel zwischen 450-550 mm Niederschlag.

Der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Niederschläge kommt insbesondere in semi-ariden und, wie es mit dem Untersuchungsgebiet vorliegt, in semi-humiden Räumen eine besondere Bedeutung zu. So ist hier nicht die Gesamtsumme der zur Verfügung stehende Niederschläge als vielmehr die räumliche und zeitliche Verteilung und ihre darin liegende interannuelle Variabilität. In Trockengebieten ist eine Beschreibung dieser Mittelwerte allein also nicht repräsentativ (Besler 1992) und dies gilt auch für semi-humide Gebiete. Sie kann für eine erste Beschreibung des Raumes hilfreich sein (Geiger 1970), reicht jedoch gerade für die Einschätzung der Bedeutung für die Vegetationsperiode und die morphologische Wirksamkeit (vgl. Kap. 2) nicht aus. Anders als im humiden Mitteleuropa, in dem die Vegetations- und Ruhephase durch winterliche Frost- und z. T. Trockenperioden repräsentiert ist, benötigt die Vegetation im Mittelerraum die winterlichen Niederschläge, damit für die früh im Jahr liegende Wachstumsphase der Vegetation der Boden eine ausreichende Durchfeuchtung aufweist. Die weitreichenden Auswirkungen auf den Wasserhaushalt einer Region und die geomorphologisch wirksamen Prozesse können jedoch mit der Betrachtung der Mittelwerte nicht beschrieben werden.

## 6.2.1 räumliche Interpolation

Innerhalb dieser Arbeit wurde die zeitliche und räumliche Variabilität der Niederschläge der Region Guadalteba-Guadalhorce auf diese wichtigen interannuellen und Variationen hin untersucht.

Die räumliche Interpolation (vgl. Kap.5) der Niederschlagswerte zeigt das für den mediterranen Raum und die Iberische Halbinsel typische winterliche Maximum der Niederschlagsmengen. In den Wintermonaten November und Dezember treten in der Region Guadalteba-Guadalhorce Gesamtniederschlagsmengen von bis zu 100 mm auf (vgl. Kap. 5). Im Januar und Februar gehen diese durchschnittlichen Niederschlagsmengen auf 60-80 mm zurück.

Diese winterlichen Niederschläge sind im Winter durch die zyklonal beeinflussten Wetterlagen (vgl. Kap. 3), die den Süden der Iberischen Halbinsel beeinflussen, bedingt. Eine westlich der Iberischen Halbinsel liegende Antizyklone leitet arktische, maritime Kaltluftmassen meridional über den Atlantik. Über dem westlichen mediterranen Raum kommt es zur Ausbildung eines bodennahen Tiefs und es kommt über dem Süden der Iberischen Halbinsel zur Zyklonogenese. Die räumliche Analyse zeigt, dass in der untersuchten Region im Winter ein südwest-nordost, bzw. süd-nord verlaufender (Dezember, Januar) Niederschlagsgradient abnehmender mittlerer monatlicher Niederschläge vorliegt. Das deckt sich mit der zuvor beschriebenen zyklonalen Wetterlage, die über die Straße von Gibraltar leicht bis in die Küstenregionen bei Málaga eindringen kann und somit Einfluss auf das etwas weiter im Landesinneren liegende Gebiet Guadalteba-Guadalhorce. Hinzu kommt der Einfluss der lokalen Orographie. Die Hauptzüge der Betschen Kordillere, zu denen auch die Ausläufer der Serranía de Ronda gehören, lassen ein Eindringen der zyklonalen Druckgebilde von Südwesten her zu.

Im den Sommermonaten Juni, Juli, August zeigt sich ein modifiziertes Bild. Auch hier ist ein Niederschlagsgradient zu beobachten, der jedoch eher höhere Niederschläge im Nordwesten der Region und geringere Niederschläge in Richtung Südwesten aufweist. Wenn es überhaupt zu sommerlichen Niederschlägen kommt, ist dies häufig durch Gewitterniederschläge bedingt (Capel-Molina 200, Linés Escardo 1979). Die Ausläufer der Serranía de Ronda, die Sierra de las Nieves, Sierra Alcaparaín, Sierra de Agua und die Sierra de Huma - alles in Hauptstreichrichtung der Betschen Kordillere verlaufende Gebirge, fungieren häufig als sehr wirksame, scharfe Wetterschiede und schirmen diese ohnehin schon sehr niedrigen Niederschläge nach Südosten hin ab. Im Unterlauf

---

des Río Guadalhorce (Region Álora, Pizarra, Cártama) verstärkt der dadurch entstehende Föhneffekt die sommerliche Trockenheit noch.

Frühjahr und Herbst zeichnen sich durch häufig wechselnde Wetterlagen aus und sind in der Hauptsache durch zwei gegenläufige Zirkulationen beeinflusst (vgl. Kap.3). Durch zyklonalen Einfluss bringen nordwestliche Wetterlagen häufig länger andauernde ergiebigere Niederschläge, was sich in dem räumlichen Bild der interpolierten Niederschläge insbesondere für die Monate März und April widerspiegelt. Im Oktober und April hat jedoch die Levante-Zirkulation die größte Relevanz (Capel Molina 2000, Font Tullot 1988, Lautensach 1964). Sie verursacht durch plötzliches Eindringen kalter polarer Luftmassen über dem Südatlantik ein sich nach Süden hin verstärkendes Tiefdruckgebiet. Es handelt sich hier lokal betrachtet um einen Kaltluftpropfen und bringt im westlichen mediterranen Raum und besonders im südöstlichen Iberien als "gota fría" die torrentiellen Niederschläge (Capel Molina 2000, Sumner et al. 2001).

In der räumlichen Interpolation der Niederschlagswerte kommt dies nicht oder nur gering zum Ausdruck. Häufig haben diese Starkniederschläge von > 40 mm nur einen geringen Anteil am Gesamtniederschlag (Geiger 1970). Die Region am Golf von Valencia und weiter bis Murcia und Almería weisen die höchsten Niederschlagsintensitäten - dafür aber die niedrigsten gesamtjährlichen Niederschlagsmengen auf und unterliegt starken Degradationsprozessen (Martin Vide 2004). Ihre Intensität ist jedoch häufig extrem hoch und deshalb besonders bedeutend für die morphologische Wirksamkeit und somit die landschaftsgenetischen Prozesse. In den ersten Januartagen des Jahres 2010 wurden in der Nähe des Untersuchungsgebietes vom Arroyo del Alforzo innerhalb von 40 Minuten eine Niederschlagsmenge von 77 mm gemessen (eigene Beobachtung). Auch auf leichteren Hangneigungen und vermeintlich gesicherten Hangbereichen und Wegen kam es nach Sättigung der Bodenwasserzone zu extrem starkem oberflächlichen Abfluss und mit dem zu zahlreichen und schwerwiegenden Boden- und Hangrutschungen und Unterspülungen in der gesamten Region.

Die räumliche Interpolation der Niederschläge mittels der Inverse Distance Weighted Methode (IDW) konnte trotz nicht optimal vorliegender Datenreihen ein genügend genaues Bild der lokalen Situation der räumlichen Niederschlagsmengen zeichnen. Die monatlichen Interpolationsergebnisse zeigen deutlich die Einflüsse der globalen Zirkulation und der daraus resultierenden Wetterlagen im Raum Guadalteba-Guadalhorce.

## 6.2.2 Starkniederschlagsereignisse

Für die Analyse der Starkniederschlagsereignisse wurden die Daten der Tagesniederschläge für die meteorologischen Stationen Ardales/Vivero Forestal, Ardales/Caparain, El Burgo und Ardales/Tajo de los Aviones untersucht. Diese Stationen liegen jeweils im Einzugsgebiet des Río Turón, dem der Arroyo del Alforzo tributär ist und nach 12 km Lauflänge zum Stausee Conde de Guadalhorce gestaut wird. Dazu wurden die Daten auf Niederschlagsereignisse mit einer gemessenen Menge von größer oder gleich 40 mm/tag aus den Daten herausgefiltert. Für jede Station wurden zudem alle Niederschlagsmesswerte nach der gemessenen Menge sortiert und Messwerte jenseits des 99%-Quantils als extrem starke Niederschlagsereignisse herausgefiltert.

Trotz unterschiedlicher Länge der Messreihen kommt in diesen Daten deutlich die regional kleinräumige Variabilität der Niederschläge zum Ausdruck.

Während sich bei allen Stationen extreme Niederschlagsereignisse zeigen, stimmen die Daten der Ereignisse zeitlich nicht bei allen Starkniederschlagsereignissen überein. Nur zwei Ereignisse sind an jeweils zwei Stationen gemessen.

Dieses ist zum einen das Starkniederschlagsereignis vom 16.10.1989, gemessen an den Stationen El Burgo und Ardales/Vivero Forestal mit (El Burgo) 182 mm und (Ardales/Vivero Forestal) 206 mm. Zeitlich eingerahmt wird dieses Ereignis durch vorhergehende Niederschläge am 14.10.1989, die jedoch ausschliesslich in Ardales/Vivero Forestal gemessen wurden. Auch das hier gemessene Ereignis mit schweren Niederschlägen am 13.11.1989 schlägt sich ausschliesslich im Raum Ardales zu Buche. Mündliche Mitteilungen von Ortsansässigen bestätigen dieses extreme Ereignis. Die starken Regenfälle im November 1989 hielten auch demnach einige Tage an und verursachten in Ardales am Río Turón extremes Hochwasser mit weitreichenden Überschwemmungen. Auch Häuser, die in Flussnähe jedoch weit oberhalb der Ufer- und Aubereiche des Río Turóns liegen, wurden erreicht.

An den Messstationen Ardales/Caparain ist dieses Ereignis nicht verzeichnet. Die Station Ardales/Tajo de los Aviones zeichnete zu diesem Zeitpunkt keine Daten mehr auf.

Eine weitere Periode extremer Niederschläge wurde für die Stationen Ardales/Caparain und El Burgo im Oktober 1969 aufgezeichnet. Am 3.- und 4.10.1969 fielen Niederschläge von 105 mm und 130 mm (Ardales/Caparain). Die Station Ardales/Vivero Forestal zeichnete zu dieser Zeit allerdings noch nicht auf, so dass zu diesem Datum für diese Station keine Aussage gemacht werden kann.

---

Die Analyse der Starkniederschläge zeigt die Möglichkeit zur Identifizierung morphologisch wirksamer Niederschlagsereignisse. Jedoch wird deutlich, dass die räumliche Übertragbarkeit dieser Ereignisse und somit auch die Identifizierung der dadurch beeinflussten Kleinräume nur schwer möglich ist. Räumliche und zeitliche Muster von Niederschlägen wurden zwar in zahlreichen Arbeiten (u.a. Esteban-Parra et al. 1998, Rodrigo et al. 2007, Martín Vide 2004) untersucht. Diese bearbeiteten allerdings viel großräumigere Skalen, so dass ein Abgleich mit diesen Daten nicht herhalten kann.

