

**für  
Hette,  
Lukas und Aron**

# **Die Entwicklung des Acheloos-Deltas**

**Eine paläogeographisch-geoarchäologische Untersuchung  
zum holozänen Küstenwandel in Nordwest Griechenland**

**Dissertation  
zur  
Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften  
(Dr. rer. nat.)**

**dem  
Fachbereich Geographie  
der Philipps-Universität Marburg  
vorgelegt von**

**Armin Schriever  
aus Gummersbach**

**Marburg/Lahn, im Mai 2007**

## **Vorwort**

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Projekts (Gz. VO938/1-1, 1-3) zum holozänen Landschaftswandel der Küstenräume Akarnaniens, Nordwest Griechenland, am Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg. Sie ist damit Teil eines komplexen Forschungsansatzes, der eine Vielzahl von unterschiedlichen Fragestellungen und Methoden vereint und in hohem Maße auf interdisziplinäre Zusammenarbeit ausgerichtet ist. Der Arbeit liegen Daten zu Grunde, die in sechs mehrwöchigen Geländeaufenthalten in den Jahren 2002 bis 2005 in Griechenland gewonnen werden konnten.

Die Dissertation stellt die bis heute umfassendste Arbeit zur küstenmorphologischen Entwicklung des Acheloos-Deltas dar. Dass sie in dieser Form realisiert werden konnte, war nur durch die Hilfe und Unterstützung vieler Menschen möglich, denen ich zu großem Dank verpflichtet bin.

Mein größter Dank gilt Prof. Dr. Helmut Brückner (Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg), der mich als mein Betreuer stets vorbehaltlos unterstützt hat, von dessen großer Erfahrung ich durch zahllose Diskussionen sehr profitiert habe und der mich bereits 1996 mit der Geoarchäologie in Kontakt brachte. Ebenso großer Dank gilt PD Dr. habil. Andreas Vött (Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg), der als federführender Leiter des Gesamtprojekts großen Anteil am Gelingen dieser Arbeit hat. Die sich auf beinahe ein Jahr summierende Zeit der Geländearbeiten war von großer Intensität und enormem Ertrag geprägt, was ohne seinen Einsatz und seine Energie so nicht möglich gewesen wäre. Die Zahl der fruchtbaren inhaltlichen Debatten, die wir in den zurückliegenden viereinhalb Jahren geführt haben, wage ich nicht einmal zu schätzen.

Ich danke Prof. Dr. Jürgen Wunderlich (Institut für Physische Geographie, Universität Frankfurt) dafür, dass er sich bereit erklärt hat das Zweit-Gutachten zu übernehmen.

Das gesamte Projekt wäre in dieser Art und Weise ohne die Zusammenarbeit mit dem Team des Winkelmann-Instituts der Humboldt-Universität nicht möglich gewesen. Dafür sei vor allem Prof. Dr. Franziska Lang (Fachgebiet Klassische Archäologie, TU Darmstadt, ehemals Winkelmann-Institut, Humboldt-Universität Berlin) herzlich gedankt, die nicht nur für die Bestimmung der Keramikfunde und alle anderen archäologischen Fragen zur Verfügung stand, sondern die es uns ermöglicht hat während der Geländearbeiten in den Grabungs-

häusern der Ephorie von Akarnanien zu wohnen und uns in allen Belangen griechischer Administration und Organisation zur Seite stand.

Für die Erlaubnis im archäologischen Bezirk Oiniadais arbeiten zu dürfen bedanke ich mich bei Dr. Lazarus Kolonas (Generaldirektor der Altertümer Griechenlands, Athen) und Dr. Maria Stavropoulou (Leiterin Ephorie von Akarnanien, Mesolongi). Für die allgemeinen Arbeitsgenehmigungen war Dr. C. Perissoratis (Institute of Geology and Mineral Exploration, IGME, Athen) verantwortlich.

Für die organisatorische Unterstützung und anregende Gespräche im Gelände sowie die Bereitstellung unveröffentlichter Daten zur Entwicklung des Acheloos-Deltas bedanke ich mich bei Prof. Dr. Ilias Mariolakos und Prof. Dr. Ioannis Fountoulis (National and Kapodastrian University of Athens) und insbesondere bei Prof. Dr. John C. Kraft (Department of Geology, University of Delaware) für seinen mehrtägigen Besuch im Gelände, bei dem ich von seiner unschätzbaren Erfahrung auf dem Gebiet der Geoarchäologie profitieren konnte.

Für die Durchführung vieler Untersuchungen, die durch den interdisziplinären Forschungsansatz erforderlich und möglich waren, danke ich: Dr. Matthias. Handel (Marburg) für die Analyse der Mikrofauna, Prof. Dr. Oliver Nelle (Institut für Geobotanik, Christian-Albrechts-Universität Kiel), Dr. Susanne Jahns (Archäologisches Landesmuseum Brandenburg) und Dr. Holger Rittweger (Waldbrunn) für paläobotanische Untersuchungen. Prof. Dr. Rainer Herd, Lukas Müller und Tao Li (Brandenburgische Technische Universität Cottbus) für die Durchführung der geoelektrischen Arbeiten.

Für die im wahrsten Sinne des Wortes tatkräftige Unterstützung im Gelände und zahlreiche fachliche und weniger fachliche Diskussionen danke ich den Mitgliedern der Arbeitsgruppe Akarnanien: Dipl. Geogr. Alexandra Bender, Dipl. Geogr. Svenja Brockmüller, Dipl. Geogr. Simone Burgheim, Dipl. Geogr. Andreas Dunkel, Dipl. Geogr. Stefanie Herbener, Dipl. Geogr. Jochen Luther und Dipl. Geogr. Matthias May, der mir auch in Fragen des Layouts helfend zur Seite stand.

Ebenfalls für ihre Mitarbeit im Gelände und Labor danke ich: Dipl. Geogr. Alexandra Bach, Lena Behrendes, Johann. A. Bremer, Dipl. Geogr. Carsten Burggraf, Yoshimune Feldmeier, Dipl. Geogr. Ralf Grapmayer, Isa Kaya, Dipl. Geogr. Daniel Kelterbaum, Florian Melles, Dipl. Geogr. Sophie Stock und Dr. Marc Müllenhof, dem ich darüber hinaus für drei Jahre „kollegiales und musikalisches Gegenüber im Bunsenzimmer“ danke.

Die geochemischen Analysen wären ohne die Unterstützung von Dr. Walter Wilhelm Jungmann, Marita Budde und Christa Günther nicht möglich gewesen, dafür sei ihnen herzlich gedankt.

Für das unermüdliche Korrekturlesen der gesamten Dissertation bin ich Matthias Bode zu großem Dank verpflichtet, ebenso Christiane Enderle und Cordula Mann, die für meine kartographischen Probleme wiederholt ein offenes Ohr hatten.

Meinem stellvertretenden Schulleiter Michael Kanning danke ich dafür, dass er es mir durch die Stundenplangestaltung ermöglicht hat meine berufliche Tätigkeit als Lehrer an der Richtsberg Gesamtschule Marburg mit der Fertigstellung der Dissertation zu vereinbaren.

An dieser Stelle möchte ich meinen Hochschullehrern Prof. Dr. em. Hansjörg Dongus und Prof. Dr. Georg Mieke meinen Dank dafür aussprechen, dass sie bereits im Grundstudium meine Leidenschaft für die Geomorphologie und die physisch-geographische Forschung geweckt haben.

Großer Dank gebührt meinen Eltern und meiner ganzen Familie. Ohne ihre fortwährende und umfassende Unterstützung seit Beginn meines Studiums wäre es mir nie möglich gewesen eine solche Arbeit zu schreiben.

Das Wichtigste zum Schluss: am allermeisten danke ich meiner geliebten Frau Hette, die mit großer Liebe, Geduld und Beharrlichkeit immer an meiner Seite stand und mir gerade in den letzten sechs Monaten die größte Stütze war. Sie war es auch, die dafür gesorgt hat, dass meine Söhne Lukas und Aron ihren Papa vor lauter „Arbeit fertig schreiben“ nicht gänzlich entbehren mussten.

Marburg, im Mai 2007

Armin Schriever

<b>Vorwort</b>	<b>I</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>IV</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>VIII</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>IX</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Kontext und Zielsetzung Arbeit</b>	<b>3</b>
<b>3 Der Untersuchungsraum</b>	<b>4</b>
3.1 Lage und Abgrenzung	6
3.2 Geologie und Tektonik	9
3.3 Geomorphologische Übersicht	14
3.4 Klima und Klimageschichte	19
3.5 Hydrologie	24
3.6 Vegetation und Pedologie	28
3.7 Anthropogener Einfluss auf die Landschaftsentwicklung	35
3.8 Historischer Überblick	40
3.8.1 Historische Entwicklung Akarnaniens	40
3.8.2 Die akarnanische Stammesgeschichte	44
3.8.3 Historische Entwicklung der antiken Hafenstadt Oiniadai	45
<b>4 Stand der Forschung</b>	<b>48</b>
4.1 Deltaforschung am Beispiel des Mittelmeeres	48
4.2 Küsten- und Deltaforschung im Mittelmeerraum im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext	50
4.3 Geoarchäologisch-paläogeographische Forschungen in Nordwest-Griechenland	53
4.4 Paläogeographische Untersuchungen im Acheloos-Delta	54
<b>5 Arbeitsmethoden</b>	<b>57</b>
5.1 Geomorphologisch-sedimentologische Geländearbeiten	58
5.1.1 Schlaghammerbohrungen	58
5.1.2 Geomorphologische Kartierung	61
5.2 Geochemische Laboranalysen	62
	<b>IV</b>

5.2.1	Probenaufbereitung	62
5.2.2	pH-Wert	62
5.2.3	Elektrische Leitfähigkeit	63
5.2.4	Carbonatgehalt	63
5.2.5	Gehalt an organischer Substanz	64
5.2.6	Orthophosphatgehalt	64
5.2.7	Metall-Ionenkonzentrationen	65
5.3	Datierungen	65
5.4	Paläoökologische Untersuchungen	67
5.4.1	Mikrofaunaanalysen	67
5.4.2	Großpflanzenrestanalyse	68
5.4.3	Palynologische Untersuchungen	68
5.5	Mikromorphologische Analysen	69
5.6	Geophysikalische Arbeiten	69
5.7	Auswertung von Satellitenbilddaten	70
5.8	Auswertung historischer Quellen	70
<b>6</b>	<b>Entwicklung des Meeresspiegels und historische Darstellungen zur Deltagenese</b>	<b>71</b>
6.1	Entwicklung des Meeresspiegels im Arbeitsgebiet	71
6.1.1	Stand der Forschung auf dem Gebiet der holozänen Meeresspiegelentwicklung	72
6.1.2	Meeresspiegelkurven für den ostmediterranen Bereich und die akarnanische Küste	73
6.1.3	Lokale relative Meeresspiegelkurven für das Acheloos-Delta	76
6.2	Historische Darstellungen zur Entwicklung der Deltaebene	82
6.2.1	Althistorische Quellen	83
6.2.2	Quellen des 19. und 20. Jahrhunderts	90
<b>7</b>	<b>Ergebnisse und Diskussion der sedimentologischen Untersuchungen</b>	<b>96</b>
7.1	Erläuterung zur allgemeinen Nomenklatur und speziellen Begriffsdefinitionen	97
7.2	Entwicklung der Deltaebene im Nordwesten des Untersuchungsgebiets (Lagune von Oiniadai)	104
7.2.1	Geomorphologisch-sedimentologische Befunde	104
7.2.1.1	Transekt A	105
7.2.1.2	Transekt B	119
7.2.1.3	Transekt C	129
7.2.2	Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext	134
7.2.2.1	Potenzielle Meeresanbindung der antiken Stadt Koronta	135

7.2.2.2	<i>Der fluviale Einfluss aus Norden im mittleren Holozän</i>	136
7.2.2.3	<i>Die lagunäre Phase (Lagune von Oiniadai)</i>	138
7.2.2.4	<i>Die fluvialen Einflüsse aus dem Süden</i>	141
7.2.2.5	<i>Die Verlandung der Lagune von Oiniadai</i>	143
7.2.3	Diskussion	145
7.3	Paläogeographische Entwicklung im Umfeld der antiken Hafenstadt Oiniadai	148
7.3.1	Geomorphologisch-sedimentologische Befunde	149
7.3.1.1	<i>Transekt L</i>	149
7.3.1.2	<i>Transekt M</i>	155
7.3.1.3	<i>Transekt N</i>	167
7.3.1.4	<i>Transekt O</i>	174
7.3.2	Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext	178
7.3.2.1	<i>Der Norden Oiniadais mit der Nordhafenanlage</i>	178
7.3.2.2	<i>Der Süden Oiniadais mit dem potenziellen Südhafen</i>	182
7.3.2.3	<i>Die Ostseite Trikardos</i>	185
7.3.3	Diskussion	192
7.3.3.1	<i>Der Zugang zur Nordhafenanlage</i>	192
7.3.3.2	<i>Der potenzielle Südhafen</i>	193
7.3.3.3	<i>Der Südosten der Trikardos</i>	194
7.4	Entwicklung der Deltaebene im Bereich der Lagune von Etoliko	195
7.4.1	Geomorphologisch-sedimentologische Befunde der terrestrischen Bohrungen	197
7.4.1.1	<i>Transekt D</i>	197
7.4.1.2	<i>Transekt E</i>	205
7.4.1.3	<i>Transekt F</i>	213
7.4.1.4	<i>Transekt G</i>	216
7.4.2	Die Befunde der Lagunenbohrung ETO1b	226
7.4.3	Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext	234
7.4.3.1	<i>Der westliche Bereich</i>	234
7.4.3.2	<i>Der östliche Bereich</i>	236
7.4.3.3	<i>Der Kampf des Herakles mit dem Flussgott Acheloos – eine Sage mit realem Hintergrund?</i>	241
7.4.4	Diskussion	242
7.5	Entwicklung der Deltaebene im Süden des Untersuchungsgebiets	245
7.5.1	Geomorphologisch-sedimentologische Befunde	247
7.5.1.1	<i>Transekt H</i>	247
7.5.1.2	<i>Transekt I</i>	253
7.5.1.3	<i>Transekt J</i>	261
7.5.1.4	<i>Transekt K</i>	272



7.5.2	Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext	278
7.5.2.1	<i>Die Lage der rezenten Mündung</i>	278
7.5.2.2	<i>Der Übergang zum Ostteil des Deltas (Transekte I und H)</i>	279
7.5.2.3	<i>Die Verlandung der Insel Skoupas</i>	280
7.5.2.4	<i>Das Strandwallsystem</i>	283
7.5.2.5	<i>Der jüngste Delta-Abschnitt</i>	284
7.5.3	Diskussion	285
7.6	Zusammenschau der Ergebnisse und Darstellung paläogeographischer Verlandungsszenarien für das gesamte Untersuchungsgebiet	287
7.6.1	Paläogeographisches Szenario 6000 bis 5000 BC	288
7.6.2	Paläogeographisches Szenario 4500 – 3000 BC	290
7.6.3	Paläogeographisches Szenario 2500 – 1800 BC	291
7.6.4	Paläogeographisches Szenario 200 BC – 0 BC/AD	293
7.6.5	Paläogeographisches Szenario 500 – 1000 AD	294
7.6.6	Paläogeographisches Szenario 1500 AD bis zur Gegenwart	296
<b>8</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>298</b>
<b>9</b>	<b>Summary</b>	<b>302</b>
<b>10</b>	<b>Περίληψη</b>	<b>305</b>
<b>11</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>310</b>

## **Tabellenverzeichnis**

Tab. 1: Überblick über die historische Entwicklung der Stadt Oiniadai	47
Tab. 2: Radiokohlenstoffdatierungen der Proben aus dem Acheloos-Delta	77
Tab. 3: Übersicht zur Fazieseinteilung der Sedimenteinheiten im Acheloos-Delta	101
Tab. 4: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt A	106
Tab. 5: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt B	124
Tab. 6: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt C	130
Tab. 7: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt L	155
Tab. 8: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt M	162
Tab. 9: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt N	169
Tab. 10: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt D	201
Tab. 11: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt E	207
Tab. 12: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt F	215
Tab. 13: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt G	219
Tab. 14: Radiokohlenstoffdatierungen des Profils ETO 1b	232
Tab. 15: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt H	248
Tab. 16: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt I	257
Tab. 17: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt J	265
Tab. 18: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt K	273

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersichtskarte des nordwestlichen Zentralgriechenlands und dem Ionischen Meer	5
Abb. 2: Übersichtskarte des Acheloos-Deltas	8
Abb. 3: Die isopischen Zonen	10
Abb. 4: Geologische Karte des Acheloos-Einzugsgebiets	11
Abb. 5: Tektonische Übersichtskarte von Griechenland	13
Abb. 6: Geomorphologische Detailkarte des Acheloos-Deltas	16
Abb. 7: Geomorphologische Formen aus dem Bereich des Acheloos-Deltas	18
Abb. 8: Mittlere Verteilung der Niederschläge und Klimadiagramme	21
Abb. 9: Revma in der Küstenebene von Astakos vor und nach einem Starkregeneignis	25
Abb. 10: Unterlauf und Mündung des Acheloos	26
Abb. 11: Zentralgriechenland mit dem Einzugsgebiet des Acheloos	27
Abb. 12: Quercus macrolepis-Wälder (Walloneiche)	29
Abb. 13: Pollendiagramm aus dem Voukaria-See (Nordwest Akarnanien)	30
Abb. 14: Typische Vegetationsformationen und anthropo-zoogene Überformungen	31
Abb. 15: Typische Bodenformationen im Untersuchungsgebiet	34
Abb. 16: Späthelladische Keramik aus der Bohrung OIN 44 im Südosten Oiniadais	38
Abb. 17: Paläogeographische Szenarien von Villas (1984) und Fouache et al. (2005)	56
Abb. 18: Geomorphologisch-sedimentologische Geländearbeiten	60
Abb. 19: Bohrung mit der UWITEC-Plattform	61
Abb. 20: Earth Resistivity Tomography (ERT)	69
Abb. 21: Lokale Meeresspiegelkurven des östlichen Mittelmeerraums	74
Abb. 22: Die lokale relative Meeresspiegelkurve für den zentralen und westlichen Bereich des Acheloos-Deltas	78
Abb. 23: Lokale relative Meeresspiegelkurve für den nordöstlichen Bereich des Acheloos-Deltas (im Gebiet der Lagune von Etoliko)	80
Abb. 24: Synoptische Darstellung beider Meeresspiegelkurven	81
Abb. 25: Lageskizze Oiniadais von Leake, die Schiffshäuser vor der Ausgrabung und ein Modell einer Triere in einem Schiffshaus	87
Abb. 26: Ausschnitt einer Seekarte des Golfs von Patras und seiner Umgebung der englischen Admiralität aus dem Jahr 1892	93
Abb. 27: Darstellung des Deltas zur Zeit Homers und zu Beginn des 20. Jahrhunderts	95
Abb. 28: Beispiele für extrem flache Bereiche an der Westseite der Lagune von Mesolongi	99
Abb. 29: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transekte im Acheloos- Delta	103
Abb. 30: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transekte im Nordwesten des Acheloos-Deltas	105

Abb. 31: Durchlicht-Mikroskopaufnahmen von <i>Abies</i> sp.-Funden aus der Probe OIN 7/1	107
Abb. 32: Fazielle Einteilung der Profile im Transekt A	110
Abb. 33: Foto des Profils OIN 4 mit fazieller Einteilung	115
Abb. 34: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 4	116
Abb. 35: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 5	118
Abb. 36: Fazielle Einteilung der Profile im Transekt B	121
Abb. 37: Foto des Profils OIN 62 mit fazieller Einteilung	123
Abb. 38: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 8	125
Abb. 39: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils 58	127
Abb. 40: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts C	131
Abb. 41: Foto des Profils OIN 10 mit fazieller Einteilung	132
Abb. 42: Earth Resistivity Tomography (ERT) – Transekt OIN 14 g	136
Abb. 43: Paläogeographisches Szenario für die Bucht nördlich von Triardo für den Zeitraum 5000 BC bis 6000 BC	138
Abb. 44: Paläogeographisches Szenario für die Bucht nördlich von Triardo für den Zeitraum 4500 BC bis 3000 BC	140
Abb. 45: Paläogeographisches Szenario für die Bucht nördlich von Triardo für den Zeitraum 200 BC bis 0 BC/AD	143
Abb. 46: Rinnenstrukturen in der ehemaligen Lagune von Oiniadai	145
Abb. 47: Übersicht der Bohrpunkt-Transekte im Bereich der antiken Hafenstadt Oiniadai	149
Abb. 48: Der innere Teil der Nordhafenanlage mit der Bohrung OIN 48	150
Abb. 49: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts L	151
Abb. 50: Geochemische Analyseergebnisse der elektrischen Leitfähigkeit und des $K^+/Na^+$ -Verhältnisses aus den Profilen OIN 48,47,54 und 37	152
Abb. 51: Foto des Profils OIN 47 mit fazieller Einteilung	154
Abb. 52: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts M	158
Abb. 53: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 41	161
Abb. 54: Foto des Profils OIN 49 mit fazieller Einteilung	165
Abb. 55: Foto des Profils OIN 44 mit fazieller Einteilung	168
Abb. 56: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts N	172
Abb. 57: Umgebung und Details der Bohrung OIN 69	173
Abb. 58: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts O	176
Abb. 59: Die Schiffshäuser in der Nordhafenanlage von Oiniadai	179
Abb. 60: Earth Resistivity Tomography-Transekte im Nordhafen Triardos	181
Abb. 61: Die Bohrung OIN 49 in der Bucht des potenziellen Südhafens	184
Abb. 62: Earth Resistivity Tomography-Transekte im potenziellen Südhafen Triardos	185
Abb. 63: Funde aus Profil OIN 44	186

Abb. 64: Earth Resistivity Tomography-Transekte im Südosten Trikardos	191
Abb. 65: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transekte im Bereich der Lagune von Etoliko	196
Abb. 66: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts D	199
Abb. 67: Foto des Profils OIN 19 mit fazieller Einteilung	202
Abb. 68: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 31 mit fazieller Einteilung	204
Abb. 69: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts E	207
Abb. 70: Foto des Profils OIN 35 mit fazieller Einteilung	209
Abb. 71: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 35	210
Abb. 72: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts F	213
Abb. 73: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts G	217
Abb. 74: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 51	219
Abb. 75: Foto des Profils OIN 17 mit fazieller Einteilung	221
Abb. 76: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 16	223
Abb. 77: Computer-Tomographie-Bild des Bohrkerns ETO 1b mit fazieller Einteilung	225
Abb. 78: Bildtafel mit Ausschnitt- und Dünnschliff-Fotos des Profils ETO 1b	226
Abb. 79: Einteilung der Fazies für Profil ETO 1b mit Radiokohlenstoffdatierungen und der Konzentration ausgewählter Metall-Ionen	229
Abb. 80: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 6000 BC bis 5000 BC	235
Abb. 81: Earth Resistivity Tomography (ERT) – Transekte OIN 1 g und 4g	237
Abb. 82: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 4500 BC bis 3000 BC	238
Abb. 83: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 2500 BC bis 1800 BC	239
Abb. 84: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 200 BC bis 0 BC/AD	241
Abb. 85: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transekte im Süden des Arbeitsgebiets	244
Abb. 86: Panorama von der ehemaligen Insel Koutsilaris Richtung Nord	245
Abb. 87: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts H	249
Abb. 88: Foto des Profils OIN 39 mit fazieller Einteilung	250
Abb. 89: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts I	253
Abb. 90: Umgebungs- und Detailfoto der Bohrung OIN 60	255
Abb. 91: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 23 mit fazieller Einteilung	257
Abb. 92: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts J	261
Abb. 93: Mikroskopische Detailfotos von Holz und Holzkohleaus der Probe OIN 24/22 PR	267
Abb. 94: Foto des Profils OIN 50 mit fazieller Einteilung	268

Abb. 95: Umgebung der Bohrung OIN 59 am Altarm des Acheloos östlich der ehemaligen Insel Koutsilaris	270
Abb. 96: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts K	273
Abb. 97: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 13	276
Abb. 98: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 2500 BC bis 1800 BC	280
Abb. 99: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 200 BC bis 0 BC/AD	281
Abb. 100: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 500 AD bis 1000 AD	282
Abb. 101: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 1500 AD bis heute	284
Abb. 102: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 6000 BC bis 5000 BC	288
Abb. 103: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 4500 BC bis 3000 BC	289
Abb. 104: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 2500 BC bis 1800 BC	291
Abb. 105: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 200 BC bis 0 BC/AD	293
Abb. 106: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 500 AD bis 1000 AD	294
Abb. 107: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 1500 AD bis zur Gegenwart	296

# 1 Einleitung

Die Mündungsgebiete großer Flüsse repräsentieren einige der ältesten Siedlungs-, Nutzungs- und Kulturräume der Welt. Ihre vielfältigen Vorteile in Bezug auf verschiedenste Bereiche menschlichen Lebens machen sie seit Jahrtausenden zu intensiv genutzten Standorten. Am bekanntesten ist sicherlich das hohe agrarische Potential von Flusstälern im allgemeinen und Deltagebieten im besonderen, da die Anlieferung fruchtbarer Hochflutlehme in Kombination mit fehlender Hangneigung und fehlendem Skelettanteil im Boden gerade zu Beginn der ackerbaulichen Nutzung seitens des Menschen, von besonderer Bedeutung waren. Die Lage an der Schnittstelle zwischen Fluss und Meer war entscheidend für die Standortwahl von Handelsplätzen und Hafenstädten. Die Wechselwirkungen zwischen Fluss und Meer, sprich Süß- und Salzwasser, bedingen einen großen Reichtum an verwertbaren Meerestieren in einer für Menschen gut zugänglichen und relativ sicheren Umgebung. Die Nachteile, die sich aus dieser Lage ergeben, wie Überschwemmungen bei Sturmfluten und (Fluss-) Hochwasser, Gefährdung durch Dammuferbrüche, natürliche Flussverlagerungen, Malariagefährdung etc. haben die oben genannten Standortvorteile zu keiner Zeit überwogen.

Das dynamische System aus Anlieferung von Sedimenten durch den Fluss, steigendem Meeresspiegel, kontinuierlichen oder abrupten tektonischen Veränderungen und küstenmorphologischen Prozessen, unterliegt einem permanenten Wandel, der die Erscheinung einer Deltaebene stetig verändert. Diesen Veränderungen musste der Mensch zu allen Zeiten Rechnung tragen, so dass die geomorphologisch-geoökologischen Gegebenheiten die Nutzung direkt beeinflusst haben.

In der vorliegenden Arbeit soll die Genese der Deltaebene des Acheloos in Nordwest-Griechenland im Laufe des Holozän als Ergebnis eines interdisziplinär angelegten Forschungsprojekts dargestellt und im geoarchäologischen und kulturhistorischen Gesamtzusammenhang diskutiert werden. Das Untersuchungsgebiet liegt in Akarnanien, einer Landschaft im Westen Zentralgriechenlands. Der Acheloos entspringt im Kalkgebirge des Pindos, dem südöstlichsten Ausläufer des alpidischen Gebirgssystems und mündet ca. 30 km östlich der Insel Kephallonia in den Golf von Patras und ist damit der größte vollständig in Griechenland verlaufende Fluss.

Das Acheloos-Delta unterscheidet sich in seiner Sedimentationsdynamik deutlich von vergleichbaren Flussmündungsgebieten, da es sich weder um eine verlandende ehemalige Meeresbucht, wie im Falle des Büyük Menderes in der Westtürkei, handelt (siehe MÜLLENHOFF 2005) noch um einen ungehindert ins Meer einmündenden Strom wie den Nil (zur Genese des Nildeltas vgl. WUNDERLICH 1989, WUNDERLICH & ANDRES 1991). Die im Mündungsbereich gegeneinander versetzt liegenden Echinadeninseln bedingen Strömungsanomalien sowohl des Flusses als auch des Meeres, die zu ständig wechselnden

Ablagerungsbedingungen führen. Im Osten und Südosten des Deltas dominieren noch heute ausgedehnte Lagunensysteme das Erscheinungsbild, die bereits zu Beginn der Sedimentation von entscheidender Bedeutung gewesen sind (siehe Kap. 7.4). Diese Besonderheiten bringt PHILIPPSON (1958: 406-407) prägnant mit der Formulierung zum Ausdruck, dass es sich nicht um ein Delta im eigentlichen Sinne handle, sondern um eine untergetauchte und gleichzeitig oder nachher vom Flussschwemmland „ertränkte“ Berg- und Tallandschaft.

Am eindrucksvollsten lässt sich der landschaftliche Wandel am Beispiel der antiken Hafenstadt Oiniadai belegen. Die mit sehr gut erhalten Schiffshäusern (Werftanlagen) ausgestattete Stadtanlage liegt auf der ehemaligen Echinadeninsel Trikardo und ist heute ca. 7-9 km vom offenen Meer entfernt. Die Stadt hatte durch ihre Lage am Eingang zum Golf von Patras eine große strategische Bedeutung und war über Jahrhunderte hinweg immer wieder Mittelpunkt kriegerischer Auseinandersetzungen. Die geographischen Gegebenheiten im Bereich der Stadtanlage werden von mehreren antiken Geschichtsschreibern, wie *Thukydides*, *Herodot*, *Strabon* und *Pausanias*, im Rahmen von Berichten zu Kriegszügen o.ä. zum Teil recht detailliert beschrieben. Dabei wird sehr häufig die Lage im Mündungsbereich des Acheloos betont, die v.a. unter dem Gesichtspunkt des Schutzes vor Angriffen besonders hervorgehoben wird, zum Beispiel bei *Thukydides III102, 2-3*: [...] *Denn Oiniadai anzugreifen, [...] schien ihnen im Winter nicht möglich. Der Acheloos nämlich, der aus dem Pindos [...] und durch die akarnanische Ebene fließt, [...], und ins Meer sich ergießt bei Oiniadai, wo er die Poleis mit Wasser umgibt, macht mir seinen vielen Wassern die Stadt im Winter für ein Heer unzugänglich.* Die älteren Autoren berichten von einem noch nicht abgeschlossenen Verlandungsprozess, erst *Pausanias* (um 170 n. Chr.) bemerkt, dass keine weitere Insel eingefangen worden ist (PHILIPPSON 1958: 408, FREITAG 1994: 229, siehe Kap. 3.8.3 und Kap. 7.3.2).

Der Landschaftswandel des Gebiets ist demnach ein Umstand, dem sich die menschliche Nutzung des Naturraums kontinuierlich anpassen musste. Erst in jüngerer Zeit ist versucht worden, diese Entwicklung des Acheloos-Deltas geomorphologisch und sedimentologisch zu erfassen (dazu VILLAS 1984, FOUACHE 1999, FOUACHE et al. 2005, vgl. Kap. 4.4). Die durchgeführten Untersuchungen waren jedoch bisher weder umfangreich noch detailliert genug, um die komplexe Entwicklung der Deltaebene möglichst realistisch beschreiben zu können.

Der vorliegenden Arbeit liegen umfassende interdisziplinäre Forschungen zu Grunde. Die Entwicklung der Deltaebene kann mit Hilfe von geomorphologisch-sedimentologischen, paläoökologischen und geophysikalischen Untersuchungsergebnissen differenziert analysiert und dargestellt werden. Kombiniert mit bereits vorliegenden und neuen Befunden der Archäologie und der alten Geschichte (siehe Kap. 6.1 ff.), ist eine umfassende Rekonstruktion des holozänen Deltavorbaus möglich. Zudem werden neue Ergebnisse im Rahmen aktueller küstenmorphologischer Fragestellungen, zum Beispiel der Verlauf des holozänen Meeresspiegelanstiegs, vorgestellt.



## 2 Kontext und Zielsetzung Arbeit

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Projekts (DFG-Az. VO 938/1-1 und 1-3), das den gesamten Küstenraum Akarnaniens umfasst (siehe Abb. 1). In sechs Geländekampagnen zwischen 2002 und 2005 sind in fünf Küstenebenen und einem Gebirgsbereich detaillierte geomorphologisch-sedimentologische Untersuchungen durchgeführt worden. Mit Hilfe von Schlaghammerbohrungen wurde ein umfangreiches Archiv an Sedimentproben angelegt, das geochemisch, paläoökologisch (Analyse der Mikro- und Makrofauna, sowie Pflanzengroßrestanalysen) und mikromorphologisch bearbeitet wurde. In Kombination mit Differenzial-GPS-Vermessungen, geoelektrischen Untersuchungen und Luft- und Satellitenbilddauswertung konnte der holozäne Landschaftswandel qualitativ und quantitativ erfasst und dargestellt werden (siehe dazu: BENDER (2005), BROCKMÜLLER (2005), BURGHEIM (2005), DUNKEL (2005), HERBENER (2005), LUTHER (2004), MAY (2005), SCHRIEVER et al. (2007), VÖTT (2006, 2007a,b) und VÖTT et al. (2002, 2003a,b, 2004a,b,c, 2006a,b, 2007 a,b,c)). Die parallele Untersuchung mehrerer Küstenebenen ermöglichte eine bessere Einschätzung der lokalen Gegebenheiten in Bezug auf Tektonik, Sedimentationsdynamik etc., was eine bessere Beurteilung der Gesamtentwicklung, beispielsweise des Verlaufs des holozänen Meeresspiegelanstiegs, erlaubt.

Die Zielsetzungen für die Forschungen im Acheloos-Delta sind vielfältig und komplex. Die Grundlage und den Kern der Arbeit bildet die geomorphologisch-sedimentologische Aufnahme der gesamten Deltaebene mit Hilfe von 70 terrestrischen und einer Lagunenbohrung mit Hilfe einer schwimmenden Bohrplattform. Die möglichst detaillierte Bestimmung der Stratigraphie ist für weiterführende Aussagen und Untersuchungen unerlässlich. Durch die Bearbeitung der Bohrkerne mit den in Kap. 5 ausführlich beschriebenen multidisziplinären Ansatz erfolgt eine genaue Determinierung der verschiedenen Fazies-Typen, die die Grundlage für die Rekonstruktion der Deltaentwicklung seit etwa 6500 cal BC (alle Altersangaben der Arbeit als cal BC/AD) darstellt (siehe Kap. 7.6).

Die bereits in der Einleitung kurz beschriebene „Sonderstellung“ des Acheloos-Deltas im Rahmen des Küstenforschungen im Mittelmeerraum leitet über zu der Fragestellung, ob die Dynamik der holozänen Entwicklung des Deltas, gerade in Bezug auf die Interaktion zwischen ausgedehnten, bereits bestehenden Lagunensystemen und der Flussmündung, mit anderen Gebieten im Mittelmeerraum vergleichbar ist oder nicht.

Die engmaschige Aufnahme der holozänen Sedimente durch Bohrsequenzen ermöglicht nicht nur die oben beschriebene Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte, sondern sie liefert mit 80 Radiokohlenstoffdatierungen die Ausgangsbasis für (a) die exakte geochronologische Einordnung des Verlandungsprozesses, was in Zusammenhang mit archäologischen und historischen Befunden von enormer Bedeutung ist und (b) eine verlässliche, auf eindeutige

Indikatoren fußende Meeresspiegelkurve für das Untersuchungsgebiet (siehe Kap 6.1). Durch die bereits erwähnte Möglichkeit, die Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg der verschiedenen Teiluntersuchungsgebiete des Gesamtprojekts miteinander zu vergleichen, ergeben sich wesentlich differenzierte Einschätzungen über lokaltektonische Einflüsse als in der alleinigen Betrachtung eines Untersuchungsgebiets. Die Prognose einer zukünftigen Entwicklung wird durch die Basis der vielfältigen und vergleichbaren Ergebnisse ebenfalls erleichtert.

Die genaue Rekonstruktion der Landschaftsgenese und ihre zeitliche Einordnung erhält durch die seit Jahrtausenden bestehenden Besiedlung und Inwertsetzung eine noch wichtigere Bedeutung. Zu offenen Fragen der Alten Geschichte und der Archäologie, insbesondere den Zugang zu den Schiffshäusern im Nordhafen Oiniadais und der Lokalisierung eines weiteren Hafens, kann die Arbeit wichtige neue Erkenntnisse liefern.

Einschneidende naturräumliche Veränderungen haben schon vor der systematischen Geschichtsschreibung Eingang in die Überlieferungen der Völker gefunden. Ein bekanntes und beeindruckendes Beispiel ist das Gilgamesh-Epos aus Mesopotamien, in dem neben Hinweisen auf den rapiden holozänen Meeresspiegelanstieg (Sintflut) auch solche auf Phänomene wie Soil liquefaction vermutet werden (KRINITZKY 2005). Im Zusammenhang mit dem Acheloos-Delta existieren zwei Mythen, die auf gravierende Veränderungen im Landschaftsbild basieren. Die geochronologische Einordnung der Befunde kann einen Beitrag dazu leisten, die Veränderungen in der Landschaft, die als Grundlage der Mythen in Frage kommen, genauer zu fassen und mit historisch bekannten menschlichen Leistungen, wie zum Beispiel größeren wasserbaulichen Maßnahmen, in nähere Übereinstimmung bringen.

Die Konzeption des Gesamtprojekts als ein interdisziplinärer Forschungsansatz erlaubt somit die Bearbeitung einer Vielzahl von Fragestellungen aus dem Gebiet der vergleichenden Küstenforschung. Die Ergebnisse erhalten dabei durch die Vergleichbarkeit der Daten aus verschiedenen Räumen ein hohes Maß an Verlässlichkeit.