### 6.2.3 Größenfrequenzanalyse

Die Größenfrequenzanalyse ergab im Hinblick auf die Intensitäten der einjährig wiederkehrenden Ereignisse ( $RI=1$ ) eine Zweigliederung des untersuchten Raumes. Im Südwesten, der Zone I liegen die Stationen El Burgo, El Burgo/Cortijo Higuera, Ardales/Tajo de los Aviones, Carratraca/Hundideros, Ardales/Caparain. Sie zeigen mit Werten zwischen 55,6 mm und 73,31 mm die höchsten Niederschlagsmengen bei der Berechnung der einjährig wiederkehrenden Niederschlagsintensitäten. Die Messstation Pantano del Guadalhorce liegt nordwestlich am Fuß der Gebirgsausläufer und weist ebenfalls eine Intensität innerhalb dieser Größenordnung um einen Mittelwert von 58,19 mm auf. Sie nähert sich in ihrem Wert aber eher der ebenfalls in diesem Korridor gelegenen Station Ardales/Tajo de los Aviones, die mit nur 42,73 mm einen außergewöhnlich tiefen Wert aufweist

Niedrigere Intensitäten zeigen die Stationen der Zone II Ardales/Vivero Forestal, Presa Guadalteba, Teba, Campillos und Bobadilla/Destacamiento mit Werten zwischen 37,57 mm und 50,51 mm bei einem Mittelwert von 45,18 mm.

Diese räumliche Verteilung der Intensitäten fünfjährig wiederkehrender Ereignisse entspricht dem beschriebenen Muster der einjährig wiederkehrenden Ereignisse. Die höchsten Werte weist auch hier wieder die Station Ardales/Caparain mit 107,29 mm auf. Alle Werte der Zone I liegen bei Intensitäten zwischen diesem hohen Wert von 107,29 mm und 61,31 mm, der wiederum für die Station Ardales/Tajo de los Aviones berechnet wurde. Die Zone II hat mittlere Intensitäten von 63,77 mm. Auffällig ist hier jedoch der deutlich niedrigere Wert der Station Teba mit nur 59,05 mm.

Für die Intensitäten zehnjährig wiederkehrender Niederschläge gilt das gleiche Verteilungsmuster. (vgl. Kap.5)

## 6.2.4 Zusammenfassung

Zieht man die räumliche Interpolation der mittleren monatlichen Niederschläge in Betracht, liegt das Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo in einem Bereich, in dem die Intensitäten der morphologisch wirksamen wiederkehrenden Niederschlagsmengen zwischen 50,51 mm (RI=1, Ardales/Vivero Forestal) und 47,57 mm (Presa de Guadalteba) liegen, für RI=5 zwischen 74,08 mm und 68,17 mm und für RI=10 zwischen 84,32 mm und 77,04 mm. Das kleinräumige Muster der Starkniederschlagsanalyse weist allerdings schon darauf hin, dass eine einfach räumliche Interpolation dieser Werte nicht sinnvoll erscheint.

Die Starkniederschlagsanalyse der Stationen Presa Guadalteba und Pantano del Guadalhorce, die räumlich recht nahe am Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo gelegen sind, boten sich trotz dieser Nähe nicht zur Analyse an. Sie liegen beeinflusst durch das lokale kleinräumige Relief und empfangen jeweils Niederschläge, die über einem anderen Einzugsgebiet als dem Einzugsgebiet des Río Turóns abgehen. Um eine gemeinsame Betrachtung der sedimentären Strukturen des Bohrkerns aus dem Stausee Embalse Conde de Guadalhorce und der Aufkommen an extrem starken Niederschlagsereignissen im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo zu unternehmen, schlossen sich diese räumlich benachbart liegenden Stationen zunächst aus.

Der räumliche Vergleich der interpolierten Monatsmittelniederschläge mit der Größenfrequenzanalyse ergab eine räumliche Übereinstimmung mit den interpolierten winterlichen Niederschlagsverteilungen. Der Einfluss der lokalen orographischen Verhältnisse drückt sich jedoch besonders bei den Stationen El Burgo, El Burgo/Cortijo Higuera, Ardales/Caparain und Carratraca Hundideros aus und lässt eine Normierung der Niederschläge durch die Beachtung eines Orographiefaktors sinnvoll erscheinen, um großräumige zirkulationsbedingte Ursachen für die Niederschlagsmengen von den orographischen Einflüssen zu differenzieren. Somit wäre eine Übertragung der Niederschlagsmengen der Stationen El Burgo, El Burgo/Cortijo Higuera und Ardales/Vivero Forestal möglich, um die Niederschlagswerte im direkt benachbarten Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo sinnvoller interpolieren zu können und der Vergleich mit Daten der Stationen Presa de Guadalteba und Pantano del Guadalhorce wäre möglich.

---

Auf Grundlage der verwendeten Niederschlagsdaten lassen sich jedoch lediglich die erwähnten zwei Ereignisse im Oktober 1969 und im November 1989 eindeutig als großräumig gesichert annehmen.

Die Analyse der Starkniederschläge und die Größenfrequenzanalyse ist in besonderem Maße von der Auflösung und Güte, sowie von der Länge der Datenreihe abhängig.

Die Inkonsistenz der zur Verfügung stehenden Tagesniederschlagsdaten stellen bei der Herstellung eines räumlichen Vergleiches ein großes Hindernis dar. Die durch die einzelnen Messstationen abgedeckten Zeiträume liegen in nur wenig ausreichendem Maße zeitlich überein, so dass ein räumlicher Vergleich der Starkniederschlagsereignisse nur schwer möglich - wenn nicht unmöglich ist.

Ein Vergleichbarkeit der Daten untereinander kann nur dann korrekt durchgeführt werden, wenn der Aufzeichnungszeitraum und die Länge der Daten übereinstimmen.

Um ein kleinräumigeres, genaueres Bild der morphologisch wirksamen Starkniederschlagsereignisse im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo im Zeitraum der Sedimentation von 1921 bis 2006 der im Kernrohr erfassten Sedimente zeichnen zu können, wären zum einen Datensätze erforderlich, die insgesamt einen gleichen und v.a. langen Zeitraum abdecken. Zusätzlich wäre eine Messstation direkt im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo, die möglicherweise durch Abflussmessungen des Arroyos ergänzt würde, erforderlich.

### **6.3 Sedimentäre Strukturen**

Das Mündungsgebiet des Arroyo del Alforzo liegt durch die lokale hügelige Struktur abgegrenzt vom direkten Zufluss des Río Turón. Es ist davon auszugehen, dass der erhöhte Sedimenteintrag, wie er nach einem Starkniederschlagsereignis generell zu erwarten ist, zu einem Großteil in diesem leicht trichterförmigen Mündungsbereich zur Ablagerung kommt. Die Entnahmestelle des Bohrkerns wurde so gewählt, dass direkter Eintrag durch Oberflächenabfluss von den Uferhängen nicht mit aufgenommen wurde und Einfluss von Sedimentumlagerungen durch die Wasserbewegungen im Uferbereich als minimiert angenommen wurden.

Hiati der im Stausee Becken abgelagerten Sedimente des Arroyo del Alforzo wie sie durch die fluviale Erosion des Río Turón flussabwärts innerhalb des Stausees zu erwarten sind, sind an der Entnahmestelle ebenfalls auszuschließen.

Vielmehr liegt die Entnahmestelle im Einflussbereich der Sedimentation des Seekörpers bei mittleren Wasserständen.

Für den Stausee Conde de Guadalhorce wurde bisher kein Stausee-flushing zur Beseitigung der Sedimente und Vergrößerung bzw. Wiederherstellung des Stauvolumens durchgeführt. Die im Bohrkern aufgenommenen Sedimente bis zu einer Tiefe von 297 cm stellen also die in den Jahren von 1921 bis zum Jahr der Kernbohrung 2006 abgelagerten Sedimente und den vor dem Stauseebau entwickelten Boden über dem im Bohrkern erreichten Ausgangsgestein dar. Geht man von einer durchschnittlichen Bodenmächtigkeit zwischen 50 und 70 cm aus, wie es Bodenansprachen in der unmittelbaren Umgebung des Stausees ergaben, berechnet sich eine Akkumulationsrate seit dem Stauseebau von durchschnittlich etwa 2,7 cm pro Jahr.

Im allgemeinen läuft die Sedimentation in limnischen Systemen vergleichsweise ungestört ab und bietet für zum Beispiel paläoklimatische Fragestellungen einen idealen Forschungsgegenstand (Schütt & Baumhauer 1996, Schütt 1998). Die Sedimentation im Stausee Conde de Guadalhorce wird jedoch durch die Abflussdynamik des einmündenden bzw. aufgestauten Fluss Río Turón stark beeinflusst. Hinzu kommt, dass der Stausee Conde de Guadalhorce in einem strukturell angelegten Tiefenbereich am Gebirgsrand liegt und das zum Teil starke Seebodenrelief durch subaquatische Massenbewegungen (Turbidite im Uferrandbereich) die Strömungs- und somit die limnische Sedimentationsdynamik beeinflusst (Hakanson 2002). Der Río Turón durchfließt den See und verursacht fluviale Dynamik innerhalb des Seewasserkörpers. Die für viele Forschungszwecke ideale Stillwassersedimentation wird also beeinflusst durch wechselnde Strömungsverhältnisse und also subaquatische Morphodynamik (Hakanson 2002).

Bei der Interpretation der Sedimente im gewonnenen Bohrkern, dessen Entnahmestelle im Mündungsbereich des Arroyo del Alforzo in den Stausee Conde de Guadalhorce liegt, ist außerdem zu berücksichtigen, dass die Entnahmestelle des Bohrkerns im Übergangsbereich eines trichterförmigen Deltas des Arroyo del Alforzo hin zum tieferen Wasserkörper des Stausees liegt.

Hinzu kommt, dass es in Folge der sommerlichen Trockenheitsphasen (Mai-September), immer wieder zu einer Austrocknung größerer Bereiche des Stausees kommt. Allerdings ist zu beachten, dass es sich hier nicht direkt und ausschliesslich um eine Folge erhöhter Evaporation handelt. Wie eingangs erwähnt, dient der gesamte Stauseekomplex zur Wasserversorgung der im Unterlauf des Río Guadalhorce gelegenen

---

weiten Flächen der Bewässerungslandwirtschaft, sowie der Wasserversorgung der Provinzhauptstadt Málaga. Die Wasserstände des Stausees Conde de Guadalhorce gehen also zu einem Großteil auch auf die dadurch bedarfsorientierte Wasserentnahme zurück.

Bei einer sommerlichen Austrocknung können die akkumulierten Sedimente durch interne Drainage und Wasserverlust infolge erhöhter Evaporation konsolidieren und bei erneuter Überflutung als kurzzeitige Barriere für neu eingetragene Sedimente fungieren (CEDEX 1993). Findet keine partielle Austrocknung statt, ist der Sedimenteintrag nicht unterbrochen. Im Delta der Zuflüsse in den Stausee können die Materialien erodiert und in das Innere des Staubeckens verschleppt werden. Es ist also nicht davon auszugehen, dass die Sedimente ungestört und laminiert vorliegen, sondern dass es zu einer Umlagerung der Sedimente durch Bewegungen des Wasserkörpers kam.

## 7 Fazit und Aussicht

### 7.1 Fazit

Die räumliche Interpolation der Niederschläge mittels der Inverse Distance Weighted Methode (IDW) konnte trotz nicht optimal vorliegender Datenreihen ein genügend genaues Bild der lokalen Situation der räumlichen Niederschlagsmengen zeichnen. Die monatlichen Interpolationsergebnisse zeigen deutlich die Einflüsse der globalen Zirkulation und der daraus resultierenden Wetterlagen im Raum Guadalteba-Guadalhorce.

Die Analyse der Starkniederschläge zeigt die Möglichkeit zur Identifizierung morphologisch wirksamer Niederschlagsereignisse. Jedoch wird deutlich, dass die räumliche Übertragbarkeit dieser Ereignisse und somit auch die Identifizierung der dadurch beeinflussten Kleinräume nur schwer möglich ist. Räumliche und zeitliche Muster von Niederschlägen wurden zwar in zahlreichen Arbeiten (u.a. Esteban-Parra et al. 1998, Rodrigo et al. 2007, Martín Vide 2004) untersucht. Diese bearbeiteten allerdings viel großräumigere Skalen, so dass ein Abgleich mit diesen Daten nicht herhalten kann.

Die Übertragung der herausgearbeiteten extremen Starkniederschläge auf das Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo erscheint auf der verwendeten Datengrundlage zu vage.

Auf Grundlage der verwendeten Niederschlagsdaten lassen sich lediglich die zwei Ereignisse im Oktober 1969 und im November 1989 eindeutig als großräumig gesichert annehmen.

Die Analyse der Starkniederschläge und die Größenfrequenzanalyse ist in besonderem Maße von der Auflösung und Güte, sowie von der Länge der Datenreihe abhängig.

Durch die Analyse der Landbedeckungsveränderungen im Zusammenhang mit den Hangneigungsbereichen im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo konnten räumliche Beziehungen zwischen stabilen, nicht veränderten Bereichen und Gebieten, die einem Landnutzungswechsel unterlagen ausgewiesen werden in Abhängigkeit unterschiedlicher Hangneigungen. Dies gelang jedoch nicht für alle angesprochenen Landbedeckungsklassen.

Es ist nicht davon auszugehen, dass die im Kernrohr gewonnenen Sedimente ungestört und laminiert vorliegen, sondern dass es zu einer Umlagerung der Sedimente durch Bewegungen des Wasserkörpers kam. Durch diese Umlagerungen können die Sedimente nicht eindeutig ihrem Ursprungsgebiet zugeordnet werden.

---

Eine genaue zeitliche Identifizierung bzw. Zuordnung der in der Sedimentstratigraphie erläuterten Strukturen zu den herausgearbeiteten Starkniederschlägen ist nicht möglich.

Die Sedimentation innerhalb des Stausees mit ihren besonderen Ablagerungs- und Umlagerungsprozesse innerhalb dieses Stausees machten eine räumliche Zuordnung der Herkunftsgebiete der Sedimente nicht eindeutig möglich.

Die Analyse der Niederschlagsdaten war in der räumlichen Interpolation zwar erfolgreich. Die Inkonsistenz der zur Verfügung stehenden Tagesniederschlagsdaten stellten bei der Herstellung eines räumlichen Bezuges von Starkniederschlagsereignissen und der Identifizierung einzelner Ereignisse ein großes Hindernis dar. Der Ansatz über die Analyse der Niederschläge ein diesen Niederschlägen zeitlich zuzuordnendes Signal in der Stratigraphie der im Bohrkern aufgeschlossenen Sedimente durch die Charakterisierung der Sedimentstratigraphie zu extrahieren erwies sich im Zusammenhang der Ablagerungsmechanismen und der zeitlich und räumlich inkonsistenten Niederschlagsdaten als nicht möglich.

Das hat zur Folge, dass es über die Analyse der Sedimentstratigraphie und der Niederschlagsdaten nicht gelingen konnte, ein nicht-klimatisches Signal herauszufiltern, das den Abtragungs-, Transport und Sedimentationsprozessen innerhalb des Einzugsgebietes Arroyo del Alforzo zuzuordnen wäre.

Die Analyse der hier stattgefundenen Landbedeckungsveränderungen in Abhängigkeit zu den im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo vorherrschenden Hangneigungen konnte zwar erfolgreich durchgeführt werden. Jedoch konnte auf der Basis der voran beschriebenen Gegebenheiten kein Bezug der Landbedeckungsveränderungen zu den Ergebnissen der Niederschlags- und Sedimentationsanalyse hergestellt werden. Der Einfluss der Landbedeckungsveränderungen innerhalb des Einzugsgebietes auf Abtragungs- und Transportverhältnisse innerhalb dieses Einzugsgebietes konnte anhand der im Bohrkern enthaltenen Signale nicht beobachtet werden.

## **7.2 Ausblick**

Es ist davon auszugehen, dass in diesem erbohrten Profil trotz sorgfältiger Wahl der Kernlokalität Sedimente aus angrenzenden Einzugsbereichen, die in den Stausee entwässern, akkumuliert wurden. Dieses wäre durch eine genaue Bestimmung der Mine-

ralogie der Sedimente im Abgleich mit der den Stausee umgebenden kleinräumigen geologischen Ausgangssituationen zu erreichen.

Der Abgleich mit Abflussdaten des Arroyo del Alforzo komplettierte die Möglichkeit zur Beurteilung, inwieweit ein Niederschlagsereignis tatsächlich oberflächlichen erosiven Abfluss in diesem Einzugsgebiet produzierte.

Eine Quantifizierung der eingetragenen Sedimentmenge der durch die identifizierbaren Niederschlagsereignisse verursachten oberflächlichen Abflüsse gäbe somit eine Möglichkeit, den tatsächlichen Sedimenttransport und den Sedimenteintrag in den Stausee Conde de Guadalhorce zu bestimmen.

Eine räumlich exakte Verortung von Landbedeckungsklassen in Bezug auf die lokale Morphometrie ermöglichte im Zusammenhang mit Abfluss- und Sedimenteintragsquantifizierungen die Ausweisung kleinräumig relevanter "oko-geomorphologischer" Raumeinheiten innerhalb des Einzugsgebietes.

Zusätzlich gäbe eine räumlich exakte Erfassung der Landbedeckung unter Verwendung multispektraler Informationen die Möglichkeit, Satellitenbildinformationen anhand dieser Werte zu kalibrieren und somit den Einfluss zukünftiger Landbedeckungsveränderungen zu modellieren.

---

## 8 Zusammenfassung

Diese Dissertationsarbeit liefert einen Beitrag zur Erfassung und Bewertung von Degradationsprozessen im semi-humiden Süden Spaniens.

Der erste Teil der Arbeit widmet sich der detaillierten physisch-geographischen Charakterisierung des Großraumes, um danach in dem kleinräumigen Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo, einem Tributär des Río Turón, zwei unterschiedliche Ansätze zur Erfassung von die degradationsbeeinflussenden Faktoren wie Landnutzungswechsel und Starkniederschlagsereignissen in diesem Raum zu untersuchen.

Anhand von drei Satellitenbildern wurde der Landnutzungswechsel ermittelt und im Untersuchungsgebiet die Abhängigkeit zu den Hangneigungen untersucht. Vor dem Hintergrund, daß unterschiedlich starke Hangneigungen einen unterschiedlich starken Einfluss auf die Abtragsdynamik bei Niederschlägen hat, wurden anhand der Landnutzungsklassifizierungen in Kombination mit den Hangneigungen sensible Räume ermittelt.

Ein weiterer Ansatz ist die Untersuchung von Tagesniederschlagsdaten auf Starkniederschlagsereignisse, mit dem Ziel, diese zu separieren. Es galt die Annahme, daß diese Starkniederschlagsereignisse im Einzugsgebiet des Arroyo del Alforzo oberflächlichen Abfluss generieren und somit ein bedeutender Sedimenteintrag aus den sensiblen Bereichen des Untersuchungsgebiet in den Stausee Conde de Guadalhorce stattfindet.

Mittels sedimentstratigraphischer Untersuchungen an den Sedimenten des 2006 gewonnenen Bohrkerns aus dem Mündungsbereich des Arroyo del Alforzo in den Stausee Conde de Guadalhorce sollte dieser Sedimenteintrag identifiziert werden und somit ein zeitlicher und räumlicher Rückschluss auf die die Abtragung beeinflussenden Faktoren Landnutzungswechsel, Hangneigung und Niederschlag erfolgen.

Die Annahme, dass sich diese Rückschlüsse ziehen lassen können auf der Grundlage des Bindeglieds „Sedimentbohrung“ erwies sich jedoch als zu eng. In einer abschließenden Bewertung wurde erläutert, daß durch eine gezielte methodische Ergänzung jedoch die Möglichkeit besteht, die Unsicherheiten, die durch eine räumlich wie zeitlich inkonsistente Datenlage der Niederschlagsdaten und die in einem Stausee herrschende spezielle Akkumulationsdynamik hervorgerufen wurde, beseitigt werden kann.

---

## 9 Literatur

- Ahnert, F. 1988.** Das Morphoklima und seine Bedeutung für die Hangentwicklung in Trockengebieten.- In: Hagedorn, J., Mensching, H.G., (Hrsg.). Aktuelle Morphodynamik in den semiariden Randtropen und Subtropen, 229-244., Göttingen
- Ahnert, F. 1996.** Einführung in die Geomorphologie; Stuttgart
- Arnáez, J., Larrea, V. Ortigosa L. 2003.** Surface runoff and soil erosion on unpaved forest roads from rainfall simulation tests in northeastern Spain.- In: Catena, 57, 1-14
- Atzberger, C. 2002.** Soil optical properties. A Review; Trier
- Aubreville, A. 1949.** Climat, Foret et Desertification de l'Afrique tropical.-Société des Editions Géographiques Maritime et Colonial; Paris
- Auerswald, K., Flacke, W., Neufang, L. 1988.** Räumlich differenzierende Berechnung großmaßstäblicher Erosionsprognosekarten - Modellgrundlagen der dABAG.- In: Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde, 151, 369-373
- Bachmann, M. 2007.** Automatisierte Ableitung von Bodenbedeckungsgraden durch MESMA-Entmischung. Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg.
- Baena, R., Jerez, L. 1982.** Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética. Colección In forme IGME; Madrid. In: López Ontiveros, A. (coord.) 2003. Geografía de Andalucía; Barcelona
- Baumgardner, M.f., Silva, L.F., Biehl, L.L., Stoner, E.R. 1985.** Reflectance Properties of Soils. In. Brady, N.C. (Hrsg.) Advances in Agronomy, 38, Academic Press; Orlando, FL, 1-44
- Baumhauer, R., Schütt, B., 1996.** Geomorphologische, sedimentologische und hydrologische Untersuchungen von Endseen in Nord- und Zentralspanien. Abschlussbericht des DFG-Forschungsvorhabens Endseen Ebro Ba1000/7-1
- Beck, M.B. 1987.** Water Quality Modelling: A Review of Uncertainty. – In: Water Resources Res., 23 (8), 1393-1442.
- Bennet, H.H. 1939.** Soil Conservation.-McGraw Hill, New York
- Bergkamp, G., Cammeraat, L.H., Martínez Fernández, J. 1996.** Water movement and vegetation patterns on shrubland and abandoned field in two desertification threatened areas in Spain.- In: Earth Surface Processes and Landforms, 21, 1073-1090
- Bernecker, W. L. 2006.** Spanien-Handbuch. Geschichte und Gegenwart;Tübingen
- Besler, H. 1992.** Geomorphologie der ariden Gebiete. Darmstadt
- Binns, T. 1990.** Is Desertification a Myth?.- In: Geography, 75, 106-113
- Blumenthal, M.M. 1927.** Das Westende des Betikums nördlich dem Campo de Gibraltar. In: Geol. Ch. Bét. Subbet., (Hrsg.) Advances in Agronomy, 38, Academic Press; Orlando, FL, 1-44