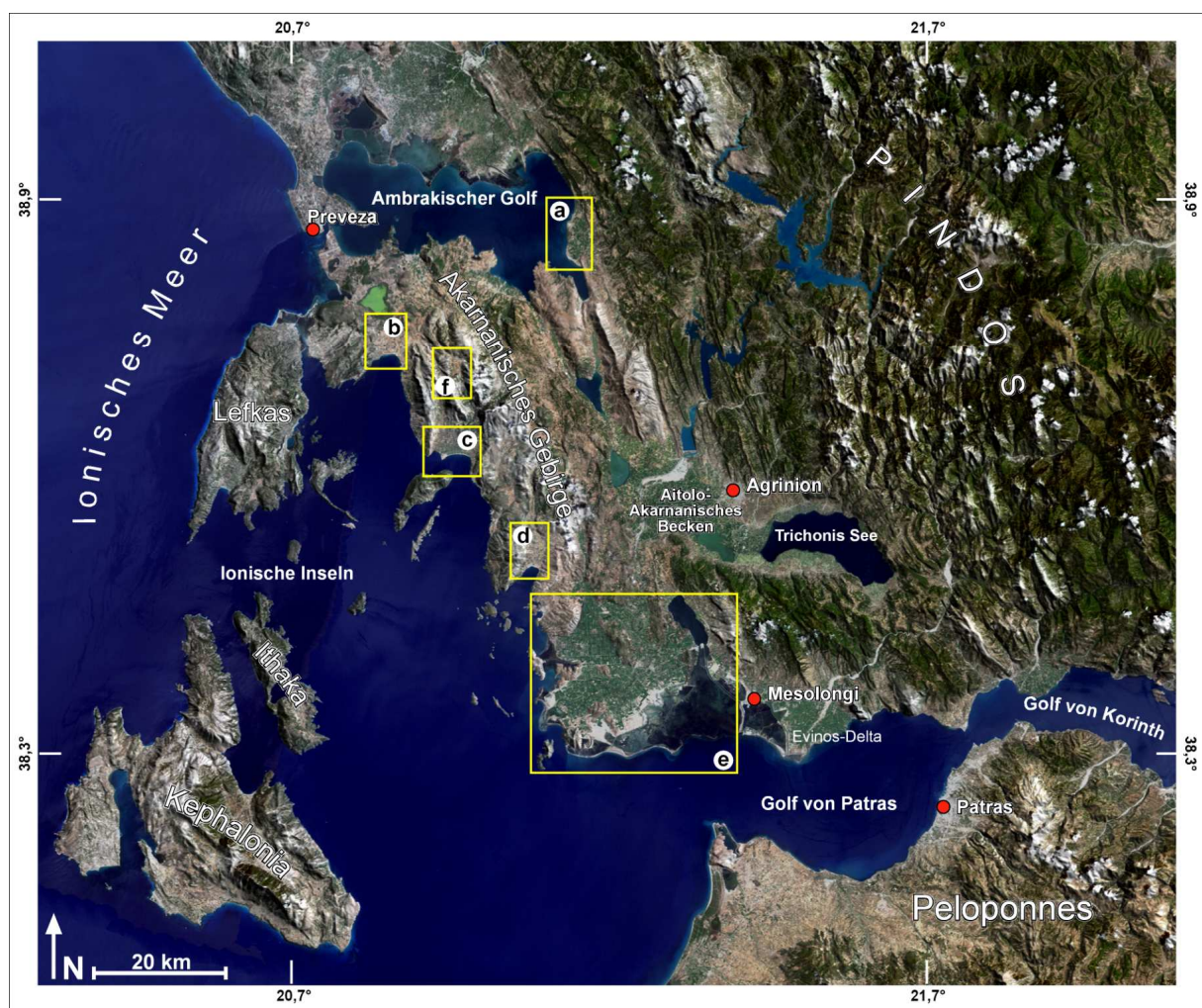
### **3 Der Untersuchungsraum**

Das Projekt umfasst mit dem Küstenraum Akarnaniens ein Gebiet, das sich über ca. 80 km vom Ambrakischen Golf im Norden bis zum Acheloos-Delta im Süden zieht (Abb.1). Entlang der Küste reihen sich mehrere Küstenebenen, die eingehend untersucht wurden (von Nord nach Süd):

- an der Ostküste des Ambrackischen Golfs die Küstenebene von Boukka
- die an die Plaghia-Halbinsel anschließende Küstenebene von Palairos
- die Küstenebene von Mytikas
- die Küstenebene von Astakos
- das Acheloos-Delta

In den folgenden Kapiteln wird die naturräumliche Ausstattung und die historische Entwicklung Akarnaniens dargestellt.

Akarnanien wird durch den Gegensatz zwischen Gebirge und Meer geprägt. Die höchsten Erhebungen des Akarnanischen Gebirges, der *Psili Korifi* (1589 m) und der *Boumistos* (1573 m), liegen nur wenige Kilometer von der Küste entfernt. Dadurch entsteht ein sehr heterogenes Relief und damit vielfältige Landschaftseinheiten. Das hauptsächlich aus mesozoisch bis tertiären Kalken der Ionischen Zone bestehende akarnanische Gebirge ist durch klassische Karstformationen gekennzeichnet (DUNKEL 2005, siehe Abb. 1, Arbeitsgebiet (f) des Gesamtprojekts). Bedingt durch eine gegenüber anderen mediterranen Regionen deutlich höhere Niederschlagsmenge (u.a. LIENAU 1989: 82) aufgrund der Lage im



**Abb. 1: Übersichtskarte des nordwestlichen Zentralgriechenlands und dem Ionischen Meer**  
**Arbeitsgebiete des Gesamtprojekts: a) Küstenebene von Boukka, b) Küstenebene von Palairos**  
**c) Küstenebene von Mytikas, d) Küstenebene von Astakos, e) Acheloos-Delta, f) Vatos-Polje**

Kartengrundlage: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, 1999; Höhenmodell: SRTM, NASA/USGS, 2000.

Bearbeitung: A. Schriever, 2006

Luv des Pindos, unterscheidet sich die Vegetationsausstattung von weiten Teilen der Küstenregionen Griechenlands deutlich. Neben der typischen Hartlaubvegetation prägen laubwerfende Eichenwälder weite Teile Akarnaniens.

Alle Küstenebenen wurden von antiken Hafenstädten beherrscht. Bis auf die Nordhafenanlage Oiniadai sind keine archäologischen Funde vorhanden, die es erlauben genaue Aussagen über die Hafensituationen und den Schiffszugang v.a. des antiken Palairos, Alyzia (Küstenebene von Mytikas) und Astakos zu machen. Dass alle Städte einen oder mehrere Häfen besessen haben, ist aus der antiken Literatur bekannt (ausführl. Darstellungen der archäologischen Gegebenheiten u.a. bei LEAKE 1835, HEUZEY 1860, OBERHUMMER 1887, MURRAY 1982, SCHOCH 1997, vgl. auch VÖTT 2006 und VÖTT & BRÜCKNER 2007).

Das Acheloos Delta nimmt gegenüber den oben genannten Küstenebenen eine besondere Stellung ein. Es stellt die mit Abstand größte und fruchtbarste Küstenniederung Akarnaniens dar und liegt im Grenzbereich zu Aitolien (vgl. Abb. 1). Diesen Umständen ist es zu verdanken, dass es in der Antike stets umkämpft war (vgl. Kap. 6.2.1). Damals war es vor allem die strategisch günstige Lage am Nordrand des Golfs von Patras, die dem Deltagebiet und vor allem der Hafenstadt Oiniadai besondere Bedeutung zu kommen ließ und die herausgehobene Stellung unter den akarnanischen Küstenräumen manifestierte. Heute ist das Bild der Deltaebene geprägt durch intensive landwirtschaftliche Nutzung. Die gesamte Fläche ist melioriert und wird bewässert (siehe Kap. 3.7). Es werden hauptsächlich Cash crops wie Zitrusfrüchte, Melonen und Baumwolle, aber auch Reis und Mais angebaut. Aufgrund seiner Größe ist es das wichtigste agrarisch genutzte Gebiet in gesamt West-Griechenland.

### 3.1 Lage und Abgrenzung

Akarnanien bildet heute zusammen mit Aitolien einen Nomos, eine Verwaltungseinheit im westlichen Zentralgriechenland. Die größte Stadt ist Agrinion, am Nordrand des Aitolo-Akarnanischen Beckens gelegen, mit ca. 44.000 Einwohnern (Abb. 1). Weitere wichtige Städte sind Mesolongi (Aitolien, Hauptstadt des Nomos Aitolo-Akarnania) im Süden und Preveza am Eingang zum Ambrakischen Golf im Nordwesten. Die Grenzen des antiken Akarnaniens bildete im Norden der Ambrakische Golf. Von der Stadt Amphilochia (früher Karavasaras, in der Antike Limnaia) an seiner Südostspitze verlief die Grenze entlang einer tektonischen Störungszone, der Katouna-Senke mit dem Rivio-See, in die heute Aitolo-Akarnanische Becken genannte intramontane Senkungszone. Von dort bildete der Acheloos die Grenze zu Aitolien im Osten. Von der Deltaebene des Acheloos nach Nordwesten ziehend, bildet die Küste zum Ionischen Meer die zweite natürliche Begrenzung Akarnaniens, dessen nordwestlichster Punkt mit der Straße von Aktion<sup>1</sup>, dem Eingang zum Ambrakischen Golf, erreicht wird. Nach Norden schließt sich in der Antike Epirus an, was auch dem heutigen Nomos entspricht. OBERHUMMER (1887: 4) berechnet die Fläche Akarnaniens mit etwa 1600 km<sup>2</sup> Festlands- und etwa 50 km<sup>2</sup> Inselfläche.

---

<sup>1</sup> röm.: Actium. Hier fand 31 v.Chr. die entscheidende Seeschlacht zwischen Octavian, dem späteren Kaiser Augustus, und Marcus Antonius und seiner Geliebten Kleopatra um die Herrschaft über das Römische Reich statt.

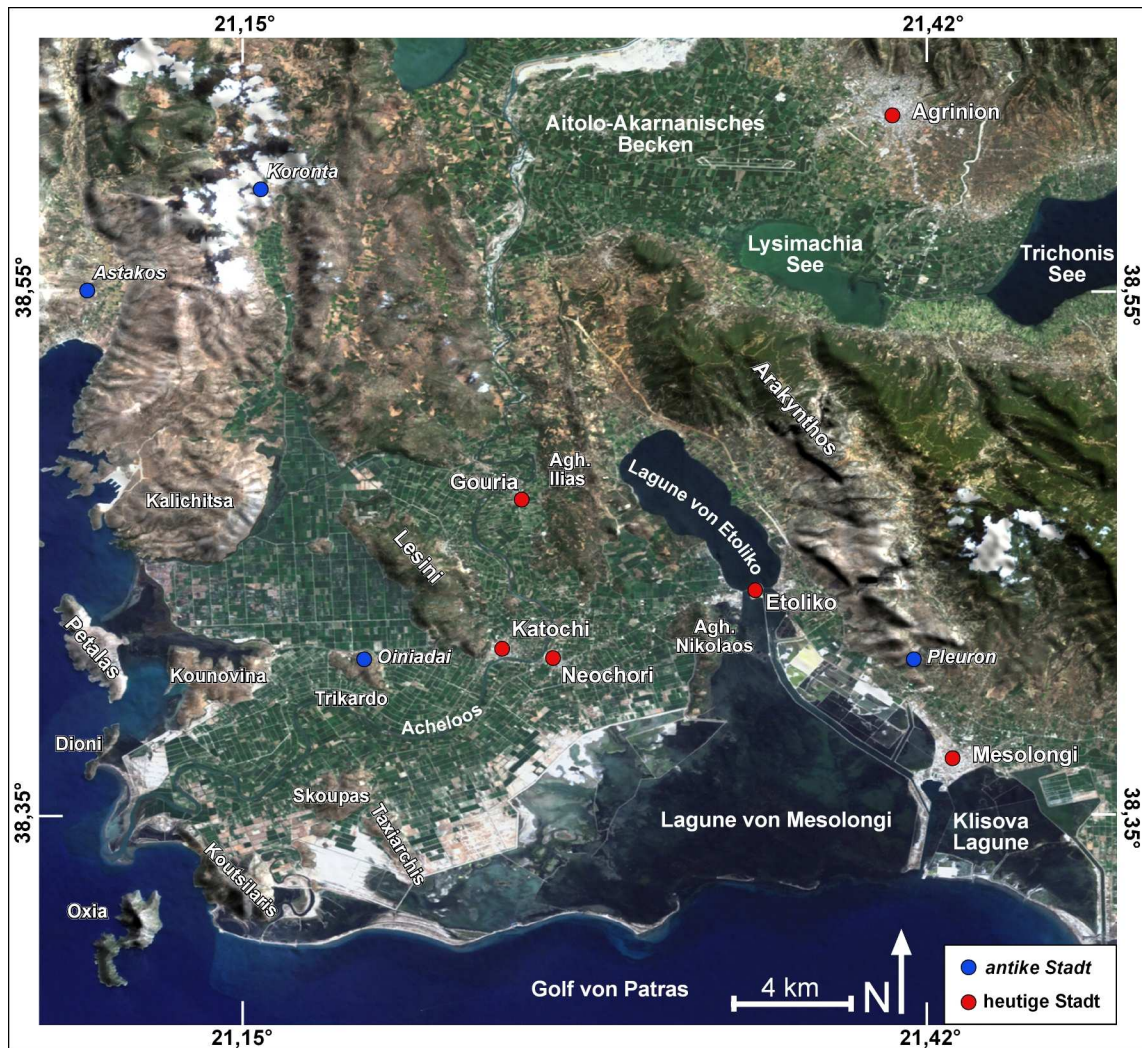
Der akarnanischen Westküste vorgelagert liegen die Ionischen Inseln Lefkas, Ithaka, und Kephalonia, die heute zu einer eigenständigen Verwaltungseinheit gehören und auch in der Antike selbstständig waren. Sie schirmen die gesamte Küste Akarnaniens gegen das offene Meer ab, so dass diese eher den Charakter der Küste eines Golfs oder eines Binnenmeeres annimmt. Die Insel Lefkas (früher Leukas) hatte aber aufgrund ihrer räumlichen Nähe immer eine besondere Bedeutung für Akarnanien. Sie ist nur durch einen schmalen Sund von der zu Akarnanien gehörenden Plaghia-Halbinsel getrennt. Dieser Sund stellte in der Antike die einzige sichere Schiffspassage Richtung Norden (Kerkyra (Korfu), Italien) dar und hatte eine dem entsprechend große Bedeutung, was sich natürlich auch auf Akarnanien auswirkte. PHILIPPSON (1958: 369) weist in diesem Zusammenhang auf den Bedeutungsverlust der Schifffahrt für Akarnanien hin. Seit die Hauptschifffahrtsrouten aufgrund der zunehmenden Schiffsgröße westlich der Ionischen Inseln vorbei führen, hat die mit ausgezeichneten Naturhäfen versehene akarnanische Küste ihre Bedeutung für die Handelsschifffahrt eingebüßt.

Das Acheloos-Delta liegt zwischen  $38,42^\circ$  und  $38,25^\circ$  nördl. Breite, sowie  $21,10^\circ$  und  $21,42^\circ$  östl. Länge und erstreckt sich über ca.  $270 \text{ km}^2$  (POULOS & CHRONIS 1997: 89). Die nördliche Begrenzung stellt das Durchbruchstal des Acheloos durch einen aus meozoischen bis tertiären Kalken bestehenden Ausläufer des Akarnanischen Gebirges dar, der das Aitolo-Akarnanische Becken im Norden und die Acheloos-Deltaebene im Süden von einander trennt. Die östliche Begrenzung bildet die Lagune von Etoliko und der östlich von dieser aufragende, aus tertiären Kalken und Sandsteinen (Flysch-Einheit) der Ionischen Zone bestehende Arakynthos Gebirgszug. Der westliche Rand des Deltas verläuft vom Kalichitsa genannten, aus triassisch-jurassischen Kalken aufgebauten Höhenzug im Norden bis zur ehemaligen Echinadeninsel Koutsilaris im Süden. Ein Strandwall, der sich von Koutsilaris nach Osten verlaufend langsam in Sandbänke und Inseln auflöst, bildet die Südgrenze der Lagune von Mesolongi und damit den südlichen Rand des Untersuchungsgebiets.

Die Deltaebene ist gegliedert durch mehrere Felsrücken (Abb. 2). Die meisten dieser Felsrücken stellen ehemalige, mittlerweile von Sedimenten des Acheloos „eingefangene“ Inseln dar und bestehen aus triassischer Kalkbreccie. Wie in der Einleitung bereits erwähnt, charakterisiert PHILIPPSON (1958: 406,407) die Deltaebene als eine untergetauchte und anschließend oder gleichzeitig durch Sedimentation zugeschüttete („ertränkte“) Berg- und Tallandschaft.

Bei der im Nordosten des Deltas liegenden Lagune von Etoliko handelt es sich um eine durch die holozäne Transgression ans Meer angeschlossenen Gipskarst-Doline, deren Entstehung in Zusammenhang mit der hier verlaufenden Katouna-Störung (siehe Kap. 3.2). Die sich schlauchartig in nordwestlicher Richtung ins Landesinnere erstreckende Lagune hat im Süden, in der Überganszone zur Lagune von Mesolongi, eine Wassertiefe von wenigen Dezimetern bis 1,5 Meter. Zu ihrem nordwestlichen Rand steigt die Wassertiefe auf ca. 27 m an. Die im Süden der Lagune von Etoliko anschließende Lagune von Mesolongi ist die größte Lagune in Griechenland (PHILIPPSON 1958: 350). Sie und die direkt benachbart liegende

Lagune Klisova werden durch das oben bereits erwähnte Strandwall-/Nehrungssystem vom Golf von Patras getrennt. Das Strandwall-/Nehrungssystem verläuft von der ehemaligen Echinadeninsel Koutsiliaris im Westen bis zur Spitze des östlich von Mesolongi gelegenen



**Abb. 2: Übersichtskarte des Acheloos-Deltas**

Kartengrundlage: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, 1999; Höhenmodell: SRTM, NASA/USGS, 2000.  
 Bearbeitung: A. Schriever, 2006

Fan-Delta des Evinos. Die Nehrung löst sich im zentralen Bereich in kleine Inseln und Sandbänke auf, so dass Zufahrtsrinnen zu Lagune frei bleiben. Erst südlich der Stadt Mesolongi beginnt wieder eine intakte Nehrung, die die Lagune Klisova vom Golf von Patras abtrennt. Die Wassertiefen in der Lagune von Mesolongi sind sehr gering und variieren abseits der zur Schifffahrt genutzten Rinnen nur zwischen 0,3 und 1,5m (HELLENIC MILITARY GEOGRAPHICAL SERVICE, Topographische Karte 1:50.00, Blatt Mesolongion, 1975/1976).

Der Acheloos wurde früher auch Aspro Potamos oder Aspros genannt, da er aufgrund seiner Sedimentfracht oft weiß bzw. hell erschien<sup>2</sup> (vgl. OBERHUMMER 1887: 15). Durch die Flussregulierung mittels Staudämmen im Ober- und Mittellauf (ab 1959) tritt dieses Phäno-

<sup>2</sup> von aspro: griech. weiß, Aspro Potamos: der weiße Fluss.

men heute nicht mehr oder nur sehr reduziert auf, da sich der größte Teil, v.a. der gröberen Sedimente, in den Staudammbecken absetzt.

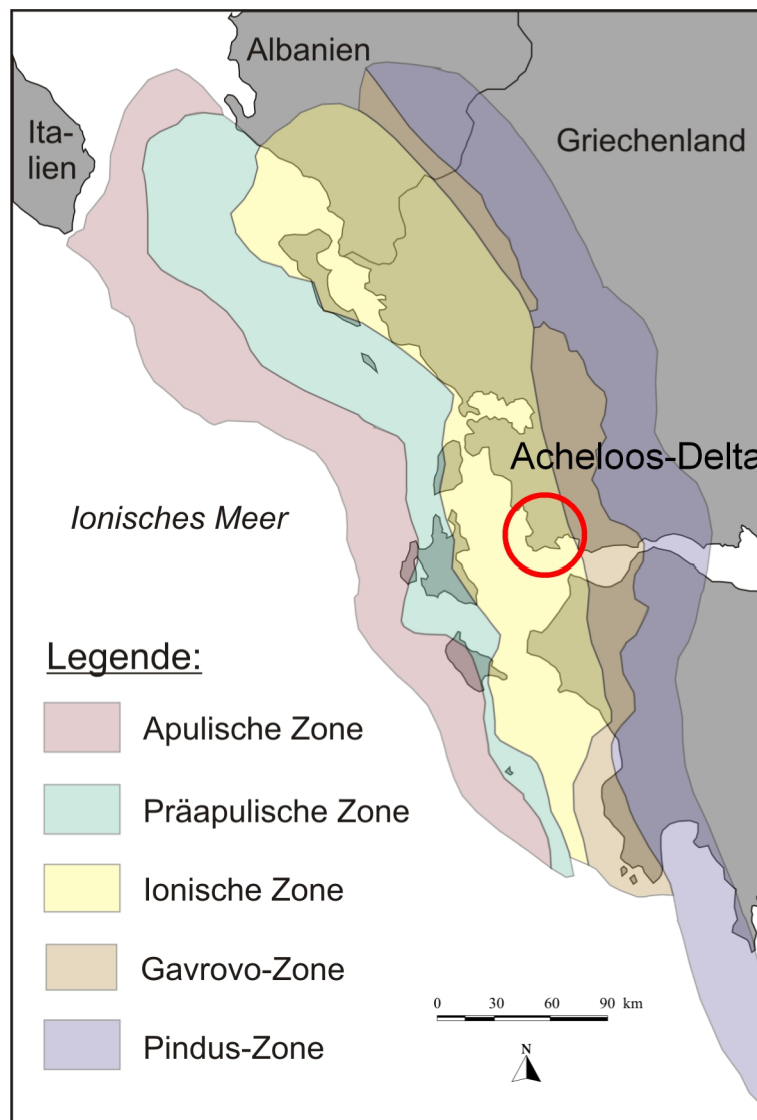
### 3.2 Geologie und Tektonik

Nordwest-Griechenland gehört wie weite Teile Griechenlands zum alpidischen Orogen der Helleniden. Mit der Öffnung der Neotethys am Ende des Perm/Anfang der Trias beginnt im entstehenden Meeresbecken die alpidische Sedimentation (JACOBSHAGEN 1986: 6-7, PE-PIPER & PIPER 2002: 6-24, CLEMENT et al. 2000: 441 ff.). Durch die Heterogenität des Ablagerungsraums wechseln sich neritische und pelagische Sedimentationsbedingungen ab, die zu unterschiedlich ausgeprägten Carbonatgesteinen führten. In der die Westküste Griechenlands dominierende Ionischen Zone überwiegen pelagisch-neritisch abgelagerte Carbonate mit Einschaltung von Feuerstein und Schiefer. Die im Osten anschließende Gavrovo(-Tripolitza) Zone dominieren unter neritischen Bedingungen abgelagerte Carbonate. Die Formationen sind 2-3 km mächtig. Unterlagert werden sie von permo-triassischen Evaporiten, die in den Phasen der Gebirgsbildung oft als „Gleitschicht“ für die auflagernden Carbonatgesteine wirkten und damit Deckenver- und überschiebungen begünstigten (UNDERHILL 1988: 269). Überlagert werden die Carbonate in vom über 2-6 km mächtigen westhellenischen Flysch (AUBOUIN 1959, BRITISH PETROL Co Ltd 1971, CLEWS 1989: 447, DOUTSOS et al. 1987: 434). Der Hauptzeitraum der Sedimentation umfasst das komplette Mesozoikum bis ins Tertiär (Eozän - DOUTSOS et al. 1987: 434). Die Gebirgsbildung, die für die Bildung der Helleniden maßgeblich war, ereignete sich in vier Hauptphasen mit den typischen Prozessen der Faltung, Subduktion, Deckenüberschiebung und Regionalmetamorphose (JACOBSHAGEN 1986: 7), von denen für das nordwestliche Griechenland der mesohellenische Zyklus im Eozän und der neohellenische Zyklus im Miozän von entscheidender Bedeutung waren (PE-PIPER & PIPER 2002: 15, SCHÖNBERG & NEUGEBAUER 1997: 271).

PHILIPPSON (1958: 112) hatte bereits eine Zonierung der Helleniden gemäß der unterschiedlichen Ablagerungsräume (isopische Zonen) erkannt. RENZ (1940) legte eine Gliederung vor, die von AUBOUIN (1959: 19) und AUBOUIN et al. (1963) präzisiert wurden (vgl. auch: BRITISH PETROLEUM Co. Ltd. 1971: 15, BOUSQUET 1976: 22, CLEWS 1989: 447, Abb. 3). Während der Orogenese verlagerte sich die Deformationsfront langsam von Osten nach Westen, was zur Folge hat, dass Alter und Intensität der tektonischen und metamorphischen Deformation in dieser Richtung abnimmt. Gleiches gilt für den Zeitpunkt der damit zusammenhängenden Flyschsedimentation (CLEWS 1989: 447, MEIJNINGER 2001: 5, SCHÖNBERG 1997: 265). Die Flyschsedimentation wurde gesteuert durch die Aktivierung der Pindus-Thrust-Front im Verlauf des mesohellenischen Zyklus. Durch die Auflast bildete sich ein Vorlandbecken, in dem die Flyscheinheiten als Abtragungsmaterial des neu entstandenen Pindos-Gebirges sedimentierten.

Die Untereinheiten fassen AUBOUIN et al. (1963) aufgrund des Zeitpunkts ihrer Deformation in eine interne (Interniden, letzte Deformation im mesohellenischen Zyklus) und eine

externe Zone (Externiden, letzte Deformation im neohellenischen Zyklus) zusammen. Für das Arbeitsgebiet sind die Ionische und Gavrovo(-Tripolitza)-Zone als Bestandteil der Externiden und die Pindoszone als westlichste Einheit der Interniden von besonderer Bedeutung (Abb. 3). Die für das heutige Erscheinungsbild ist der neohellenische Zyklus im Oligozän-Miozän verantwortlich. Neben der Deformation der Externiden kam es zu Überschiebungen der Pindos-Zone über die Gavrovo(-Tripolitza)-Zone, die ihrerseits über die Ionische und diese wiederum über die Prä-Apulische Zone überschoben wurde, begünstigt durch die bereits oben erwähnte Mobilisierung der unterlagernden triassischen Evaporiten. Die Zonen entsprechen großenteils den überschobenen Decken und werden durch känozoisch angelegte Störungslinien, die der Hauptstreichrichtung NW-SO folgen, getrennt (PE-PIPER & PIPER 2002: 8, MEIJNINGER 2001: 15).



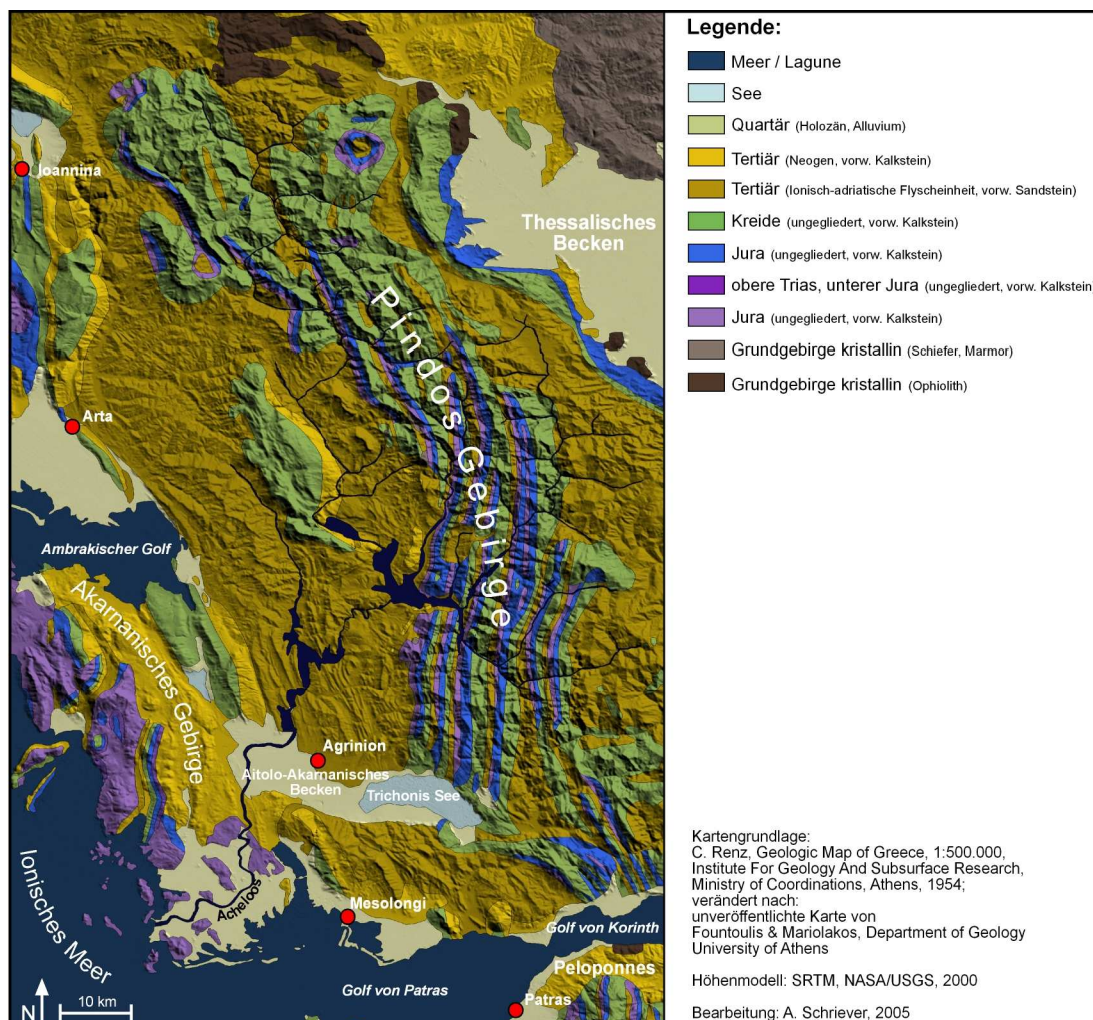
**Abb. 3: Die isopischen Zonen**  
(Quelle: BROCKMÜLLER (2005: 15), verändert)

Diese Entwicklung führte zu einem klassischen Deckengebirge (vgl. JACOBSHAGEN 1986: 6, DOUTSOS et al. 1987: 434, PIPPAN 1976). Die im Westen an die Ionische Zone anschlie-



Bende, in der Adria versunkene Prä-Apulische Plattform bildet das ungefaltete relative Vorland der Helleniden und ist Bestandteil der adriatischen Mikroplatte. Im Osten und Nordosten bilden neben der Rhodopenzone die altkristallinen Komplexe Ostmakedoniens und Thakiens sowie das Serbo-Mazedonische Massiv den Übergang zum Balkan.

Der Acheloos durchläuft drei der o.g. Isopischen Zonen. Er entspringt in der Pindoszone, durchläuft in seinem Mittellauf die Gavrovo(-Tripolitza) Zone bis ins Aitolo-Akarnanische Becken (z.T. auch als Trichonis-Basin bezeichnet) und durchbricht die mesozoisch-tertiären Carbonate der Ionischen Zone im Süden, um anschließend ins Meer zu münden. In der Gavrovo(-Tripolitza)-Zone durchfließt der Acheloos über weite Strecken Sandsteine der den mesozoischen Carbonaten aufgelagerten tertiären Flyschseinheit (Abb. 4)). Für die Deltaebene sind vier Gesteinstypen von Bedeutung. Wie oben erwähnt durchbricht der Acheloos im Nordosten des Deltas die aus tertiären Kalken bestehenden Ausläufer des



**Abb. 4: Geologische Karte des Acheloos-Einzugsgebiets**

Kartengrundlage: C. Renz, Geologic Map of Greece, 1:500.000, Institute for Geology and Subsurface Research, Ministry of Coordinations, Athens, 1954; verändert nach: unveröffentlichte Karte von I. Fountoulis & I. Mariolakas, Department of Geology, University of Athens  
Höhenmodell: SRTM, NASA/USGS, 2000  
Bearbeitung: A. Schriever, 2005

Akarnanischen Gebirges und des Arakynthos-Gebirgszugs, dessen mächtige paläogene Carbonate teilweise von Sand- und Schluffsteinen des Flysch überlagert werden. An diese schließt südlich die triassische Kalkbreccie von Agh. Ilias. Dort treten auch triassische Evaporite (Gips) an die Oberfläche, die aufgrund ihrer starken Verkarstungstendenz zu einem sehr heterogenen Relief mit zahlreichen Einsturz- und Lösungsdolinen führen (Kap.7.4.1). Die im zentralen Deltabereich gelegene ehemalige Insel Triardo (Abb. 2) und der Lesini-Höhenzug sind auch aus der triassischen Kalkbreccie aufgebaut, die südwestlich gelegenen ehemaligen Inseln Skoupas, Taxiarchis, Koutsilaris und Kounovina, sowie die noch „freien“ Inseln Oxia, Dioni und Petalas bestehen aus dem so genannten Pantokratorkalk der oberen Trias/unteren Jura.

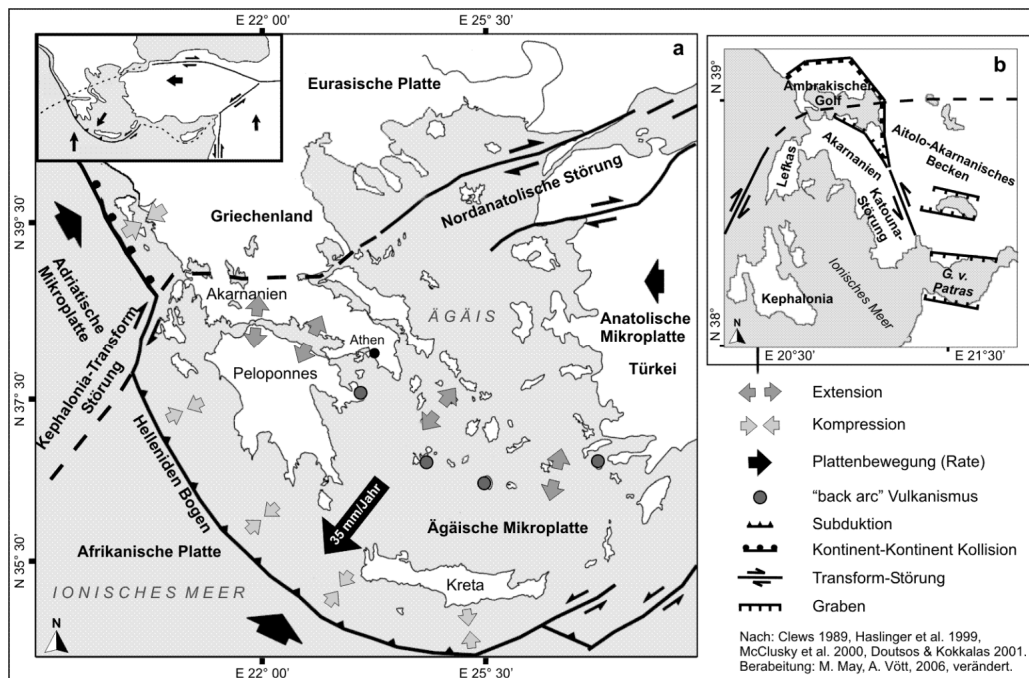
Die tektonische Situation ist durch die größte Aktivität in Europa gekennzeichnet (LAIGLE et al. 2002: 243). Im Bereich der ionischen Inseln treffen sich mehrere großtektonische Einheiten. Im Nordwesten liegt die Subduktionszone des Calabrian Arc, westlich der Inseln Lefkas und Kephalaria verläuft die Kephalaria (Transform) Fault Zone (KFZ<sup>3</sup>) von Nordost nach Südwest und trifft südwestlich Kephalaria auf die große Subduktionszone des Hellenic Arc. Dieser zieht sich in einem weiten Bogen um die Inseln Kreta und Rhodos bis nach Südwest Anatolien. SACHPAZI et al. (2000: 303) beschreiben die Region aus Sicht der Plattentektonik als einzigartig, da in einem Umkreis von etwa 100 km alle vier Typen von Plattengrenzen (Multiple junction: Collision, Subduction, Transform and Spreading) vorkommen. HASLINGER et al. (1999: 201) spricht von einer Triple Junction zwischen der Afrikanischen Platte, der Adriatischen und der Ägäischen Mikroplatte an der Stelle, wo die KFZ auf den Hellenic Arc trifft und damit die Subduktionszone im Süden von der Kollisionszone im Norden trennt (Abb. 5, vgl. dazu auch PETER et al. 1998: 253 ff., COCARD et al. 1999: 39 ff. und VAN HINSBERGEN et al. 2005: 2). Die KFZ ist eine dextrale Blattverschiebung, an der sich die Ägäische Mikroplatte an der Adriatischen Mikroplatte horizontal entlang schiebt. Die Verschiebung kommt zustande, da sich die Adriatische Mikroplatte mit der Afrikanischen Platte nach Nordosten, die Ägäische Mikroplatte, wie oben beschrieben, nach Südwesten bewegt (PETER et al. 1998: 253). KAHLE et al. (2000) haben mittels GPS-Vermessung eine Bewegung von 25 mm/a für die KFZ gemessen.

Die Plattenbewegungen werden durch überregionale Vorgänge gesteuert. Die Anatolische Platte im Osten wird durch die nordwärts Bewegung der Arabischen Platte entlang der Nord-anatolischen Verwerfung nach Westen gedrängt. Dies führt dazu, dass die Ägäische Mikroplatte als Teil der Eurasischen Platte nach Südwesten „ausweicht“ (LE PICHON et al. 1995: 12675 ff.). COCARD et al. (1999: 39) geben, ebenfalls abgeleitet aus GPS-Messungen, eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 30 mm/a an, wobei die geringste Bewegung von ca. 10 mm/a bei Lefkas und die stärkste am Südwestteil der Peloponnes mit 40 mm/a gemessen wurde. In der Gegenbewegung verschiebt sich die Afrikanische Platte jählich um

---

<sup>3</sup> in der Literatur finden sich verschiedene Bezeichnungen und Abkürzungen, zum Beispiel Cephalonia transform fault (CTF), Cephalonia Fault (CF).

etwa 10 mm nach Norden. Daraus resultiert, dass zu der „normalen“ Subduktion der Afrikanischen Platte am Hellenic Arc ein zusätzliches „Überfahren“ durch die Ägäische Platte kommt (SACHPAZI et al. 2000: 317, DOUTOS & KOKKALAS 2001: 455). Im Back Arc-Bereich kommt es durch die oben beschriebenen Prozesse zu einem Bewegungsdefizit. Die dadurch entstehende Dehnungszone erstreckt sich vom Ägäischen Meer über die Peloponnes bis zu Ostrand des Ambrakischen Golfs (KING & BAILEY 1985: 275). Diese Zone N – S gerichteter Dehnung wanderte im Laufe des Pliozäns nach Westen und hat die bereits mit der miozänen Gebirgsbildung nach Westen voranschreitende Zone der W – E Kompression abgelöst (BROOKS et al. (1988: 133).