---

**Boer, M. 1999.** Assessment of dryland degradation - linking theory and practice through site water balance modelling.- In: *Nederlandse Geograafische Studies*, 251. Utrecht

**Boer, M., Del Barrio, G., Puigdefábregas J. 1996.** Mapping soil depths classes in dry Mediterranean areas using terrain attributes derived from a digital elevation model.- In: *Geoderma*, 72, 99-118

**Boer, M.; Puigdefábregas, J. 2005.** Effects of spatially structured vegetation patterns on hillslope erosion in a semiarid Mediterranean environment: a simulation study.- In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 30,149-167

**Boix-Fayos, C. and Martínez-Mena, M. and Calvo-Cases, A. and Castillo, V. and Albaladejo, J. 2005.** Concise Review of interrill erosion studies in SE Spain (Alicante and Murcia): Erosion rates and progress of knowledge from the 1980s.- In: *Land Degradation and Development*, 16, 517–528

**Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Arnau-Rosalén E., Castillo V., Albaladejo J. 2006.** Causes and underlying processes of measurement variability in field erosion plots in Mediterranean conditions

**Bolle, H.J. 1996.** The role of remote sensing in understanding and controlling land degradation and desertification processes: the EFEDA research strategy.- In: Hill, J.; Peter, D. [Eds.], *The use of remote sensing for land degradation and desertification monitoring in the Mediterranean Basin, State of the art and future research*, Proceedings on an experts workshop jointly organized by JRC/IRSA and DG XIII/D.2, D.4, Valencia, Spain, from 13 to 15 June 1994, Brussels, Luxembourg: 45-78.

**Bollmann, J. , Koch, W.G. (Hrsg) 2001.** *Lexikon der Kartographie und Geomatik*, 2 Bände

**Bork, H.R., Rohdenburg, H. 1986.** Transferable parametrization methods for distributed hydrological and agroecological catchment models. In: *Catena* 13, S.99-117; Cremlingen-Destedt

**Boyle, J.F., 2000.** Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF.- In: *Journal of Paleolimnology*, 23, 181-187.

**Boyle, J.F., 2000.** Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF. In: *Journal of Paleolimnology*, 23: 181-187.

**Boyle, J.F., 2001.** Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. In: Last, W. M., Smol, J.P.. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 2, Physical and Geochemical Methods*. pp 83-142. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Boston, London.

**Boyle, J.F., 2001.** Inorganic geochemical methods in palaeolimnology.- In: Last, W. M., Smol, J.P.. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 2, Physical and Geochemical Methods*. pp 83-142. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Boston, London.

**Brätz, H., Klemd, R. 2002.** Publication number: 5988-6305EN, Agilent Technologies, Inc.

- Breuer, T., Weber, P. 1997.** Spanien und Portugal. Dortmund
- Bujalance, J.S. 2004.** Historia de la agricultura andaluza. Siglos XVIII-XXL. Junta de Andalucía. Consejería de Agricultura y Pesca; Sevilla
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe 2005.** Bodenkundliche Kartieranleitung (BKA), 5. verbesserte und erweiterte Auflage; Hannover
- Calvo-Cases, A., La Roca Cervignon, N. 1988.** Slope form and soil erosion on calcareous slopes (Serro Grossa, Valencia).-In: Catena Supplement 12, 103-112
- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Imeson A. C. 2003.** Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain.- In: Geomorphology, 50, 268-291
- Cammeraat, L. H. 1996.** The MEDALUS Core Field Programme: An overview of sites and methodology.- In: Brandt, C. J., Thornes, J.B. (Eds). Mediterranean Desertification and Land Use. John Wiley & sons, Chichester, 87-108
- Cammeraat, L. H. 2002.** A review of two strongly contrastin geomorphological systems within the context of scale.- In. Earth Surface Processes and Landforms, 27, 1201-1222
- Cammeraat, L. H. 2004.** Scale dependend thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain.- In: Agriculture, Ecosystems and Environmet, 104, 317-332
- Cammeraat, L. H., Imeson, A. C. 1999.** The evolution and significance of soil-vegetation patterns following land abandonment and fire in Spain.- In: Catena, 37, 107-137
- Cantalejo Duarte, P. et al. 2004.** Cueva de Ardales (Málaga). Testimonios gráficos de la frecuentación por forma ciones sociales de cazadores-recolectores durante el pleistoceno superior.
- Capel Molina, J.J. 2000.** El clima de la Peninsula Ibérica; Barcelona  
Confederación Hidrográfica del Sur 1973. Conde de Guadalhorce, XI Congress of the International Commission on large Dams; Madrid
- Confederación Hidrográfica del Sur 2004.** Los Embalses de Guadalhorce; Málaga  
Consejería de Agricultura y Pesca 2000. Mapa de cultivos y aprovechamiento de Andalucía, Versión 2000
- Consejería de Medio Ambiente 2005.** Atlas de Andalucía. Tomo II; Sevilla
- Conte, M., Sorani, R., Piervitali, E. 2001.** Extreme Climatic Events over the Mediterranean.- In: Geeson, N.A., Brandt, C.J., Thornes, J.B. (Eds.) 2001. Mediterranean Desertification. A Mosaic of Processes and Responses. John Wiley & Sons, Chichester
- Coppin, P., Jonckheere, I., Nackaerts, K., & Mys, B. 2004.** Digital change detection methods in ecosystem monitoring: a review. International Journal of Remote Sensing, 25(9), 1565-1596

---

**Corbel, J. 1959.** Vitesse de l'erosion.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., suppl.-Band 3, 1-28

**De Bruin, S., Stein, A. 1998.** Soil-landscape modelling using fuzzy c-means clustering of attribute data derived from a Digital Elevation Model DEM.- In: Geoderma, 83, 17-33

**De Bruin, S., Wielemaker, W. G., Molenaar M. 1999.** Formalisation of soil-landscape knowledge through interactive hierarchical disaggregation.- In: Geoderma, 91, 151-172

**De Jong, S. M. 1994.** Derivation of vegetative variables from Landsat TM image for modelling soil erosion.- In: Earth Surface Processes and Landforms, 19, 165-178

**De Ploey, J., Kirkby, M.J., Ahnert, F. 1991.** Hillslope erosion by rainstorms - a magnitude frequency analysis.- In: Earth Surface Processes and Landforms, 16, 399-409

**Deckers, J.A., Nachtergaele, F.O., Spaargaren, O.C. (Hrsg.) 1998.** World Reference Base for Soil Resources - Introduction. FAO, International Soil Reference and Information Centre

**Dieckmann, H., Goeman, U., Harres, H.-P., Seuffert, O. 1981.** Raumzeitliche Niederschlagsstrukturen und ihr Einfluss auf das Abtragsgeschehen am Beispiel kleiner Einzugsgebiete.- In: Geoökodynamik, 2, 219-244

**Dieckmann, H., Harres, H.-P., Seuffert, O. 1985.** Die Vegetation als Steuerfaktor der Erosion.- In: Geoökodynamik, 6, 121-148

**Dikau, R. 1990.** Derivates from detailed geoscientific maps using computer methods. In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. 80, S.45-55; Berlin, Stuttgart

**Dikau, R. 1994.** Computergestützte Geomorphographie und ihre Anwendung in der Regionalisierung des Reliefs. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 138,2, S. 99-144. Catena-Verlag

**Dikau, R., Saurer, H. 1999.** GIS for Earth Surface Systems - Analysis and Modelling of the Natural Environment.- Borntraeger

**Dubost, M. 1998.** European policies and livestock grazing in the Mediterranean ecosystems.- In: Papanastasis, V.P., Peter, D. (Eds.). Ecological basis of livestock grazing in Mediterranean ecosystems, 298-311, Proceedings of the International Workshop held in Thessaloniki (Greece) on October 23-25, 1997, Luxembourg: Office for official Publications of the European Communities.

**Dunjo, G., Pardini, G., Gispert M. 2003.** Land use change effects on abandoned terraced soils in a Mediterranean catchment, NE Spain.- In: Catena, 52, 23-37

Ellison, W.D. 1944. Studies of Raindrop Erosion.- In: Agricultural Engineering, 25, 131-136

**Escadafal, R. 1996.** Simple remotely sensed parameters: a rationale for land degradation monitoring in arid mediterranean areas.- In: Hill, J., Peter, D. (Eds.). The use of remote sensing for land degradation and desertification monitoring in the Mediterranean Basin, State of the art

and future research, Proceedings on an experts workshop jointly organized by JRC/IRSA and DG XIII/D.2, D.4, Valencia, Spain, 3-15 June 1994, Brussels, Luxembourg, 201-208

**Esteban-Parra, M. J.; Rodrigo, F. S.; Castro-Diez Y. 1998.** Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992.- In: International Journal of Climatology, 18, 1557-1574

**Eurimage.2009.** Landsat - Decades of continuous medium-resolution data. Products and Services

**Evans, I.S. 1972.** General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (Hrsg) 1972. Spatial Analysis in geomorphology. British Geomorphological Research Group; London

**FAO Food and Agriculture Organization of the United Nations 2006.** World Reference Base of Soil Resources 2006 -A framework for international classification, correlation and communication; Rom

**Faulkner, H., Alexander, R., Wilson, B. R. 2003.** Changes to the dispersive characteristics of soils along an evolutionary slope sequence in the Vera badlands, southeast Spain: implications for site stabilisation.- In: Catena, 50, 243-254

**Faulkner, H., Ruiz, J., Zukowskyj P., Downward S.2003.** Erosion risk associated with rapid and extensive agricultural clearances on dispersive materials in southeast Spain.- In: Environmental Science & Policy, 6, 115-127

**Faust, D. 1995.** Erkenntnisse zur holozänen Landschaftsentwicklung in der Campina Niederandalusiens.- In: Geoökodynamik, 16, 153-171

**Faust, D. 1997.** Quartäre Landschaftsentwicklung im semiariden Südostspanien (Prov. Murcia) und Auswirkungen auf den Agrarraum.- In: Die Erde, 128, 51-66

**Font Tullot, I. 1988.** Historia del clima de España - cambios climáticos y sus causas, Instituto Nacional de Meteorología; Madrid

**Francis, C.F., Thornes, J. B., 1990.** Runoff Hydrographs from three mediterranean vegetational cover sites.- In: Thornes, J.B. (Ed.). Vegetation and Geomorphology, Wiley & Sons, London, 363-385

**García, M. H. (ed) 2007.** Sedimentation engineering: processes, measurements, modeling and practice. American Society of Civil Engineers (ASCE).Manuals and Reports on Engineering practice, No.110

**García-Ruiz, J. M. Lasanta, T. Alberto F. 1997.** Soil erosion by piping in irrigated fields.- In: Geomorphology, 20, 269-278