**Abb. 5: Tektonische Übersichtskarte von Griechenland**

(Quelle: Vött (2006: 3), verändert)

Während dieser Dehnung entstanden in Akarnanien zwei Generationen von Beckenbildungen. In der ersten entstand im ausgehenden Miozän im Bereich Lefkas, Palairos, und Mytikas ein zusammenhängendes Becken. Im ausgehenden Pliozän bildeten sich unter Einfluss der oben erwähnten N-S- Dehnung des ägäischen Raums zwei große WNW ausgehende Becken, das des Ambrakischen Golfs und das Aitolo-Akarnanische (CLEWS 1989: 454). Die Becken werden verbunden durch die so genannte Katouna-Störung<sup>4</sup>, die vom Becken des Ambrakischen Golfs (NNW) über die Katouna-Senke mit dem Amphilochia-See (auch: Rivio-See) verläuft, das Aitolo-Akarnanische Becken am Westrand schneidet und über den Bereich der Lagune von Etoliko in den Patras-Graben (SSO) zieht. Die Katouna-Störung verbindet als sinistrale Blattverschiebung die großen tektonischen Grabenzonen Mittelgriechenlands (Korinth-Patras-Graben und das Becken des Ambrakischen Golfs) mit-

<sup>4</sup> in der Literatur findet sich auch Amphilochia-Störung, zum Beispiel bei CLEWS (1989: 454).

einander (HASLINGER et al. 1999: 202, CLEWS 1989: 454, Fig. 9). Im Bereich des Amphilochia-Sees teilt sich die Katouna-Störung auf. Ein Zweig verläuft weiter entlang der Hauptrichtung (NNW) zur Südostspitze des Ambrakischen Golfs bei der Stadt Amphilochia. Der andere biegt leicht nach NW und erreicht den Golf in der Bucht von Loutraki. COCARD et al. (1999: 45) und HASLINGER et al. (1999: 202) konnten belegen, dass sich der Akarnanische Gebirgsblock entlang der Katouna-Störung schneller nach Südwesten bewegt als der Rest Zentralgriechenlands und zwar um etwa 5 mm/a. Diesbezüglich muss von einem initialen Rifting gesprochen werden, das verantwortlich ist für die Öffnung und gleichzeitige Drehungsbewegung der Störung. Im Arbeitsgebiet trennt sie die mesozoischen Sedimente im Osten von den neogenen Sedimenten im Westen (KONTOPOULOS 1991: 75). VAN HINSBERGEN et al. (2005: 1) haben mit Hilfe paläomagnetischer Messungen eine Rotation Westgriechenlands um einen im Nordwesten gelegenen Rotationspunkt in den Albaniden um insgesamt 50° im Uhrzeigersinn nachgewiesen. Zunächst betrug die Rotation im Miozän (15 – 8 Ma) 40°, und im Pliozän (4 Ma) folgte noch eine Rotation um 10° (vgl. auch, KISSEL et al. 1984). Die Rotation des Akarnanischen Blocks betrug seit dem Oligozän-Miozän sogar 90° im Uhrzeigersinn (BROADLEY et al. 2004).

Die hohe tektonische Aktivität ist für die küstenmorphologischen Prozesse im Arbeitsgebiet von entscheidender Bedeutung. Wie eben beschrieben, liegt der Ostrand der Deltaebene im Bereich der Katouna-Störung. Eine weitere aktive Störungszone läuft entlang des im Nordwesten des Arbeitsgebietes liegenden Höhenzugs Kalichitza von SW nach NO. Dieser ist ein Ausläufer des Akarnanischen Gebirges und seinerseits im Nordwesten mit dem (Halb-)Graben von Astakos verbunden. Entlang der Störungslinie hebt sich der Gebirgszug gegenüber der Deltaebene heraus (vgl. IGME (1986), Geol. Map of Greece 1:50.000, Blatt Ekhinades, Schnitt A-A1).

Die vielfältig differenzierten tektonischen Einflüsse haben direkte und indirekte Einflüsse auf die Sedimentationsprozesse. So können prägende morphologische Elemente, wie der eigentliche Flussverlauf oder der Einsturz von Gipsdolin, sowohl durch kontinuierliche tektonische Verstellungen als auch coseismische Ereignisse beeinflusst worden sein. In der zeitlichen Dimension sind parallel zur Sedimentation ablaufende Ereignisse, wie auch postsedimentäre Verstellungen denkbar und wahrscheinlich. Die Auswirkungen lassen sich u.a. an den Befunden zur Meeresspiegelkurve darstellen, die auf eindeutige Unterschiede im tektonischen Verhalten verschiedener Bereiche des Deltas hinweisen (vgl. Kap. 6.1).

Die hohe seismische Aktivität konnte am 14.08.2003 in Form eines Erdbebens der Stärke 6,2 auf der Richterskala (vgl. PAPADOPOULOS et al. 2003) im Gelände miterlebt werden.

### 3.3 Geomorphologische Übersicht

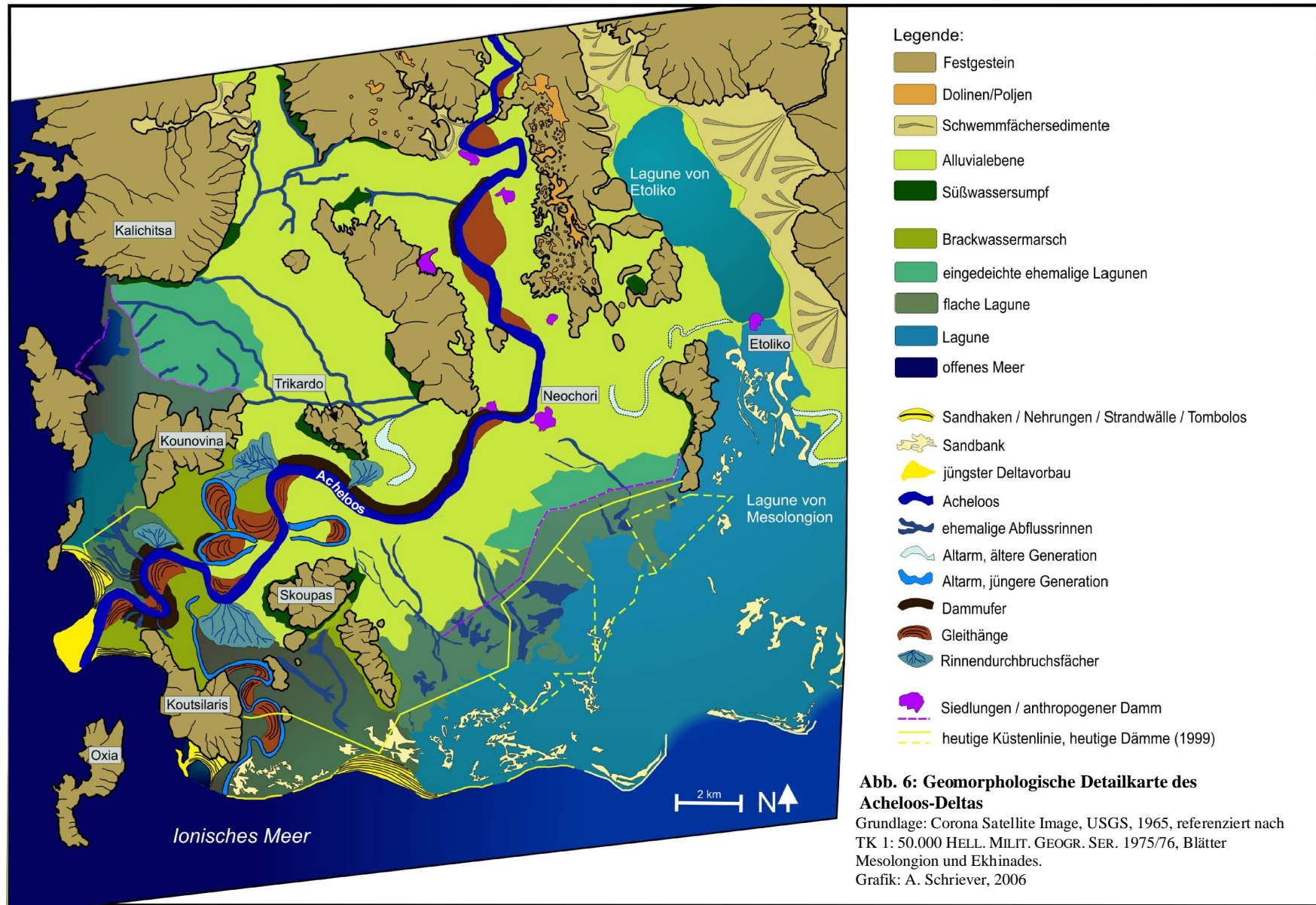
Das Mündungsdelta eines Flusses unterliegt einer permanenten Veränderung durch sehr viele geomorphologische Prozesse. Wie in der Einleitung bereits beschrieben, sind dabei drei Elemente von besonderer Bedeutung. Zum einen ist die Sedimentanlieferung durch den Fluss

zu nennen. Sie ist abhängig vom geologischen Aufbau, der Reliefausstattung und den klimatischen und hydrologischen Gegebenheiten des Einzugsgebiets. Der zweite prägende Einfluss wird durch das Meer ausgeübt. Hier sind Faktoren wie das Unterwasserrelief der Mündungsregion, Strömungsrichtung und -intensität, Wellengang, Tidenhub und Meeresspiegelentwicklungen zu nennen. Das dritte Element ist der anthropogene Einfluss, der in Bezug auf die Morphogenese einer Deltaebene auf beide vorgenannten Aspekte wirksam wird.

Seit der Mensch sesshaft geworden ist, hat er mit immer größer werdendem Erfolg versucht, den Verlauf von Flüssen zu beeinflussen. Ebenso hat er versucht, in Küstennähe dem Meer Land abzugewinnen und sich vor den Naturgewalten des Meeres zu schützen. Diese Anstrengungen haben immer Auswirkungen auf die Entwicklung einer Deltaebene und zwar in der Regel in einem linearem Zusammenhang: je größer der Eingriff in den Flusshaushalt, desto größer die Auswirkung auf die Sedimentation. Als Beispiel seien hier Dammbauten in Flussläufen genannt, die in der Regel auch Sedimentfallen darstellen, was sich auf Sedimentanlieferung im Mündungsgebiet des Flusses negativ auswirkt. Die Maßnahmen, die an der Küste direkt getroffen werden, beispielsweise Deichbauten, wirken oft positiv auf die Sedimentbilanz, da erodierende Kräfte gemindert werden.

Im Mündungsgebiet des Acheloos sind viele verschiedene geomorphologische Strukturen zu verzeichnen. Diese wurden durch Auswertung von Satellitenbildern (Corona Satellite Image (1965), Landsat 7 ETM+ (1999) und ASTER (2000 – 2003)) und geomorphologischer Kartierung im Gelände (vgl. LESER & STÄBLEIN 1975, LESER 1977) erfasst und in eine geomorphologische Detailkarte umgesetzt (Abb. 6). Durch die Verschneidung der Ergebnisse verschiedener Aufnahmesysteme aus unterschiedlichen Jahren konnte gegenüber den bereits vorliegenden geomorphologischen Karten von PIPER & PANAGOS (1981), VILLAS (1984) und FOUACHE (1999) eine detailliertere Karte erstellt werden.

Die meisten Strukturen gehören dem fluvialen Formenschatz an. So wird die Deltaebene im Südwesten durch zahlreiche Altarme bzw. abgetrennte Mäanderschlingen (Oxbows) verschiedener Generationen geprägt. Den Fluss begleiten Dammuferwälle und in den Innenseiten der aktiven und inaktiven Mäander sind Gleithänge ausgeprägt. An verschiedenen Stellen weisen in der Aufsicht erkennbare Strukturen auf ehemalige Dammuferbrüche und die daraus resultierenden Sedimentablagerungen (Crevasse splay) hin. Die Altarme sind bei der Rekonstruktion der Deltaebene von besonderer Bedeutung, da an ihnen der Paläolauf des Acheloos direkt zu erkennen ist. In der Regel kann davon ausgegangen werden, dass die Deutlichkeit, mit der die Altarme zu erkennen sind, mit zunehmendem Alter abnimmt. Das trifft in einigen Ausnahmefällen jedoch nicht zu. Liegt zum Beispiel ein Altarm direkt im Mündungsgebiet, kann er ggf. längere Zeit mit Meerwasser gefüllt bleiben und auf diese Weise länger vor der Verlandung geschützt sein als ein Altarm im zentralen Bereich einer Deltaebene. Durch die sehr intensive landwirtschaftliche Nutzung können dagegen sichtbare Unterschiede zwischen unterschiedlich alten Altarmen ausgeglichen werden, so sind bspw.



durch umfassende Nivellierungsmaßnahmen die Uferdämme bei Altarmen komplett verschwunden (Abb. 7d). Beide Phänomene sind bei der Betrachtung und Interpretation solcher Strukturen zu beachten. Im Falle des Acheloos-Deltas finden sich mehrere, für die Gesamtinterpretation wichtige Beispiele dafür: (a) eine noch mit Meer-/Brackwasser gefüllter Altarm östlich der ehemaligen Insel Koutsilaris im Süden der Deltaebene, der heute noch den Strandwall durchbricht und so einen (künstlichen ?) Zugang zu Meer besitzt; (b) einen im Satellitenbild und topographischer Karte deutlich zu erkennender Altarm südöstlich der Stadt Etoliko am Ostrand der Lagune von Mesolongi, dessen Hauptteil heute von Anlagen zur Salzgewinnung verdeckt ist (siehe Kap. 7.4 ff.); (c) einen Altarm im Bereich des schmalen Durchgangs westlich der Stadt Etoliko zwischen dem Aghios Ilias-Gebirgszugs im Norden und Aghios Nikolaos im Süden. Dieser ist durch eine bis kurz unterhalb der Alluvialebene reichende Festgesteinsschwelle aus Gips noch weiter eingengt, so dass die Durchflussmöglichkeit, bei niedrigerem Meeresspiegel, auf wenige hundert Meter begrenzt war (Parachelōitis-Lowland-Pass (PLP), siehe Kap. 7.4.1, vgl. VÖTT et al. 2007c). Die zuletzt genannten Altarme können als Beweis dafür gelten, dass der Acheloos an dieser Stelle zumindest mit einem Seitenarm in die Lagunen von Etoliko und Mesolongion geflossen ist, was OBERHUMMER (1887: 17) und PHILIPPSON (1958: 353) bereits vermuteten (vgl. Abb. 6 und Kap. 7.4 ff.).

Ebenfalls im Satellitenbild erkennbar sind zahlreiche Rinnenstrukturen, die ehemalige oder saisonal gefüllte Abflusslinien markieren. Diese Strukturen tauchen vor allem im Südosten und im Nordwesten der Deltaebene auf. Bei diesen Gebieten handelt es sich um Bereiche verlandender Lagunen, die vor den umfassenden Eindeichungsmaßnahmen marschähnliche, in der Wintersaison (Regenzeit) überflutete Sumpfgebiete waren. Dem im Norden der ehemaligen Insel Trikardo (Oiniadai) gelegenen Sumpfgebiet kommt dabei eine besondere Bedeutung zu, da dort der Zugang zum Nordhafen Oiniadai vermutet wurde und das Gebiet unter vielen Namen in der Literatur behandelt wird, zum Beispiel Lesini-Sumpf, Lagune Melite und Melitesee (Abb. 6, vgl. dazu PHILIPPSON 1958: 404, LEAKE 1835: III, 558 ff.).

Zahlreiche versumpfte Gebiete, v.a. im Bereich der ehemaligen Inseln und an den Steilflanken der aufragenden Gebirgszüge, weisen auf ehemals offene Wasserflächen hin, deren Ursprung zum Teil auf länger frei gebliebene Lagunenarme (zum Beispiel bei Kalichitsa und Skoupas), stark schüttende Karstquellen (Lesini) oder beides zusammen (Trikardo) zurückzuführen. Charakteristisch für die Deltaebene ist das Fehlen von Schwemmfächern oder Schutthalden als vermittelndes Element zwischen den Erhebungen und der Ebene. Dies ist ein eindeutiger Hinweis darauf, dass die Ebene durch Sedimentationsvorgänge aus Lockersedimenten aufgebaut worden ist und nicht durch geomorphologische Prozesse der Hangrückverlegung oder Verkarstung. In den nördlich und östlich anschließenden Gebirgszügen des Akarnanischen Gebirges und des Arakynthos finden sich zahlreiche Schwemmfächer, Schuttkegel, Abrissnischen und Felshalden als Zeichen morphologischer

Dynamik und Aktivität (Abb. 7b). Neben ausgedehnten Formen pleistozänen Alters finden sich auch rezent aktive Systeme, die sich z.T. in ältere eintiefen. Dies wird heute in erster Linie durch die hydrologischen Rahmenbedingungen des größtenteils torrentiellen Abflussregimes gesteuert und natürlich durch tektonische Aktivität, insbesondere im Bereich der in Kap. 3.2 beschriebenen Katouna-Störung.



**Abb. 7: Geomorphologische Formen aus dem Bereich des Acheloos-Deltas**

(Fotos: a-d: A. Schriever)

Im westlich der Lagune von Etoliko in N – S Richtung verlaufenden Gebirgszug Aghios Ilias spielt die Karstmorphologie eine große Rolle. Hier stehen triassische Evaporite (Gips) an, die sehr verkarstungsfähig sind (Kap. 3.2). Der gesamte Höhenzug ist durchzogen von kleinen abflusslosen Hohlformen, die als Lösungs- und teilweise als Einsturzdolinen angesprochen werden müssen (Abb. 6). In Kap. 7.4 wird die in Kap. 3.2 bereits angedeutete Möglichkeit, dass es sich bei der Lagune von Etoliko um eine durch Gipskarst bedingte Erscheinung handelt, näher beleuchtet. Die anstehenden Gipslagerstätten sind so groß, dass sich ein Abbau wirtschaftlich lohnt. Karstmorphologische Prozesse wirken natürlich auch auf die Carbonate. Sämtliche exponierte Kalkfelsen sind von relativ starken Karren der verschiedensten Ausprägungen überzogen. Größere Formen liegen zum Beispiel auf der ehemaligen Insel Trikardo in Form von zwei Einsturzdolinen vor, eine im Südwesten und eine im Nordosten der Erhebung (Abb. 7c). Diese sollen von den Bewohnern Oiniadais als Zisternen



genutzt worden sein und in eine größere, im Südwesten gelegene, soll bis Mitte des 19. Jh. sogar eine in den Fels gehauene Treppe geführt haben (SCHILLBACH 1872: 111, vgl. PHILIPPSON 1958: 401). Eine wichtige Bedeutung haben auch die Karstquellen. Sie treten am Fuß der ehemaligen Inseln aus und sorgen mit teilweise beträchtlichen Schüttungsmengen dafür, dass die Randbereiche der Felsrücken länger vor Verlandungsprozessen geschützt waren (zum Beispiel Kalichitsa, Lesini). Anschließend bildeten sich durch den Wasserüberschuss sehr sumpfige Streifen. WEIL (1903, zitiert nach PHILIPPSON 1958: 402) beschreibt für Trikardo zwei Quellen, von denen die größere, im Bereich des Nordhafenkastells, die Stadtquelle (Kallirhöe) gewesen sein soll. Diese Quelle schüttet auch heute noch, wenn auch nicht mehr sehr stark.

Neben dem fluvialen und karstmorphologischen Formenschatz dominieren natürlich küstenmorphologische Prozesse das Erscheinungsbild. Direkt an der Mündung des Acheloos ist eine klassische Mündungsbarre ausgeprägt. Von dieser ausgehend ist durch Küstenversatz die im Norden der Mündung liegende Insel Dioni mit einem Tombolo an die Deltaebene angeschlossen. Im Süden der Deltaebene hat sich von dem oben beschriebenen ehemaligen Mündungsarm östlich der ehemaligen Insel Koutsiliaris ein Nehrungs-/Strandwallsystem gebildet, das genau von West nach Ost zieht. In seinem Verlauf löst es sich in Sandbänke und kleine Inselchen auf, ist aber im Satellitenbild noch eindeutig als ehemals zusammenhängende Nehrung mit wenigen Durchlässen zu erkennen. Sie bildet die Begrenzung der Lagune von Mesolongion, welche durch sehr geringe Wassertiefen charakterisiert ist. Im westlichen Drittel der Nehrung, südlich der ehemaligen Insel Taxiarchis, hat sich eine Serie von Strandwällen gebildet, auf denen auch Dünen aufsitzen (siehe Abb. 7a).

### 3.4 Klima und Klimageschichte

Das Klima Griechenlands entspricht dem der winterfeuchten Subtropen, der Klimazone des Mittelmeerraums. Diese Klimazone bildet den Übergangsbereich zwischen den feucht-(kühl-) gemäßigten Klimaten im Norden zu den tropisch trockenen im Süden (HOFRICHTER 2002: 172). Neben dem Mittelmeergebiet in Europa findet sich ein solches Klima im subtropischen Bereich an den Westseiten der Kontinente, so in Kalifornien, Chile, Südafrika (Kap Region) und an der Westseite Australiens (LINEAU 1989: 80, ROTHER 1984: 14). Charakteristisch für das Klima sind trocken-heiße Sommer und feuchte-milde Winter. Gemäß KÖPPEN & GEIGER (1961) zählt es zu den warmgemäßigten Klimaten mit einer sommerlichen Trockenzeit mit dem wärmsten Monat über 22° Celsius im Mittel (Csa, Olivenklima), TROLL & PAFFEN (1964) ordnen es dem winterfeuchten, sommertrockenem Mediterranklima der warmgemäßigten Subtropenzone zu (IV 1).

Gesteuert wird das Klimaregime im Mittelmeerraum durch die jahreszeitliche Verschiebung des planetarischen Zirkulationssystems. Im Sommer der Nordhalbkugel verschiebt sich die innertropische Konvergenzzone (ITCZ) aufgrund der Veränderung der Sonneneinstrahlungsintensität nach Norden. Daher gelangt der Mittelmeerraum, und mit ihm

Griechenland, in den Einflussbereich des subtropischen Hochdruckgürtels. In erster Linie ist das stabile atlantische Azorenhoch für die nahezu niederschlagslosen, warmen Sommermonate verantwortlich. In den Wintermonaten verschiebt sich die ITCZ entsprechend dem geänderten Sonnenstand nach Süden und der Mittelmeerraum gerät unter den Einfluss der außertropischen Westwindzone (vgl. LIENAU 1989: 81, ROTHER 1984: 24, WAGNER 2001: 205, WEISCHET & ENDLICHER 2000: 153). Durch diese Südverschiebung der Westwindzone mit ihrer hohen Bereitschaft zur Zyklonogenese (ROTHER 1984: 24) kommt es zu den Winterniederschlägen. Zum einen bringen die an der atlantischen Polarfront gebildeten Zyklonen die Niederschläge auf ihren zonal verlaufenden Zugbahnen in den Mediterranraum. WEISCHET & ENDLICHER (2000: 156-157) betonen aber auch die Ausbildung von meridionalen zyklonalen Zirkulationstypen, die durch herbstliche Kaltlufteinbrüche aus dem Norden und deren Labilisierung über dem noch sehr warmen Meer entstehen und ausgiebige Niederschläge bringen können. GROVE & RACKHAM (2001: 27, Fig. 2.3) sprechen in diesem Zusammenhang von vier Regionen vermehrter Zyklonogenese: (a) der Alpine Lee Depression am Südrand der Alpen (entspricht Genua-Adria Tief bei WEISCHET & ENDLICHER 2000: 157), (b) der Atlas Lee Depression, nördlich des Atlasgebirges, (c) der Central Lee Depression südlich der Peloponnes und (d) der Eastern Lee Depression westlich von Zypern (Zyperntief, vgl. auch WEISCHET & ENDLICHER 2000: 157-158).

Neben dem jahreszeitlichen Wechsel zwischen feucht-mild und trocken-warm sind v.a. die charakteristisch ausgebildeten Windsysteme prägend für das Klima im ostmediterranen Raum. In Griechenland wurden diese charakteristischen Winde bereits in der Antike mit Namen belegt (PHILIPPSON 1948: 23, zitiert nach LIENAU 1989:84). Die im Sommer aus Norden wehenden, trocken-warmen Winde werden in der Ostmediterranen Region als Etesien bezeichnet. Der Name leitet sich vom griechischen Wort etesios = jährlich ab und charakterisiert damit das regelmäßige Auftreten in den Sommermonaten. Das Auftreten dieser Winde sind so bestimmend, dass das Klima in diesem Bereich auch Etesienklima genannt wurde (und z.T. noch wird). In Griechenland sind diese Winde heute unter dem türkischen Namen Meltemi bekannt (vgl. LIENAU, 1989: 84 und TOLLNER 1976). Hervorgerufen wird diese Windströmung durch die Lage des östlichen Mittelmeerraums zwischen den zwei im Sommer dominierenden Druckgebilden der atmosphärischen Zirkulation, dem Azorenhoch und dem Zentralasiatischen Tief. Die gegenläufig zirkulierenden Drucksysteme erzeugen in ihrer Mitte eine permante N-S gerichtete Luftströmung, die aufgrund der Flächen- und Geschwindigkeitsdivergenz stetig absteigt und sich somit erwärmt und wolkenauflösend wirkt. Dies führt dazu, dass gerade in Griechenland die sommerliche Bewölkung nur sehr spärlich ist und teilweise 90% der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer erreicht werden, gleichzeitig können die Etesien bei klarem Himmel bis zu Sturmstärke auffrischen (WEISCHET & ENDLICHER 2000: 218). Die Etesien beginnen mit den Prodromoi (griech. Vorläufer) oft schon im Mai, um dann, nach einem Abflauen, im Juli und August sehr beständig zu wehen und sich über den September abzuschwächen (TOLLNER 1976). Neben den Etesien sind

weitere regionale Winde witterungsbestimmend. Dazu gehören die kalten Fallwinde, die durch die großen Druckunterschiede zwischen der winterlichen Antizyklone über dem Dinarischen Gebirge und den Tiefdruckgebieten über der Adria entstehen und unter

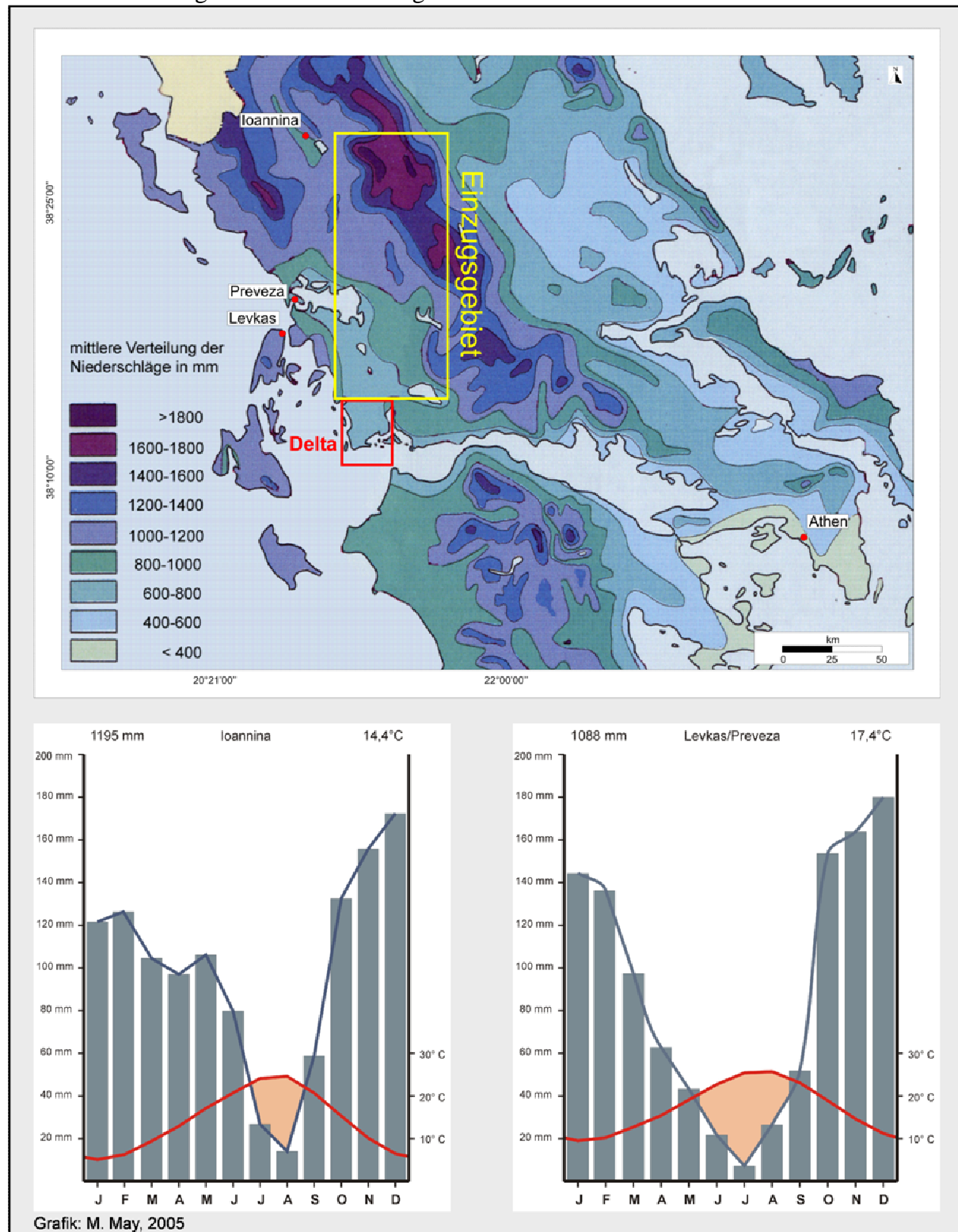


Abb. 8: Mittlere Verteilung der Niederschläge und Klimadiagramme der Stationen Ioannina (Acheloo-Einzugsgebiet), Levkas/Preveza (Ambrakischer Golf)

(Quelle: MAY (2005: 17), verändert)

dem Namen Vorias (ital. Bora) bekannt sind. Sie beeinflussen auch das Arbeitsgebiet im Nordwesten Griechenlands. Von ähnlicher Genese sind der v.a. in Nordost Griechenland wehende, vom Balkan kommende Vardarać, oder der begrenzt im Nordwesten in der Region um die Insel Korfu vorkommende Gregale. Im Frühjahr tritt der trocken-heiße Sirokos (Lips oder Euros im Altertum, ital. Scirocco) auf, der oft Staubniederschläge aus der Nordsahara mit sich führt oder der Notias, die feucht-warme, regenbringende Variante des Sirokos (LIENAU 1989: 84, TOLLNER 1976, HEMPEL 1998: 9).

Die räumliche Verteilung und Variabilität des Niederschlags ist für das Arbeitsgebiet von größerer Bedeutung als die Windverhältnisse (Abb. 8). PHILIPPSON (1947a) bringt es mit der Formulierung „Griechenlands zwei Seiten“ auf den Punkt. Das NW-SO verlaufende Pindos-Gebirge wirkt in der Regenzeit im Winter als Niederschlagsbarriere, so dass der Westteil Griechenland deutlich mehr Niederschlag erhält als der Ostteil. Zum Beispiel fallen auf der dem westlichen Festland vorgelagerten Insel Korfu 1352 mm Niederschlag an durchschnittlich 112 Tagen, dagegen in Larissa, östlich des Pindos im Thessalischen Becken gelegen, nur 522 mm an durchschnittlich 86 Tagen (WEISCHET & ENDLICHER 2000: 218, vgl. Abb. 8). Für beide Seiten ist allerdings charakteristisch, dass die Niederschläge oft wolkenbruchartig niedergehen (zum Beispiel Korfu: 205 mm am 23.02.1898, TOLLNER 1976). Im hohen Pindos können die Niederschlagsmengen 1800 mm überschreiten (WEISCHET & ENDLICHER 2000: 218). Die Variabilität der Niederschläge ist sehr bedeutend. TOLLNER (1976) nennt bspw. Schwankungen zwischen 836 und 1836 mm, an 61 und 110 Tagen für Korfu und 382 und 883 mm an 71 und 106 Tagen in Larissa. Die Werte können also um über 100% zwischen Minimum und Maximum differieren.

Das Arbeitsgebiet liegt im niederschlagsreicheren, „grünen“ Westteil Griechenlands (SAUERWEIN 1996), was sich durch eine dichtere und in der Zusammensetzung unterschiedlichen Vegetation zeigt (siehe Kap. 3.6). Darüber hinaus ist die Existenz und Ausdehnung des Acheloos-Deltas direkt mit der Tatsache verknüpft, dass das gesamte Einzugsgebiet in der regenreichen Westabdachung des Pindos liegt und erst dadurch die Existenz eines so großen perennierenden Flusses möglich wird.

Neben der Betrachtung des aktuellen klimatischen Regimes ist ein Blick auf die Klimaentwicklung während des Holozäns unerlässlich, um evtl. vorhandene Veränderungen und Besonderheiten in der Sedimentationsdynamik einschätzen und beurteilen zu können. Die einzige Möglichkeit, Aussagen über die Klimaentwicklung im Mittelmeergebiet während des Holozäns machen zu können, ist die Auswertung von Proxydaten, wie zum Beispiel Pollenbefunde als Marker der Vegetationsentwicklung,  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  Verhältnisse an Stalagmiten und Stalagtiten, variierende Seespiegelstände oder Gletschervorstöße. Alle diese Daten liefern natürlich nur Näherungswerte und müssen v.a. auf ihre regionalen Effekte hin überprüft werden. Die für Mitteleuropa gebräuchlichsten Methoden der Pollenanalyse und der Dendroklimatologie sind im Mittelmeerraum nur begrenzt einsetzbar. Die für eine optimale Pollen-

analyse benötigten Bedingungen der Pollenerhaltung kommen im Mittelmeergebiet deutlich seltener vor als in Mitteleuropa, was bedeutet, dass die Datenbasis für allgemeingültige Ableitungen deutlich kleiner ist. Pollen aus Tiefseebohrkernen ist schwer zu interpretieren, da er eine Schnittmenge aus einem sehr großen Einzugsgebiet darstellt (vgl. GROVE & RACKHAM 2001: 151). Der Dendroklimatologie stellen sich ähnliche Probleme, denn im seit langer Zeit unter Nutzung befindlichem Mittelmeerraum finden sich kaum alte Bäume. GROVE & RACKHAM (2001: 141) geben 1500 Jahre alte *Cupressus* sp. als älteste ihnen bekannte Bäume an. Fossiles Holz ist sehr rar und aufgrund der klimatischen Gegebenheiten neigen die Bäume zu diskontinuierlichem Ringwachstum, was eine Interpretation unmöglich macht (GROVE & RACKHAM 2001: 141).

Trotz dieser Widrigkeiten liegen verlässliche Daten vor, die belegen, dass es im Mittelmeerraum im Holozän mehrere klimatische Umschwünge verschieden starken Ausmaßes gegeben hat, die in ihren zeitlichen Dimensionen gut in die weltweit zu registrierenden Klimaschwankungen des Holozäns passen (vgl. MAYEWSKI et al. 2004: 243). Nach einem warm-feuchten Beginn im Allerød kommt es im Verlauf der jüngeren Dryas zu einem Umschwung in Richtung eines trockeneren und kälteren Klimas (GROVE & RACKHAM 2001: 149). Zu Beginn des Boreals (ca. 8000 BC) wird von vielen Autoren (zum Beispiel ROSSIGNOL-STRICK 1999: 515) eine warm-feuchtes Klima(-optimum) beschrieben. BAR-MATTHEWS et al. (1997: 166) sprechen für Israel sogar von einer extrem feuchten Phase, in der die Niederschläge vermutlich mehr als doppelt so hoch waren wie heute. Dieser wärmeren und feuchteren Phase folgt eine langsame Änderung, die in der Regel mit dem Begriff Aridization beschrieben wird. In ihrer guten Zusammenstellung über die Klimageschichte des Mittelmeerraums differenzieren GROVE & RACKHAM (2001: 145) verschiedene Phasen größerer Trockenheit (Aridization). Die erste zeigt sich zu Beginn des Neolithikum v.a. durch fallende Seespiegelstände im Mittelmeergebiet zwischen 5000 - 4000 BC. HEMPEL (1990, zitiert nach GROVE & RACKHAM 2001: 145) kommt mit Hilfe von verschiedenen Proxydaten (v.a. Pollen, aber auch Sedimentationsdaten und faunistische Großreste) auf eine jüngere Aridization Phase zwischen 4800 und 2400 BC mit Schwerpunkt bei 3400 BC und zu einer älteren Phase um 6000 BC, die allerdings auf nicht-botanischen Daten fußt. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt BOTTEMA (1997: 489) der mit Hilfe von Pollenanalysen aus dem anatolischen Raum einen generellen Trend zur Trockenheit und zwei explizite Trockenphasen im 3.Jt. BC belegt. Insgesamt vollzieht sich die Aridization vom Neolithikum bis zum Ende der Bronzezeit. In der Gesamtheit der Untersuchungen wird deutlich, dass das aktuelle mediterrane Klimaregime sich nicht nur durch absolute Wärme- und Niederschlagsmengen von dem früh- und mittelholozänen Klima unterscheidet, sondern auch durch seine Variabilität. Dies belegt GROVE (2001) auch für Phasen alpiner Gletschervorstöße (zum Beispiel Göschenen I 1000-400 BC; Göschenen II, 800-900 AD, sowie das gesamte Little Ice Age bis in 19 Jh. AD).

Das heutige Mittelmeerklima repräsentiert also ein Stadium der klimatologischen Entwicklung, das durch langsame Transformationsprozesse, die nicht immer kontinuierlich verlaufen, entstanden ist. Die Abhängigkeit des Klimas von den planetarischen Großzirkulationen und die Lage zwischen der stabilen subtropischen Hochdruckzone und der Westwindzirkulation führen immer wieder zu instabilen Verhältnissen. So ist der Winter 2005/2006 kalt und schneereich (u.a. auch in Istanbul) und das Frühjahr sehr regenreich gewesen.

### 3.5 Hydrologie

Die jahreszeitliche Konzentration der Niederschläge auf wenige Monate im Winter und ihre große Variabilität sind die steuernden Faktoren für das hydrologische System Griechenlands. Wie bereits beschrieben muss man den Osten als klimatisch trocken bezeichnen, wohingegen der Westen eigentlich ausreichend Feuchtigkeit erhält. Vom hydrologischen Standpunkt aus betrachtet kommt durch die geologisch-petrographischen Gegebenheiten ein „Ungunsthfaktor“ hinzu. Da weite Teile Griechenlands an der Oberfläche aus verkarstungsfähigen Carbonaten bestehen, wird ein großer Teil des Niederschlags nicht als Oberflächenwasser abgeführt, sondern gelangt über das Karstwassersystem zu Quellen, die oftmals relativ nah am Meer liegen. Der stattfindende oberflächliche Abfluss hat meistens den für die Mittelmeerregion typischen torrentiellen Charakter. Gefördert durch die Variabilität der Niederschläge und die komplette Austrocknung der z.T. nur sehr dünnen Bodendecke, was ein Versickern verhindert, können bei Starkregenereignissen trockengefallene Flüsse schlagartig anschwellen. Die Amplitude zwischen minimaler und maximaler Abflussmenge kann sehr groß sein. ROTHER (1993: 39) gibt an, dass Verhältnisse von 1:10, 1:30 oder, bei kleinen Flüssen, sogar von 1:100 keine Seltenheit sind (siehe Abb. 9). Die im Sommer trocken gefallenen Flussbetten werden in Griechenland als Revma (Mz. Revmata) bezeichnet.

Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge hat zur Folge, dass die vorhandenen Böden während der Sommermonate stark austrocknen und dadurch zur Zeit des Einsetzens der Starkregenfälle besonders erosionsgefährdet sind, was zu entsprechend hohen Sedimentlasten der Flüsse führt. Die Erosion ist dort besonders hoch, wo die Vegetationsdecke aus natürlichen Gründen oder durch anthropogenen Einfluss aufgelichtet wurde oder gänzlich fehlt. Dort können plötzlich auftretende Starkregenfälle zu enormer Erosion und weitergehend zu Badland-Bildung führen.

An dieser Stelle sei auf die Diskussion um die Frage nach der Bedeutung der natürlichen oder anthropogenen Einflüsse auf die seit Jahrtausenden andauernden Degradations- und Erosionsvorgänge in Kapitel 3.7 hingewiesen.

Zu den bereits beschriebenen Faktoren, die die Hydrologie Griechenlands beeinflussen, tritt noch ein weiterer hinzu. Kaum ein Land im mediterranen Klimaraum ist derart vom Relief beeinflusst wie Griechenland. Die Verzahnung zwischen Gebirge und Meer ist sehr eng.

Kein Punkt des griechischen Festlands liegt mehr als 90 km vom Meer entfernt (LIENAU 1998: 91). Da die Gebirge beträchtliche Höhen erreichen, ist Griechenland ein Land der



**Abb. 9: Revma in der Küstenebene von Astakos vor und nach einem Starkregenereignis**

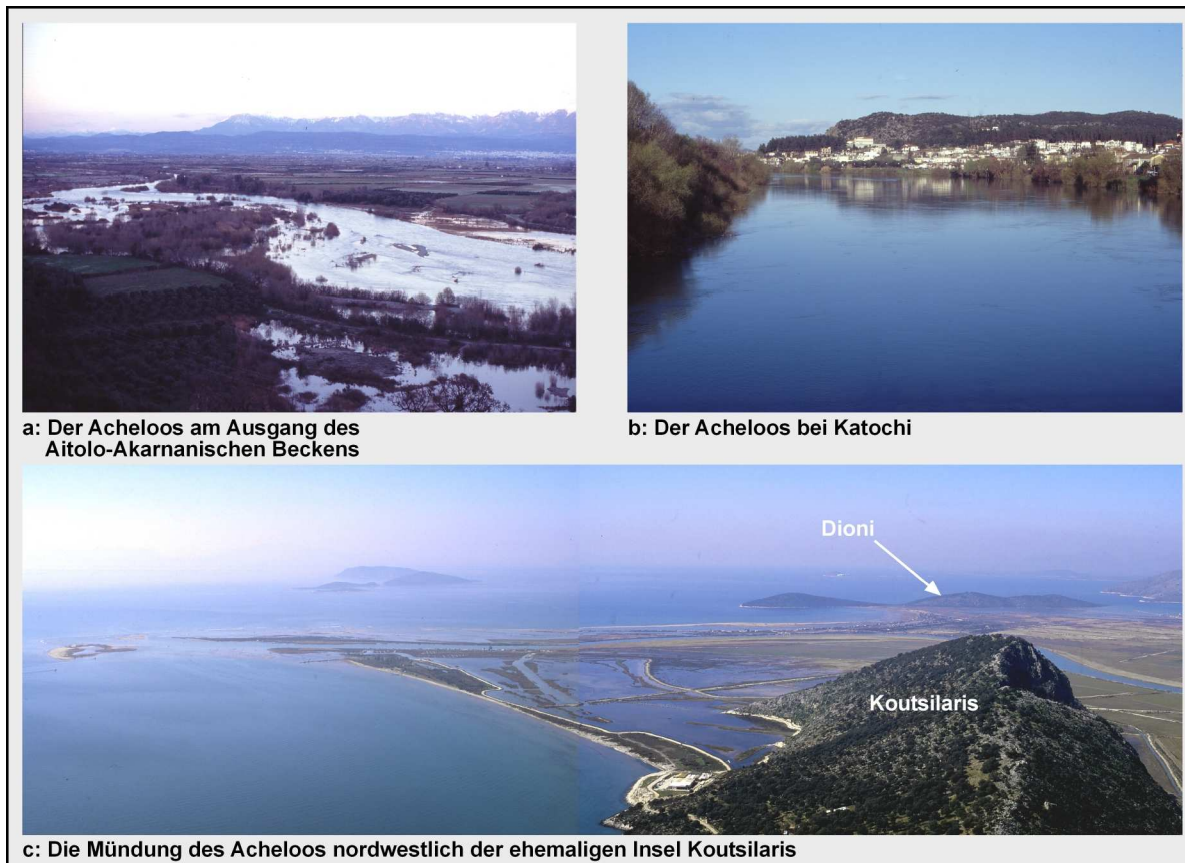
(Fotos: a & b: A. Schriever)

extremen Reliefunterschiede. LIENAU (1989: 91) belegt diese Aussage mit eindrucksvollen Zahlen, so liegen zwischen dem ca. 850 m tiefen Golf von Korinth und dem über 2400 m hohen Parnaß nur wenige Dutzend Kilometer. Dementsprechend stark ist das Gefälle der Flüsse und sie bilden daher keine besonders weitverzweigten Zuflusssysteme in ihrem Einzugsgebiet aus. Die Zahl der größeren perennierenden Flüsse in Griechenland ist überschaubar. Alle entspringen im Pindos<sup>5</sup> oder in den im Norden anschließenden Gebirgszügen des Balkan. Nach einer Aufstellung von LIENAU (1989: 306, Tab. A4b) verlaufen mit dem Acheloos, dem Thyamnis, dem Arachthos und dem Louros vier der 20 größten Flüsse in Nordwest-Griechenland.

Aufgrund der hohen Sedimentfracht der Flüsse haben die meisten ausgedehnte Deltagebiete aufgeschüttet. Zu den größten gehören das gemeinsame Mündungsdelta des Aliakmon und des Axios im Theramaischen Golf bei Thessaloniki, das Nestos-Delta im äußersten Nordosten Griechenlands, das Sperchios-Delta im Maliakischen Golf (Thermopylen-Pass), das Mündungsgebiet des Louros und Arachthos im Ambrakischen Golf und das Acheloos-Delta in Akarnanien.

<sup>5</sup> Das sich ebenfalls über 2400m erhebende Gebirge auf der Peloponnes gehört orogenetisch zum Pindos und wird nur durch den Graben des Golfs von Korinth von ihm getrennt.

Zusammenfassend kann die hydrologische Situation im Westen Griechenlands im allgemeinen und die Akarnaniens im besonderen als relativ speziell bezeichnet werden. Durch die beschriebene klimatische Situation erhält das Gebiet hohe Niederschlagssummen, deren positive Wirkung aber nur dort eintreten kann, wo eine ausreichende Bodendecke vorhanden ist. Dies ist hauptsächlich im unzugänglichen Pindos der Fall, aber nicht in den küstennahen Gebieten. Dort dominiert eine degradierte, durch starke Erosion geprägte Landschaft, die



**Abb. 10: Unterlauf und Mündung des Acheloos**

(Fotos: a – c: A. Schriever)

aufgrund des anstehenden Kalkes stark verkarstet ist. Das kommt im ehemaligen Namen Xeromeros (griech. Trockenland), der laut PHILIPPSON (1958: 371) nicht in der Regenarmut begründet ist, sondern in der Wasserarmut, gut zum Ausdruck. Im Landschaftsbild bedeutet dies, dass Akarnanien auf der einen Seite in einigen Gebieten „üppiger“ und „grüner“ wirkt, wie es bei doppelt so viel Niederschlag als in anderen Regionen Griechenlands auch zu erwarten ist. Auf der anderen Seite sind auch die „typischen“ griechischen Trockenlandschaften zu sehen (siehe auch Kap. 3.6).

Der Acheloos hat ein Einzugsgebiet von 5470 km<sup>2</sup> (Abb. 11), die mittlere Jahresabfluss liegt bei 188 m<sup>3</sup>/s bzw. 5,67 Millionen m<sup>3</sup>, die Schwebfracht beträgt pro Jahr im Durchschnitt



2,53 Millionen Tonnen<sup>6</sup> und die Lösungsfracht 1,55 Millionen Tonnen (alle Daten aus POULOS & CHRONIS 1997: 84-86; PIPER & PANAGOS 1981: 113 ff., geben eine Abflussmenge von  $196 \text{ m}^3/\text{s}$  und eine Gesamtsedimentfracht von 4-5 Millionen Tonnen an, von der 77% auf die Monate November bis April entfallen). Das durch den Fluss aufgeschüttete Delta hat eine



**Abb. 11: Zentralgriechenland mit dem Einzugsgebiet des Acheloos**

Kartengrundlage: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, 1999; Höhenmodell: SRTM, NASA/USGS, 2000  
 Bearbeitung: M. May, A. Schriever, 2006

Fläche von  $270 \text{ km}^2$  und die Länge der Küstenlinie beträgt 80 km. Diese Angaben beziehen sich auf die Zeit nach den umfangreichen Dammbaumaßnahmen zur Elektrizitätsgewinnung. Der erste wurde 1959 bei Nea Plastira gebaut, hat ein Fassungsvermögen von  $400 \times 10^6 \text{ m}^3$  und diente zur Elektrizitätsgewinnung und Bewässerung. Der zweite folgte 1965 bei Krematsa und ist mit  $4500 \times 10^6 \text{ m}^3$  bis zum Jahr 1997 der größte griechische Stausee und dient zur Elektrizitätserzeugung. 1969 folgte bei Kastraki der dritte Damm mit  $950 \times 10^6 \text{ m}^3$  und 1985 bei Stratos der vierte mit  $80 \times 10^6 \text{ m}^3$ , beide dienten der Elektrizitätsgewinnung. Im Jahr 2006 wurde der fünfte Damm bei Mesochora fertig gestellt (noch keine Größenangabe). Durch diese sehr ausgeprägten Baumaßnahmen ist die Sedimentationsdynamik des Acheloos völlig verändert worden.

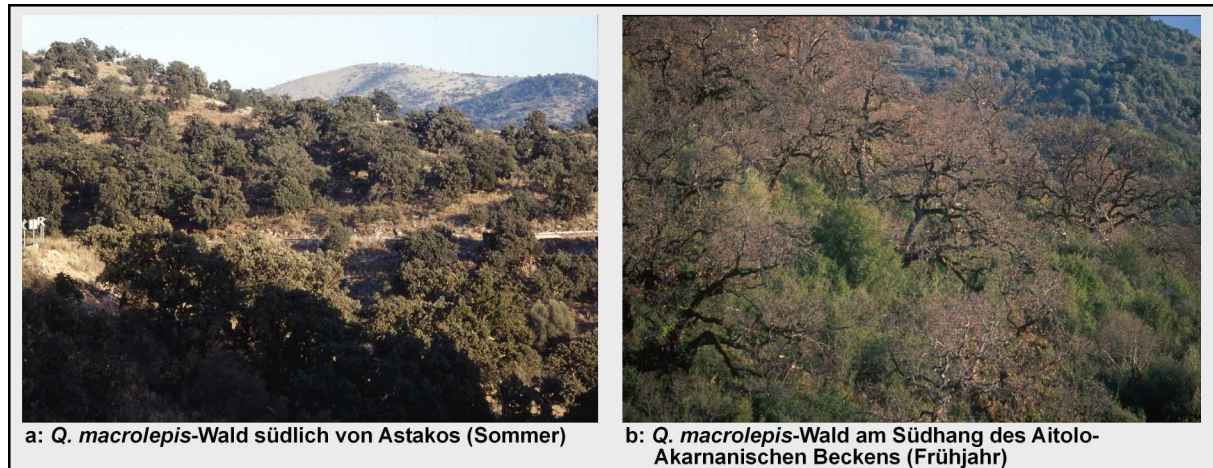
<sup>6</sup> die Schwebfracht (engl. suspend sediment load (SSL)) macht nur etwa 60-70% der Gesamtfracht eines Flusses aus. Die restlichen 30-40% entfallen auf Lösungsfracht (dissolved load (DL)) und Bodenfracht (bed load) (POULOS & CHRONIS 1997: 84)

### 3.6 Vegetation und Pedologie

Die Vegetation Griechenlands und des Arbeitsgebiets spiegelt die sehr heterogenen Standortverhältnisse wider. Wie in den oben stehenden Kapiteln bereits ausgeführt ist das Land in Bezug auf verschiedenen Faktoren sehr vielgestaltig. Die unterschiedlichen Niederschlagsverhältnisse, das ausgeprägte Relief und daraus resultierende Faktoren wie zum Beispiel die Bodenbildung bedingen eine differenzierte Vegetationsbedeckung. Dies gilt für einen natürlichen Zustand, der aufgrund der Jahrtausende alten Besiedlungsgeschichte nicht mehr gegeben ist, genauso wie für den anthropogen induzierten gegenwärtigen Zustand.

Neben dem Klima ist, da sehr stark vom Klima abhängig, die Vegetation ein Faktor, der dem Mittelmeerraum Einheitlichkeit verleiht (ROTHER 1993: 55). WALTER & BRECKLE (1999: 272-273) beschreiben die Entstehung als Auslese unter den immergrünen Arten der tertiären tropischen Zone durch sukzessive Anpassung an die sich im Pliozän entwickelnde Sommertrockenheit. Diese prägte sich im Pleistozän weiter aus, da sich mit den Eiszeiten an den Westseiten der Kontinente kalte Meeresströmungen etablierten und ein Klima mit ausgesprochenen Sommertrockenheit und Winterregen entstand. Die im Tertiär noch tropisch-immerfeuchten Klimabedingungen ausgesetzte immergrüne Vegetation reagierte mit der Anpassung an die sommerliche Trockenheit, indem Arten mit den typischen Lederblättern (*Lauriphyll*, auch lorbeerblättrig genannt) der immerfeuchten Tropen zu Gunsten der dürre-resistenteren Arten mit Hartlaub (*Sklerophylle*) zurücktraten. Diese Vegetationszone wird in der Klassifikation von WALTER & BRECKLE (1999: 272) als Zonobiom IV bezeichnet. Als natürliche Vegetation beschreiben WALTER & BRECKLE (1999: 274) einen geschlossenen Hartlaubwald mit *Quercus ilex*, in dessen Strauchschicht als typische Vertreter *Pistacia lentiscus*, *P. terebinthus*, *Arbutus unedo*, *Phillyrea media*, *Ph. angustifolia* und in der Krautschicht *Rubia peregrina*, *Asparagus acutifolius* u.a. zu finden sind (vgl. LIENAU 1989: 122). Andere Autoren zum Beispiel ROTHER (1993: 59) nennen die gleiche Klimaxvegetation allerdings als lichten, nicht kronenschließenden Wald (vgl. NENNINGER 2001: 191 ff.). Diese potenziell natürliche Vegetation unterliegt einem markanten Artenwechsel von West nach Ost. Ist im Westen die oben genannte *Quercus ilex* der bestimmende Baum, so wird er in der östlichen Hälfte (etwa ab Sizilien, also auch im Arbeitsgebiet) durch *Quercus coccifera* verdrängt. Die restliche Artzusammensetzung bleibt mit wenigen Wechsellern, oft innerhalb einer Gattung, relativ konstant. Im Osten und Süden des Mittelmeerraums und in den kontinentaleren Bereichen treten auch Nadelhölzer auf. Vertreter wie *Pinus halepensis*, *Pinus maritima*, *Cupressus sempervirens* oder *Cedrus sp.* kommen als hochstämmige Bestände in der südlichen Türkei oder entlang der Levante-Küste vor (ROTHER 1993: 58) GROVE & RACKHAM (2001: 159) weisen jedoch darauf hin, dass die heute so typische Vergesellschaftung der Hartlaubvegetation in prähistorischer Zeit weit weniger verbreitet war als heute. So finden sich zum Beispiel für das Arbeitsgebiet in Nordwest-Griechenland in Pollenanalysen klare Hinweise auf die weite Verbreitung laubwerfender Baumarten (vgl. WILLIS 1992, IOAKIM &

CHRISTANIS 1997, BOUZINOS et al. 2000: 85, 92ff., BOTTEMA 1982, JAHNS 2005, Abb. 12 und 13). Noch heute finden sich an den Hängen des Akarnanischen Gebirges lichte Wälder von *Quercus macrolepis* (Abb. 12). Bis zum Beginn des 20. Jh. hatten diese Wälder eine nicht zu unterschätzende wirtschaftliche Bedeutung als Lieferanten von Lohe und von Eicheln als Mastfutter (vgl. PHILIPPSON 1958: 371, 410).



**Abb. 12: *Quercus macrolepis*-Wälder (Walloneiche)**

(Fotos: a & b: A. Schriever)

Die aktuelle Vegetation des Mittelmeerraums und des Arbeitsgebiets ist nicht das Produkt natürlicher Einflussfaktoren, sondern ist einzig und allein auf die seit Jahrtausenden andauernden Eingriffe des Menschen in den Naturhaushalt zurückzuführen. Nicht zuletzt die Tatsache, dass der Olivenbaum (und zwar die Kulturform *Olea europaea*) zur Abgrenzung des Mittelmeerraums herangezogen wird, belegt, dass natürliche Vegetation im Mittelmeergebiet bis auf wenige, unzugängliche Bereiche verschwunden ist (vgl. HOFRIECHTER 2002, ROTHER 1993: 57, WALTER & BRECKLE 1999: 276). Durch vielfältige Nutzung des Holzes v.a. zu Bauzwecken, die Ausweitung des Acker und Weidelandes durch Rodung, die Waldweidewirtschaft u.a. mit Ziegen und Schafen führte zu einer sehr starken Degradierung der oben beschriebenen Waldvegetation (Abb. 14 c,d). Landläufig wird die Antike bis zur Hochzeit des Römischen Reiches als „Hauptdegradationszeit“ bezeichnet, aber die Degradation setzte bereits deutlich früher ein. BOTTEMA (1994: 59) betont die Schwierigkeiten aus Pollenanalysen exakte Daten v.a. über die Frage nach der Entwaldung in der Römischen Epoche in Griechenland abzuleiten. FUCHS et al. (2004) beschreiben für das Phlious-Becken auf der Peloponnes bereits starke Erosionsphasen im Neolithikum und Helladikum, die nur auf Degradation zurückzuführen sind (vgl. ausführliche Erörterung der Problematik des anthropogenen Einflusses auf die Erosion in Kap3.7).

Die aus den anthropogenen Eingriffen resultierende Folgevegetation ist heute prägend für den gesamten Mittelmeerraum. Die klassischen Termini für diese Ersatzgesellschaften sind Macchie (griech. Xerovumi, span. Monte bajo), Garigue (griech. Phrygana, span. Tomillares)

und Felsheide bzw.- triften. Die Macchie bezeichnet 2-4 m hohe Strauchformationen, deren Zusammensetzung regional variiert, in der aber einige Leitarten sehr häufig auftreten u.a.: *Quercus ilex* und *Q. coccifera* (als Sträucher), *Erica arborea*, *Cistus sp.*, *Pistacia lentiscus*, *Laurus nobilis*, *Nerium oleander*, *Phillyrea media*, *Ph. angustifolia* und *Arbutus unedo* (vgl. HORVAT et al. 1974). Die Garigue ist eine nur kniehoch wachsende Zwergstrauchheide, die oft deutlich offeneren Charakter annehmen kann als die Macchie. Sie hat einen größeren Artenreichtum und ihre Leitarten wechseln häufiger. Dazu gehören v.a. *Quercus coccifera* und *Juniperus oxycedrus* als „zwergstrauchwüchsige“ Bäume, Vertreter der Gattungen *Cistus*, *Rosmarinus*, *Thymus*, *Salvia*, *Lavendula*, *Erica*. Zwischen den Zwergsträuchern finden sich oft Geophyten, zum Beispiel der Gattungen *Serapias*, *Ophrys* (Orchidaceae), *Iris*, *Asophodelus*, *Urginea*. Die Felsheide stellt das letzte, oft regenerationsunfähige Degradationsstadium dar. (vgl. HORVAT et al. 1974, LIENAU 1989: 122-123, ROTHER 1993: 58-59, WALTER & BRECKLE 1999: 272-279, WAGNER 2001: 221-223).

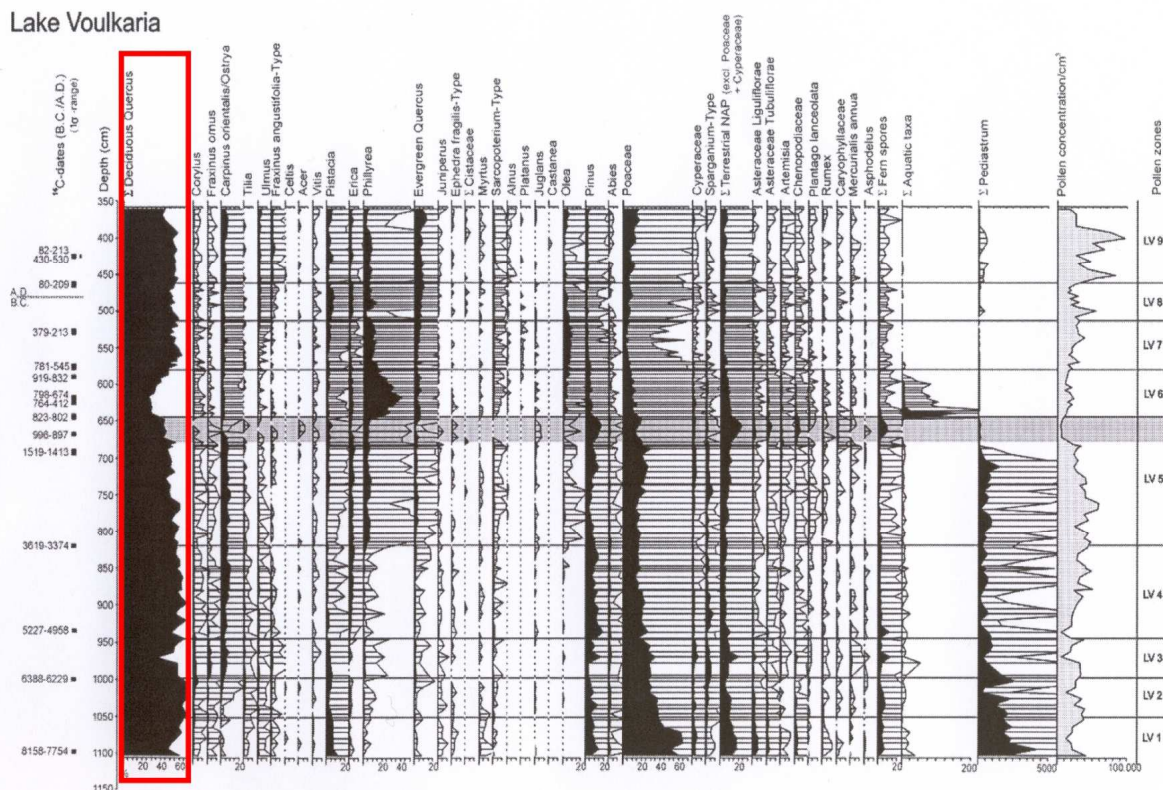
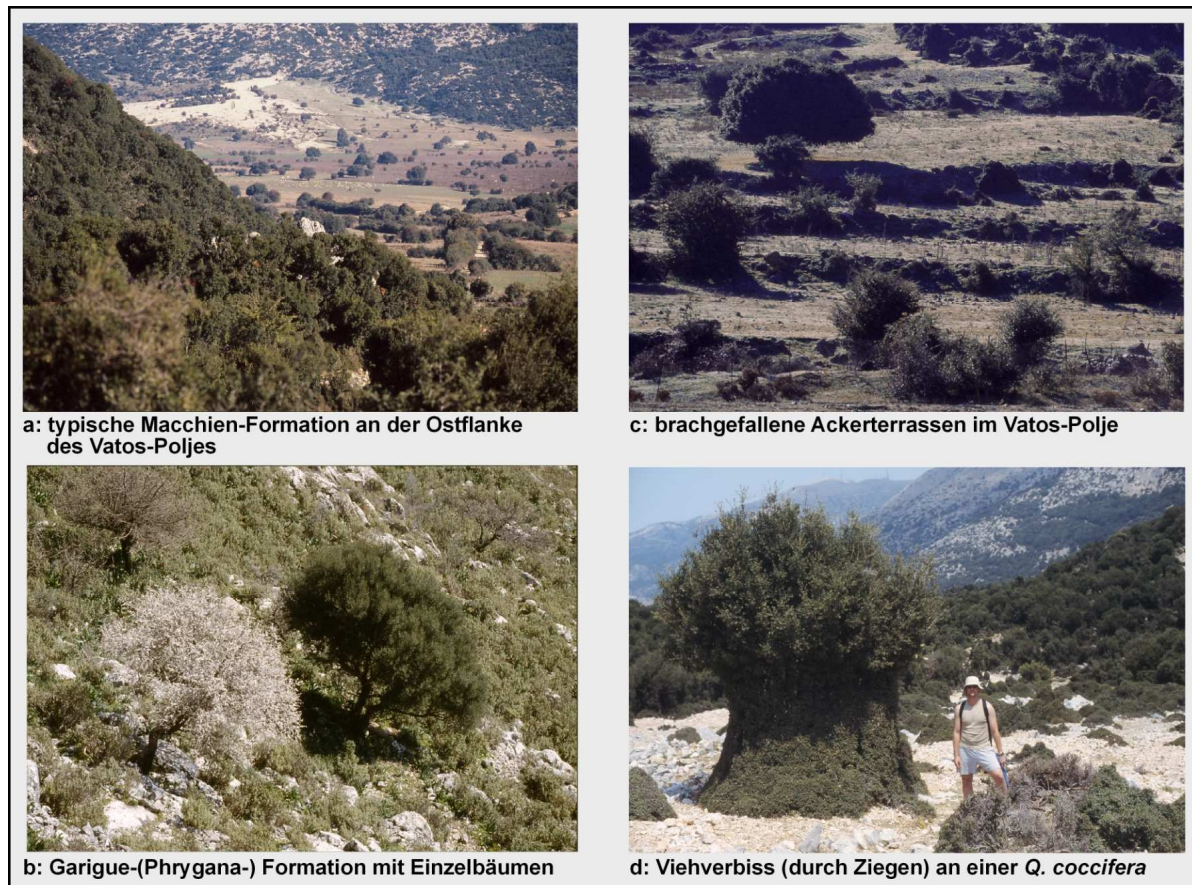


Abb. 13: Pollendiagramm aus dem Voulkaria-See in der Nähe von Palairos (Nordwest Akarnanien)

(Quelle: JAHNS (2005: 59), verändert)

Die Differenzierung der Vegetation entsprechend der Höhenstufung ist vielfältig, da Luv- und Lee-Effekte eine starke Niederschlagsvariabilität erzeugen (siehe Kap. 3.4). Für das Einzugsgebiet des Acheloos werden die obengenannten Hartlaubformationen mit zunehmender Höhe zunächst von der sogenannten winterkahlen submediterranen Laubwaldstufe (*Oystro-Carpinus orientalis*/ Unterzone aegaeicum) abgelöst. Typisch für diese Zone sind verschiedene *Quercus* Arten (*Q. petraea*, *Q. robur* und auch noch *Q. coccifera*), *Castanea*,

*Fraxinus* und *Carpinus*-Arten. Auch diese Wälder sind oftmals nur noch als degradierte Form vorhanden und werden dann als Pseudo-Macchie (WALTHER & BRECKLE 1999: 302) bezeichnet. Ein anderer Begriff für ein Degradationsstadium aus



**Abb. 14: Typische Vegetationsformationen und anthropo-zogene Überformungen**

(Fotos: a – d: A. Schriever)

sommergrünen Sträuchern ist Šibljak (slaw.: Gebüsch), eine Formation, die in der submediterranen Laubwaldstufe im Grenzgebiet zu den nördlich anschließenden Gebieten der Balkanhalbinsel häufig vorkommt und von HORVAT et al. (1974: 175, 258) als anthropozogen bezeichnet werden. Über der oben beschriebenen Laubwaldstufe folgt nach HORVAT et al. (1974: 223) im Pindos die kontinentale Laubmischwaldzone (Quercion frainetto-Zone) dominiert durch *Quercus* Arten (*Q. frainetto*, *Q. cerris*). Im hohen Pindos wird diese durch die zentraleuropäischen Buchen- und Tannenwald Zone (Fagion moesiacum /Abietum cephalonicae Zone) abgelöst. Neben *Abies cephalonia* und *Abies borisii-regis*, kommen im epirotischen Pindos endemische Kiefern vor (Panzerkiefer, *Pinus heldreichii*), die laut LIENAU (1989: 128) „Wälder von eigenartiger Schönheit“ bildet. Oberhalb der Waldgrenze fehlen in den mediterranen Gebirgen die grünen Matten (HORVAT et al. 1974: 631) aufgrund des Klimagangs mit relativ trockenen Sommern und kurzen Wintern. Stattdessen haben in den Kalkgebirgen die halboffenen Trockenrasen oder Polsterheiden die Bereiche oberhalb der Waldgrenze eingenommen. Die Waldgrenze ist als eine anthropogene Waldgrenze zu be-

trachten, die der Mensch seit Jahrtausenden mit Hilfe des Viehs (v.a. Ziegen, Abb. 14 d), des Feuers und der Axt nach unten drängt, da die freien Flächen in den Gebirgen aufgrund der Höhenstufung im Sommer oftmals die einzigen nutzbaren Weideflächen in dem sommertrockenen Klima sind (vgl. HORVAT et al. 1974: 571).

Im Deltagebiet selbst kann heute von natürlicher oder naturnaher Vegetation überhaupt keine Rede mehr sein. Nahezu die gesamte Fläche wird intensiv landwirtschaftlich genutzt. Im Norden der Ebene gibt es wenige Reliktstandorte von Auwäldern aus *Alnus* sp., *Fraxinus* sp., *Salix* sp. und *Populus* sp. Auf den ehemaligen Inseln dominiert entweder die oben beschriebene Xerovumi oder Phrygana-Vegetation oder es finden sich lichte Bestände von *Quercus macrolepis*. In den Randbereichen des Deltas, auf Böden mit deutlich gesteigertem Salzgehalt, prägt *Salicornia* sp. das Bild. Entlang der zum größten Teil vom Menschen angelegten Be- und Entwässerungskanäle dominiert *Phragmites australis* mit Wuchshöhen bis zu vier Metern. Im Übergangsbereich zur Lagune von Mesolongion nördlich des begrenzenden Strandwallsystems (siehe Abb. 2) finden sich weite Areale mit *Juncus* sp. (v.a. *Juncus maritimus*).

Das Spektrum der in der Deltaebene angebauten Kulturpflanzen ist sehr vielfältig. Der fruchtbare Boden im Zusammenspiel mit dem sonnenreichen Sommer und milden Winter (siehe Kap. 3.4) und der Acheloos als quasi nie versiegende Quelle zur intensiven Bewässerung bieten die Möglichkeit eine große Bandbreite an Feldfrüchten anzubauen. Der Anbau von sogenannten Cash crops reicht von Citrusfrüchten (v.a. Orangen und Mandarinen), über Melonen (Wasser- und Honigmelonen) bis hin zur Baumwolle. Im Bereich des Getreideanbau dominiert Mais, wobei im Südosten sogar ausgedehnte Nassreisfelder zu finden sind. Im nördlichen Deltabereich finden sich vereinzelt Weizenfelder und, im Übergangsbereich zu den umrahmenden Gebirgsausläufern, Tabak, der in den Talschaften des Akarnanischen Gebirges die Hauptanbaupflanze ist. Die Felder werden in einer Fruchtfolge bewirtschaftet, die Klee beinhaltet, der Stickstoff bindend wirkt und als Futterpflanze genutzt wird.

## **Pedologie**

Die pedologische Ausstattung des Mittelmeerraums ist sehr vielfältig, da sie von geologischen, klimatischen und topographischen Faktoren abhängt. Dies gilt auch für Griechenland im Allgemeinen und für das Arbeitsgebiet, resp. das Einzugsgebiet des Acheloos im Besonderen. Der winterliche Niederschlag reicht für bodenbildende Prozesse zwar aus, dennoch stuft JAHN (1997: 6) das Bodenklima aufgrund der sommerlichen Trockenheit gemäß der FAO Bodentaxonomie als *xeric* ein (nach: SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1989: 198, Tab. 62). Dies bedingt, dass sich die Böden nur sehr langsam entwickeln können, was PHILIPPSON (1947a: 16) treffend zusammenfasst: „die Bodenbildung ist langsam, die Zerstörung lebhaft“. Im zweiten Teil des Zitats klingt ein weiterer prägender Faktor für die pedologischen Prozesse an, denn die rezente Bodenbedeckung ist weniger ein Resultat der aktuellen Bodenbildung, sondern der lang anhaltenden Erosionsvorgänge (KASTANIS 1965: 132), die weite Teile der

Bodendecke abgetragen und an anderen Stellen in Form von Kolluvien und Schwemmlandböden akkumuliert haben (vgl. LIENAU 1989: 117, ROTHER 1993: 52). Daraus resultieren oftmals skelettreiche Rohböden (YALON 1997: 162, KASTANIS 1965: 58). Ein weiteres Merkmal der Verteilung der Bodentypen im Mittelmeergebiet ist die kleinräumige Differenzierung. Große Flächen eines homogenen Bodentyps gibt es v.a. in Griechenland nur sehr selten, was vornehmlich am stark ausgeprägten Relief und den petrographischen Wechsellagen liegt. KASTANIS (1965: 18) bezeichnet das Relief als Grund dafür, dass in Griechenland „zonale Böden nur beiläufig entstehen“.

Lange Zeit galt die braune bis tief rot gefärbte *Terra rossa* als Leitboden des Mittelmeerraums. Dieser auf Carbonatgestein entstandene Boden bleibt trotz langjähriger Forschung in seiner Genese umstritten. Als allgemeiner Konsens gilt, dass es sich um einen Reliktboden aus dem klimatisch tropisch-feuchten Tertiär handelt. Ob er allerdings ein reines Carbonatverwitterungsprodukt ist oder die Entstehung durch eingewehten Staub aus der Sahara begünstigt wird, wie MCLOED (1980: 125) postuliert<sup>7</sup>, ist nach wie vor umstritten (vgl. YALON 1997: 157). Seine charakteristische rot-rotbraune Färbung verdankt die *Terra rossa* Eisenhydroxidverbindungen (v.a. Hämatit), die bei der starken chemischen Verwitterung entstanden sind. Die *Terra rossa* ist tonreich und neigt in der sommerlichen Trockenheit zum Verkleben und kann hart wie Ziegelstein werden (LIENAU 1989: 115). Ein weiteres Argument für eine präzente Bildung der *Terra rossa* ist die Tatsache, dass sie nicht nur auf das Tiefland und die Hartlaubvegetation beschränkt ist, sondern bis 800 m, in Griechenland sogar bis über 1000 m vorkommt (KASTANIS 1965: 95). Dieses Hinweggreifen über verschiedene Höhenstufen macht eine rezente Bildung sehr unwahrscheinlich. Man findet die *Terra rossa* heute v.a. in Hohlformen wie Rinnen, Felstaschen oder intramontanen Becken (zum Beispiel Poljen), da sie durch die oben beschriebenen Erosionsprozesse nach der Entfernung der bedeckenden Vegetation an den Hängen abgetragen und in Tiefenlinien akkumuliert wurde (Abb. 15 a, vgl. KASTANIS 1965: 95, LIENAU 1989: 115). Dieser Prozess führt zu rot gefärbten Kolluvien (Abb. 15 b) und rotbraunen Alluvialböden (Vega).

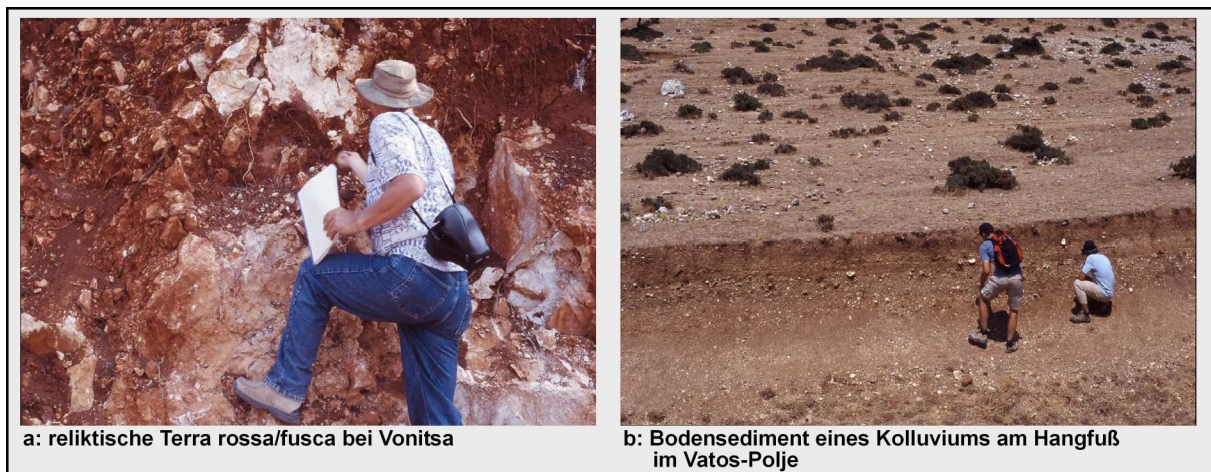
Der *Terra rossa* verwandt ist die braun gefärbte *Terra fusca*. Dieser Boden wird auch als Übergangsboden zwischen der *Terra rossa* und den Braunerden eingestuft. Analog zur *Terra rossa* wird auch hier im Allgemeinen von tropisch-feuchten (bzw. subtropisch warm-feuchten) Verwitterungsverhältnissen ausgegangen, die allerdings nicht mehr so ausgeprägt waren und so die oben beschriebene Rotfärbung nicht mehr zustande kam. Statt des Hämatits spielt das braun gefärbte Goethit die wichtigste Rolle bei der Farbgebung der *Terra fusca*, die von braun bis ocker reichen kann (KASTANIS 1965: 97 ff., LIENAU 1989: 115).

Beide Bodentypen werden auch als *Terrae calcis* zusammengefasst, da sie auf Carbonatgestein entstanden sind. In der FAO Klassifikation werden sie, je nach Tongehalt, als

---

<sup>7</sup> In seiner interessanten Studie stellt MCLOED fest, dass, bei 0,15% unlöslichen Residuums des mesozoischen Pantokrator-Kalksteins, für eine 40 cm dicke *Terra rossa* Schicht mehr als 130 m Kalkstein verwittert sein müssten.

*Chromic Luvisol* (dt. Klass. rötli. Parabraunerde) oder *Chromic Cambisol* (Eisenreiche Braunerde), sowie *Ferralic Cambisol* (*Terra rossa* im engeren Sinne ) geführt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1989: 405). Durch die Heterogenität des Reliefs und der Petrologie kommen im Mittelmeerraum v.a. in den Gebirgsbereichen weitere Bodentypen häufig vor. Dominierend sind Böden mit A-C Profilen wie Rendzinen und Pararendzinen auf Carbonatgesteinen oder Ranker auf Silikatgesteinen (FAO: *Leptosols*, *Regosols*), die durchaus Wald tragen können (LIENAU 1989: 116). Hinzu kommen Rohböden (*Lithosols*, Solum < 10 cm auf Festgestein). Teilweise kommen gut ausgeprägte Braunerden (*Cambisols*) und Parabraunerden (*Luvisols*) verschiedenster Ausprägung vor (v.a. unter Wald in Gebirgen, vgl. KASTANIS 1965: 58 ff.). In den Tälern der Flüsse finden sich Auenböden (*Fluvisols*), in Beckenlagen und an Hangfüßen ausgedehnte Kolluvien (*Kolluvisols*). Seltener kommen Podsole (*Podzols*) vor, sie beschränken sich in der Regel auf sandige Untergründe (zum Beispiel Dünenande) im regenreicheren Norden oder höheren Gebirgen (KASTANIS 1965: 89, LIENAU 1989: 116).