**Gardner, Th. W., Connors Sasowsky, K., Day, R.L. 1990.** Automated extraction of geomorphometric properties from digital elevation data. In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.. 80 , S. 57-68; Berlin

---

**Geeson, N.A., Brandt, C.J., Thornes, J.B. 2002.** Mediterranean Desertification. A Mosaic of Processes and Responses. Wiley and Sons, London, New York

**Geiger, F. 1970.** Die Aridität in Südostspanien.- Stuttgart

**Goloso, V, Belayaev, V., Walling, D.E. 2004.** Sediment transfer through the Fluvial system. IHAS Publications, 288

**Gonzales-Hidalgo, J. C., de Luis, M., Raventós J.; Sánchez J.R. 2001.** Spatial Distribution of Seasonal Rainfall Trends in the Western Mediterranean Area- In: International Journal of Climatology, 21, 843-860

**González Hidalgo, J.C., De Luis, M., Raventós, J. Sánchez, J.R. 2001.** Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western mediterranean area.- In: International Journal of Climatology, 21 (7), 843-860

**González, M.R., Salazar Fernández, J. Moreno Cantarero, J. C. 2002.** Comarca de Guadalteba - Los Embalses (Ardales); Málaga

**Goodess, C.M., Jones, P.D. 2002.** Links between circulation and changes in the characteristics of iberian rainfall.- In. International Journal of Climatology, 22, 1593-1615

**Gutiérrez Elorza, M. (coord.) 1994.** Geomorfología de España; Madrid

**Heiri, O. et al 2001.** LOI as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results.

**Hill, J. 2001.** Remote sensing of surface properties – the key to land degradation and desertification assessments.- In: Breckle, S.-W.; Veste, M.; Wucherer, W. (Eds.) Sustainable land use in deserts, Springer, Heidelberg, 243-254."

**Hill, J., Schütt, B. 1997.** Die Verwendung von Fernerkundungsdaten zur Erfassung komplexer Gefüge von erosions- und Stabilitätsbereichen in mediterranen Trockengebieten.- In: Trier Geographische Studien, 16, 185-201. Trier

**Hill, J., Schütt, B. 1997.** Die Verwendung von Fernerkundungsdaten zur Erfassung komplexer Gefüge von erosions- und Stabilitätsbereichen in mediterranen Trockengebieten.- In: Trier Geographische Studien, 16, 185-201. Trier

**Hormann, K. 1971.** Morphometrie der Erdoberfläche. Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel, Bd. 36; Kiel

**Hostert, P. 2001.** Monitoring von Degradationserscheinungen im europäisch-mediterranen Raum mit Methoden der Fernerkundung und GIS Untersuchungen am Beispiel der Weidegebiete Zentralkretas.Vom Fachbereich VI (Geographie/Geowissenschaften) der Universität Trier zur Erlangung des akademischen Grades Doktor der Naturwissenschaftengenehmigte Dissertation.

**IGN Instituto Geográfica Nacional (Hrsg.).** Atlas Nacional de España. Sección II Climatología; Madrid

- Inbar, M. 1992.** Rates of fluvial erosion in basins with a mediterranean type climate.- In: Catena, 19, 393-404
- Instituto Tecnológico GeoMinero de España (IGME).** Mapa geológico de España. Escal. 1:50000 Teba, seg. serie-primera edición; Madrid
- Jensen, J.R. 2000.** Remote Sensing of Environment; Prentice Hall, Upper Saddle River
- Jensen, S.K., Domingue, J.O. 1998.** Extracting topographic structure from digital elevation data for Geographic Information System Analysis. In: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol. 54, Nr. 11, S. 1593-1600
- Johnson, D. L., Lewis, L.A. 1995.** Land Degradation. Creation and Destruction. Blackwell. Oxford, Cambridge
- Köthe, R., Lehmeier, F. 1991.** Digitale Reliefanalyse. Ein Projekt zur geomorphologischen Auswertung Digitaler Geländemodelle. In. Goßmann, H., Saurer, H. (Hrsg.) 1991.Freiburger Geographische Hefte, GIS in
- Lacaze, B., Caselles, V., C. Coll, Hill, J., Hoff, C., de Jong, S., Mehl, W., Negendank, J.F.W., Riezebos, H., Rubio, F., Sommer, S., Teixeira Filho, J., & Valor, E. 1996.** Integrated approaches to desertification mapping and monitoring in the Mediterranean basin. Final report of the DeMon-1 project, edited by J. Hill, EUR 16448 EN. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities"
- Laflen, J.M., Lane, J. L. , Foster, G.R 1991.** WEPP—A next generation of erosion prediction technology.- In: J. Soil Water Cons. 46, 34–38.
- Larcher, W.1994** Ökophysiologie der Pflanzen, 5. Auflage, Eugen Ulmer Verlag; Stuttgart
- Lasanta, T., García-Ruiz, J. M., Sánchez-Marcaón, C. 2000.** Runoff and sediment yield in a semi-arid environment: the effect of land management after farmland abandonment.- In: Catena, 38, 265-278
- Lautensach, H. 1964.** Die Iberische Halbinsel. Mit 49 Tafeln und 32 Abbildungen, Keyzersche Verlagsbuchhandlung; München
- Laws, J.O. 1940.** Recent Studies in Raindrops and Erosion. In: Agricultural Engineering, 21, 431-433
- Legg, C., Papanastasis, V.P., Heathfield, D., Arianoutsou, M., Kelly, A., Muetzelfeldt, R., Mazzoleni, S. 1998.** Modelling the impact of grazing: the approach of the ModMED project.- In Papanastasis, V.P., Peter, D. (Eds.). Ecological basis of livestock grazing in the Mediterranean ecosystems, 189-199, Proceedings of the international workshop held in Thessaloniki (Greece on October 2-25, 1997. Luxembourg: Office for official publications of the European Communities
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., Chipman,J.W. 2004.** Remote Sensing and Image Interpretation. 5th Edition, John Wiley and Sons; New York

---

**Linés Escardo, A. 1970.** The Climate of the Iberian Peninsula. In: Wallén, C.C. (Hrsg) 1970. Climates of northern and western Europe. Elsevier Publishing Company; Amsterdam. p. 195-239

**López Bermúdez, F., Romero Díaz, M.A., González Barberá, G., Alonso Sarría, F. Rodier, A. 1999.** Final Report of MEDALUS-III

**López Ontiveros, A. (coord.) 2003.** Geografía de Andalucía; Barcelona

**Lopez, P. and Navarro, E. and Marce, R. and Ordonez, J. and Caputo, L. , Armengol, J. 2006.** Elemental ratios in sediments as indicators of ecological processes in spanish reservoirs.- In: Limnetica, 25

**Lu, D., Mausel, P., Brondizio, E., & Moran, E. 2004.** Change detection techniques.- In: International Journal of Remote Sensing, 25(12), 2365-2407

**Mackereth, F.J.H. 1966.** Some chemical observations on post-glacial lake sediments.- In: Phil. Trans. R. Society B., 250, 165-213

**Mainguet, M. 1994.** Desertification ? Natural Background and Human Mismanagement. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag"

**Mainguet, M. 1999.** Aridity - Droughts and Human Development. Springer Verlag. Heidelberg

**Martín Algarra, A. Vera, J.A. 2004.** La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. In: Vera, A. (coord.) 2004. Geología de España. SGE-IGME; Madrid

**Martínez- Mena, M., Albaladejo, J., Castillo V. M. 2002.** Relations between interrill erosion processes and sediment particle size distribution in a semiarid Mediterranean area of SE of Spain.- In: Geomorphology, 45, 261-275

**Martinez- Mena, M., Rogel Alvarez, J., Abdaladejo J., Castillo V. M. 1999.** Influence of vegetal cover on sediment particle size distribution in natural rainfall conditions in a semiarid environment.- In: Catena, 38, 175-190

**Martinez Murillo, J. F., Ruiz Sinoga, J.D. 2007.** Seasonal changes in the hydrological and erosional response of a hillslope under dry-Mediterranean climatic conditions (Montes de Málaga, South of Spain).- In: Geomorphology, 88, 69-83

**Martínez-Fernández, J., Lopez-Bermudez, F., Martinez-Fernandez J., Romero-Diaz A. 1995.** Land use and soil-vegetation relationships in a Mediterranean ecosystem: El Ardal, Murcia; Spain.- In: Catena, 25, 153-167

**Martin-Vide, J. 2004.** Spatial Distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain.- In: International Journal of Climatology, 24, 959-971

**Marzolf, I. 1999.** Grossmassstäbige Fernerkundung mit einem unbemannten Heissluftzeppelin für GIS- gestütztes Monitoring von Vegetationsentwicklung und Geomorphodynamik in Aragón (Spanien).- In: Freiburger Geographische Hefte, 57

**Mensching, H.G., Seuffert, O. 2001.** (Landschafts-) Degradation - Desertifikation: Erscheinungsformen, Entwicklung und Bekämpfung eines globalen Umweltsyndroms.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 145, 6-15

**Merkt, J., Lüttig, G., Schneekloth, H. 1971.** Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. In: Geologisches Jahrbuch, 89, pp 607-623)

**Ministerio de Fomento y Observatorio de la Sostenibilidad en España 2006.** Cambios de ocupación del suelo en España. Implicaciones para la sostenibilidad. Estudio realizado a partir del proyecto CORINE LAND COVER. Ediciones Mundi-Prensa

**Ministerio de Medio Ambiente 2009.** Täglicher Informationsdienst der Wasserstände spanischer Stauseen, [www.embalses.net](http://www.embalses.net), aufgerufen am 2.04.2009

**Ministerio de Medio Ambiente 2009.** Estado de los Embalses y pantanos de España; Madrid

**Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, a.R. 1991** Digital terrain modelling. A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. In Hydrological Processes, 3-30

**Moreira Madueño, J. M. 2003.** In: López Ontiveros, A. (coord) 2003. Geografía de España

**Morgan, R.P.C, Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., & Styczen, M.E. 1999.** Reply to discussion on The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. . Earth Surface Processes and Landforms 24, 567-568.

**Müller & Oti 1981.** The occurrence of calcified planktonic green algae in freshwater carbonates. In: Sedimentology, 28, 897-902.

**Müller-Hohenstein, K 1991.** Der Mittelmeerraum, ein vegetationsgeographischer Überblick.- In: Geographische Rundschau, 43, 41-416. Braunschweig

Mulligan, M., Burke, S.M., & Ramos, C. 2004. Climate change, land-use change and the Desertification of Mediterranean Europe. - In: S. Mazzoleni, G. Di Pasquale, M. Mulligan, P. Di Martone, & F. Rego (Eds.), Recent dynamics of the Mediterranean vegetation and landscape (259-280). Chichester: Wiley & Sons"

**Naredo Pérez, J.M. 2004.** La Evolución de la Agricultura en España (1940-2000)

**Okrusch, M & Matthes, S. 2005.** Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer. Berlin, Heidelberg, New York.

**Ortiz Lozano, F. 2006.** Historia del Valle de Ardales. Paso Natural, vía puente entre la costa malagueña y el interior bético; Ardales

**Paeth, H., Hense A. 2005.** Mean versus extreme climate in the Mediterranean region and its sensitivity to future global warming conditions.- In: Meteorologische Zeitschrift, 14, 329-347

**Pauling, A. and Luterbacher, J. and Casty, C. and Wanner, H. 2006.** 500 years of gridded high-resolution precipitation.-In: Climate Dynamics, 26

---

**Paxian, A., H. Paeth 2009.** Future climate change in the Mediterranean region in an ensemble of regional climate model simulations. EGU 2009. Wien, Österreich (20.04.2009), Conference Contribution

**Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A., Gorton M.P., Jackson S.E, Neal C.R, Chenery S.P. 1997.** A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. -In: Geostandards Newsletter, 21, S. 115-144)

**Perez Trejo 1994.** Desertification and Landdegradation in the European Mediterranean. EUR 14850 EN Luxembourg: Office for official Publications of the european Communities.