**Abb. 15: Typische Bodenformationen im Untersuchungsgebiet**

(Fotos: a & b: A. Schriever)

Für das Arbeitsgebiet bzw. das Einzugsgebiet des Acheloos gilt die gerade beschriebene kleinräumige Differenzierung in besonderem Maße. Vom Quellgebiet im hohen Pindos mit Höhen über 2000 m bis zur Mündung sind es weniger als 200 km. Wie in Kap. 3.2 beschrieben, bilden Carbonatgesteine mesozoischen bis tertiären Alters, sowie tertiäre Flysch-Sand- und Siltsteine in weiten Teilen das Ausgangsgestein im Einzugsgebiet des Acheloos (Abb. 4, Kap 3.2 und Abb. 11, Kap. 3.5). Zusammen bedeutet dies, dass nahezu alle oben genannten Bodentypen vorkommen können. Eine großmaßstabige Kartierung der Böden im Einzugsgebiet ist nicht vorhanden, so dass die tatsächliche Verteilung nicht detailliert bekannt ist. Im Deltagebiet findet sich ausschließlich Boden fluvialer Herkunft, der je nach Autor als Auelehm, *Vega* oder *Fluvisol* bezeichnet wird.



### 3.7 Anthropogener Einfluss auf die Landschaftsentwicklung

Kaum eine Landschaft ist so früh und nachhaltig durch den Menschen beeinflusst worden wie der Mittelmeerraum. Die Funde von Spuren menschlicher Existenz reichen in Griechenland weit ins Paläolithikum zurück. So lässt sich für die Nordwest-Griechenland vorgelagerte Insel Kephallonia eine Besiedlung seit etwa 50.000 BC nachweisen (GROVE & RACKHAM 2001: 73) und auch in der Argivischen Ebene im Südosten der Peloponnes reichen die Befunde ähnlich weit zurück (ZANGGER 1993: 1). In Akarnanien datieren die ältesten Funde auf etwa 33.000 BC. Es handelt sich dabei um Artefakte aus einer Höhle auf der Plaghia-Halbinsel (vgl. LUTHER 2004: 48). Die kontinuierliche Besiedlung des Mittelmeerraums setzt bereits im Paläolithikum ein (s.o.), in Akarnanien im Mesolithikum (vgl. BERKTHOLD 1996: 22, ZANGGER 1993: 1). Eine erste Blütezeit erleben Teile Griechenlands, v.a. auf der Peloponnes (Mykene) und auf Kreta (Minoische Kultur), im Helladikum womit eine Ausweitung der landwirtschaftlichen Nutzung einherging. Mit Ausnahme der sogenannten „Dark Ages“ zwischen ca. 1200 und 900 v. Chr. zeichnet sich die Besiedlungsgeschichte Griechenlands durch meist wachsende Bevölkerungszahlen aus. Seit der Archaischen Zeit 700-500 v. Chr. kommt es in dicht besiedelten Gegenden wie der Peloponnes sogar zu einer Ressourcenknappheit, die, im Zusammenspiel mit Politischen Gründen, zur Gründung von Kolonien führten (ZANGGER 1993: 4, KIRSTEN 1940: 303). Diese Kolonien erstreckten sich über den gesamten Mittelmeerraum und die angrenzenden Gebiete, vom Schwarzen Meer im Osten bis zur Rhone-Mündung im Westen. Die Bevölkerungssituation fluktuiert natürlich in einem gewissen Rahmen, der von äußeren Einflüssen gesteuert wird (Kriege, Trockenperioden etc.), aber bis in die frühe Byzantinische Zeit (um etwa 500 n. Chr.) bleibt Griechenland im großen und ganzen dicht besiedelt und weite Gebiete werden intensiv landwirtschaftlich genutzt. Ähnlich verhält es sich in Anatolien, an der Levante-Küste, in Italien und Spanien wobei die Phasen höchster Besiedlungsdichte variieren.

Weithin sichtbare Zeichen, wie kahle, von jeder Bodendecke entblößte Hänge, Badlands, große Schwemmfächersysteme und mächtige Kolluvien in Beckenlagen und Tälern, zeigen eine massive Erosionstätigkeit im gesamten Mediterranraum an. Seit ihrer wissenschaftlichen Erforschung gibt es heftig diskutierte Ergebnisse und Meinungen zur „Kardinalfrage“ des Erosionsgeschehens: Ist der Mensch oder das Klima für die massiven Bodenverluste an den Hängen verantwortlich?

In seinem 1969 erschienenen Buch „The Mediterranean Valleys“ postuliert VITA-FINZI die Theorie, dass zwei Hauptgenerationen von „Valley Fills“ im Mittelmeerraum existieren. Die ältere stamme aus dem Pleistozän und die jüngere datiere in die post-römische bis mittelalterliche Zeit. Beide Erosions- und Akkumulationsphasen werden vom Autor als klimatisch bedingt angesehen. Die Theorie ist in dieser Art heute nicht mehr zu halten. Genauere Datierungsmethoden ergaben, dass es sich v.a. bei der jüngeren Generation um weitaus differenziertere Ablagerungen handelt als von VITA-FINZI angenommen, und dass es weitere

gibt, die nicht in die angegebenen Zeiträume passen (vgl. KRAFT et al. 1975, FUCHS et al. 2004).

Neben der Anzahl der Erosions- und Akkumulationsphasen ist ihre Ursache eine der am kontroversesten diskutierten Fragestellungen in der Morphodynamik des Mittelmeerraums. Es betonen RAPHAEL (1978), WAGSTAFF (1981, zitiert nach VAN ANDEL et al. 1990), VAN ANDEL & ZANGGER (1990), ZANGGER (1992, 1993) und LESPEZ (2003) für Griechenland, EISMA (1978) für Westanatolien, und BRÜCKNER (1982,1983,1986) für die Basilicata in Süditalien den anthropogenen Einfluss v.a. für den Zeitraum der klassischen Antike bis zur römischen Epoche (700 BC – 200 AD). BRÜCKNER (1986) weist darauf hin, dass erst durch den massiven Anstieg der landwirtschaftlichen Nutzung und der einhergehenden Entwaldung die leicht erodierbaren Mergel des Anstehenden abgetragen werden konnten. Klimatischen Einflüssen weist BRÜCKNER (1986) nur eine unter geordnete Rolle zu. Neuere Arbeiten, wie die von FUCHS et al. (2004), stützen die These, dass der menschliche Einfluss die größere Bedeutung für die Initialisierung von Erosionsereignissen hat. Dabei ist hervorzuheben, dass auch rückläufige Bevölkerungszahlen zu vermehrter Erosion führen können, v.a. wenn terrassierte Flächen aufgegeben werden und das hinter den Terrassenmauern angesammelte Lockersediment wieder mobilisiert wird (vgl. BÜDEL 1977).

Andere Autoren sehen im Klima den übergeordneten Auslöser und das steuernde Element. HEMPEL (1981, 1987,1988, 1990) ebenso wie GROVE & RACKHAM (2001) betonen, dass die klimatischen Einflussfaktoren die anthropogenen zumindest überwiegen und die Degradierung der Landschaft z.T. schon abgeschlossen war bevor eine weitgreifende dichte Besiedlung etabliert war (HEMPEL 1981: 63). GROVE & RACKHAM (2001: 290) stellen fest, dass viele Autoren, die den anthropogenen Einfluss in den Vordergrund stellen, es versäumen diesen auch ausreichend zu belegen. So wird ihrer Meinung nach zum Beispiel eine großflächige Entwaldung durch den Menschen in den Hochphasen der verschiedenen kulturellen Epochen oft einfach vorausgesetzt. Sie sind der Ansicht (GROVE & RACKHAM 2001: 290), dies sei als „Postulated Deforestation“ anzusehen und weisen an anderer Stelle darauf hin, dass der Holzbedarf zum Beispiel des antiken Griechenlands (zum Beispiel für den Schiffbau, den Bergbau und Brennholz) deutlich kleiner war als allgemein angenommen. Darüber hinaus sind Zeugnisse antiken Waldmanagements ebenso überliefert wie Waldbestände, die in ihrer Ausdehnung den Wäldern des modernen Griechenlands kaum nachstehen. Es sei eher unwahrscheinlich, dass ein Volk, welches in vieler Hinsicht vom Holz abhängig war, mit dieser Ressource so unverantwortlich umgegangen sei (GROVE & RACKHAM 2001: 163-171). Als Argument führen die Autoren des weiteren an, dass, im Falle einer hauptsächlich durch anthropogene Eingriffe ausgelösten Erosion, diese ja im Prinzip heute am stärksten sein müsste, da zu keiner Zeit größere anthropogene Einflüsse gewirkt haben. Dies lässt sich aber nicht belegen und sie weisen darauf hin, das 20 Jh. sei „likely to go down as a relatively quiet period in the Younger Fill story“ (GROVE & RACKHAM 2001: 311) Sie bezweifeln, dass die

landwirtschaftlichen Methoden der Antike (Ein-Schar-Pflug, Egge, Viehherden) mehr Zerstörungspotential hatten als die der Moderne (Traktoren, Bulldozer, Viehherden).

Aus einer Zusammenstellung von untersuchten Akkumulationen im Mittelmeerraum (GROVE & RACKHAM 2001: 308-310, Table 16.IV.) wird deutlich, dass statt eines signifikanten monokausalen Zusammenhangs (Klima oder Mensch), eher ein polykausaler Erklärungsansatz der Erosionsereignisse im Holozän zu suchen ist (Mensch + Klima + Tektonik + katastrophische Ereignisse + X), wie es BINTLIFF (2000: 68, 2002: 417 ff.) vorschlägt<sup>8</sup>. Es zeigt sich, dass die sich einzelnen Ereignisse über das gesamte Holozän verteilen und nicht im frühen Holozän, der Bronzezeit, der klassischen Antike oder dem Mittelalter bis zum Ende des Little Ice Age kumulieren. Sie fanden in Zeiten verstärkter menschlicher Aktivität genauso statt wie zu Zeiten des Rückzugs. Ebenso finden sie sich zu Zeiten von alpinen Gletschervorstößen, die in Korrelation mit instabilerem, meist feuchteren Klima gesetzt werden und genauso in Zeiten des Gletscherrückgangs. Zur Zeit lässt sich die Frage, welcher Einfluss überwiegt, nicht eindeutig beantworten. Es bedarf hochauflösender Datierungen der Kolluvien und Alluvionen, genauer Analysen der Liefergebiete und der Vegetations- und Besiedlungsgeschichte der untersuchten Räume. Darüber hinaus muss die Paläotektonik mit einbezogen werden. Auch vorhandene historische Aufzeichnungen müssen überprüft und bewertet werden. Nur wenn diese Aspekte zusammen betrachtet werden, ist eine umfassendere Beurteilung möglich und selbst dann kann sie nur als regionalgültig angesehen werden. Ein „einfaches“ Erklärungsmodell zu Erosions- und Akkumulationsphasen, wie es VITA-FINZI (1969) vorgelegt haben wollte, wird es für einen so heterogenen Raum wie das Mittelmeergebiet nicht geben.

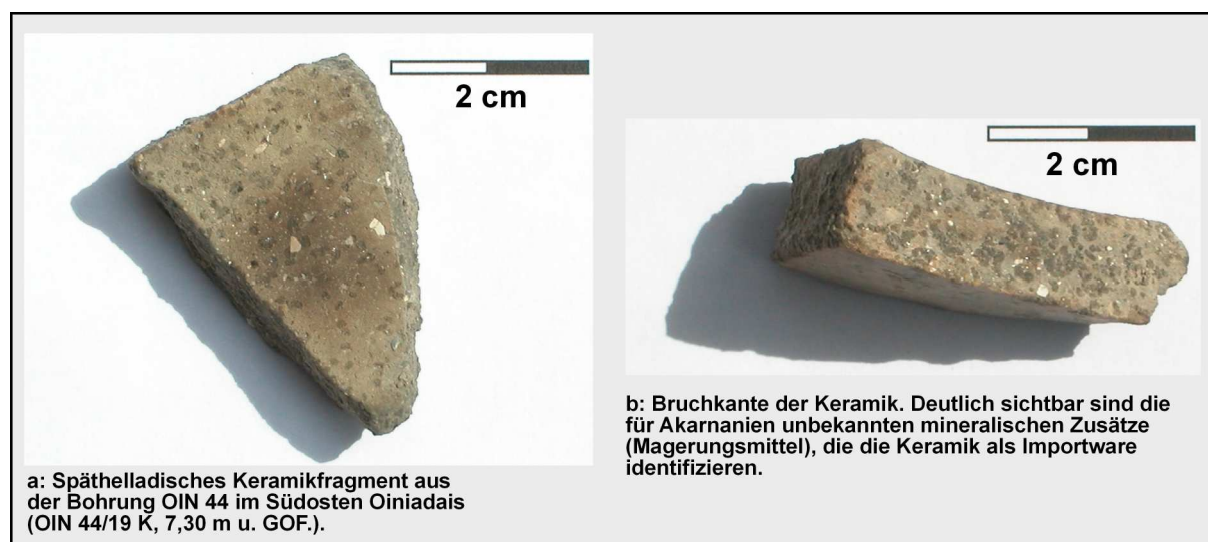
Das Arbeitsgebiet unterscheidet sich in einigen Punkten von anderen Bereichen Griechenlands. Es wurde immer als walddreich bezeichnet. An der griechischen Peripherie gelegen, kam ihm nicht die Bedeutung zu wie beispielsweise Boötien, Attika oder der Argolis. In schriftlichen Quellen findet Akarnanien erst um 500 BC Erwähnung (LANG 1994, vgl. 6.2.1). KIRSTEN (1940) manifestiert ein Bild des eher weniger weit entwickelten, Waffen tragenden, „barbarischen“ Volksstammes, der in wenig befestigten Städten und Dörfern lebte und hauptsächlich Viehwirtschaft betrieb. Die eindrucksvollen Stadtmaueranlagen datiert Kirsten in die Zeit Philipps V. (ca. 200 BC). Dabei habe es sich nur um Fluchtburgen gehandelt (KIRSTEN 1958: 607 ff.). Diese Ansicht hat sich bis in die moderne Zeit gehalten. Erst langsam wurde deutlich, dass Akarnanien schon sehr viel früher, seit dem 6. Jh., eine organisierte staatliche Struktur hatte (vgl. GEHRKE 1994-95, LANG 1994). GEHRKE (1994-95: 45) weist im Gegensatz zu KIRSTEN (1940) auf eine sehr intensive landwirtschaftliche Nutzung hin. *Xenophon* (Hell. 4,6,3 ff., 4. Jh. v. Chr.) berichtet über ein sehr ertragreiches Land, in dem soviel Getreide angebaut wurde, dass die Akarnanen von Importen unabhängig waren. Ferner gab es

---

<sup>8</sup> Bintliff zählte ehemals mit seinen Arbeiten aus den 1970er Jahren zu den größten Befürwortern der Theorie Vita-Finzis.

auch Wein und die Viehzucht, neben den Schafen und Ziegen auch die von Rindern und Pferden, sei stark ausgeprägt gewesen (vgl. GEHRKE 1994-95: 46).

In den meisten Publikationen (u.a. WACKER 1996, Beilage 3) wird festgestellt, dass für die Zeit des Helladikums nur wenige Funde gibt, die eindeutig auf menschliche Siedlungen hinweisen. Dies muss, vorbehaltlich der genaueren Datierung der Funde, zumindest für den Bereich der antiken Hafenstadt Oiniadai modifiziert werden. In der Bohrung OIN 44, die im Sommer 2004 südöstlich des „Stadthügels“ Trikardo abgeteuft wurde, fanden sich Keramikfragmente, die ausweislich ihrer Tiefenlage und einer ersten Einschätzung von Prof. Dr. F. Lang späthelladischen Alters oder älter sind (Abb. 16, vgl. Kap. 7.3.3.3 und VÖTT 2007b). Dies bedeutet, dass ein anthropogener Einfluss auf die Morphodynamik, im oben beschriebenen Sinne, auch im Arbeitsgebiet anzunehmen ist, wenn auch nicht in dem Maße wie in anderen Regionen Griechenlands, zum Beispiel in der Argolis.



**Abb. 16: Späthelladische Keramik aus der Bohrung OIN 44 im Südosten Oiniadais**

(Fotos: a & b: A. Schriever)

Das aktuelle Bild der akarnanischen Landschaft zeichnet sich dadurch aus, dass die Gebiete, die vom Relief her begünstigt sind, zumeist unter intensiver Nutzung stehen. Diese Gebiete liegen in den Küstenebenen, im Aitolo-Akarnanischen Becken und in intramontanen, meist tektonisch angelegten Becken, die oft durch Karstprozesse zu Poljen erweitert worden sind. Die Hänge sind von dichter Macchie und z.T. noch von laubwerfenden Eichenwäldern bedeckt (siehe Kap. 3.6). Weniger steile Bereiche werden beweidet. Man sieht die typischen Erosionsmerkmale, gerade in den letztgenannten Gebieten, die teilweise bis hin zu Badland-artigen (Gully-) Formen führen. In den Gebirgsbereichen, zum Beispiel im Vatospolje (vgl. DUNKEL 2005), oder im Bereich der Glosses-Schlucht nördlich der Küstenebene von Mytikas, finden sich aufgelassene Ackerterrassen, die heute beweidet werden (Abb. 14 c). Die zahlreichen periodischen Revamata zeigen oft Spuren frischer Verlagerungsereignisse. Die

Erosionsformen sind vielfältig, aber sie kommen nicht häufiger vor als in anderen Gebieten Griechenlands.

Es gibt für den akarnanischen Raum keine umfassenden Untersuchungen von Kolluvien oder „Valley Fills“ in Bezug auf die oben diskutierte Fragestellung. Für das Vatos-Polje im Akarnanischen Gebirge, nördlich der Küstenebene von Mytikas gelegen, konnte DUNKEL (2005: 93) mittels OSL-Datierungen der Beckenfüllung seit ca. 700 BC deutlich höhere Sedimentationsraten als zuvor feststellen. Ob dies auf klimatische oder anthropogene Ursachen zurückzuführen ist, lässt sich ohne weitere Untersuchungen (s.o.) nicht abschließend beurteilen. Für die Küstenebene von Mytikas konnte mit Hilfe von Keramikfunden in Schwemmfächeraufschlüssen eine Ruhephase der Sedimentation und damit der Erosion im (ausgehenden) Helladikum und massive Akkumulationen post-römischen Alters diagnostiziert werden (MAY 2006, VÖTT et al. 2006b, VÖTT & BRÜCKNER 2007). Auch da ist eine Bestimmung der Ursachen noch nicht möglich. Beide Lokalitäten legen allerdings einen anthropogenen Schwerpunkt bei der Frage nach den Auslösern der Erosion nahe.

Um die Deltasedimente selbst als Indikator für Sedimentationsprozesse heranzuziehen ist die vorliegende Dichte von verlässlichen Radiokohlenstoffdatierungen zu gering. Die beste Möglichkeit zur Berechnung von Sedimentationsraten bietet der in der Lagune von Etoliko gewonnene Kern ETO 1b, dessen Datierungen allerdings nur bis zum Beginn des ersten Jahrtausends BC reichen und somit die interessantesten Zeitalter menschlicher Aktivität im Untersuchungsraum nicht erfasst werden (siehe Kap. 7.4.2).

Für einen besonderen Indikator für menschliche Aktivität im Untersuchungsgebiet muss an dieser Stelle auf die griechischen Sagen verwiesen werden. In einer Sage kämpft Herakles mit dem Flussgott Acheloos. In diesem Kampf bricht Herakles dem Acheloos das linke Horn ab. Bereits *Strabon*<sup>9</sup> (X, 2,20) beschreibt, dass es sich nach Überlieferungen bei dieser Sage um ein Bild für die Umleitung des Flusses handeln soll, die die Trockenlegung der Paracheloitis zur Folge hatte und diese dadurch zu fruchtbarem Kulturland werden ließ (das Füllhorn). OBERHUMMER (1887:18) schreibt die Arbeit den Phöniziern zu. PHILIPPSON (1958: 407) weist in diesem Zusammenhang auf die Leistungen der Minyer im Kopaisbecken hin, die KNAUSS (1984) detailliert beschreibt und in das zweite vorchristliche Jahrtausend datiert. Dies bedeutet, dass im Deltabereich selbst einschneidende anthropogene Eingriffe stattgefunden haben dürften und zwar zu einem vergleichsweise frühen Zeitpunkt der Besiedlungsgeschichte des Raumes. Diese Eingriffe hatten natürlich auch Einflüsse auf das Sedimentationsgeschehen, die in den Bohrungen aber nicht direkt nachgewiesen werden können (vgl. Kap. 7.4.3).

Die für die jüngste Zeit bedeutendsten anthropogenen Eingriffe sind die Dammbauten im Oberlauf des Acheloos (vgl. Kap. 3.5) und die Trockenlegung und Eindeichung weiter Teile der Deltaebene. Sie sorgen dafür, dass es nicht mehr zu winterlichen Überflutungen kommt.

---

<sup>9</sup> Die Sage ist bei vielen antiken Schriftstellern und Geschichtsschreibern überliefert, so zum Beispiel *Pausanias*, *Eusthathios*, *Diodor* und vielen anderen. Genaue Auflistung bei Oberhummer (1887: 16, Fußnote 2)

Bereits vor den Aufstauungen war die Sedimentfracht dadurch gekennzeichnet, dass gröberes Material bereits im Aitolo-Akarnanischen Becken sedimentierte. Heute liefert der Acheloos nichts gröberes als Grobsand an (PIPER & PANAGOS 1981: 121). Die Abflussdynamik entspricht den klimatischen Rahmenbedingungen. Rund 77% der Abflussmenge fallen zwischen November und April an. Die Süßwasser-/Sedimentfahne des Acheloos breitet sich ca. 15 km ins Meer aus (PIPER & PANAGOS 1981: 114; VILLAS 1984:27). Es ist davon auszugehen, dass v.a. die Sedimentfracht durch die Dammbaumaßnahmen entscheidend beeinflusst worden ist und auch die Wassermenge, die an der Mündung ankam vorher größer war.

FELS (1944: 72) berichtet von Entwässerungsmaßnahmen, die 1930 begonnen wurden und die Trockenlegung des Lesini-Sumpf mit einer angestrebten „Landgewinnung“ von 30 km<sup>2</sup> zum Ziel hatten. Davon waren 1935 15 km<sup>2</sup> realisiert und zwar mit Hilfe eines 20 km langen, schiffbaren Kanals und einem 22 km umfassenden Netz aus kleineren Kanälen, sowie 7 km Hochwasserdeichen (FELS 1944: 72). Die von FELS beschriebenen Arbeiten stellen nur den Auftakt umfangreicher Meliorationsmaßnahmen und Eindeichungen dar, die in den 1960er Jahren vollendet wurden (VILLAS 1984: 4) und das aktuelle Bild des Deltas prägen. Die bereits im Satellitenbild erkennbare, schachbrettartige Struktur der landwirtschaftlich genutzten Fläche verdeutlicht die Ausmaße der Entwässerungsarbeiten sehr gut (siehe Abb. 2). Ein ansteigender Meeresspiegel, Sedimentkompaktion und tektonische Absenkung bedrohen die teilweise unter dem aktuellen Meeresspiegel liegenden Nutzflächen ganz akut.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass sowohl im Einzugsgebiet des Acheloos, als auch in der Deltaebene selbst, seit sehr langer Zeit Menschen in den Naturhaushalt eingreifen. Diese Eingriffe hatten und haben Auswirkungen auf die Morphodynamik der Region. Die Auswirkungen zu isolieren und zu quantifizieren fällt sehr schwer und es bedarf weiterer Forschung, die sich intensiv um diese Fragestellung bemüht und explizit darauf ausgerichtet ist. Vor allem hochauflösende Datierungen von geeigneten Sedimentarchiven, wie zum Beispiel der Lagune von Etoliko oder Mesolongion, sind dabei in den Vordergrund zu stellen.

### **3.8 Historischer Überblick**

Im folgenden Kapitel soll die historische Entwicklung Akarnaniens und Oiniadais kurz skizziert werden. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Betrachtung des Altertums.

#### **3.8.1 Historische Entwicklung Akarnaniens**

Man kann die historische Entwicklung Akarnaniens in verschiedene Phasen gliedern. Die erste Phase geht vom Beginn der Besiedlung (erste Funde im Paläolithikum, siehe vorhergehendes Kapitel) bis ins 7. vorchristliche Jahrhundert. Über diese Zeitspanne ist sehr wenig bekannt und nur indirekt belegt. Wie bereits in Kap. 3.7 erwähnt, sind für das Helladikum in Akarnanien nur wenige Siedlungsspuren bekannt gewesen, so gibt zum Beispiel Hinweise auf

eine helladische Besiedlung in der Ebene von Mytikas (vgl. Kap. 3.7). Mit dem Fund in der Bohrung OIN 44 im Südosten Tri Kardos (vgl. Kap. 7.3.1 f.) konnte auch im Acheloos-Delta ein helladischer Siedlungsplatz nachgewiesen werden, was die moderne Sicht Akarnaniens als „vollwertige“ griechische Landschaft in Punkto Besiedlungskontinuität stützen würde.

Als vorakarnanische Bevölkerung vermuten verschiedene Autoren die Taphier (bzw. die Teleboer), die Leleger und die Kureten, wobei letztere eher in den aitolischen Gebieten siedelten (vgl. BURSIAN 1862: 106, OBERHUMMER 1887: 47 ff.). Die Taphier sind laut OBERHUMMER (1887: 53 ff.) wahrscheinlich als von den Phönizierern abstammend anzusehen, was er unter anderem mit der Überlieferung starker Handelsbeziehungen mit Phönizien begründet. Sie sollen v.a. im Gebiet um die Insel Taphos (laut PHILIPPSON (1958: 414) das heutige Kalamos vor der akarnanischen Küste) gesiedelt haben.

Viele Historiker haben sich erstaunt darüber gezeigt, dass die Akarnanen nicht in Homers Schiffskatalog erwähnt werden, da sie immer als ein Volk von Seefahrern geschildert werden. Im Schiffskatalog wird dagegen mit Dulichion ein Gebiet erwähnt, was bis heute in seiner Lage und Zugehörigkeit<sup>10</sup> umstritten ist. OBERHUMMER (1887: 22) vermutet es in der fruchtbaren Ebene des Acheloos-Deltas. Die Frage, ob Dulichion im Schiffskatalog die Stelle des fehlenden Akarnaniens einnimmt, ist ungeklärt (zu weiteren Ausführungen über die Dulichion-Frage vgl. Kap. 6.2.2).

In der zweiten Phase, der archaischen Epoche ab dem 7. Jh. BC, wird die Bedeutung Akarnaniens größer, da v.a. die Korinther Kolonien entlang der akarnanischen Küste gründeten (zum Beispiel Sollion, Leukas, vgl. LANG 1994: 239, Astakos, vgl. BERKTHOLDT 1996). Dies wurde notwendig, nachdem sich die Besiedlung der Korinther bis ins westliche Mittelmeer (zum Beispiel Syrakus auf Sizilien) ausgedehnt hatte. Sie erkannten schnell das Potenzial der natürlichen Hafenstandorte in Akarnanien für eine gefahrlose Passage von Griechenland nach Italien, so dass Akarnanien als Nordgrenze des Griechischen Festlands eine größere Bedeutung zu kam (LANG 1994: 239). In diese Zeit fällt auch der Ursprung der Stammesgeschichte Akarnaniens (vgl. OBERHUMMER 1887: 43), in der bereits die Besonderheiten der Deltaebene als sich vergrößernde Landfläche eine Rolle spielen. (vgl. Kap. 3.8.2)

Die dritte Phase in der akarnanischen Geschichte deckt sich mit den Hochphasen der griechischen Kultur. Von der klassischen Epoche (500–330 v. Chr.) an existieren schriftliche Aufzeichnungen über Akarnanien. Die Rolle Akarnaniens im Peloponnesischen Krieg war wesentlich bedeutender als die in den Perserkriegen, an denen nur die korinthischen Gründungen Leukas, Anaktorion und Ambrakia beteiligt waren. In dieser Zeit muss es in Akarnanien zumindest eine lose Bündnisgemeinschaft mit der Zusage gegenseitiger Hilfeleistung gegeben haben (LANG 1994: 240). Spätestens seit dem 4. Jh. existiert ein Akarnanischer Bund in Form einer föderativen Organisation mit einem Beratungsorgan in der

---

<sup>10</sup> Im Schiffskatalog wird Dulichion mit den Echinaden zu einem Reich zusammengefasst und als Elis (Nordwest-Peloponnes) gegenüberliegend beschrieben. Darüber hinaus wird es als fruchtbares und ausgedehntes Land bezeichnet (nach OBERHUMMER 1887: 48).

Bundeshauptstadt Stratos (*Xenophon, Hellenika VI, 4.4*). Das Gebiet des Akarnanischen Bundes erstreckte sich am Ende des Peloponnesischen Kriegs vom Acheloos-Delta bis zum Ambrakischen Golf, einschließlich Leukas (vgl. LANG 1994: 240).

Im Hellenistischen Zeitalter (336 – 30 v. Chr.) verlagerten sich die Machtzentren des Mittelmeerraums mehr und mehr nach Osten (Kleinasien und Ägypten) und weg von Griechenland, was einen Rückgang der Bedeutung Akarnaniens zur Folge hatte. Aitolien war bestrebt seine Machtsphäre nach Westen auszudehnen und begann den Süden Akarnaniens (das Acheloos-Gebiet) anzugreifen. Nach der Schlacht von Chaironeia in Boötien (338 v. Chr.), in der die Allianz der griechischen Städte unter Führung Athens und Thebens (2. Attischer Seebund, dem sich Akarnanien 375 v. Chr. anschloss (DANY 1999: 22)) vom makedonischen Heer unter Führung Alexanders geschlagen wurde, geriet Akarnanien unter makedonische Kontrolle. Bereits zur Zeit Alexanders häuften sich die aitolischen Angriffe auf Akarnanien, v.a. den Süden, und die Verbindung zu Makedonien unter König Kassander half später den Akarnanern bei der Verteidigung (LANG 1994: 241). Das Acheloos-Delta mit der Stadt Oiniadai scheint aber seit der Zeit Alexanders in aitolischem Besitz gewesen zu sein (OBERHUMMER 1887: 145). Zu Beginn des 3. Jh. v. Chr. schien sich die Situation zwischen Aitolien und Akarnanien zu entspannen. Es wurde ein Isopolitievertrag geschlossen (270/260 v. Chr.), der gegenseitige Bürgerrechte, Verteidigung und Heiratspolitik einschloss (LANG 1994: 241, FREITAG 1994: 222 ff.). Die Hoffnung auf ein gutes Miteinander mit dem „Erbfeind“ (OBERHUMMER 1887: 145) sollte sich aber wenig später zerschlagen, als der König von Epirus, Alexander II, mit den Aitolern die Teilung Akarnaniens beschloss (Aitolischer Bund). OBERHUMMER (1887: 145) spricht in diesem Zusammenhang von der „unglücklichsten Periode“ in der akarnanischen Geschichte, da durch diese Ereignisse zum ersten Mal die Unabhängigkeit, wenn auch nur für einige Jahrzehnte, verloren wurde. Der Süden bleibt zunächst aitolisch, der nördliche Teil konstituiert sich als 2. Akarnanischer Bund mit der Hauptstadt Leukas neu.

Die nächste Phase der akarnanischen Geschichte ist zunächst durch makedonischen und dann durch römischen Einfluss und Herrschaft geprägt. Zum Ende des dritten Jh. vor Christus erlebte Akarnanien eine Blütezeit unter makedonischer Herrschaft durch Philipp V., die ihrerseits schon mit durch beginnende Auseinandersetzungen zwischen Rom und Makedonien gekennzeichnet war. So war Philipp mit Hannibal verbündet, dessen Flotte u.a. in Astakos, Alyzia und Leukas Zuflucht suchte (OBERHUMMER 1887: 170). Rom verbündete sich zunächst mit den Aitolern, was 212 v. Chr. zu der Eroberung Oiniadais führte. Kurz darauf zerbrach dieses Bündnis jedoch und Rom erklärte den Aitolern den Krieg, was dazu führte, dass prorömische Strömungen in Akarnanien die Oberhand bekamen. Die Römer lösten zunächst den 2. Akarnanischen Bund auf und die Hauptstadt Leukas wurde römisch. 189 v. Chr. gründeten die Römer den Akarnanischen Bund erneut neu, diesmal mit der Hauptstadt Thyrraeon. Diesem gehörten nur die westakarnanischen Städte an, die östlichen Gebiete blieben zunächst aitolisch. Nach weiteren Jahrzehnten der Auseinandersetzung wird ganz



Griechenland 146 v. Chr. von den Römern unterworfen. Den griechischen Städten und Bündnen beließen die Römer jedoch eine gewisse Eigenverwaltung (SCHWEIGHART & SCHMID 1995: 144)

Der wohl gravierendste Einschnitt in der antiken Geschichte Akarnaniens datiert in das Jahr 31 v. Chr. Die akarnanischen Städte stellten sich auf die Seite von Marcus Antonius und seiner Verbündeten und Geliebten Kleopatra. Diese befanden sich im innerrömischen Machtkampf mit Octavian, dem späteren Kaiser Augustus. Die entscheidende Schlacht fand bei Aktium (röm. Actium, griech. Aktion) am Eingang des Ambrakischen Golfs statt. Octavian siegte und Marcus Antonius und Kleopatra flohen durch akarnanische Gewässer (der Überlieferung nach über den Voulkaria See bei Palairos) nach Ägypten, wo sie beide ein Jahr später den Freitod starben. Octavian ließ nach seinem Sieg an der Stelle seines Feldlagers, in der Nähe des heutigen Preveza (BÜSCHER 1996: 145), die Stadt Nikopolis (die Siegesstadt) errichten. Als Strafmaßnahme ließ Octavian die Einwohner Akarnaniens dorthin umsiedeln (zumindest die herrschende Schicht) und zerstörte die akarnanischen Städte zum einem großen Teil (LANG 1994: 248 ff.). Die Entvölkerung Akarnaniens war aber nach neueren Befunden weit weniger dramatisch als bisher angenommen (LANG 1994: 251) Dieses Ereignis beendete die über Jahrhunderte entwickelten politischen und kulturellen Strukturen in einer sehr abrupten Form (DANY 1999: 239, WEITHMANN 1994: 62, BÜSCHER 1996: 145 ff.).

Eine seiner stabilsten Phasen erlebte Akarnanien wie so viele andere Gebiete im Mittelmeerraum während der Herrschaft Roms. Die entgültige Eroberung erfolgte mit dem Sieg über die aufständischen Makedonen 146 v. Chr. Ab 27 v. Chr. war Griechenland als Provinz Achaia in das römische Reich eingegliedert (DANY 1999: 241).

Die nächste Phase ist in Akarnanien durch sehr vielfältige Einflüsse geprägt. Nach der Teilung Roms im Jahre 395 n. Chr. war Akarnanien dem Oströmischen Reich zugehörig. In der früh-mittelbyzantinischen Zeit fielen verschiedene Völker (Ost-, Westgoten, Hunnen und Awaren) in das Gebiet ein. Vom 6. – 8. Jh. wurde die gesamte Balkanhalbinsel von der Einwanderung der Slawen erfasst (LIENAU 1989: 57). Erst zwischen 783 und 1000 n. Chr. wurde Mittelgriechenland wieder von den Byzantinern beherrscht.

In der Folgezeit breiteten sich die Venezianer entlang der nordgriechischen Küste aus. Noch heute zeugen ausgedehnte Festungsanlagen in der Umgebung von Lefkas, Aghios Georgios an der südlichen und Santa Maura (gegr. 1300 n. Chr., VAGENAS 2001) an der nördlichen Einfahrt in den Sund, von dieser Phase. Die fränkischen Einflüsse sind auf dem nordwestlichen Festland deutlich kleiner als auf der Peloponnes und spielen daher nur eine untergeordnete Rolle.

Nach der instabilen byzantinischen Phase folgte die osmanischen Herrschaft. Das sich seit dem 7. – 8. Jh. nach Westen ausdehnende Reich der Osmanen bringt in der Mitte des 15. Jh. das byzantinische Reich und damit Griechenland unter seine Herrschaft (1453 Fall von Konstantinopel, 1461 Fall von Trapezunt, LIENAU 1989: 59). Für Akarnanien, insbesondere für die Küste, bedeutete dies einen ständigen Kampf um die Vorherrschaft zwischen den Ve-

nezianern und ihren Verbündeten und den Osmanen. Vor allem die Ionischen Inseln bleiben die folgenden Jahrhunderte stets umkämpft, da ihnen eine Schlüsselstellung in der Seeverbindung zwischen Kleinasien und Europa zukommt. Auch auf dem Festland versuchen die Venezianer ihre Position zu halten, indem sie zum Beispiel Vonitsa am Ambrakischen Golf und Navpaktos (ital. Lepanto) am Eingang zum Korinthischen Golf zu Festungen ausbauen (WEITHMANN 1994: 35). Die griechische Landbevölkerung reagierte auf die feudal organisierte türkische Herrschaft mit dem Rückzug in schwer zugängliche Bergregionen, was zu einer noch bis heute nachwirkenden hohen Siedlungsdichte im Gebirge führt. Die Organisation des Osmanischen Reiches als ein militärisch-bürokratischer Feudalstaat (LIENAU 1989: 60) trägt im weiteren Verlauf zu dessen Schwächung bei und läutet seinen Untergang ein. Die Türken beschränkten sich v.a. auf das Militärwesen und die Landwirtschaft und erlaubten es in zunehmenden Maße Griechen, Venezianern, Genuesen und seit dem 17. Jh. auch Franzosen, Engländern und Russen den Handel und das Gewerbe zu übernehmen. Dies führte dazu, dass sich im 18. Jh. im Osmanischen Reich die einsetzende Industrialisierung nicht durchsetzte und damit die entscheidende Wende zu einer modernen Wirtschaft verpasst wurde. Der griechische Freiheitskampf des 19. Jh. ist durch den in Europa v.a. unter den Intellektuellen und dem Bürgertum verbreiteten Philhellenismus, der Rückbesinnung auf die antiken Werte und Philosophien, mitbestimmt worden. Die ab 1825 in einem Guerillakrieg kämpfenden Griechen wurden aus ganz Europa mit Geld und Kriegsmaterial unterstützt. Einige prominente Unterstützer eilten den Griechen gar persönlich zur Seite. Der berühmteste von ihnen war sicherlich Lord Byron, der 1824 in aitolischen Stadt Mesolongi<sup>11</sup> an einem Fieber starb (LIENAU 1989: 59-60).

Der Freiheitskampf der Griechen endete 1829 mit dem Sieg Russlands über die Türken bei Edirne (Adrianopel). Am 1. Februar 1830 erkannten Russland, Frankreich und England die Unabhängigkeit Griechenlands an (LIENAU 1989: 60-61). Es folgten im 19. Jh. weitere Auseinandersetzungen mit den Türken, die immer wieder zu Territorialverschiebungen führten. Das heutige Staatsgebiet Griechenlands ist Folge einer Expansion, die v.a. in den Balkankriegen 1908-1913 und nach dem ersten und zweiten Weltkrieg erfolgte. Erst seit dieser Zeit gehören Epirus, Makedonien, Thessalien und die Sporaden (von Lesbos im Norden, bis Rhodos im Süden) wieder zu Griechenland (vgl. LIENAU: Karte 1 der Kartenbeilage).