**López Ontiveros, A. (coord.) 2003.** Geografía de España; Barcelona

**Puigdefábregas, J. 1998.** Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area.- In: Geomorphology, 23, 337-351

**Puigdefábregas, J. 1998.** Ecological impacts of global change on drylands and their implications for desertification.-In: Land Degradation and Development, 9,393-406

**Puigdefábregas, J. 2005.** The role of vegetation patterns in structuring runoff and sediment fluxes in drylands.- In: Earth Surface Processes and Landforms, 30, 133-147

**Recio Ruiz, A. 1990.** Poblamiento ibérico en la Provincia de Málaga (I) In: Jábega - la revista de la diputación provincial de Málaga, No. 68, S. 3-11

**Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., Porter, J.P. 1991.** RUSLE-Revised Universal Soil Loss Equation. In: Journal of Soil and Water Conservation 46,1, 30-33

**Renschler, C. 2003.** Designing geo-spatial interfaces to scale process models: the GeoWEPP approach.- In: Hydrological Processes

**Renschler, C. S.; Harbor, J. 2002.** Soil erosion assessment tools from point to regional scales -the role of geomorphologists in land management research and implementation.- In: Geomorphology, 47, 189-209

**Renschler, C. S.; Mannaerts, C.; Diekkrüger, B. 1999.** Evaluating spatial and temporal variability in soil erosion risk-rainfall erosivity and soil loss ratios in Andalusia, Spain.- In: Catena, 34, 209-225

**Richards, J.A., Xiuping Jia 2006.** Remote Sensing Digital Imaga Analysis. An Introduction. 4th Edition. Springer Verlag; Berlin, Heidelberg

**Richter, G. 1965.** Bodenerosion. Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland.-In: Forschungen zur deutschen Landeskunde, d. 152, Bad Godesberg

**Ries, J. B.; Marzollf, I. 2003.** Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp.- In: Catena, 50, 309-328

**Ries, J.B. 2002.** Geomorphodynamics on fallow land and abandoned fields in the Ebro Basin and the Pyrenees - Monitoring of processes and development.- In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 127, 21-45.

**Ries, J.B.; Marzolf, I. 1997.** Identification of sediment sources by large-scale aerial photography taken from a monitoring blimp.- In: Physics and Chemistry of the Earth, 22 (3-4), 295-302.

**Röder, A. 2005.** Remote Sensing based framework for Monitoring and Assessing Mediterranean Rangelands. Case studies from two test sites in Spain and Greece.- Vom Fachbereich VI (Geographie/Geowissenschaften) der Universität Trier zur Erlangung des akademischen Grades Doktor der Naturwissenschaftengenehmigte Dissertation.

**Rodrigo, F.S., Esteban Parra, M. J, Pozo- Vazquez D., Castro-Díez Y. 1999.** A 500-year precipitation record in southern Spain.- In: International Journal of Climatology, 19, 1233-1253

**Rodrigo, F.S., Trigo, R. M. (2007).** Trends in Daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002.- In: International Journal of Climatology, 27, 513-529

**Roeder, A., Kümmerle, T., Hill, J. 2005.** Extension of retrospective datasets using multiple sensors. An approach to radiometric intercalibration of Landsat TM and MSS data. In: Remote Sensing of Environment 95 (2005) 195-210

**Rohdenburg, H. 1989.** Landschaftsökologie - Geomorphologie. Catena; Cremlingen

**Romero González, M. Salazar Fernández, J., Moreno Cantarero, J.C., Medianero Soto, J. 2004.** Los Gaitanes -El Chorro; Málaga

**Romero, R., Sumner, G., Ramis C., Genovás A. 1999.** A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area.-In: International Journal of Climatology, 19, 765-785

**Rothfuß, H. 1994.** Verarbeitung und Einsatz abbildender Spektrometerdaten (GER) mit unterstützenden Bodenmessungen zur Erkundung einer landwirtschaftlich genutzten Altlastfläche. Fortschritt-Berichte VDI, Reihe 15

**Rubio, J.L. 1995.** Desertification - evolution of a concept. In R. Fantechi, D. Peter, P. Balabanis, & J.L. Rubio (Eds.), Desertification in a European context: physical and socio-economic aspects. EUR 15415 EN, European Commission, DG XIII, Luxembourg

**Ruiz Sinoga, J.D., Martínez Murillo, J.F. 2009 a .** Eco-geomorphological system response variability to the 2004–06 drought along a climatic gradient of the Littoral Betic Range (southern Spain).- In: Geomorphology 103, 351–362.

**Ruiz Sinoga, J.D., Martínez Murillo, J.F. 2009 b.** Effects of soil surface components on soil hydrological behaviour in a dry Mediterranean environment (Southern Spain).- In: Geomorphology 108, 234-245

---

**Saghafian, B., van Lieshout, A.M., Rajaei, H.M. 2000.** Distributed catchment simulation using a raster GIS. In: International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, vol.2, Iss.3/4

**Sanz de Galdeano, L. 1983.** Los accidentes y fracturas principales de las Béticas. Estudios Geológicos, 39, S. 157- 169

**Saurer, H., Behr, F.-J. 1997.** Geographische Informationssysteme. Eine Einführung; Darmstadt

**Schmidt, J., Dikau, R. 1999.** Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models - semantics, methods, future needs. In: Dikau, R., Saurer, H. (Hrsg.) 1999. GIS for Earth

**Schmidt, K.-H. 1984.** Der Fluss und sein Einzugsgebiet - Hydrographische Forschungspraxis; Wiesbaden

**Schönenberg, R., Neugebauer, J. 1994.** Einführung in die Geologie Europas, 6. Auflage; Freiburg

**Schoorl, J. M.; Veldkamp, A. 2003.** Late Cenozoic landscape development and its tectonic implications for the Guadalhorce Valley near Álora (Southern Spain).- In: Geomorphology, 50,43-57

**Schoorl, J. M.; Veldkamp, A.; Bouma J. 2002.** Modeling Water and Soil Redistribution in a Dynamic Landscape Context.- In: Journal of Soil Science Society of America, 66, 1610-1619

**Schumm, S.A, Lichty, R.W. 1963.** Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in south-west Kansas.- In: United States Geological Survey Professional Paper, 352D, 71-82

**Schütt, B. 1998.** Zum holozänen Klimawandel der zentralen Iberischen Halbinsel - Ein Beitrag zur Rekonstruktion früherer Umwelten anhand geochemischer und mineralogischer Eigenschaften von linschen Sedimenten. Habilitationsschrift im Fachbereich VI Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier.

**Seuffert, O. 1992.** Projekt Geoökodynamik (geoecodynamics) in southern Sardinia.- In: GeoököPlus, 3, 111-128

**Seuffert, O. 1993.** Die Bodenerosion als ökologischer Faktor und als wissenschaftliches Problem.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 137, 5, 259-274

**Seuffert, O. 2001.** Landschafts(zer)störung: Ursachen, Prozesse, Produkte, Definitionen und Perspektiven.- In: Geoökö, 2-3, 91-102

**Shakesby, R.A., Coelho, C.O., Schnabel, S., Keizer, J.J., Clarke, M.A., Lavado Contador, J. F., Walsh, R.P.D., Ferreira, J.D., Doerr, S.H. 2002.** A ranking methodology for assessing relative erosion risk and its application to Dehesas and Montados in Spain and Portugal.- In: Land Degradation and Development, 13

**Siever, R. 1989.** Sand. Ein Archiv der Erdgeschichte. Spektrum-Verlag. Heidelberg).

Siveria Tejerina, M.A. 1988. Los cambios técnicos de la agricultura en el término rural de Málaga: siglos XVIII-XIX; Málaga

**Smithers, J. and R. Schulze. 1995.** ACRU: Hydrological Modelling System. User Manual Version 3.

**Song, C., Woodcock, C.E., Seto, K.C., Lenney, M.P., Macomber, S.A. 2001.** Classification and Change Detection Using Landsat TM data: When and How to correct atmospheric effect. In: Remote Sensing of Environment 75, S. 230-244

**Strabo (um 63 v. Chr. - ca. 13 n. Chr.)** Geographica. In der Übersetzung von Dr. A. Forbiger

**Sumner, G., Homar, V., Ramis C. 2001.** Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain.- In: International Journal of Climatology

**Thomas, D.S.G., & Middleton, N.J. 1994.** Desertification - Exploding the Myth. London: Wiley & Sons

**Thornes, J. B. 1985.** The ecology of erosion.- In: Geography, 222-235

**Thornes, J. B. 1990.** Vegetation and erosion. Processes and environments.- In: British Geomorphological Research Group Symp. Series. John Wiley & Sons, Chichester

**Thornes, J. B. 1995.** Mediterranean desertification and the vegetation cover.- In: fantechi, R., Peter, D., balabanis, R., Rubio, J. L. (Eds.). Desertification in a european context - Physical and socioeconomic aspects. Proceedings of the European School of Climatology and Natural Hazards Course, el Pampello, Pueblo Acantilado, Alicante, Spain, 6-13. October 1993, final Report. Brussels

**Thornthwaite, C. W. , Mather, J.R. 1955.** The water balance - In: Publications in Climatology, 10, 243-311

**Trigo, I.F., Davies, T.D., Brigg, G.R. 1999.** Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region.-In: Journal of Climate, 12, 1685-1696

**Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J. 2004.** North Atlantic Oscillation influence on Precipitation, river Flow and Water Resources in the Iberian Peninsula.- In: International Journal of Climatology, 24, 925-944

**United Nation Conference on Desertification - UNCOD (Hrsg.) 1977.** Desertification: Ist Causes and Consequences, New York

**United Nation Convention to Combat Desertification - UNCCD (Hrsg.) 1994.** Übereinkommen der Vereinten Nationen zur Bekämpfung der Wüstenbildung in den von Dürre und/oder Wüstenbildung schwer betroffenen Ländern, insbesondere Afrika; Oxford, New York

**United Nation Convention to Combat Desertification - UNCCD. (Hrsg.) 1994.** Übereinkommen der Vereinten Nationen zur Bekämpfung der Wüstenbildung in den von Dürre und/oder Wüstenbildung schwer betroffenen Ländern, insbesondere Afrika; Oxford, New York

---

**Valero Garcés, B. L. and González-Sampériz, P. and Navas, A., Machán J. and P., Mata and Delgado-Huertas, A. and Bao, R. and Moreno, A. and Carrion, J. S. and Schwalb, A. and González-Barrios, A. 2006.** Human Impact since medieval times and recent ecological restoration in a Mediterranean lake: the Laguna Zonar, southern Spain.