### 3.8.2 Die akarnanische Stammesgeschichte

Die vermutlich ins 6. Jh. v. Chr. datierende Stammesgeschichte Akarnaniens (OBERHUMMER 1987: 43) steht bereits in direktem Zusammenhang mit der Entwicklung des Acheloos-Deltas und stellt damit zusammen mit der Herakles-Sage (Kap. 7.4.3.3) ein Beispiel dafür dar, wie sich

---

<sup>11</sup> Die Belagerung von Mesolongi 1827 ging als eine der größten Heldentaten in die Geschichte des Freiheitskampfes ein, bei der sich die in der Stadt festsitzenden Kämpfer, nach einem Verrat, mit der Stadt in die Luft sprengten.

tief greifende landschaftliche Veränderungen in den Mythen und Traditionen von Völkern verankern können.

Der Sage nach soll Alkmaion, der Sohn des Amphiaros von Argos, seine Mutter Eriphyle umgebracht haben, um seinen Vater zu rächen. Sie hatte ihren Mann gegen seinen Willen zu einem Feldzug gegen Theben bewegt, doch bevor Amphiaros in den Krieg zog, nahm er seinen Söhnen das Versprechen ab ihn zu rächen, falls der Feldzug scheitere. Nachdem Alkmaion die Tat ausgeführt hatte verfluchte Eriphyle auf dem Sterbebett ihren Mörder, auf das er in weder in Griechenland, Asien oder einem anderen Land Zuflucht fände. Alkmaion sucht, verfolgt von den Erinnyen<sup>12</sup>, Rat beim Orakel von Delphi. Dieses prophezeit ihm nur dann Ruhe, wenn er in einem Land siedelt, auf das zum Zeitpunkt des Muttermordes die Sonne noch nicht geschienen hat. Dies findet Alkmeion im neu angeschwemmten Land des Acheloos-Deltas. Er lässt sich in Oiniadai nieder, heiratet Kallirrhoë, die Tochter des Flussgottes Acheloos und zeugt mit ihr zwei Söhne, Akarnan und Amphoterus. Das Land wurde demnach nach Akarnan, dem ältesten Sohn des Alkmeion und der Kallirrhoë benannt.

Diese Sage orientiert sich an der für den Menschen wesentlichsten Veränderung in der Landschaft durch das Entstehen eines Flussdeltas, nämlich der Existenz von Land, wo vorher keines war. Dieses Land war, wie bereits in der Einleitung beschrieben, nicht nur „neu“, sondern hatte auch einen hohen Nutzwert. Daraus resultiert die Bedeutung von Deltagebieten für die in ihnen siedelnde Bevölkerung, was sich dann in einer solchen Mythologisierung manifestieren kann.

### 3.8.3 Historische Entwicklung der antiken Hafenstadt Oiniadai

Die Geschichte Oiniadais ist in zweierlei Hinsicht durch seine Lage geprägt. Zum einen seine topographische Lage in Deltagebiet des Acheloos: Sie macht Oiniadai zu einer wichtigen Stadt, da man von ihrer Position aus den Schiffsverkehr zum Golf von Korinth, und damit eine Hauptschifffahrtsroute durch die griechischen Gewässer in der Antike, kontrollieren konnte. Bereits *Thukydides* (*II,102, 2-3*, vgl. Zitat in Kap. 0) schätzt die Lage der Stadt als militärisch sehr günstig ein, da sie aufgrund der Topographie im Winter quasi unangreifbar war.

Zum anderen lag Oiniadai immer im Grenzgebiet der untereinander verfeindeten Aitoler und Akarnanen und war stets hart umkämpft. Zu diesen regionalen Auseinandersetzungen kamen aufgrund der strategischen Lage immer auch überregionale Machtinteressen, wie die der Athener, der Makedonen oder der Römer, hinzu, was Oiniadai eine sehr wechselvolle Geschichte bescherte.

Die ersten schriftlichen Überlieferungen zu Oiniadai stammen aus dem 5 Jh. v. Chr. Über die davor liegende Zeit können gibt es nur vage Informationen. So berichtet *Strabon* (*X, 2,2*) von einem (Alt-)Oiniadai, das auf der Hälfte der Strecke zwischen Stratos und des Mündung

---

<sup>12</sup> auch Furien oder Rachegöttinnen genannt

des Acheloos gelegen habe und nun verlassen sei. Über die Identifizierung und Lokalisierung dieser „Vorgängersiedlung“ Oiniadai wird in der Literatur sehr kontrovers diskutiert. Viele sehen in der alten Stadt *Erysiche* diese Altsiedlung (PHILIPPSON 1958: 402), da einige Schriftsteller (u.a. *Strabon*) von *Erysichaiern* als Bevölkerung in diesem Gebiet sprechen. OBERHUMMER (1887: 33) beschreibt die Stadt als eine, die schon zur Zeit des Peloponnesischen Krieges eine Ruine war und somit in moderner Zeit keine Reste mehr zu erwarten seien. Weil sie in der Nähe Oiniadai gelegen habe, hätten die Ruinen den Namen (Alt-)Oiniadai erhalten. Die Lokalisierung dieser Stadt *Erysiche*/(Alt-)Oiniadai fällt schwer. Einige Autoren (u.a. LEAKE 1835) legen diese Siedlung ins heutige Paliomanina. OBERHUMMER weist dies zurück, ebenso schließt er die Lage im heutigen Rigani aus, da die gefundenen Mauerreste jüngeren Alters seien als für eine Vorgängersiedlung angenommen werden muss. Er vermutet *Erysiche*/(Alt-)Oiniadai beim heutigen Pendalopohon (das ehem. Podolovitsa). Eine andere Interpretation, dass (Alt-)Oiniadai von seiner Lage her der Stadt *Sauria* oder Stadt *Metropolis* vorausgegangen sei, ist ebenfalls diskutiert worden (HEUZEY 1860: 434), kann aber ebenso nicht belegt werden (OBERHUMMER 1887: 33). Oiniadai selbst ist in seiner Lage von LEAKE (1835: 556, vgl. Kap. 6.2.1, Abb. 25) eindeutig identifiziert worden.

Die erste wichtige Erwähnung der Stadt stammt von *Thukydides* (I, 111, 3-4), der berichtet, dass im Rahmen eines Feldzugs des Perikles mit seinen Verbündeten Achaiern Oiniadai vergeblich belagert wurde. Im Rahmen der Aufzeichnungen von *Thukydides* über den Peloponnesischen Krieg wird Oiniadai als strategisch wichtige Hafenstadt häufig erwähnt. Als ein Hauptaspekt tritt dabei die Weigerung Oiniadai hervor, sich wie der Rest Akarnaniens mit Athen zu verbünden, was OBERHUMMER (1887: 82) mit dem o.g. Zug des Perikles verbindet. Im Rahmen der Kampfhandlungen versuchen die Athener immer wieder die Stadt zu erobern. Zunächst versuchte es 429/428 v. Chr. der große Athenische Seestrategie Phormion, der aber von einem Angriff im Winter absah (*Thukydides* II 102, 2-3, siehe Zitat Kap. 0). Im nächsten Jahr (428 v. Chr.) folgte sein Sohn Asopios, der mit Hilfe der verbündeten Akarnanen zwar das Umland verwüsten, die Stadt selbst aber nicht einnehmen konnte (*Thukydides* III, 7,4). Erst im Sommer des Jahres 424 v. Chr. gelang es den Athenern Oiniadai einzunehmen und unter Führung des Demosthenes in den Akarnanischen Bund zu integrieren (OBERHUMMER 1887: 114, FREITAG 1994: 220).

Zu Beginn des 4. Jh. findet Oiniadai erneut Erwähnung als Flottenstützpunkt der Athener (*Xenophon Hellenika* IV, 6,14). Wie im vorherigen Kapitel beschrieben, unterlag der 2. Attische Seebund den Makedonen, was zur deren Vorherrschaft in Griechenland führte. In der Folgezeit intensivierten die Aitoler ihre Angriffe auf akarnanisches Gebiet, zunächst auf das Oiniadai, das neben seiner strategischen Position v.a. durch die fruchtbare Deltaebene interessant war. Um 330 v. Chr. eroberten die Aitoler Oiniadai und hielten es über den Tod Alexanders hinaus. In den Jahren 263/262 v. Chr. kommt es zu einem Isopolitievertrag zwischen Aitolien und Akarnanien, der den Acheloos als Grenzfluss markiert. Dies bedeutet auf

der einen Seite, dass Oiniadai wieder zu Akarnanien gehört, die Paracheloitis allerdings zu Aitolien (FREITAG 1994: 223, LANG 1994: 241). In der Mitte des 3. Jh. v. Chr. kommt es zur Teilung Akarnaniens zwischen Epirus und Aitolien, wobei Oiniadai wiederum an Aitolien fällt.

Überblick über die historische Entwicklung der Stadt Oiniadai	
vor 500 v. Chr.	Vorgängersiedlung „Alt“-Oiniadai (eventuell die Stadt <i>Erysiche</i> )
429/428 v. Chr.	Der Athener Phormion (429 v. Chr.) und sein Sohn Asopios (428 v. Chr.) greifen während des Peloponnesischen Kriegs die Stadt erfolglos an
424 v. Chr.	Einnahme der Stadt durch die Athener, Eingliederung in den Akarnanischen Bund
um 330 v. Chr.	Eroberung der Stadt durch die Aitoler
263/262 v. Chr.	Isopolitievertrag zwischen Akarnanien und Aitolien, Oiniadai gehört wieder zu Akarnanien
Mitte des 3. Jh. v. Chr.	Teilung Akarnaniens zwischen Epirus und Aitolien, Oiniadai kommt zu Aitolien
219 v. Chr.	Eroberung der Stadt durch Makedonen Philipp V., Ausbau der Festungsanlagen
211 v. Chr.	Eroberung der Stadt durch den römischen Konsul Marcus Valerius Laevinus, Übergabe der Stadt an die Aitoler
189 v. Chr.	Die Römer erneuern den Akarnanischen Bund, Oiniadai wird wieder Akarnanisch

**Tab. 1: Überblick über die historische Entwicklung der Stadt Oiniadai**

(Quellen: siehe Text)

In deren Hand bleibt es bis 219 v. Chr. In diesem Jahr zog Philipp V. von Norden kommend durch Akarnanien und zerstörte die Städte Phoitia, Metropolis, Ithoria und Paianion. Anschließend wandte er sich Oiniadai zu. Die aitolische Garnison überließ den Makedonen die Stadt kampflos und Philipp verstärkte die Stadt und ließ dazu Material aus der eroberten Stadt Paianion, etwas oberhalb Oiniadais am Acheloos gelegen, per Floß herbeischaffen. Dies beschreibt *Polybius IV,65,2-9* sehr detailliert: „Als Philipp sah, wie günstig der Ort lag, vor allem für die Überfahrt zur Peloponnes, beschloß er die Stadt zu befestigen. Oiniadai liegt nämlich am Meer am äußersten Ende von Akarnanien hin zu Aitolien, am Eingang des Korinthischen Golfes gegenüber dem Küstenstreifen von Dyme in der Peloponnes, nicht weit, kaum 100 Stadien von dem gegenüberliegenden Vorgebirge Araxos entfernt. In Rücksicht hierauf befestigte er die Burg, zunächst für sich, ebenso durch einen eigenen Mauerring den hafen und die Werften, um schließlich beide Anlagen miteinander zu verbinden, wozu er sich des Baumaterials aus Paianion bediente.“ Paianion wird von verschiedenen Autoren beim heutigen Ort Mastro lokalisiert (vgl. WOODHOUSE 1897: 161 f.). Durch den Bund mit Hannibal machte sich Philipp die Römer zum Feind, die ihrerseits mit den Aitolern verbündet waren. Der Praetor Marcus Valerius Laevinus erobert im Jahr 211 v. Chr. Oiniadai über den Seeweg von der Insel Zakynthos aus und übergibt es den Aitolern. Im Verlauf der weiteren Jahre wenden sich die Aitoler aber mehr und mehr gegen die Römer, da diese ihren Anspruch auf das gesamte Akarnanien zurückweisen.

Im Jahr 197 v. Chr. erobern die Römer Leukas und zwingen so alle akarnanischen Städte zur Unterwerfung. 189 v. Chr. wird der Akarnanische Bund durch die Römer erneuert und auch Oiniadai wird wieder akarnanisch (vgl. OBERHUMMER 1887: 186, KIRSTEN 1937: 2213, FREITAG 1994: 225).

Nach diesem Zeitpunkt fehlen schriftliche Überlieferungen zu Oiniadai, so dass für die Zeit als römische Provinz Achaia und für die byzantinische Epoche nichts bekannt ist. KIRSTEN (1937: 2213) berichtet, dass im Mittelalter das flussaufwärts gelegene Katochi als Bischofssitz Oiniadai überflügelt habe und nur noch wenige Mauerreste aus diese Zeit auf der Akropolis zu finden seien.

Die in dieser Arbeit vorgelegten Untersuchungsergebnisse (vgl. ab Kap. 7.3) legen den Schluss nahe, dass der Meereszugang für größere Schiffe nicht über die (frühe) römische Kaiserzeit gewährleistet und damit die Stellung der Stadt deutlich geschwächt war, was mit einer Aufgabe der Siedlung einhergegangen sein könnte.

## 4 Stand der Forschung

Deltagebiete stellen hochkomplexe Sedimentationsräume dar, die sehr viele Informationen zu verschiedensten Fragestellungen beinhalten können. Gerade für paläogeographisch-geoarchäologische Untersuchungen sind Deltagebiete exzellente Geoarchive. Sie stehen über den Fluss mit dem Hinterland in direkter Verbindung und reagieren sehr schnell mit ihrer Sedimentationsdynamik auf dortige Veränderungen, ob natürlichen oder anthropogenen Ursprungs. Damit sind sie seit langer Zeit Gegenstand intensiver geographischer, geologisch-sedimentologischer und archäologischer Forschung, die im Folgenden kurz umrissen werden soll. Aufgrund der enorm umfangreichen Literatur zur Deltaforschung wird die Darstellung auf das Mittelmeer beschränkt. Als einführende, allgemeine Literatur seien an dieser Stelle SHIRLEY (1966), DAVIS (1985), KELLETAT (1984), GROVE & RACKHAM (2001) und PENLAND & KULP (2005) genannt.

Neben dem äußeren und inneren Aufbau von Delta-Gebieten, ist die Frage der zeitlichen Rahmenbedingungen ihrer Entstehung während des Holozäns von besonderer Bedeutung. In diesem Zusammenhang sei auf STANLEY & WARNE (1994) verwiesen, die durch Vergleiche den weltweiten initialen Beginn flächenhaften Delta-Wachstums in das mittlere Holozän datieren und den Zusammenhang zwischen der deutlich kleiner werdender Rate des Meeresspiegelanstiegs und dem Delta-Wachstum herstellen konnten.

### 4.1 Deltaforschung am Beispiel des Mittelmeeres

Von besonderem Interesse für die Delta- und Küstenforschung im Mittelmeergebiet sind natürlich die großen und allgemein bekannten Deltagebiete, wie das Nil-Delta in Ägypten, das

Po-Delta in Italien oder das Ebro-Delta in Spanien. Dementsprechend vielzählig sind die Forschungsarbeiten und Veröffentlichungen, von denen eine Auswahl präsentiert wird.

Das bekannteste Delta der Welt ist sicherlich das Nil-Delta, nicht zuletzt, weil seine Form einer ganzen Gruppe verschieden geformter Flussmündungsgebiete einen gemeinsamen Namen gab. Bereits antike Geschichtsschreiber und Geographen (*Herodot, Pausanias, Strabon*) haben sich ausführlich ihm beschäftigt.

Ausführliche, auf Bohrungen, Geophysik, Interpretation historischer und aktueller Karten und Satellitenbilddauswertung basierende Arbeiten sind von WUNDERLICH (1989), WUNDERLICH & ANDRES (1991), ANDRES & WUNDERLICH (1991) vorgelegt worden. Sie belegen sehr fundiert und ausführlich, dass der Deltaaufbau im westlichen und im östlichen Bereich des Nildeltas sehr unterschiedlich ist. Im Osten wurde ein pleistozänes Sandrelief im letzten Interglazial zerschnitten und anschließend, nur unterbrochen durch eine Erosionsphase zwischen 3500 und 3000 BC, kontinuierlich von Hochflutsedimenten mit eingeschalteten basalen Torfen verschüttet. Im Westen wurden zunächst auf einer durch einen Kalkhorizont markierten, spätpleistozänen Bodenbildung, fluvial abgelagerte Sande äolisch aufgearbeitet („Gezirasande“). Die Akkumulation der Sande erfolgte ab 10000 BC. Anschließend wanderte der Lagunen- und Marschgürtel aufgrund der Transgression landeinwärts. Dies wurde nach 4000 BC mit der Verlangsamung des Meeresspiegelanstiegs umgekehrt und die Sedimentationstätigkeit des Nils verschüttete die o.g. transgressiven Ablagerungen unter Hochflutsedimenten.

Für das östliche Po-Delta konnte DONGUS (1963) unter Einbeziehung zahlreicher älterer Arbeiten die bis dahin gültige Meinung, dass die ausgedehnten Küstensumpfbzonen und Lagunensysteme durch die Verlandung einer ehemaligen Meeresbucht (*Sinus Padanus*) entstanden sein, widerlegen. Diese seien vielmehr durch transgressive Vorgänge bei steigendem Meeresspiegel und damit einhergehendem Grundwasseranstieg, sowie relativer Landabsenkung (durch tektonische Vorgänge und Sedimentkompaktion) zu erklären. Er belegt dies mit etruskischen und römischen Siedlungsresten, die teilweise mehrere Meter unter den Sumpfsedimenten, und damit unter dem Meeresspiegel, liegen.

Neuere Untersuchungen der zur Paläogeographie des Po-Deltas von AMOROSI & MILLI (2001) und AMOROSI et al. (2003, 2004, 2005) zeigen, dass der Scheitelpunkt der (maximalen) Transgression (MFS, Maximum Flooding Surface) nicht durch marine Sedimente markiert ist, sondern durch Torfe oder lagunäre Sedimente. Dies weicht deutlich von Ergebnissen von anderen Untersuchungen in Deltagebieten, zum Beispiel aus dem Büyük Menderes Gebiet (vgl. MÜLLENHOFF 2005, MÜLLENHOFF et al. 2004, BRÜCKNER et al. 2002, BRÜCKNER (1997a), ab.

Für das Ebro-Delta weisen SOMOZA et al. (1998), mit Hilfe umfangreicher Bohrungen und Radiokohlenstoffdatierungen, mehrere „hoch frequente“ Meeresspiegelschwankungen in den transgressiven Ablagerungen (TST, transgressive systems track) und den Ablagerungen wäh

rend des aktuellen Meeresspiegelhochstands (HST, highstand systems track) nach. Die maximale Transgression datieren sie auf 6900 BP. Sie kartieren vier Phasen von Vorbau dominierender Deltaloben aus. Die Deltavorbauphasen korrelieren sie mit bekannten Regressionsphasen beispielsweise vom Mississippi-Delta.

#### **4.2 Küsten- und Deltaforschung im Mittelmeerraum im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext**

In den letzten ca. 30 Jahren wurden die Arbeiten im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext in der Küsten- und Deltaforschung im Mittelmeerraum stark forciert. Durch die zunehmende Einsicht, dass für eine umfassende Bewertung antiker Zusammenhänge eine möglichst genaue Paläoumweltrekonstruktion für die Archäologie unerlässlich ist, erfuhr die sedimentologisch-geomorphologische Forschung in Küstenebenen mit historischem Hintergrund einen enormen Bedeutungszuwachs. Durch die Verbindung der archäologischen Befunde und der daraus resultierenden Antworten und neuen Fragestellungen mit den sedimentologisch-geomorphologischen Ergebnissen wird eine plausible und tragfähige Rekonstruktion von vergangenen Landschaftsverhältnissen überhaupt erst möglich.

Großen Raum nehmen dabei die Forschungen an den Küsten der Peloponnes ein. BÜDEL (1977: 259 ff.) beschreibt exemplarisch die teilweise Verschüttung der Stadt Olympia durch den Fluss Alpheios, dessen Deltavorbau er seit der Antike mit ca. 4,5 km beziffert. Die Veränderungen in der antiken Landschaft Elis im Westen der Peloponnes wurden von RAPHAEL (1978) bearbeitet. Er dokumentiert einen stärkeren Deltavorbau des Peneus in hellenistischer und römischer Zeit. KRAFT et al. (2005b) belegen ausgedehnte Lagunen und Küstensumpfsysteme in Elis teilweise bis ins Helladikum und betonen die Bedeutung der sich seit dem mittleren Holozän ausbildenden Strandwallsysteme für die küstenmorphologischen Prozesse und ihre Auswirkungen auf die Besiedlung durch den Menschen.

Wegweisend sind die Arbeiten von KRAFT et al. (1975), die für die Küstenebene des Pamisos im Golf von Messenien eine in 7-16 m unter dem aktuellen Meeresspiegel und 4 km im Landesinneren gelegene befindliche Küstenlinie, die auf 3500 BC datiert, belegen. Zur Zeit der hellenistisch-römischen Epoche war die heutige Küstenkonfiguration bei einem etwa 2 m tieferen Meeresspiegel bereits erreicht. Weitere Untersuchungen liegen von KRAFT et al. (1977, 1985) im Lakonischen und Argolischen Golf und der Bucht von Methoni an der Südwestspitze der Peloponnes vor. Weitere maßgebliche Arbeiten in der Argolis stammen von POPE & VAN ANDEL (1984), VAN ANDEL & ZANGGER (1990) (siehe Kap. 3.7).

Ebenfalls von KRAFT et al. (1987) stammen die Szenarien zur Verlandung des Maliakischen Golfes (Thermopylen-Pass) im Osten des griechischen Festlands.

Für die Ebene von Marathon postulieren PAVLOPOULOS et al. (2006: 436) für das mittlere Holozän lagunäre Verhältnisse, die in einer zweiten Phase von limnischen abgelöst werden, die ihrerseits von Hochflutsedimenten überdeckt werden.



Die Entwicklung der Deltagebiete des Axios und des Aliakmon im Theramaikos Golf (od. Golf von Thessaloniki) wurden von EUMORPHOPULOS (1963) erörtert. Er dokumentiert die rasche Entwicklung am Beispiel der antiken Stadt Pella<sup>13</sup>, die 500 BC noch eine Hafenstadt war (vgl. VÖTT & BRÜCKNER 2006a). Die Verlandung schritt rasch voran und um 100 BC vereinigten sich die Deltaflächen des aus Süden kommenden Aliakmon mit dem aus Norden kommenden Axios zu einer gemeinsamen Deltaebene und schnürten so die Restbucht zu einem langsam aussüßenden Binnensee ab<sup>14</sup>. Seitdem führte ein schnell voranschreitendes Verlanden des Golfs zu einer „sedimentologischen“ Bedrohung für den Hafen der Stadt Thessaloniki, die mit der Zeit die Funktion der ehemals tiefer im Golf gelegenen Hafenstädte übernommen hatte. Dieser Bedrohung sollte eine Kanalisierung des Axios 1934 entgegenwirken. Mittelfristig müssen aber neue Lösungsstrategien für das Problem gefunden werden. In den Kontext dieser Problematik fällt auch die Arbeit von LYKOSSIS et al. (2005), die mittels seismischer Untersuchungen die Sedimentablagerungen des Holozäns im Theramaikos Golf quantifizieren.

An der andalusischen Küste im Süden Spaniens rekonstruierten HOFFMANN (1988, 1995) und BRÜCKNER & HOFFMAN (1992) und die holozäne Küstenentwicklung in den Deltagebieten der Flüsse, Rio Seco, Rio Verde, Rio Guadalfeo und Rio Grande de Adra. Sie konnten mit Hilfe von Bohrungen, Radiokohlenstoffdatierungen und unter Einbeziehung von archäologischen Daten die Küstenentwicklung seit etwa 4000 BC nachzeichnen. Demnach setzt eine verstärkte Akkumulation erst mit der Antike ein, nachdem die ersten 3000 Jahre der Küstenvorbau eher gering war. Einen erneuten Schub bekam das System in der Zeit der spanischen Reconquista im späten 15. Jh. und einer mit ihr einhergehenden verstärkten Erosion im Hinterland.

In der Basilikata in Süditalien konnte BRÜCKNER (1982, 1983) für die Ebene von Metapont einen Küstenvorbau um ca. 39 cm/a belegen, der dazu führte, dass die im 8.-7. Jh. BC angelegte Hafenstadt Metapont heute 1 km im Landesinneren liegt. Durch die Ausweisung von mindestens 4 verschiedenen Akkumulationsphasen, die BRÜCKNER (1986: 7 ff.) mittels <sup>14</sup>C-Datierungen von artefaktreichen alluvialen Sedimenten belegt, wird das Gebiet zu einem „Locus typicus“ für die Verfechter der Theorie der anthropogen induzierten Erosion im Mittelmeergebiet (vgl Kap. 3.7).

Ein weiterer Schwerpunkt der geoarchäologischen Forschung im Mittelmeergebiet liegt an der Westküste Anatoliens. Dort liegen mit Troia, Ephesus und Milet drei der umfangreichsten und berühmtesten Ausgrabungsstätten des gesamten Raumes. In den letzten 20 Jahren war das

---

<sup>13</sup> Pella war die Hauptstadt Makedoniens und die Heimatstadt Alexanders des Großen.

<sup>14</sup> ein Prozess, der der Entstehung des Bafa Gölü im Büyük Menderes-Gebiet sehr ähnelt (vgl. MÜLLENHOFF 2005).

Umland dieser Städte Gegenstand detaillierter geoarchäologischer Arbeiten, die zu genauen Rekonstruktionen der Paläoumweltbedingungen, v.a. der Verlandungsszenarien, führten.

Für die Bucht von Troia konnten KRAFT et al. (1980, 2003) und KAYAN et al. (2001, 2003) mit Hilfe zahlreicher Bohrungen die Verlandung der Bucht durch die Flüsse Karamenderes (der antike *Skamander*) und Dümrek (antik: *Simois*) sehr genau erfassen. Die maximale Transgression (ca. 7000-6000 BP) reichte ca. 17 km landeinwärts. Troia war nur zu Beginn der Bronzezeit eine Hafenstadt. Seit dem griechischen Troia (Troia VIII, 800-85 BC) wurde die Küstenlinie um 3 km nach Norden verschoben.

Neben Troia ist Ephesus die bedeutendste archäologische Stätte in Kleinasien. Ephesus war die Hauptstadt der römischen Provinz Asia und zu ihrer Blütezeit eine der größten Städte im Mittelmeerraum. Die Stadt lag in einer weit ins Landesinnere eingreifenden Meeresbucht, die von Sedimenten des Küyük Menderes (antik: *Kaystros*) sukzessive verfüllt wurde. Die Verlandungsgeschichte der Bucht wurden eingehend von BRÜCKNER (1997a, 1997b, 1998, 2005) und KRAFT et al. (2000, 2005a) beschrieben. Die Transgressionsspitze reichte ca. 18 km ins Landesinnere. Die Sedimentation beschleunigte sich mit Beginn der klassischen Antike (BRÜCKNER 1997b: 48), so dass seit hellenistischer Zeit der Hafen mittels eines immer länger werdenden Kanals mit dem offenen Meer verbunden werden musste.

Die Verlandung des Latmischen Golfes durch dem Büyük Menderes (griech.: *Meandros*) und der damit verbundenen Aufgabe der antiken Stadt Milet wurde von MÜLLENHOFF (2005) in einer umfassenden Monographie beschrieben (dazu auch: BRÜCKNER (1996), BRÜCKNER (2003), BRÜCKNER et al. 2002, 2003, 2004, MÜLLENHOFF et al. (2004)). Die Verlandung erfolgte asymmetrisch. Zunächst sedimentierte der Fluss hauptsächlich entlang der nördlichen Grabenflanke des Menderes-Grabens, während der südliche Bereich der Bucht noch vom Meer eingenommen wurde. Erst in spätrömischer Zeit erreichte ein nach Süden abknickender Flussarm die milesische Halbinsel und begann die Schifffahrt zunehmend zu behindern (MÜLLENHOFF 2005: 199). Später verlandete das Gebiet um die antike Stadt komplett, was auch zur Abschnürung eines brackischen Restgewässers, des Bafa Gölü, führte, an dessen Ostufer die Stadt Herakleia ebenfalls ihren Meereszugang verlor.

Am Beispiel des Latmischen Golfes lässt sich eindrucksvoll der Unterschied zwischen einem Deltavorbau in einer geschützten Bucht und dem Deltavorbau ins offene Meer dokumentieren. Während der Sedimentation in der Bucht bildet sich ein klassisches Vogelfußdelta mit mehreren „distributary arms“ aus, erst mit dem Austritt der Deltafront in den Bereich des offenen Meeres (hier etwa ab dem Mittelalter), bildet sich unter Einfluss einer küstenparallelen Strömung eine Ausgleichsküsten-Konfiguration mit Nehrungen, Lagunen und einer geraden Küstenlinie.

In der geoarchäologischen Forschung im Mittelmeerraum spielen ehemalige Häfen eine besondere Rolle. Sie sind die unmittelbare Schnittstelle zwischen Meer und menschlicher Lebenswelt. Erst wenn die Verlandung die Häfen unbrauchbar machte, wurden Siedlungen

aufgegeben oder verlegt. In den oben genannten Arbeiten, wird den Häfen aus diesem Grund besondere Aufmerksamkeit zu Teil. Eine gute Übersicht über die geoarchäologische Bedeutung der Häfen im Mittelmeerraum liefern RABAN (1979), VÖTT & BRÜCKNER (2006a). MARRINER et al. (2005, 2006) dokumentieren ausführlich die Entwicklung die phönizischen Häfen Sidon und Thyrus, wobei sie eine deutlich gesteigerte Sedimentationsrate in griechisch-römischer Zeit konstatieren (MARRINER et al. 2006: 3). Für den antiken Hafen von Marseilles legen MORHANGE et al. (2003) eine detaillierte Stratigraphie für die spätholozänen Ablagerungen vor. Am Beispiel des östlichen Hafens von Alexandria belegen STANLEY & BERNASCONI (2006: 294) die Auswirkungen menschlicher Bautätigkeit in der Antike auf die Sedimentation. Ab 2400 BP können sie deutlichen anthropogenen Einfluss auf die Sedimente im Hafenbecken nachweisen, und zwischen 2200 BP und 1800 BP eine erhöhte Feinmaterial-sedimentation aufgrund nachlassender Strömung, ausgelöst durch den Bau eines Damms.

### 4.3 Geoarchäologisch-paläogeographische Forschungen in Nordwest-Griechenland

Im Gegensatz zu den Küsten der Peloponnes, Ostgriechenlands und der Westtürkei haben die Küstenbereiche in Nordwest-Griechenland bisher deutlich weniger Beachtung gefunden. Von der Grenze zu Albanien im Norden bis zum Golf von Patras im Süden gibt es zahlreiche Küstenniederungen und Deltagebiete, die bis auf wenige Ausnahmen noch nicht sedimentologisch-geomorphologisch untersucht wurden. Viele Arbeiten, wie die von FOUACHE (1999) und PIPER & PANAGOS (1981) stützen sich hauptsächlich auf die Auswertung antiker Quellen und Autoren des 19. Jh., auf die Auswertung von Luft- und Satellitenbildern und die Kartierung im Gelände.

Eine Ausnahme stellen die Arbeiten im Gebiet des Ambrakischen Golfes dar. POULOS et al. (1995, 2005), JING & RAPP (2003) und TZIAVOS (1997) haben seine paläogeographische Entwicklung ausführlich dargestellt. Der Ambrakische Golf ist heute durch eine nur 600 m breite und 4 m tiefe Wasserstraße (Straße von Preveza) mit dem Ionischen Meer verbunden. Zur Zeit des Meeresspiegeltiefstands zum letzten Hochglazial war der Golf ein mit einem See erfülltes Becken. Nach JING & RAPP (2003: 194 ff.) begann die Flutung durch das Ionische Meer etwa zwischen 13000 und 10000 BP, die maximale Transgression wurde 4500 BP erreicht. Seitdem ist der Nordteil durch den Deltavorbau der Flüsse Louros und Arachthos bereits wieder verlandet. BROCKMÜLLER (2006: 197) weist durch einen Vergleich der Meeresspiegelkurven vom Süden des Golfes (Küstenebene von Boukka) und den Daten von JING & RAPP (2003: 168) aus dem Norden darauf hin, dass sich der Südteil gegenüber dem Nordteil zwischen 5000 und 1000 BC deutlich abgesenkt hat (durchschnittlich 1,43 m/Jt.). Dies belegt eindrucksvoll die Bedeutung lokaler tektonischer Einflüsse auf die relative Meeresspiegelkurve<sup>15</sup>.

---

<sup>15</sup> Ähnliche Befunde gab es im Acheloos-Delta, d.h. auf einer noch kleinräumigeren Ebene (vgl. Kap. 6.1).

Ebenfalls eine eingehende Bearbeitung erfuhr das Tal des Acheron, 35 km nördlich des Ambrakischen Golfes (BESONEN 1997, BESONEN et al. 2003). Der Acheron wird bereits bei Homer als Tor zur Unterwelt erwähnt und hat eine dementsprechend große Bedeutung in der griechischen Mythologie. BESONEN (2003: 221 ff.) konnte mit Hilfe von 28 Bohrungen die paläogeographische Situation der Ebene des Acheron und seiner Mündungsbucht *Glykys Limen*, die heute bis auf eine sehr kleine, flache Restbucht verlandet ist, darstellen. Im 8 Jh. BC war der Ostteil der Acheronebene bereits verlandet, die beinahe kreisrunde *Glykys Limen*-Bucht noch meergefüllt. Bei der weiteren Verlandung der Bucht spielt die Wellenrefraktion eine große Rolle. Die angelieferten Sedimente werden relativ gleichmäßig an den Rändern der Bucht verteilt. Ab dem Mittelalter bilden sich im nördlichen Teil der Bucht konzentrisch angeordnete, akkretionäre Stranwälle aus, die die Bucht heute nahezu komplett ausfüllen. Den in der Mythologie beschriebenen Acheronischen See lokalisiert BESONEN (2003: 222) an der Südseite der Engstelle zwischen Ost- und Westteil der Ebene.

Für die Küstenebene von Palairos stellen LUTHER (2004, 2005) und VÖTT et al. (2006 a) nur relativ geringe Veränderungen der Küstenlinie im Holozän fest. Sie postulieren aber eine mögliche Verbindung zwischen dem ionischen Meer und dem Voulkaria See um die Zeitenwende, die für kleinere Flachbodenboote geeignet gewesen sein könnte.

In der Küstenebene von Mytikas konnte MAY (2005, 2006) nachweisen, dass sich die heute charakteristische Form der Küstenlinie<sup>16</sup> erst ab etwa 7900 BP zu bilden beginnt und die Genese der Küstenebene bis zum Ende der Antike maßgeblich durch ausgedehnte Küstenseen mitbestimmt worden ist.

HERBENER (2005: 115) konnte für die Küstenebene von Astakos zeigen, dass die Küstenlinie im mittleren Holozän um etwa einen Kilometer landeinwärtsverschoben war. Das bedeutet, dass der Hafen der antiken Stadt Astakos nicht wie von WACKER (1996: 102) vermutet direkt unterhalb der Stadt gelegen haben kann, sondern weiter entfernt zu suchen ist. HERBENER (2005: 117) vermutet den Hafen im Gebiet der modernen Stadt Astakos, die an der heutigen Küste liegt. Darüber hinaus konnte HERBENER (2005: 115) belegen, dass, ähnlich wie in der Küstenebene von Mytikas, auch in der Ebene von Astakos Küstenseen in der Entwicklung eine entscheidende Rolle spielen.

#### 4.4 Paläogeographische Untersuchungen im Acheloos-Delta

Das Acheloos-Delta hat in der modernen geoarchäologisch-paläogeographischen Forschung in Griechenland trotz seiner Größe bisher eine Nebenrolle gespielt. Zwar ist es gewissermaßen bereits seit 2500 Jahren Gegenstand geographischer Überlegungen (vgl. Kap. 0), v.a. in Bezug auf die fortschreitende Verlandung der Echinaden durch den Acheloos und der strategisch sehr günstigen Lage der Stadt Oiniadai an der Schnittstelle zwischen Land, Meer und

---

<sup>16</sup> Die Küstenebene von Mytikas zeigt einen markanten, „nasenartigen“ Vorsprung. Der Name Mytikas leitet sich von griech. μύτη = Nase ab

Fluss, die sie im Winter quasi uneinnehmbar machte. Dennoch wurde ihm nicht die Aufmerksamkeit zu Teil, wie den zuvor erwähnten Gebieten der Peloponnes und den Küsten der Ägäis.

Nach den antiken Geographen und Historikern beschäftigten sich in erster Linie die Nautiker der großen Seefahrernationen mit dem Gebiet, da es durch die Lage im Golf von Patras auch nach der Antike von taktisch-strategischem Interesse<sup>17</sup> und durch eine Reihe von Naturhäfen (zum Beispiel bei der Insel Petalas, vgl. PHILIPPSON 1958: 405) für die Schifffahrt wichtig war. Aus dieser Zeit stammen Seekarten, die zwar die Küste sehr genau abbilden, die eigentliche Deltaebene aber nur verzerrt und verfälscht wiedergeben. Dieses verzerrte Bild der Topographie fand Eingang in Beschreibungen, bis im 19. Jh. Geographen, Militärs, erste Archäologen und Reiseschriftsteller das Acheloos-Delta besuchten und detailliert beschrieben. An dieser Stelle seien die bereits viel zitierten LEAKE (1835), HEUZEY (1860), BURSIAAN (1862), SCHILLBACH (1872), LOLLING (1876/1877), NEUMANN & PARTSCH (1885), OBERHUMMER (1887), WOODHOUSE (1897) nochmals genannt. Ihr Werk wurde zu Beginn des 20. Jh. von NOAK (1916) und später von KLAFFENBACH (1935), KIRSTEN (1937, 1940) und PHILIPPSON (1958) fortgeführt.

Seit den 1980iger Jahren haben sich verschiedene Arbeiten mit dem Aufbau und der Genese des Acheloos-Deltas beschäftigt. PIPER & PANAGOS (1981) beschreiben und vergleichen den Aufbau und die Entwicklung des Acheloos- und des Evinos-Deltas, anhand von Luft und Satellitenbildern. Für das Acheloos-Delta weisen sie auf verschiedene Generationen von ehemaligen Hauptabflussrinnen hin, die von der aktuellen Mündung aus gesehen nach Nordosten im Alter zunehmen. Die älteste lokalisieren sie im Bereich der großen Lagunen von Etoliko und Mesolongi, was sich durch die vorliegenden Ergebnisse bestätigen lässt. Die heutige Rinne sei seit ca. 2300 Jahren der Hauptabfluss, was sich mit den sedimentologischen Ergebnissen dieser Arbeit nur zum Teil in Übereinstimmung bringen lässt. Ferner weisen sie darauf hin, dass sich an der Mündungsspitze erst seit den 1970iger Jahren eine Mündungsbarre entwickelt habe. Dies führen sie auf den Bau der Dämme im Oberlauf und der damit einher gehenden Reduktion von winterlichen Abflussspitzen zurück. Damit erhalten die marinen Elemente wie etwa der Wellendynamik größeren Einfluss auf die Küstenmorphodynamik.

---

<sup>17</sup> Die 1571 als „Schlacht von Lepanto“ (ital. Name der Hafenstadt Navpaktos im Golf von Korinth) in die Geschichte eingegangene letzte Galeerenschlacht im Mittelmeer, hat in der Nähe der Insel Oxia, an der Südspitze des Acheloos-Deltas stattgefunden. Die zahlenmäßig unterlegene Flotte der „Heiligen Allianz“ aus Venezianern, Spaniern und dem Vatikan, hielt sich im Schatten der Insel versteckt, um anschließend die osmanische Flotte durch einen Angriff aus dem Hinterhalt zu besiegen.

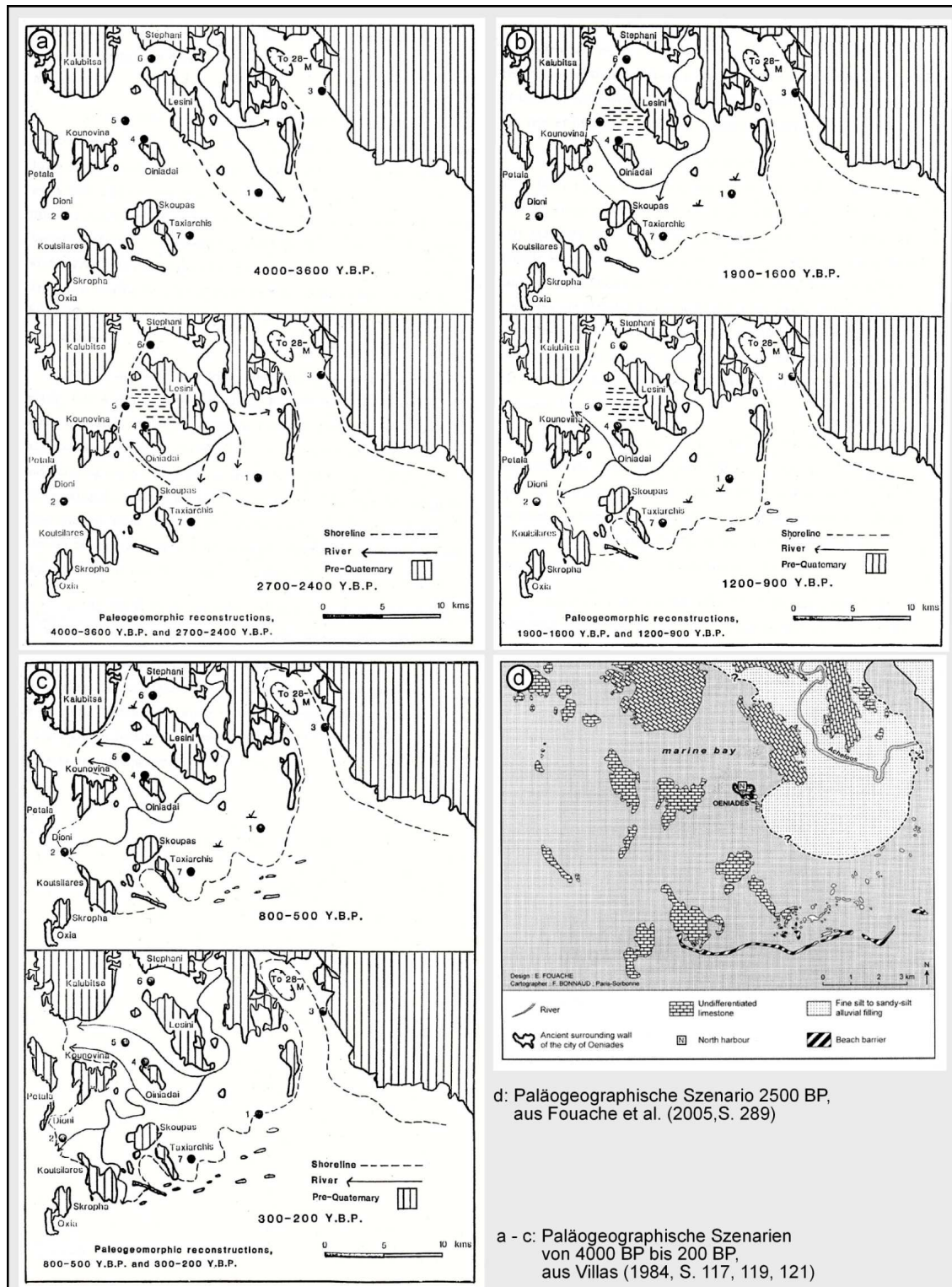


Abb. 17: Paläogeographische Szenarien von VILLAS (1984) und FOUACHE et al. (2005)

(Quelle: VILLAS (1984: 117 ff.) und FOUACHE et al. (2005: 289))

Die von VILLAS (1984) vorgelegte Arbeit basiert auf sieben Bohrungen, der Auswertung von Luft- und Satellitenbildern, sowie der Interpretation antiker Quellen. Die Arbeit ist trotz einer relativ kleinen, aber fundiert ausgewerteten Datenbasis, die beste Darstellung des Delta-wachstums und kann in vielen Teilen bestätigt werden (Abb 17 a-c). Da die Ergebnisse in der Darstellung und Interpretation der eigenen Daten noch ausführlich diskutiert werden, wird auf

eine detaillierte Darstellung der Befunde von VILLAS verzichtet und auf Kapitel 7 ff. verwiesen.

Für den jüngsten Teil des Acheloos-Deltas konnten MARIOLAKOS et al. (2004) mit Hilfe von 2 Bohrungen belegen, dass der Deltavorbau im heutigen Mündungsbereich sehr jung ist. Für eine Bohrung in etwa 2 km Entfernung zur aktuellen Mündung ermittelten sie ein für Sedimente aus einer Tiefe von 19,33 m. u. GOF. ein Alter von 1229-1288 cal AD. Dies entspricht einer Sedimentationsrate von ca. 26 m/1000a. Der Bereich der Mündung unterliegt demnach erst seit dem Mittelalter einer massiven Sedimentation.

Die jüngste Veröffentlichung zur Genese des Deltas, mit Schwerpunkt auf die Lage der Stadt Oiniadi zur Zeit ihrer Blüte (5. – 2. Jh. v. Chr.), stammt von FOUACHE et al. (2005). Die Arbeit stützt sich auf 2 Bohrungen, deren Ergebnisse bereits in Teilen von FOUACHE (1999) im Rahmen einer Arbeit über die gesamte nordwestgriechische Küste veröffentlicht wurden. FOUACHE et al. (2005: 289 ff.) kommen zu dem Ergebnis, dass Oiniadai am offenen Meer gelegen hat. Diese Aussage kann anhand der dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten nicht betätigt werden. Da auch auf die Ergebnisse von FOUACHE et al. (2005) in die Diskussion der eigenen Daten in Kapitel 7 ff. einfließt, soll ihre Darstellung an dieser Stelle nicht weiter vertieft werden (Abb.17 d).

Die in dieser Arbeit vorgelegten Ergebnisse stellen die umfangreichste Datenbasis zur holozänen Landschaftsgeschichte im Acheloos-Delta dar. Dadurch konnte die Entwicklung deutlich detaillierter als zuvor erfasst und viele offene Fragen geklärt werden. Vor allem durch die sehr gute sedimentologische und geochronologische Basis konnten Szenarien entwickelt werden, die die komplexen Verlandungsstrukturen im Inselarchipel der Echinaden wiedergeben können. Aus diesen Forschungen sind bereits zahlreiche Publikationen größtenteils unter Mitwirkung des Verfassers hervorgegangen: VÖTT et al. 2003a, 2003b, 2003c, 2004a, 2004b, 2004c, VÖTT 2006, VÖTT & BRÜCKNER 2006a, 2006b, VÖTT 2007a, 2007b, VÖTT et al. 2007a, 2007b, 2007c, SCHRIEVER et al 2007.

## 5 Arbeitsmethoden

Um eine so komplexe Deltaebene in ihrem Aufbau und ihrer Entstehung analysieren zu können, kamen sehr vielfältige, unterschiedliche Methoden zum Einsatz. Neben klassischen Verfahren der Geomorphologie, wie Schlaghammerbohrungen, geochemischen Analysen und Kartierungen, wurden die Fragestellungen der Paläoökologie mit Hilfe von Mikrofauna- und Makrorestanalysen bearbeitet, um eine möglichst exakte Determinierung der Sedimentationsmilieus und der daraus resultierenden Faziesabfolge zu gewährleisten. Die geochronologische Einordnung der Sedimentabfolgen erfolgte mittels  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierungen, die, zusammen mit den sedimentologisch-geomorphologischen Befunden, eine großflächige Rekonstruktion der Paläosedimentationsbedingungen ermöglichten. Dies war die Grundlage, auf der Entwicklungsszenarien des Acheloos-Deltas für verschiedenen Zeiträume erstellt werden

konnten. Darüber hinaus kamen weitere Methoden zum Einsatz, die Aufschlüsse über den Sedimentaufbau etc. ergaben, so zum Beispiel Dünnschliffanalysen zur mikromorphologischen Beurteilung, computertomographische Untersuchungen geschlossener Bohrkerne zur stratigraphischen Einteilung und Rezentprobenentnahme und –analyse zur Ermittlung aktueller Parameter. Zu den allgemeinen Arbeitsmethoden vgl. u.a. LESER (1977), BARSCH (2000), BARSCH & BILLWITZ (1990), ROWELL (1994)

An verschiedenen Schlüssellokalitäten wurden Geoelektrikprofile erstellt und mit den Befunden ausgewählter Bohrungen im Umfeld verschnitten. Auf diese Weise konnten die punktuellen Daten der Bohrungen mit Hilfe der Geoelektrikprofile in die Fläche interpoliert und gleichzeitig gegeneinander validiert werden.

Differential-GPS-Vermessungen dienten zur exakten Höhenbestimmungen der Bohr- und Geoelektrikprofile, um die exakte Einordnung in das Bezugssystem des aktuellen lokalen Meeresspiegels zu ermöglichen. Die Auswertung von Satellitenbildern verschiedener Sensoren und Jahrgänge ermöglicht einen Vergleich der neuesten Entwicklungen und war eine Grundlage für großflächige Kartierungen.

Da das Arbeitsgebiet in einem Raum mit einer sehr langen Tradition in der Geschichtsschreibung verortet ist, liegen Aufzeichnungen und Karten, die einen Zeitraum von 2500 Jahren umfassen, vor. Die Interpretation und Auswertung dieser Daten ermöglichen ebenfalls einen Abgleich mit den im Gelände und Labor erzielten Ergebnissen, um zu einem möglichst genauen Bild der Deltaentwicklung zu kommen.

## **5.1 Geomorphologisch-sedimentologische Geländearbeiten**

Die geomorphologisch-sedimentologischen Geländearbeiten sind sozusagen das „Herzstück“ der vorliegenden Arbeit. Nur mit ihrer Hilfe war es möglich die Entwicklung des Acheloos-Deltas in seiner Komplexität zu erfassen und zu rekonstruieren.

### **5.1.1 Schlaghammerbohrungen**

Zwischen 2001 und 2005 wurden in der Deltaebene des Acheloos 70 terrestrische Schlaghammerbohrungen von durchschnittlich 12 m und maximal 22 m Tiefe abgeteuft. Die Bohrungen wurden mit Hilfe von benzingetriebenen Zweitakt-Bohrhammern der Typen Cobra 248 und Cobra mk1 der Firma Atlas Copco durchgeführt (Abb. 18 a). Das Bohrgestänge der Firma Stitz bestand aus halboffenen<sup>18</sup> Bohrsonden von 100 cm Länge und 6 cm, 5 cm und 3,6 cm Durchmesser.

Die genaue geographische Lage wurde mittels eines Hand-GPS Geräts (GPS 2) der Firma Garmin festgestellt. Nach Abschluss einer Geländekampagne wurde die exakte Höhe der Bohrpunkte in Bezug auf den lokalen Meeresspiegel mit Hilfe eines Differenzial GPS-System

---

<sup>18</sup> halboffen bedeutet in diesem Fall eine tangential angeschnittene Stahlröhre, bei der ca. 25% des Umfangs fehlen und „stehengelassene“ Stahlspangen die Stabilität verbessern (siehe Fotos der Bohrprofile ab Kap. 7.2).



tems der Firma Leica Geosystems (Typ SR 530) mit einer Genauigkeit  $< 2$  cm gemessen. Die Bohrungen wurden vor Ort mit Hilfe einer Nikon Coolpix 5000 Digitalkamera fotografisch dokumentiert (Abb. 18 b).

Das erbohrte Material wurde in einem standardisierten Verfahren vor Ort angesprochen. Das Verfahren beinhaltete folgende Parameter:

- Bodenart
- Bodenfarbe
- Carbonatgehalt
- Humusgehalt/organische Substanz
- Makrofossilgehalt
- Pflanzengroßrestgehalt
- Gehalt an anthropogenen Fragmenten o.ä.

Die Bestimmung der Bodenart erfolgte durch Abschätzen mittels Fingerprobe gemäß der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994: 132ff.). Die Bezeichnung Lehm wurde nicht verwandt, sondern als Zusammensetzug der drei Hauptbodenarten beschrieben. Die Bodenfarbe wurde ebenfalls gemäß der o.g. Kartieranleitung (AG BODEN 1994: 105 ff.) bestimmt. Auf eine Bestimmung mittels Munsell Soil Color Chart wurde aufgrund der stark differierenden Feuchtigkeitsgehalte des Substrats verzichtet. Die vorläufige Bestimmung des Carbonatgehalts im Gelände erfolgte mit Hilfe 10%-iger Salzsäure (HCl) (AG BODEN 1994: 109 ff.) und auch der Humusgehalt wurde nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994: 107 ff.) ermittelt.

Während die beiden letztgenannten Parameter auch im Labor detailliert untersucht worden sind (siehe nächstes Kap.), wurde auf eine exakte Ermittlung der Korngrößenverteilung der entnommenen Sedimentproben bewusst verzichtet. Eine Bestimmung mittels Pipetieruntersuchung oder mit Hilfe eines Particle-Analyzers (Laser- oder Röntgen-basiert), wäre in Bezug auf die Fragestellung unverhältnismäßig aufwändig gewesen. Die im Gelände abgeschätzten Daten weisen für die Faziesbestimmung hinreichende Genauigkeit auf.

Die Bohrkerne wurden umfangreich beprobt, wobei die Kriterien direkt vor Ort mit Hilfe der in diesem Kapitel behandelten bodenkundlichen Ansprache und durch Fundzusammenhänge festgelegt wurden (Abb. 18 c und d).

Zu den bodenkundlichen Parametern wurden bei der Bohrkernansprache weitere v.a. (paläo-)ökologische Befunde aufgenommen. In erster Linie handelte es sich dabei um Makroreste von Tieren und Pflanzen, die zur Bestimmung des Sedimentationsmilieus unerlässlich sind. Den größten Anteil stellen dabei die aus Kalk bestehenden Gehäuse verschiedenster Bivalvia und Gastropoda marinen, brackischen oder limnisch-terrestrischen Ursprungs. Die Fundlagerung und der Zustand der Schalen sind dabei in Bezug auf die paläoökologischen Verhältnisse von besonderer Bedeutung. So kann zum Beispiel bei einem Fund einer marinen Bivalve in „Lebendstellung“ (engl. „growth position“: beide Klappen sind vorhanden und

intakt) davon ausgegangen werden, dass sie keinem größerem Transport und/oder Wellenschlag ausgesetzt gewesen ist, der die Klappen getrennt oder zerbrochen haben könnte. Das bedeutet, dass eine solche Bivalve mit einer deutlich höheren Wahrscheinlichkeit an der Fundstelle oder in deren Nähe gelebt hat und dort abgelagert wurde, als dies bei einer einzelnen Klappe oder zerbrochenen Fragmenten der Fall ist.



**Abb. 18: Geomorphologisch-sedimentologische Geländearbeiten**

(Fotos: a & b: M. May, c & d: J. Luther)

Für Funde von Großpflanzenresten gilt ähnliches. Bei den meisten handelt es sich um Faser-, Holz oder Holzkohlereste. Bei den beiden letzteren Formen kann man an der äußeren Form gewisse Rückschlüsse über etwaigen Transport vor dem Ablagerungszeitpunkt ziehen. Abgerundete Holz oder Holzkohlestücke sprechen zum Beispiel für längeren fluvialen Transport, bzw. Aufarbeitung im Litoral.

In einigen wenigen Bohrungen finden sich auch Spuren menschlicher Aktivitäten. Dabei handelt es sich in den meisten Fällen um Keramikfragmente. Die meisten dieser Keramikfunde sind für eine Bestimmung seitens der Kollegen der Archäologie zu klein. Aus ihnen kann nur geschlossen werden, dass, je nach Ablagerungsraum, Menschen in der Nähe des Bohrpunktes gesiedelt haben müssen. Einige Stücke sind aber groß genug, um einer bestimmten historischen Epoche zugeordnet werden zu können. In diesem Fall sind solche Funde, zusammen mit der möglichst genauen Bestimmung des dazugehörigen Ablagerungs-

raums, überaus wichtige Daten zur Rekonstruktion der Paläoumwelt, denn sie beinhalten oft neben der zeitlichen Information auch solche zur Nutzung des Gebiets. Dies ist besonders evident, wenn zu der Keramik noch weitere, eindeutig dem Menschen zu zuordnende Funde hinzutreten, wie beispielsweise Speisereste (zum Beispiel Knochen) oder Reste von Fauna, die nur durch den Menschen zu dieser Position gelangt sein kann (zum Beispiel Fischgräten o.ä.).

Durch ein umfangreiches, standardisiertes Aufnahmeverfahren der Bohrungen im Gelände, in dessen Rahmen die Daten bereits vor Ort in eine digitale Datenbank eingegeben wurden, konnte die Vergleichbarkeit der Daten zu jeder Zeit gewährleistet werden.

Es konnte eine Unterwasserbohrung abgeteuft werden. Dafür kam eine schwimmende Bohrplattform der Firma UWITEC (Mondsee, Österreich) zum Einsatz (Abb. 19). Es wurde mit 2-m-Bohrkammer mit arretierbarem und in der geforderten Tiefe unter Sedimentoberfläche zu



**Abb. 19: Bohrung mit der UWITEC-Plattform**

(Fotos: a: A. Schriever, b: M. May)

öffnenden Kolben gearbeitet, die mit einem 20 kg Schlaggewicht ins Sediment getrieben wurde. Bei einer Überlappungszone von 20 cm pro Kern, erhält man dementsprechend 1,80 m lange Kerne pro Bohrkammereinsatz. Da konstruktionsbedingt um ein nicht-motorgetriebenes Bohrverfahren handelt, ist die Bohrtiefe durch physikalische Effekte wie zunehmender Druck durch Sedimentkompaktion limitiert. Im Fall der Bohrung ETO 1b konnten 9 m unter Sedimentoberfläche erreicht werden (vgl. Kap. 7.4.2).

### 5.1.2 Geomorphologische Kartierung

Im Rahmen der Geländearbeiten wurden alle Bereiche des Deltas geomorphologisch kartiert (zur Methodik: LESER & STÄBLEIN 1975). Die aufgenommenen Daten wurden mit Informationen aus Satellitenbildern verschiedener Sensoren (ASTER, Landsat 7 ETM+, Corona Satellite Image) kombiniert und zu einer flächendeckenden geomorphologischen Karte ver

arbeitet (siehe Abb. 6, Kap. 3.3). Die Kartierung hatte für die weiteren Arbeiten eine große Bedeutung. Sie stellt nicht nur eine sehr gute Übersicht der Resultate der in Kap. 3.3 beschriebenen Formungsprozesse dar, sondern konnte auch zur der Vorauswahl der Bohrpunkte eingesetzt werden.

## 5.2 Geochemische Laboranalysen

Alle im Gelände gewonnen Sedimentproben<sup>19</sup> sind im Rahmen eines standardisierten Kanons geochemischer Methoden im Geolabor der Philipps-Universität Marburg untersucht worden. Dabei wurde besonders darauf geachtet, dass durch methodische und, im Rahmen der Möglichkeiten, auch personelle Kontinuität, ein möglichst hoher Standard in Bezug auf die Vergleichbarkeit der gewonnen Ergebnisse gewährleistet ist. (Zur Methodik siehe: HÄDRICH (1970), HARTGE & HORN (1989), SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1989), BARSCH & BILLWITZ (1990), RUMP & KRIST (1992), SCHLICHTING et al. (1995), BARSCH (2000), u.a.)

### 5.2.1 Probenaufbereitung

Die Sedimentproben wurden zunächst aufgeteilt. Es wurden 10 cm<sup>3</sup> für eine Mikrofossilanalyse abgenommen, anschließend zwischen 20 und 30 g (oder mehr) als Referenzprobe entnommen, um sicherzustellen, dass im Falle von Messungenauigkeiten noch ausreichend Material für eine Wiederholungsmessung zu Verfügung stand. Die Menge der Referenzproben richtete sich nach der Gesamtprobenmenge. Aus dem verbleibenden Material wurden im Gelände übersehene Fossilien, Fossilfragmente, Pflanzenreste und Keramikfragmente entnommen und archiviert. Anschließend wurde das Material luftgetrocknet, zerkleinert und durch ein Bodensieb (Maschenweite 2 mm) gesiebt, um Feinboden von Grobboden zu trennen. Beide Fraktionen wurden gegeneinander ausgewogen. Die geochemischen Laboranalysen erfolgten nur an der Feinbodenfraktion.

### 5.2.2 pH-Wert

Der pH-Wert steht mit vielen anderen Eigenschaften von Böden in einer mehr oder weniger engen Verbindung. Er ist damit eine der wichtigsten Kenngrößen und wird auch zur Einteilung von Böden verwendet (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1989: 120, ELLERBROCK 2000a: 322). Dies gilt für Sedimentablagerungen in ähnlichem Maße.

Die Messung erfolgte mit einer Einstab-Glaselektrode an einem Multisensormessgerät der Firma WTW in einer wässrigen Suspension, bestehend aus 15 g  $\pm$  0,03 g und 75 ml destilliertem Wasser (DIN ISO 10390). Anschließend wurde eine Überschussmenge an Kaliumchlorid (KCl) zugegeben und die Messung nach 24 Stunden wiederholt. Die Messung in einer Salzlösung erzielt eine höhere, dem pH Wert in der unverdünnten Bodenlösung eher

---

<sup>19</sup> Dies bezieht sich auf die Proben der terrestrischen Bohrungen und der Lagunen-Bohrung.

entsprechende H-Aktivität (SCHLICHTING et al. 1995: 131). Die Messung stark carbonathaltiger Proben kann zu Problemen führen, da der pH-Wert stark von der  $\text{Ca}^{2+}$ -Aktivität und dem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck abhängig ist.

### 5.2.3 Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit ist abhängig von der Ionenleitfähigkeit, der Ionenkonzentration und der Temperatur. Es eignet sich daher als Summenparameter für die Salzkonzentration von Lösungen (ELLERBROCK 2000c: 338, RUMP & KRIST 1992: 77). Er wurde in einem Aliquot der o.g. wässrigen Lösung gemessen und hat die Einheit  $\mu\text{S}/\text{cm}$  oder  $\text{mS}/\text{cm}^{20}$  (DIN ISO 11265). Durch diese Eigenschaft wird der Wert zum Beispiel zur Kontrolle von Entsalzungsanlagen (zum Beispiel bei der Herstellung von Aqua dest. oder Aq. demin.) verwendet. Im Rahmen der Interpretation der Sedimentanalysen eignet er sich gut zur näherungsweisen Unterscheidung zwischen einem marin oder limnisch/fluviol geprägten Ablagerungsraum. Mögliche Fehlerquellen stellen dabei das nachträglich Eindringen von salzhaltigen, marinen Wassers in nicht marine Ablagerungen oder aber die Auswaschung von Salzen aus marinen Ablagerungen durch einen erhöhten Süßwasserzustrom dar. Dazu kommt, dass in tonreichen Substraten durch die höhere Sorptionsfähigkeit oft höhere Leitwerte auftreten als in sandigen Sedimenten des gleichen Bodenwassertyps. Im Oberboden können zudem durch Evaporationsverluste erhöhte Salzkonzentrationen auftreten, die nicht den Ablagerungsverhältnissen entsprechen (siehe zur Anwendung in der Deltaforschung auch MÜLLENHOFF 2005: 62, VÖTT et al 2002: 134).

### 5.2.4 Carbonatgehalt

Die im Gelände bereits abgeschätzten Carbonatwerte wurden im Labor mit der gasvolumetrischen Methode nach *Scheibler* bestimmt (DIN ISO 10693). Es wurden je nach Geländeergebnis 0,5 – 1,0 g Feinboden in das Messgefäß eingewogen und mit destilliertem Wasser angefeuchtet, um eine Volumenzunahme durch Quellung zu verhindern. Anschließend wurde in der gasdichten Versuchsanlage eine Überschussmenge 10%iger Salzsäure (HCl) zugegeben, die das vorhandene Carbonat vollständig in  $\text{CO}_2$  umsetzt. Aus dem gemessenen Volumen kann unter Einbeziehung der Einwaagemenge, des Luftdrucks, der Temperatur und einem Korrekturwert der Carbonatgehalt berechnet werden. (Zur genaueren Erläuterung der Methode vgl. ELLERBROCK 2000b: 329 ff., HÄDRICH 1970: 110 f., RUMP & KRIST 1992: 170 f., SCHLICHTING et al. 1995: 145).

Probleme der Methode resultieren aus der Tatsache, dass es viele verschiedene Carbonatquellen geben kann, in Gesteinen zum Beispiel  $\text{CaCO}_3$ , (Calcit),  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  (Dolomit) oder

---

<sup>20</sup> Die Leitfähigkeit wird ausgedrückt (Einheit:  $\mu\text{S}/\text{cm}$  od.  $\text{mS}/\text{cm}$ ) durch den reziproken Wert des Widerstandes (Einheit  $S = \Omega^{-1}$ ) bezogen auf einen Wasserwürfel von 1 cm Kantenlänge bei 25°C (RUMP & KRIST 1992: 77).

in Salzböden  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (Natriumcarbonat) und  $\text{NaHCO}_3$  (Natriumhydrogencarbonat). Ferner ist es nicht möglich zwischen minerogenem und biogenem Carbonat zu unterscheiden.

In einem Arbeitsgebiet, in dem das autochtone Gestein fast ausschließlich aus Kalken besteht, sind carbonatfreie Sedimente Hinweise auf Auswaschung oder Ausbleichungen meist sehr alter Sedimente.

### 5.2.5 Gehalt an organischer Substanz

Um den absoluten organisch gebundenen Kohlenstoff zu ermitteln gibt es verschiedene Methoden. Die gebräuchlichsten stellen die Bestimmung über den Glühverlust und die nasse Veraschung dar. Auf Grund des hohen Arbeitsaufwands und des hohen Gefahren- und Schadpotentials durch Kaliumdichromat und Schwefelsäure wurde die nasse Veraschung nicht angewendet, auch wenn sie für carbonathaltige und feinkörnige Sedimente z.T. besser geeignet gewesen wäre.

Verwendet wurde die Bestimmung über Glühverlust nach DIN 19684-3 bei  $550^\circ\text{C}$ . Dazu wurden 5 g Bodenmaterial zunächst bei  $105^\circ\text{C}$  getrocknet und ausgewogen, anschließend 2 Stunden bei  $550^\circ\text{C}$  im *Muffelofen* geblüht und erneut ausgewogen. Aus dem durch das Verglühen der organischen Substanz resultierenden Gewichtsverlust wurde der Gehalt an organischer Substanz in Masse% errechnet. Da es bei der Methode einige Fehlerquellen gibt (siehe dazu, SCHLICHTING et al. 1995: 159, HÖHN 2000a: 343), sollten die Ergebnisse nur als Richtwert interpretiert werden. Da sich die vorliegende Arbeit vornehmlich mit Sedimentationsprozessen und –räumen beschäftigt, und nicht mit bodenbildenden Prozessen, sind die Werte zur Interpretation gut geeignet.

### 5.2.6 Orthophosphatgehalt

Phosphat kommt v.a. im Oberboden vor. Es kann ein Indiz für menschliche Nutzung sein, da Düngung, Essensreste, Knochen etc. den Phosphatgehalt erhöhen. Auch im ungenutzten Oberboden reichert sich durch die normale Bioaktivität mit der Zeit an (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1989: 245: ff.). Aufgrund ihrer relativ hohen Adsorptionsfähigkeit und ihrer geringen Löslichkeit sind Phosphate wenig mobil. Dadurch lassen sich zum Beispiel Rückschlüsse auf ehemalige Landoberflächen ziehen. Durch Eintrag von phosphatreichem Material in beispielsweise limnische oder brackisch-limnische Ablagerungsräume können diese überhöhte Phosphatwerte aufweisen (VÖTT et al. 2002: 133).

Die Messung erfolgte photometrisch als Messung des Gesamtphosphatgehalts (Orthophosphat), in einem Philips PU 8620 UV/VIS/NIR Spektralphotometer bei 700 nm Wellenlänge. Die Extraktion des Gesamtphosphats erfolgte mit Hilfe eines Salzsäureaufschlusses. ein Gramm Bodeneinwaage wurde mit 25 ml 37% Salzsäure 2 Stunden gekocht

und anschließend filtriert<sup>21</sup>. 2 ml der Lösung wurden mit 8 ml einer Reaktionslösung, bestehend aus 25% H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, Ammoniummolybdat-Lösung, Ascorbinsäure-Lösung und Kaliumantimon-Lösung, versetzt und mit 40 ml Aq. dest. verdünnt. Es erfolgt eine Farb-Komplexreaktion. Die Messung erfolgte nach 30 Minuten Reaktionszeit. Die Orthophosphatkonzentration der Probe wurde mit Hilfe einer Eichkurve der Konzentrationen 0,2, 0,5, 1, 2, 5 ppm ermittelt. Die Grundlage der Eichlösung bildete ein Phosphatstandard der Firma Merck (RUMP & KRIST 1992: 138).

### 5.2.7 Metall-Ionenkonzentrationen

Aus den in den Sedimenten vorhandenen Ionenkonzentrationen der Metalle und Erdalkalimetalle lassen sich Rückschlüsse auf die Ablagerungsverhältnisse ziehen. Während Eisen, Mangan, Kupfer und Zink eher in terrestrischen Sedimenten zu finden und v.a. Eisen und Mangan als Produkte der Verwitterung und Bodenbildung neu entstehen, repräsentiert Natrium eher Meerwassereinfluss. Das meist aus der Feldspatverwitterung stammende Kalium tritt vermehrt in limnischen Sedimenten auf. Calcium entstammt natürlich ebenso wie Magnesium häufig dem anstehenden Kalk- und Dolomitgesteinen, kommt aber auch in hohem Maße in Form von biogenem Carbonat im Meerwasser vor. Die nachträgliche Beeinflussung von unter Salzwasserbedingungen abgelagerter Sedimente durch Süßwasser und umgekehrt ist nur ein Problemfeld der Interpretation. Die unterschiedliche Sorptionskapazität verschiedener Substanzen in den Sedimenten ist ein weiteres, dem zum Beispiel durch die Kombination verschiedener Ionen begegnet werden kann. VÖTT et al. (2002, VÖTT et al. 2003a) haben gezeigt, dass mittels statistischer Methoden zum Beispiel der Diskriminanzanalyse standardisierte Verfahren zur Fazieseinteilung denkbar sind. Dieser methodische Ansatz könnte noch verfeinert werden und die Entwicklung geochemischer Fingerprints einzelner Ablagerungsräume zum Ziel haben.

Die Konzentration wurde mittels der Atomabsorptionsspektrographie (AAS) an einem Flammen-AAS (A-Analyst 300 der Firma Perkin Elmer) gemessen (zur Methodik siehe HÖHN 2000b: 352 ff.).

## 5.3 Datierungen

Die möglichst genaue zeitliche Einordnung der vorgefundenen Sedimente ist für eine paläogeographisch-geoarchäologische Fragestellung von essentieller Bedeutung. Es stehen mittlerweile verschiedenste Datierungsmethoden zur Verfügung (ESR, TL, OSL etc.), die sich prinzipiell für Fragestellungen der Sedimentationsdynamik in Küstenräumen eignen, die aber aufgrund ihrer benötigten Substrate für die Anwendung im Acheloos-Delta nicht in Frage kamen. Der chronostratigraphische Rahmen der Arbeit beruht auf Datierungen mittels der

---

<sup>21</sup> Auf einen Königswasseraufschluss wurde verzichtet, da dieser den Kristallverbund vollständig zerstört und nicht nur die potenziell durch natürliche Verwitterung mobilisierbaren Ionen in Lösung bringt.

Radiokohlenstoff-Methode (kurz  $^{14}\text{C}$ -Methode, siehe GEYH (1980), WAGNER (1998)). Insgesamt wurden 77  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierungen verwendet. Diese wurden durchgeführt von:

Prof. Dr. P.M. Grootes, Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität Kiel

Dr. K. van der Borg, Faculteit Natuur- en Sterrenkunde (R.J. Van de Graaff laboratorium), Universiteit Utrecht

Dipl.-Phys. A. Scharf, Physikalisches Institut der Universität Erlangen

Die Daten wurden mit dem Programm Calib 5.0.2 (STUIVER, REIMER & REIMER (2006)) kalibriert. Alle angegebenen Zeitintervalle beziehen sich auf die  $1\sigma$ -Standardabweichung. Die marinen Proben wurden mit einem Reservoireffekt von 402 Jahren korrigiert. Auf die Korrektur mittels eines lokalen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes nach REIMER & MCCORMAC (2002) wurde verzichtet, da der nächstgelegene Wert von der Insel Zakynthos stammt, die zu weit entfernt ist, um als Referenz-Wert akzeptabel zu sein. Ein  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert für den Golf von Patras fehlt bisher.

Die Radiokohlenstoffdatierung liefert Ergebnisse, bei deren Interpretation bestimmte methodische Probleme berücksichtigt werden müssen. Bei der Datierung von Material aus marinem Milieu (Seegrasreste, Muschelschalen) muss ein Korrekturfaktor mit einbezogen werden, der den Reservoireffekt ausgleicht. Durch die Zirkulation von Meerwasser in Ozeanen kommt „alter“ Kohlenstoff (arm an  $^{14}\text{C}$  Isotopen) an die Meeresoberfläche, der über Jahrhunderte oder Jahrtausende dem oberflächennahen Stoffkreislauf entzogen war und dadurch eine andere Isotopenzusammensetzung hat als der aktuell dort befindliche. Dieser „alte“ Kohlenstoff wird von Meerestieren in ihre Schalen eingebaut, was zu einer Altersfehlbestimmung führt. Der Reservoireffekt variiert, so dass eigentlich für jedes Gebiet ein eigener Reservoireffekt bestimmt werden müsste.

In Gebieten mit anstehendem Kalkstein können Kohlenstoffisotope hohen geologischen Alters gelöst oder auf andere Art<sup>22</sup> in den Stoffkreislauf gelangen und ebenfalls so in biogene Kalke eingebaut werden, was zu einer Altersfehlbestimmung führt (Hartwassereffekt, WAGNER 1998: 145).

Die dritte, häufig auftretende Problemquelle ist der sogenannte Altholz-Effekt. Bei der Datierung von kleineren Holzmengen kann meistens nicht festgestellt werden, ob das probierte Material aus dem Kernholz (dem ältesten Teil eines Baumes) stammt oder aus dem Bereich direkt unter der Rinde. Bei Baumarten, die sehr alt werden (im mediterranen Raum zum Beispiel *Quercus*-Arten oder *Olea*) kann dies zu einer Fehlinterpretation des Alters führen, da

---

<sup>22</sup> Zum Beispiel raspeln Schnecken, die Algen auf Kalksteinen abweiden, immer auch etwas vom Untergrund ab und bauen dadurch eine andere Isotopenzusammensetzung als die aktuelle in ihre Kalkschalen ein.



man in der Regel am Ablagerungszeitpunkt des Holzes und nicht an seinem Wuchsalter interessiert ist.

Zu diesen methodischen Besonderheiten treten in einem Deltagebiet weitere Faktoren, die zur Interpretation der erhaltenen Alter heran gezogen werden müssen. Durch den vielfältigen Wechsel zwischen Akkumulation, Erosion und erneuter Akkumulation, können Sedimente in einem Delta mehrmals verlagert werden. Tieft sich beispielsweise ein Fluss erneut in eigene ältere Ablagerungen ein<sup>23</sup>, wird älteres Material flussabwärts transportiert und zusammen mit jüngerem an der Deltafront abgelagert. Das bedeutet eine doppelte Verlagerung, da das verlagerte Material sowohl räumlich als auch zeitlich in einen anderen Ablagerungszusammenhang gerät. Die kann zu Altersinversionen oder Diskordanzen führen. Zu dieser Problematik siehe KRAFT et al. (2003: 163ff.) und STANLEY (2001)

Bei der Verwendung von Datierungen zur Erstellung einer Meeresspiegelkurve ist es besonders wichtig, das datierte Material in direkten Zusammenhang mit dem Meeresspiegel setzen zu können. So ist die Verwendung mariner Fauna in vielen Fällen problematisch bis ungeeignet, da die meisten Lebewesen einen relativ großen ökologischen Spielraum haben, so dass ihre Fundposition oft nur sehr unzureichend nah am tatsächlichen (Paläo-)Meeresspiegel liegt und damit die Fehlerspanne sehr groß ist. Besser geeignet sind küstennahe Torfe, die in ihrer Entstehung grundwasserabhängig sind. Da der Grundwasserspiegel in einem Delta meistens sehr eng mit der Höhe des Meeresspiegels verknüpft ist, eignen sich diese Ablagerungen sehr gut zur Rekonstruktion des (Paläo-)Meeresspiegels. Die in Kap. 6.1 vorgestellte Meeresspiegelkurve des Acheloos-Delta beruht nahezu ausschließlich auf Proben küstennaher Torfe.

## 5.4 Paläoökologische Untersuchungen

### 5.4.1 Mikrofaunaanalysen

Die meisten Lebewesen zeichnen sich durch eine Abhängigkeit von stabilen ökologischen Umweltbedingungen aus. Werden diese in einem bestimmten Habitat verändert, so reagieren die Lebewesen meistens sehr direkt darauf. Die Analyse der vorgefundenen Sedimente bezüglich auf ihrer faunistische und floristische Ausstattung erlaubt eine sehr verlässliche Determinierung des Milieus zum Zeitpunkt der Ablagerungen.