**Valero Garcés, B. L. and Navas, A. and Machin, J. and Walling, D. 1999.** Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: A case study from the Central Spanish Pyrenees.- In: *Geomorphology*, 28, 23-41

**Van der Leeuw, S.E. (Ed.) 1998.** Understanding the natural and anthropogenic causes of land degradation and desertification in the Mediterranean basin – the Archeomedes project. Research Results. EU-Report 18181 EN. Luxembourg

**Van der Leeuw, S.E. 1999.** Degradation and desertification: Some lessons from the longterm perspective.- In P. Balabanis, D. Peter, A. Ghazi, & M. Tsogas (Eds.), *Mediterranean desertification – Research results and policy implications*, vol. 1, 17-31. Proceedings of the International Conference, Oct 29th-Nov 1st, Crete, Greece

**Van Gheluu, P., van Molle, M. 1990.** Geomorphological mapping as a tool in the delineation of erosion risk zones in the Rio Guadalhorce catchment (Spain).-In: *Soil Tecnology*, 3, 327-342

**Vera, J.A. (coord.) et al. 2004.** *Geología de España*, cap. 4, Cordillera Bética y Baleares; Madrid

**Vicente-Serrano, S. M. 2006.** Differences in Spatial Patterns of Drought on different Time Scales: An Analysis of the Iberian Peninsula.- In: *Water Ressources Management*, 20, 37-60

**Vogt, G., H. Paeth 2009.** Future climate change in the Mediterranean region in a multi-model ensemble of global climate simulations. 4 th MedCLIVAR workshop Sesimbra/Lissabon, Portugal. Conference Contribution

**Wagner, H.-G. 2001.** *Mittelmeerraum - Wissenschaftliche Länderkunden der Wissenschaftlichen Buchgesellschaft*; Darmstadt

**Walling, D.E. 1986.** Sediment yields and sediment delivery dynamics in Arab countries: some problems and resaerch needs.- In: *Journal of Water Resources*, 5, 775-798

Walling, D.E., Kleo, A.H.A. 1979. Sediment yields of rivers in areas of low precipitation - a global view.- In: *IHAS Publications*, 128, 479-492

**Walling, D.E., Webb, B.W. 1983.** Paterns of sediment yield.- In: Gregory, K. J. (Ed.). *Background to Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester, 69-100

**Weischet, W. 1995.** *Einführung in die Klimatologie*. Teubner Studienbücher der Geographie; Stuttgart

**Wilson, L. 1973.** Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation.- In: *American Journal of Science*, 273, 335-349

**Wishmeier, W.H., Smith, D. D. 1978.** Predicting Rainfall Erosion Losses. a guide to conservation planning. USDA, Agricultural Handbook Nr.537

**Yair, A., Enzel, Y. 1987.** The relationship between annual rainfall and sediment yield in arid and semiarid areas. The case of northern Negev.- In: Catena, Suppl., 10, 121-135

**Young, A. 1969.** Present rate of land erosion.- In: Nature, 224, 851-852

**Young, A. 1972.** Slopes. Edinburgh

**Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R. 1987.** Quantitative Analysis of land surface topography. In: Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 12, S. 47-56

---

# 10 Anhang

## 10.1 Karten

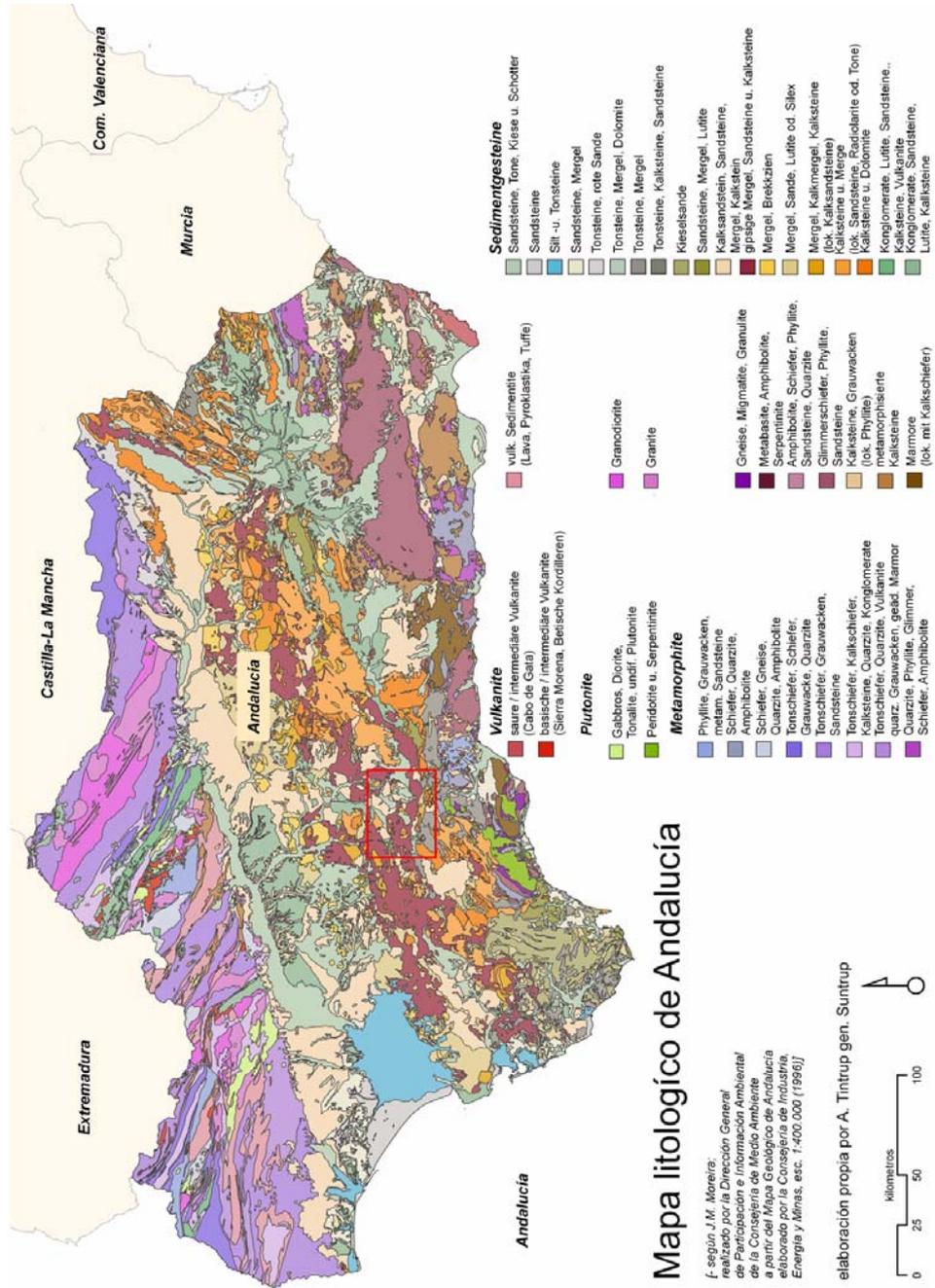


Abb.10-77:Lithologische Karte Andalusiens

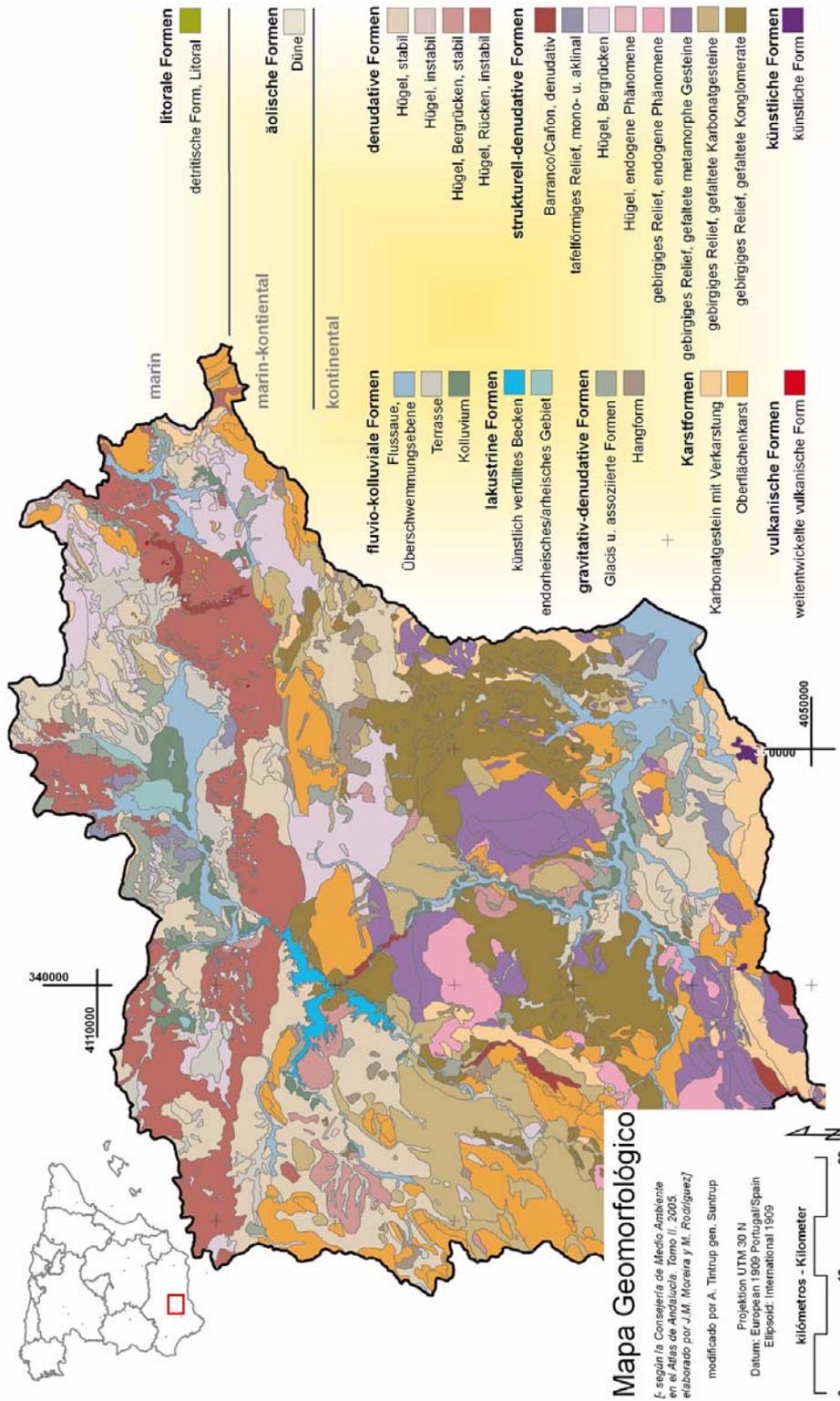


Abb.10-78:Karte der vorherrschenden Oberflächenformen im Einzugsgebiet des Río Guadalquivir

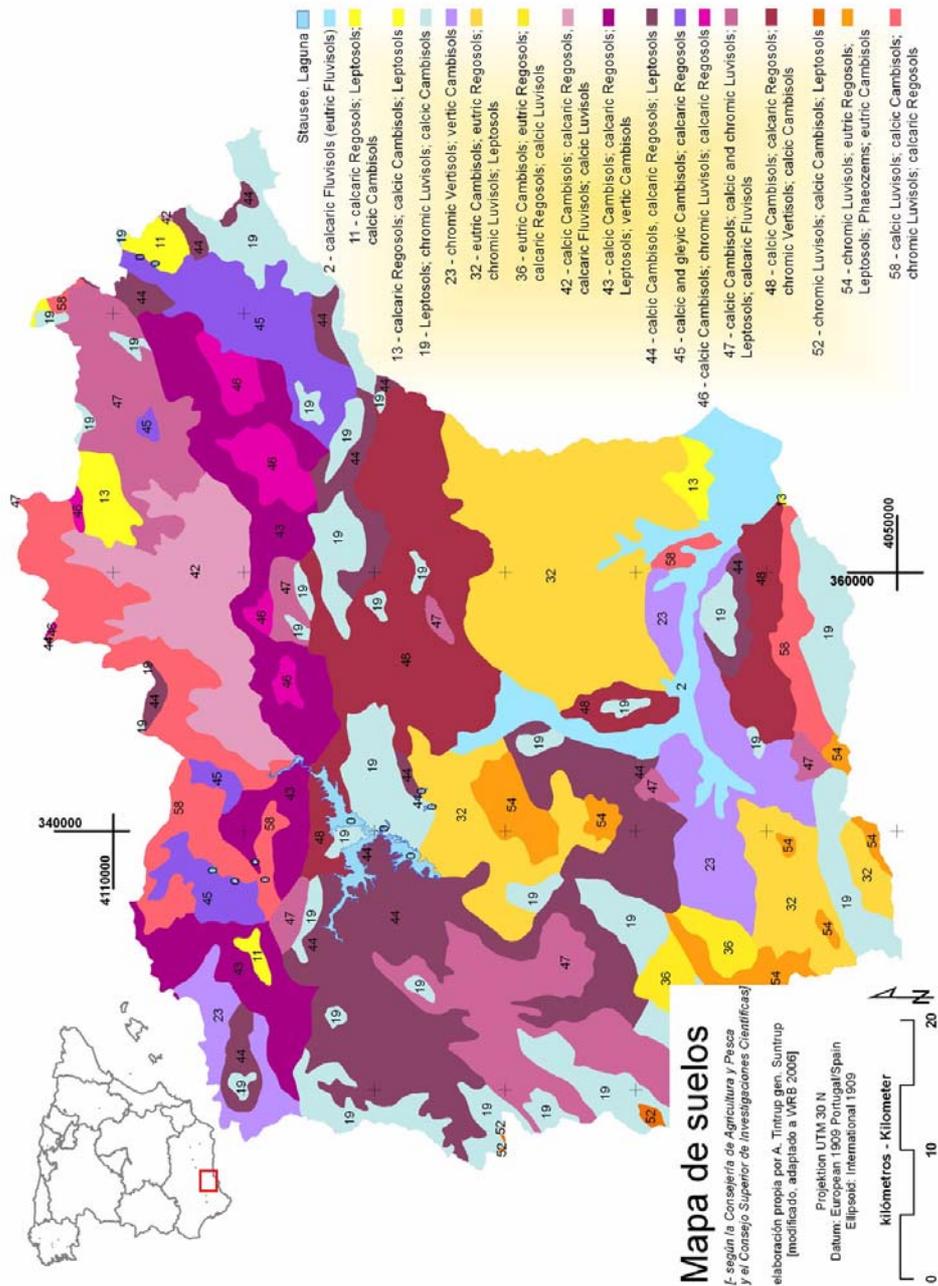


Abb.10-79:vKarte der vorherrschenden Bodentypen im Einzugsgebiet Río Guadalhorce(FAO)

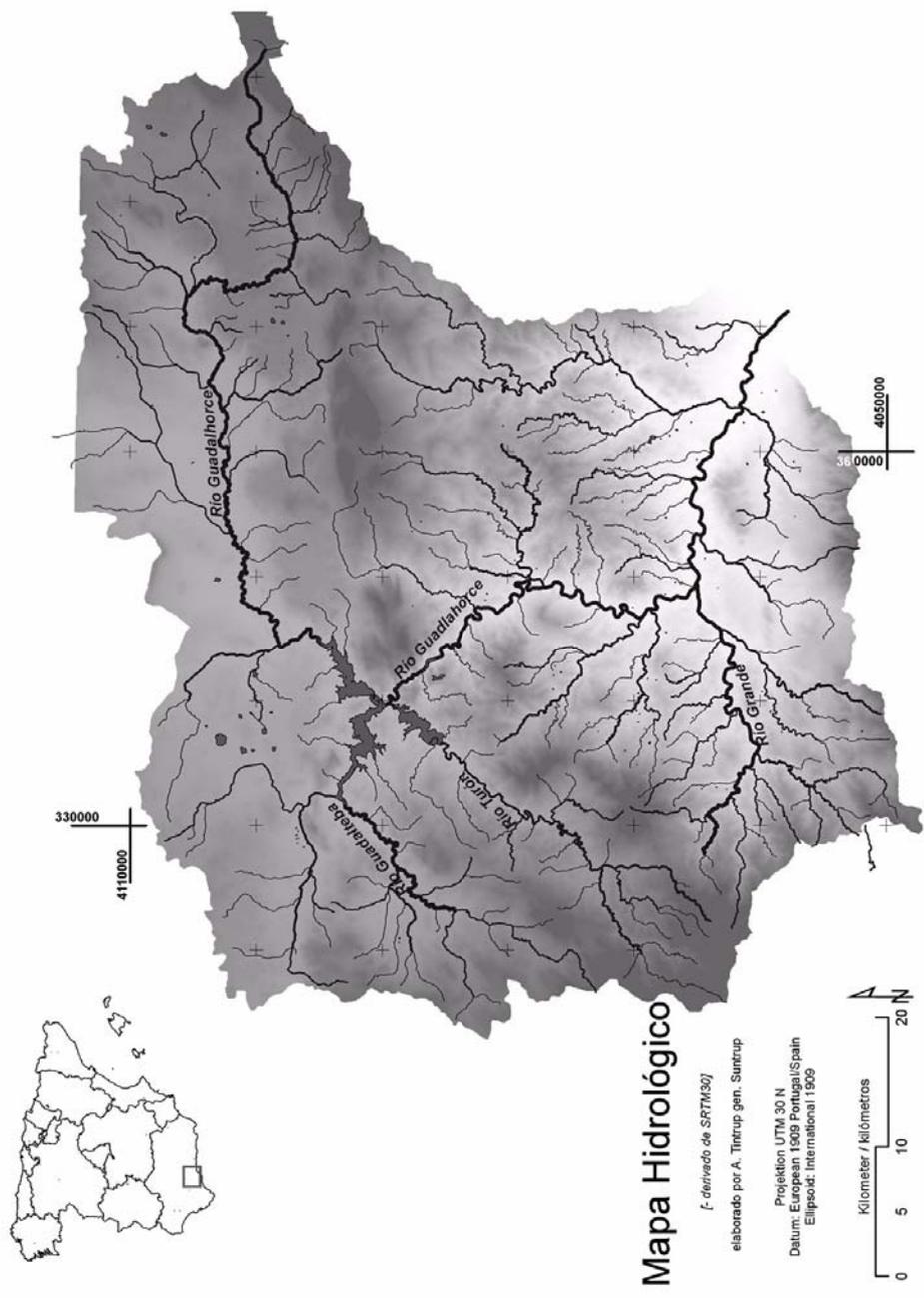


Abb.10-80:Hydrologisches Einzugsgebiet des Río Guadalquivir



---

---

## Lebenslauf

---

### Angela Tintrup gen. Suntrup

geboren: 16. Sept. 1974  
wohnhaft: Am Dicken Turm 2

in: Heessen, jetzt Hamm  
in: 97082 Würzburg

Familienstand: ledig

#### Mutter:

Name: Tintrup gen. Suntrup, Hannelore, geb. Krebs  
geboren: 26. Nov. 1948

#### Vater:

Name: Tintrup gen. Suntrup, Wilhelm  
geboren: 9. Sept. 1943

#### Geschwister:

1. Name: Tintrup gen. Suntrup, Gregor
2. Name: Tintrup gen. Suntrup, Magnus

#### Schulischer Werdegang

1981-1985: priv. kath. Realschule Kardinal von Galen, Sendenhorst

1985-1991: priv. kath. Realschule St. Martin, Sendenhorst ——— Abschluss: Fachoberschulreife

1991-1994: priv. kath. bisch. Gymnasium St. Michael, Ahlen ——— Abschluss: Abitur

#### Studium

1994 Oktober – 2001 Oktober: Studium der  
Angewandten Physischen Geographie

Universität: Universität Trier ——— Abschluss: Diplom  
Angew. Physische  
Geographie

#### Berufsbezogene Praktika

1998 Feb.-März: Forstdirektion Innsbruck, Österreich, Mitarbeit im Waldsanierungsprojekt Münster

1999 Aug.-Sept.: studentische Hilfskraft während Geländearbeiten, Zentral- und Südost-Spanien

2000 Jan.-April: Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas,  
Zaragoza, Spanien

#### Tätigkeiten als studentische Hilfskraft Fachbereich Geogr./Geowissensch., Universität Trier

1998 01.10.-31.12.: studentische Hilfskraft im Fach Bodenkunde

1999 01.06.-31.12.: Projekt Kylltal

01.10.-31.12.: Fach Physische Geographie

2000 01.01.-31.03.: Projekt Kylltal; Fach Physische Geographie

01.04.-30.06.: Projekt Kylltal; Fach Physische Geographie

01.05.-31.07.: Projekt Spanien Tutorin

01.07.-30.09.: Projekt Kylltal

01.07.-31.12.: Fach Physische Geographie

01.10.-31.12.: Forschungsfonds Physische Geographie

2001 01.01.-31.03.: Fach Physische Geographie; studentische Hilfskraft d. Frauenbeauftragten

01.02.-31.03.: Tutorin Fachbereich VI

01.04.-30.06.: Fach Physische Geographie; studentische Hilfskraft d. Frauenbeauftragten

01.04.-30.06.: Forschungsfonds Physische Geographie

01.05.-31.07.: Projekt Spanien Tutorin

01.07.-30.09.: Fach Physische Geographie; Forschungsfond Phys. Geo.

01.08.-30.09.: Fachbereich VI Tutorin

01.10.-31.12.: Forschungsfonds Phys. Geogr.; Projekt Umweltschutz

#### Wissenschaftliche Hilfskraft Fachbereich Geogr./Geowissensch., Universität Trier

2002 01.01.-31.03.: Hilfskraft im Fach Physische Geographie; Hilfskraft d. Frauenbeauftragten

01.04.-31.06.: Hilfskraft Fach Physische Geographie; Hilfskraft d. Frauenbeauftragten

#### Wissenschaftliche Mitarbeiterin Geographisches Institut Universität Würzburg

2002 10.10. – 2005 30.09 wissenschaftliche Mitarbeiterin, Geographisches Institut -Physische  
Geographie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg

2005 01.10. - 2008 10.03. wissen Mitarbeiterin, Geographisches Institut -Physische Geographie,  
Julius-Maximilians-Universität Würzburg