Der Fauna kommt in diesem Zusammenhang eine besondere Bedeutung zu. Neben den Resten der Makrofauna, Schalen von *Bivalvia* (Muscheln), *Gastropoda* (Schnecken), Innenskelette oder Stacheln von *Echinodea* (Seeigel) und seltener Fragmente von *Anthozoa* (Korallen), ist die Zusammensetzung der Mikrofauna sehr indikativ, da sie schon auf kleinste Veränderungen der ökologischen Rahmenbedingungen reagiert. Dabei stellt die Analyse der

---

<sup>23</sup> Zum Beispiel sind Flüsse in Deltagebieten durchaus in der Lage, auch unter den Meeresspiegel zu erodieren. (pers. Mitteilung J. C. Kraft, August 2005)

Beschaffenheit der *Ostracoden*- (Muschelkrebse) und *Foraminiferen*- (Kammerlinge) Gesellschaften das wichtigste Instrument zur Bestimmung der Paläoumweltbedingungen dar. HANDL et al. (1999) konnten für das Beispiel der Verlandung des Latmischen Golfes durch den Büyük Menderes an der westtürkischen Küste die Möglichkeiten der Methode aufzeigen. (Siehe zu Methode auch CARBONEL (1988), FRENZEL & BOOMER (2004), RUIZ et al. (2005), ZANGGER & MALZ (1989)).

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Mikofaunanalysen wurden durchgeführt von: Dr. M. Handl, Marburg.

### 5.4.2 Großpflanzenrestanalyse

Wenn in den erbohrten Sedimenten Großreste von Pflanzen zu finden sind, stellen diese, sofern sie nicht umgelagert wurden, ebenfalls ein probates Mittel zur Bestimmung der Ablagerungsverhältnisse dar. Auch in diesem Fall bestimmen die ökologischen Bedingungen die Zusammensetzung der Pflanzengesellschaften. Einige Pflanzen sind in ihren Standortansprüchen sehr spezialisiert, so dass sich Veränderung sofort bemerkbar machen. Andere haben ein sehr breites ökologisches Spektrum, wodurch sie sich für eine Bestimmung eines bestimmten Milieus weniger gut eignen. In der Summe ist es aber v.a. die Zusammensetzung der verschiedenen Arten, die eine genauere Einschätzung der Paläoumweltbedingungen erlaubt.

Die hier verwendeten Analysen der Makroflora führten Prof. Dr. O. Nelle, Kiel und Dr. H. Rittweger, Waldbrunn, durch.

### 5.4.3 Palynologische Untersuchungen

Der Pollen von Pflanzen gehört unter bestimmten Ablagerungsverhältnissen zu den resistentesten Stoffen, die Pflanzen hervorbringen können. Unter Sauerstoffabschluss können Pollen Jahrtausende überdauern. Aufgrund ihres artspezifischen Aussehens<sup>24</sup> können aus Pollenzusammensetzungen eindeutige Rückschlüsse auf die pollenproduzierende Vegetationsgesellschaft gezogen werden. Durch die Auswertung geeigneter Pollenarchive, wie zum Beispiel Torfmoore, Seen, aber auch Lagunen, lassen sich wichtige Erkenntnisse zur Vegetationszusammensetzung und damit auch zum Klima vergangener Epochen ableiten. In jüngerer Zeit ist auch versucht worden das Alter von Pollen mit Hilfe der Radiokohlenstoffmethode zu datieren. Diese Methode liefert aufgrund der großen Fehlerquellen in der Probenaufbereitung etc. noch nicht immer verlässliche Werte.

Die in dieser Arbeit verwendeten palynologischen Daten stammen von Dr. S. Jahns, Potsdam.

---

<sup>24</sup> Leider sind nicht alle Pflanzenarten anhand ihrer Pollen zu unterscheiden, so ist leider die Wildform der Olive (*Olea oleaster*) von ihrer Kulturform (*Olea europaea*) nicht zu trennen. Daher wird im Mittelmeergebiet die Zunahme von *Olea*-Pollen meist als ein Indikator für anthropogenen Einfluss akzeptiert.

## 5.5 Mikromorphologische Analysen

In homogenen, ruhigen Ablagerungsräumen sind mit dem bloßen Auge im Gelände keine oder allenfalls feinste Laminierungen erkennbar. In einem dynamischen, ständigen Wechseln unterliegendem System sind oft die ersten Änderungen von entscheidender Bedeutung für die weitere Ausformung eines Deltas. So ist zum Beispiel der Übergang von einer flachmarinen Sedimentation in einer ruhigen Bucht zu einem ersten prodeltaischen Einfluss sehr wichtig, aber nicht immer zu erkennen. Neben den bereits beschriebenen Methoden ist die mikromorphologische Untersuchung von Sedimentdünnschliffen ein wichtiges Hilfsmittel zur Identifizierung unterschiedlicher Milieus. So konnte durch die mikromorphologische Analyse innerhalb homogener Sedimente der Lagunenbohrung ETO 1b eine Laminierung und damit eine Saisonalität bzw. Beeinflussung durch den Acheloos nachgewiesen werden (siehe Kap. 7.4.2 f.). Die Dünnschliffanalysen wurden an einem Laborlux 12 POL durchgeführt und mit einer DFC 320 Mikroskopdigitalkamera dokumentiert (beides Firma Leica). Zur Methodik siehe ADAMS et al. (1986), BULLOCK et al. (1985), FITZPATRICK (1993), MACKENZIE & GUILFORD (1981).

## 5.6 Geophysikalische Arbeiten

Es gibt in der Geophysik eine Reihe von Methoden, die dazu geeignet sind bei paläogeographisch-geoarchäologischen Fragestellungen eingesetzt zu werden, zum Beispiel Georadar zur flächenhaften Untersuchung in geringen Tiefen oder Geoelektrik zur Untersuchung der Sedimente entlang von Transekten bis in größere Tiefen.



**Abb. 20: Earth Resistivity Tomography (ERT)**

(Fotos: a & b: A. Schriever)

Die Arbeiten im Arbeitsgebiet wurden von Prof. Dr. R. Herd von der BTU Cottbus durchgeführt. Es kam die Earth Resistivity Tomography (ERT) zum Einsatz. Die Messung erfolgte mit Hilfe von einem SYSCAL R1 PLUS Switch-48 Gerät der Firma IRIS Instruments und

multi-core-Kabeln mit 48 „take outs“ für Elektroden. Die Messungen erfolgten in einer Wenner-Schlumberger Anordnung. Diese Anordnung ermöglicht mit insgesamt 358 Einzelmessungen eine Darstellung mit einer vertikalen (Tiefen-)Auflösung von bis zu 20 m. Dadurch eignet sich diese Methode besonders gut für die Fragestellungen im Arbeitsgebiet, da v.a. Flussrinnenverläufe, Hardrock–Softrock Kontakte etc. von Bedeutung waren.

Zur Methodik siehe BERCKHEIMER (1990), KNEISEL (2003), LOKE (1996), MÜLLER (2006), REYNOLDS (1997).

## 5.7 Auswertung von Satellitenbilddaten

Seit den späten 1960er Jahren des vergangenen Jahrhunderts werden weite Teile der Erdoberfläche regelmäßig von bildgebenden Satelliten überflogen und fotografiert bzw. gescannt. Dadurch ergeben sich für ein sehr dynamisches Gebiet gute Vergleichsmöglichkeiten verschiedener Aufnahmejahre. Für die vorliegende Arbeit wurden drei verschiedenen Aufnahme- bzw. Sensorsysteme genutzt: a) ein Corona Satellite Image Aufnahmejahr 1965 (USGS, Schwarz-Weiß Dia Positiv), b) ein Sensor-Bild des ETM+ (Enhanced Thematic Mapper plus) auf der Satellitenplattform Landsat 7 Aufnahmejahr 1999, c) ein Sensorbild des ASTER Sensors (Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer) auf der Satellitenplattform Terra, Aufnahmejahr 2002. Zur Darstellung der Höhendaten wurde ein auf den topographischen Karten 1: 50.000 (HMGS, Bl. Echinades & Mesolongion (1975/76)) basierendes Digitales Geländemodell (DGM) erstellt. Zusätzlich wurden Höhendaten der SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) der NASA verwendet. Die Georeferenzierung und Bearbeitung erfolgte mit dem Programmen *ER Mapper 6.3* (Erath Resource Mapping Corp., Perth), *Map Info 6.5* (Map info Corp., New York).

## 5.8 Auswertung historischer Quellen

Die Aufzeichnungen von Historikern sind für Arbeiten im Mittelmeerraum ein unverzichtbares Werkzeug. Die zum Teil sehr genauen Beschreibungen von Lokalitäten und Ereignissen liefern wichtige Erkenntnisse zu geographischen Fragestellungen. Die Arbeit mit den Texten kann aber nur in einer kritischen Art und Weise geschehen, denn es ist notwendig, den Zusammenhang der Schriftsteller zu kennen, um ihr Werk beurteilen zu können. So ist zum Beispiel die Erdbeschreibung des *Strabon* eine sehr wichtige Quelle, bei der man aber bedenken muss, dass der Historiker im Falle Akarnaniens nie in den von ihm beschriebenen Gegenden war, sondern sein Wissen nur über Dritte bekam, um es dann mehr oder weniger systematisch niederzuschreiben. So verhält es sich mit den meisten „Zeitzeugen“ in Bezug auf Akarnanien, was nicht zuletzt als ein Hinweis auf seine periphere Lage in der antiken Welt zu verstehen ist.

Da der Autor des Altgriechischen leider nicht mächtig ist, wurden, wenn nicht anders angegeben, folgende Übersetzungen herangezogen:

*Homer*: Odyssee, Übersetzung W. Schadewaldt, 2. Aufl. Artemis & Winkler Verlag, Düsseldorf / Zürich (2004)

*Herodot*: Historien, Übersetzung und Herausgeber J. Feix, Artemis & Winkler Verlag, Düsseldorf / Zürich (2004)

*Thukydides*: Der Peloponnesische Krieg, Übersetzung und Herausgeber G.-P. Landmann, Artemis & Winkler Verlag, Düsseldorf / Zürich (2002)

*Strabo*: Erdbeschreibung in sieben Büchern, Übersetzung C.-G. Groskurd, Nachdruck der Ausgabe Berlin und Stettin 1831, Georg Olms Verlag Hildesheim (1988)

*Pausanias*: Reisen in Griechenland, Übersetzung E. Meyer, Herausgeber Eckstein, F. Artemis & Winkler Verlag, Düsseldorf / Zürich (2001)

*Herodot* und *Thukydides* lebten im 5. und frühen 4. vorchristlichen Jahrhundert, *Strabon* (lat. *Strabo*) war ein Zeitgenosse des römischen Kaisers Augustus und *Pausanias* lebte im zweiten Jahrhundert nach Christus. Nimmt man noch *Homer* hinzu<sup>25</sup>, der ungefähr auf das 8. vorchristliche Jahrhundert datiert wird, umfassen die wichtigsten historischen Berichte eine Zeitspanne von ca. 1000 Jahren.

Weitere Autoren, die sich mit Akarnanien im allgemeinen bzw. Oiniadai im Besonderen beschäftigen, sind nach Sekundärliteratur, v.a. LANG (1994), FREITAG (1994), zitiert.

## **6 Entwicklung des Meeresspiegels und historische Darstellungen zur Deltagenese**

### **6.1 Entwicklung des Meeresspiegels im Arbeitsgebiet**

Im Rahmen einer paläogeographisch/geoarchäologischen Untersuchung eines Küstenraums kommen der Erstellung einer verlässlichen lokalen Meeresspiegelkurve mehrere wichtige Bedeutungen zu. Zum einen ist das möglichst genaue Quantifizieren des postglazialen Meeresspiegelanstiegs ein wichtiges Ziel einer solchen Untersuchung und zum anderen dient es als unverzichtbares Instrument zur morphologisch-geochronologischen Einordnung geoarchäologischer Befunde. Die detaillierten Darstellungen der Entwicklung von Küstenlandschaften im Zusammenhang mit ihrer prähistorischen und historischen Besiedlung, wie sie zum Beispiel von BRÜCKNER et al. (2006) und MÜLLENHOFF (2005) für Milet, von BRÜCKNER (2005) für Ephesos, von KRAFT et al. (2003) für Troia und von WUNDERLICH 1989 für das Nil-Delta vorgelegt worden sind (vgl. Kap. 4), wären ohne eine genaue Rekonstruktion der relativen Meeresspiegelentwicklung nicht möglich. Gleichzeitig tragen die Daten aus

---

<sup>25</sup> Zur „Nichterwähnung“ der Akarnanen im Schiffskatalog und der Dulichion-Frage siehe Kap. 3.8.

diesen Arbeiten entscheidend zum allgemeinen Verständnis der holozänen Meeresspiegelschwankungen, in diesem Fall des östlichen Mittelmeergebiets, bei.

### **6.1.1 Stand der Forschung auf dem Gebiet der holozänen Meeresspiegelentwicklung**

Der Entwicklung immer präziserer Meeresspiegelkurven, speziell für den Zeitrahmen des Holozäns, wurde in den vergangenen Jahren wachsende Bedeutung beigemessen. Dabei sind die Herangehensweisen sehr unterschiedlich und provozieren einen ständigen wissenschaftlichen Diskurs, was die Bedeutung des Themas nochmals unterstreicht.

Ganz grob lassen sich die aktuellen Arbeitsmethoden in zwei Gruppen unterteilen: (a) Das Erstellen von Kurven der holozänen Meeresspiegelschwankungen mit Hilfe verschiedenster Meeresspiegelindikatoren aus Feldbefunden. Dazu gehören Biokonstruktionsformen (Korallenwachstum), Bioerosionformen (Hohlkehlen), Meeresspiegel-abhängige Küstentorfe, Beachrockablagerungen und vieles mehr, aber auch archäologischen Befunde, wie ertrunkene Steinbrüche oder Hafenanlagen. (b) Die Berechnung der Meeresspiegelentwicklung mit Hilfe hoch komplexer mathematischer Modelle, die mittlerweile neben der eustatischen Komponente auch isostatische, paläoklimatologische, geologische, geodynamische und hydrophysikalische Effekte mit einbeziehen.

Bei beiden Methoden spielt die räumliche Gültigkeit der gewonnenen Daten eine entscheidende Rolle. Während es aufgrund regionaler Effekte, wie lokaler Tektonik, sehr schwierig ist, die Feldbefunde auf einen größeren Raum zu übertragen, so ist es aus dem selben Grund nahezu unmöglich, diese nicht genau vorhersehbaren Effekte in einer Modellrechnung für kleinere Räume zu berücksichtigen. Als Beispiele für die verschiedenen Methoden seien die Arbeiten von FAIRBANKS (1989), KELLETAT (1975, 2005), MÖRNER (1996a, 1996b, 2005) und PIRAZZOLI (1987, 1991, 1996, 2005) sowie von LAMBECK (1995, 1996), LAMBECK & CHAPPEL (2001), LAMBECK et al. (2004), LAMBECK & PURCELL (2005) und PELTIER (2002) genannt.

Das größte Problem stellt die tektonische Aktivität dar, deren Auswirkungen im kleinen Maßstab nur mit sehr vielen Vergleichsdaten und im großen Maßstab nahezu gar nicht zu kompensieren ist. Daher kommt STANLEY (1995) zu dem Schluss, dass eine weltweit gültige Meeresspiegelkurve nur mit sehr vielen Daten aus tektonisch stabilen Gebieten erzielt werden kann. Dass dies schwierig ist, machen Arbeiten wie die von RADTKE & SCHELLMANN (2006) deutlich, die nachweisen, dass es, im Fall der Karibikinsel Barbados, nicht zulässig ist, von einer konstanten Hebungsrate während der letzten 500.000 Jahre auszugehen, wie es für die Übertragbarkeit der Meeresspiegeldaten (z.B. der Kurve von FAIRBANKS (1989)) auf andere Regionen der Erde nötig wäre.

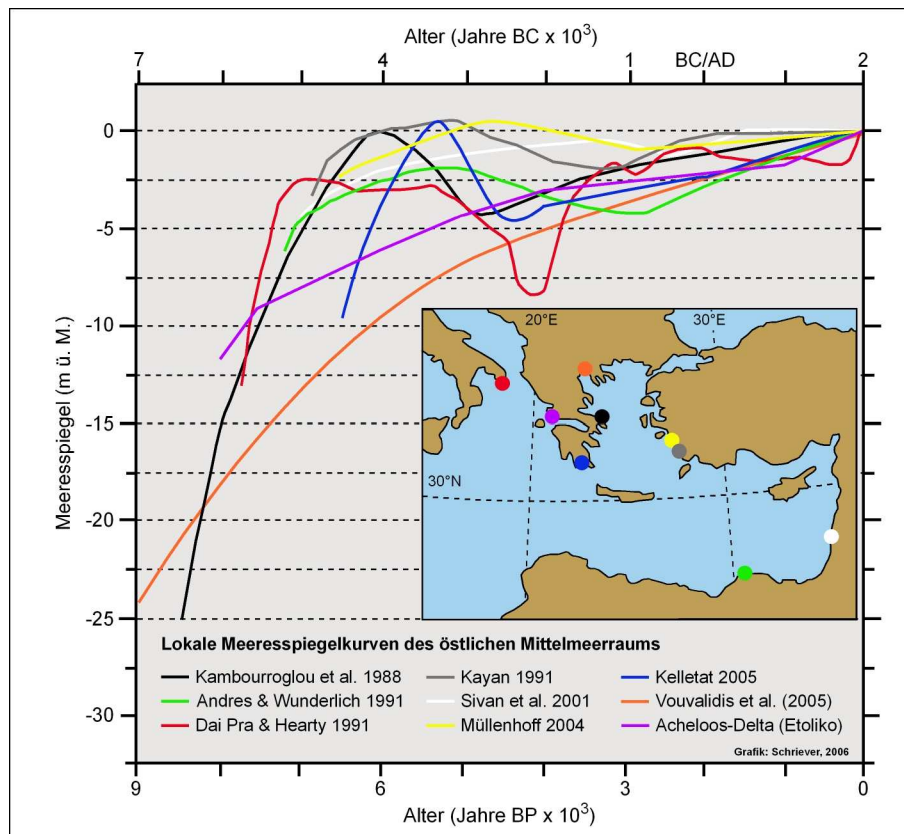
In den letzten Jahren wurden daher vermehrt Versuche unternommen, die mathematischen Modelle mit Ergebnissen der Feldforschung zu verbinden und so zu validieren; als Beispiel können die Arbeiten von LAMBECK et al. (2004), LAMBECK & PURCELL (2005) sowie SIVAN et al. (2001) angeführt werden.

Auf diesem Gebiet besteht weiterhin großer Forschungsbedarf, wobei hervorzuheben ist, dass neben dem Erheben neuer, verlässlicher Daten zur Meeresspiegelentwicklung, die Bündelung und Überprüfung vorhandener Daten von großer Bedeutung ist, um das oben beschriebene Problem in den Griff zu bekommen. In diesem Rahmen wird deutlich, dass die Mittelmeerregion einer komplizierten „Hybris“ unterliegt: Es liegen aus jahrzehntelanger Forschungsarbeit unzählige, in der Regel sehr verlässliche Daten zur Meeresspiegelentwicklung vor, gleichzeitig ist sie eine der tektonisch aktivsten Zonen der Erde, was die Verwendung und Interpretation der oben genannten Daten enorm erschwert. Diesem Problem kann auf Dauer nur mit der Zusammenarbeit der verschiedenen Arbeitsmethoden begegnet werden.

### **6.1.2 Meeresspiegelkurven für den ostmediterranen Bereich und die akarnanische Küste**

Bei der Ostmediterraneis handelt es sich um den Raum mit der längsten Besiedlungsgeschichte im Mittelmeergebiet. Dort existieren, vor allem aus der griechischen und römischen Epoche, zahlreiche gut erhaltene architektonische Zeugnisse, die in einem direkten (z.B. Hafenanlagen) oder indirekten Zusammenhang (z.B. Strandvillen, Steinbrüche) mit dem lokalen Meeresspiegel gestanden haben. Daher ist die Datendichte aus diesem Kontext sehr groß und wird traditionell zur Rekonstruktion der Meeresspiegelentwicklung genutzt (vgl. u.a. BLACKMAN 1973, 2005, FLEMMING & WEBB 1986, FLEMMING 1992, KELLETAT 1975, 2005).

Darüber hinaus liegen, wie bereits erwähnt, zahlreiche Arbeiten aus geomorphologischem, geologischem und geoarchäologischem Kontext vor, die die oben genannten biologischen und geologischen Meeresspiegelindikatoren nutzen, um gut belegbare, lokale Meeresspiegelkurven zu entwerfen. Die Abbildung 21 zeigt eine an VÖTT & BRÜCKNER (2006a, Abb. 4) angelehnte Zusammenstellungen von lokalen Meeresspiegelkurven für den ostmediterranen Raum von Süditalien (DAI PRA & HEARTY 1991), über den griechischen Raum (KAMBOURROGLOU et al. 1988, KELLETAT 2005, VOVALIDIS et al. 2005 und die vorliegende Arbeit) bis zur kleinasiatischen Küste (KAYAN 1991, MÜLLENHOFF 2005) sowie der Levante (SIVAN et al. 2001) und des Nil-Deltas (ANDRES & WUNDERLICH 1991) aus den letzten knapp zwanzig Jahren. Die Kurven lassen sich in zwei Kategorien einteilen: (i) Meeresspiegelkurven, die einen mittelholozänen Hochstand des Meeresspiegels aufweisen, gefolgt von einer mehr oder weniger starken Regression mit Wiederanstieg bis heute und (ii) solche, die dies nicht tun. Die letzteren sind eindeutig in der Minderheit, da es sich nur um die Kurve von VOVALIDIS et al. (2005) aus dem Golf von Thessaloniki und die Kurve der vorliegenden Arbeit handelt (in diesem Fall die aus dem Bereich um Etoliko, siehe folgendes Kapitel und Abb. 22 - 24). VÖTT (2007a) hat für den gesamten akarnanischen Küstenraum (vgl. Kap. 2 & 3) Kurven zur Meeresspiegelentwicklung während des Holozäns vorgelegt, von denen ebenfalls keine einen mittelholozänen Hochstand aufweist.



**Abb. 21: Lokale Meeresspiegelkurven des östlichen Mittelmeerraums**

(Quelle: siehe Text, erweitert nach VÖTT & BRÜCKNER 2006a, Abb.4, Grafik: A. Schriever)

Vergleicht man die Kurven mit einem mittelholozänen Meeresspiegelhochstand untereinander, so fällt auf, dass zum einen der Zeitpunkt des Hochstands sehr unterschiedlich ist. DAI PRA & HEARTY (1991) verzeichnen ihn bereits um 7000 BP, KAMBOURROGLOU et al. (1988) um etwa 6200 BP, KELLETAT (2005) sowie ANDRES & WUNDERLICH (1991) belegen ihn für etwa 5200 BP. An der kleinasiatischen Küste wird er von KAYAN (1991) um 5000 BP und von MÜLLENHOFF (2005) um etwa 4700 BP registriert, wohingegen SIVAN et al. (2001) ihn für die Levante-Küste um 3200 BP verzeichnet. Der zweite Unterschied zwischen den einzelnen Kurven ist die Höhe, die der mittelholozäne Hochstand im Bezug auf den heutigen Meeresspiegel erreicht haben soll. Während KELLETAT (2005), KAYAN (1991) und MÜLLENHOFF (2005) einen Hochstände leicht oberhalb des heutigen Meeresspiegels aufzeigen, bleiben die von KAMBOURROGLOU et al. (1988) und SIVAN et al. (2001) leicht darunter und die von ANDRES & WUNDERLICH (1991) sowie DAI PRA & HEARTY (1991) sogar deutlich. Ebenfalls sehr unterschiedlich fallen die Angaben zur der folgenden Regression aus, die zwischen ~1,8 m bei SIVAN et al. (2001) und ~5 m bei KELLETAT (2005) und sogar >6 m bei DAI PRA & HEARTY (1991) differieren. Da die Daten aller Autoren als verlässlich zu werten sind, können nur lokale beziehungsweise regionale Phänomene für die zum Teil sehr großen Unterschiede verantwortlich sein. Man könnte annehmen, dass vor allem regionale Tektonik eine besondere Rolle spielt, da der Verlauf bei den Kurven aus räumlich benachbarten Regionen am ähnlichsten ist (z.B. KELLETAT (2005) und KAMBOURROGLOU et al. (1988), KAYAN (1991)



und MÜLLENHOFF (2005). Es gibt allerdings auch Gegenbeispiele. So konstatieren PAVLOPOULOS et al. (2003, 2006) mit Radiokohlenstoffdatierungen küstennaher Torfe für die Küstenregion bei Marathon einen kontinuierlich steigenden Meeresspiegel (PAVLOPOULOS et al 2003: 461). Die Ebene von Marathon liegt allerdings unmittelbar südlich der Insel Euböa, wo KAMBOURROGLOU et al. (1988, s.o.) ihre Untersuchungen unternahmen, die in eine Meeresspiegelkurve mit mittelholozänem Hochstand mit anschließender Regression mündeten. Somit scheinen sehr viel kleinräumigere, lokale Faktoren eine wichtige Rolle zu spielen. Dies kann auch an Ergebnissen vom Ambrakischen Golf eindrucksvoll belegt werden. Vergleicht man eine von JING & RAPP (2003) für den Nordwesten des Golfs aufgestellte Kurve mit der von VÖTT (2007a) für die Küstenebene von Boukka im Südosten, so fällt eine enorme Diskrepanz auf, die bei etwa 6500 BP ~6 m beträgt. Dieser signifikante Unterschied ist bei einer Entfernung von nur einigen Dutzend Kilometern nur auf extrem unterschiedliche tektonische Beeinflussung zurückzuführen. Im Falle des Ambrakischen Golfs ist davon auszugehen, dass sich der nordwestliche Bereich zunächst hob und der südöstliche gleichzeitig senkte. Erst ab etwa 3500 BP verlaufen die Kurven ähnlich.

In den Modellrechnungen von LAMBECK (1996: Abb. 4) findet sich für das westliche Griechenland ein relativer Meeresspiegelstand von 3 m u. M. für etwa 6000 BP und 1 m u. M. für die Zeit um die Zeitenwende. LAMBECK et al. (2004) und LAMBECK & PURCELL (2005) verfeinerten mit der Hereinnahme von geologischen Daten die Modelle und die Ergebnisse der neuen Rechnungen zeigen einen relativen Meeresspiegelstand für die Peloponnes um 6000 BP von 5,50 m u. M. und ebenfalls 1 m u. M. zur Zeitenwende (vgl. VÖTT 2007a).

Die Beispiele verdeutlichen, dass die Meeresspiegelentwicklung eines tektonisch so aktiven Gebiets wie dem östlichen Mittelmeerraum in absehbarer Zeit nicht in Form einer allgemeingültigen Kurve dokumentiert werden kann und sollte. Dazu werden deutlich mehr Daten zur lokalen Tektonik benötigt, um diese evtl. irgendwann herausfiltern zu können. Gleiches gilt sicherlich für die Vorhersage von Entwicklungen in einer solchen Region, wie die Arbeiten von LAMBECK et al. (2004) und seinen Kollegen belegen.

Für die akarnanische Küste liegen mit der Arbeit von VÖTT (2007a), VÖTT et al. (2006b, 2006c, 2007a, 2007c) sowie VÖTT & BRÜCKNER (2006a, 2007) exakte Daten und Kurven zur Meeresspiegelentwicklung im Holozän aus fünf Küstenabschnitten vor, in die neben den geologisch/geomorphologischen Befunden auch Daten archäologischer Meeresspiegelindikatoren (zum Beispiel versunkene Siedlungsreste verschiedener Epochen) mit eingeflossen sind. Alle Kurven zeigen einen relativ kontinuierlichen, in seiner Rate variierenden Meeresspiegelanstieg ohne einen mittelholozänen Hochstand. Die von PAPAGEORGIU & STIROS (1991) vorgelegte, sehr einfache und nur auf vier archäologischen Indikatoren fußende

Kurve für Gesamt-Akarnanien zeigt ebenfalls einen kontinuierlich ansteigenden Meeresspiegel mit unterschiedlichen Anstiegsraten.

Für den nördlichen Bereich des Ambrakischen Golfs existiert neben der oben bereits genannten Arbeit von JING & RAPP (2003), die ebenfalls einen kontinuierlichen Anstieg zeigt, eine Kurve von POULOS et al. (2005), welche bis etwa 2000 BP einen stark schwankenden Verlauf mit zwei Transgressions-Regressions-Phasen aufweist. Nimmt man den Scheitelpunkt der zweiten Transgressionsphase als Hochstand an, so dokumentiert diese als einzige Kurve aus einem an den akarnanischen Raum angrenzenden Gebiet (Epirus) einen mittelholozänen Hochstand bei etwa 3800 BP und 3 m u. M.

### 6.1.3 Lokale relative Meeresspiegelkurven für das Acheloos-Delta

Die Daten zur Erstellung einer lokalen, relativen Meeresspiegelkurve für das Acheloos-Delta entstammen den Schlaghammerbohrungen. Es handelt sich daher ausschließlich um geologisch/geomorphologische Indikatoren. Der archäologische Befund der Schiffshäuser konnte leider nicht mit eingebunden werden, da die hafenwärts gerichteten Enden der Schiffsrutschen nicht vollständig ausgegraben sind und somit keine exakte Bestimmung der Höhenlage in Bezug auf Meeresspiegel zum Zeitpunkt der Nutzung möglich ist. Es liegen bisher nur Schätzungen zu dieser Thematik vor, so nimmt BLACKMANN (1973: 182) an, der Meeresspiegel zur Zeit der Nutzung der Schiffshäuser habe 1,5 – 2,0 m unterhalb des heutigen Grundwasserspiegels an den Schiffshäusern gelegen. Dies ergäbe nachweislich unserer Differenzial-GPS-Messungen einen Meeresspiegelstand von etwa 2,20 m u. M. für die Phase zwischen dem 5. und 3. Jh. BC, was sich nicht mit unseren Befunden aus den Bohrprofilen deckt (3,25 m u. M. um etwa 500 BC, s.u.). Auch die Annahme von FOUACHE & DALONGEVILLE (2004), der Meeresspiegel habe in dieser Zeit bei etwa 1,5 m u. M. gelegen, lässt sich nach unseren Daten nicht bestätigen. Einzig die Annahme von MURRAY (1982: 41), der Meeresspiegel habe 4,7 – 5,6 m unter der Geländeoberfläche (0,5 – 1,5 m ü. M.) gelegen, entspricht unseren Ergebnissen. Ohne eine komplette Freilegung der Basen der Schiffsrampen sowie einer genauen Rekonstruktion des Verfahrens beim Hochziehen der Schiffe auf die Rampen sind die Schiffshäuser nur bedingt zur Rekonstruktion der Meeresspiegelverhältnisse geeignet.

Als Hauptindikator für die Meeresspiegelentwicklung im Arbeitsgebiet wurden küstennahe Torfe verwendet, die aus den Bohrprofilen entnommen wurden. Küstennahe Torfe sind zählen zu den verlässlichsten Indikatoren überhaupt (PIRAZZOLI 1991: 15). Die Torfe bilden sich in der Regel landwärts von Strandwällen oder ähnlichen Strukturen und wachsen mit einem steigenden Meeresspiegel nach oben mit. Ein Sinken des Meeresspiegels führt zu Verwitterung oder Erosion des Torfs. Da der Meeresspiegel bei Bildung der Torfe etwas unterhalb der Bildungstiefe liegt, ergibt sich eine Korrektur der angenommenen Meeresspiegellage

in Hinblick auf die Fundtiefe der Torfe. Diese Korrektur beträgt 50 cm bei Fundlagen, in denen keine Kompaktion des Torfs (z.B. Fund an der Basis eines Torfs) zu erwarten war, und 100 cm bei solchen, die wahrscheinlich durch Kompaktion verändert wurden.

Die Proben wurden mit Hilfe der Radiokohlenstoffmethode (vgl. Kap. 5.3) datiert. Dadurch, dass keine Proben aus marinem Milieu (zum Beispiel komplette Muscheln oder Schnecken) verwendet wurden, entfällt das Problem eines marinen Reservoireffekts. Tabelle 2 zeigt die Einzelheiten der verwendeten Proben und ihrer Datierung.

Probenname	Lage der Bohrung	Entnahmetiefe (m u. GOF.)	Entnahmetiefe (m u. M.)	Material	Labnr. (UTC)	$\delta^{13}\text{C}$	$^{14}\text{C}$ Alter (BP)	$1\sigma$ max; min (cal BP)	$1\sigma$ max; min (cal BC)
OIN 1/4	38°28.2783'N 21°11.0199'E	1,83	1,35	peat	11559	-26,6	1642+41	1422; 1606	344; 528 AD
OIN 4/2PR	38°26.3560'N 21°08.8283'E	0,65	1,76	peat	12311	-27,5	748+36	698 - 658	1252 - 1292 AD
OIN 6/6PR	38°29.0533'N 21°10.3817'E	1,80	1,4	peat	12316	-27,8	1469+38	1383 - 1310	567 - 632 AD
OIN 31/9+PR	38°26.6267'N 21°18.0135'E	4,27	3,45	peat	13200	-26,3	4042+43	4569; 4423	2619; 2473
OIN 31/14+PR	s.o.	8,66	7,84	peat	13201	-27,8	5874+49	6747 - 6640	4797 - 4690
OIN 31/16+PR	s.o.	9,92	9,1	peat	13202	-29,0	6580+46	7552; 7430	5602; 5480
OIN 35/23+PR	38°27.2233'N 21°21.8717'E	12,43	12,35	peat	13207	-27,8	7330+50	8176; 8042	6226; 6092
OIN 44/17PR	38°23.9583'N 21°12.0610'E	6,90	4,1	peat	13701	-28,3	4234+42	4852; 4663	2902; 2713
OIN 44/20PR	s.o.	7,63	4,83	peat	13700	-28,9	4399+40	5038; 4876	3088; 2926
OIN 44/28PR	s.o.	11,36	8,56	wood	13699	-27,7	6393+39	7415; 7272	5465; 5322
OIN 49/7PR	38°24.3433'N 21°11.4467'E	2,58	1,95	peat	13709	-28,5	570+38	633; 537	1317; 1413 AD
OIN 49/9PR	s.o.	3,70	3,07	peat	13708	-28,0	2107+41	2130; 2005	180; 55
OIN 49/15PR	s.o.	5,28	4,65	peat	13707	-31,7	4413+49	5211; 4875	3261; 2925
OIN 49/19GPRA	s.o.	6,67	6,04	peat	13706	-27,5	5730+50	6616; 6451	4666; 4501
OIN 49/20+PR	s.o.	7,71	7,08	peat	13705	-28,3	6160+50	7156; 7002	5206; 5052
OIN 55/4PR	38°24.4100'N 21°11.3167'E	1,85	1,05	peat/wood	13715	-28,2	435+38	522 - 475	1428 - 1475 AD
OIN 55/16PR	s.o.	5,88	5,08	peat	13714	-20,6	5542+48	6396; 6494	4446; 4344

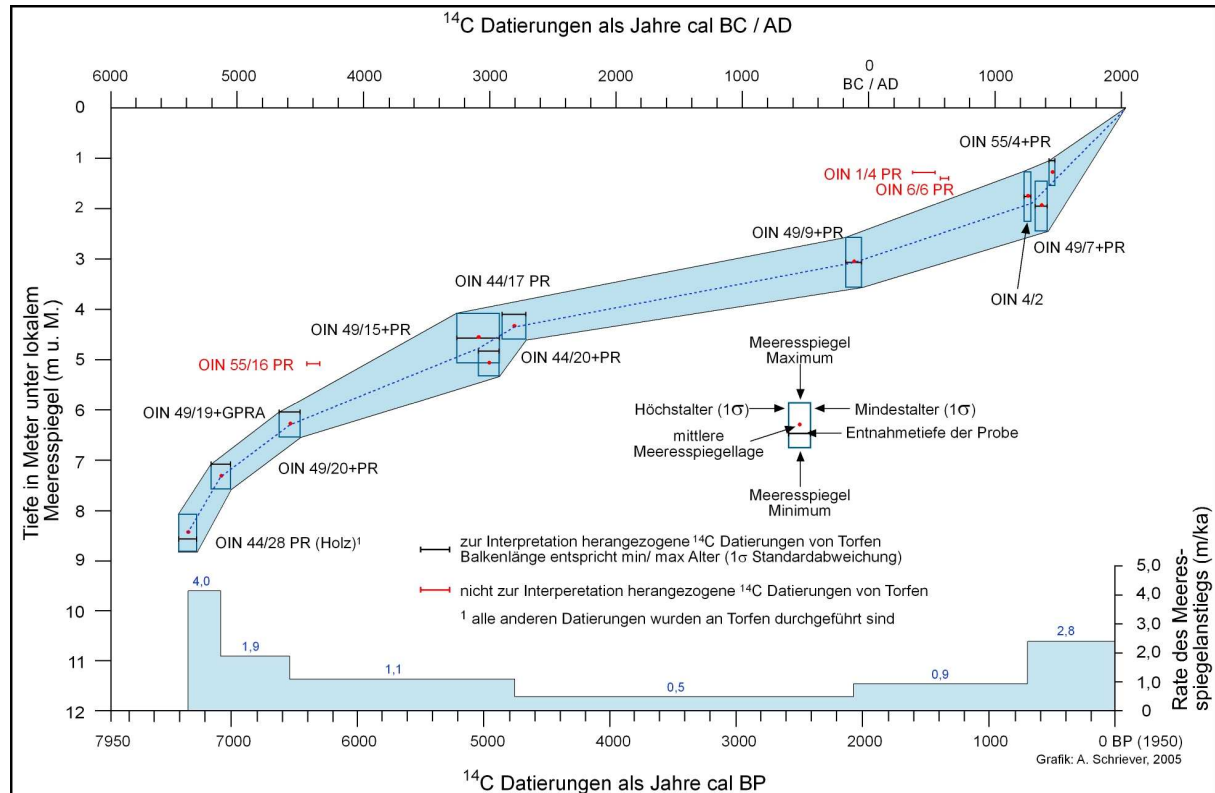
(UTC) = Universität von Utrecht.  
Bei Altersbereichen, die mit „;“ getrennt sind, gab es aufgrund der Kalibrationskurve verschiedene Intervalle, es wird der maximale Intervall angegeben

**Tab. 2: Radiokohlenstoffdatierungen der Proben aus dem Acheloos-Delta, die zur Erstellung der Meeresspiegelenwicklung herangezogen worden sind.**

Während der Auswertung der Daten wurde deutlich, dass selbst in einem überschaubaren Gebiet des Acheloos-Deltas, auf wenigen Zehnern von Kilometern, so deutliche Unterschiede in Bezug auf die Tiefen/Alter-Korrelation auftraten, dass es notwendig wurde zwei Kurven zur Meeresspiegelenwicklung zu erstellen (vgl. VÖTT et al. 2007b, 2007c). Eine Kurve wurde aus Proben aus dem zentralen und nordwestlichen Deltabereich erstellt (Abb. 22, Bohrungen OIN 4, 44, 49 und 55) und ist daher für diesen Bereich, vor allem um die antike Hafenstadt Oiniadai auf der ehemaligen Insel Triardo, gültig. Die andere basiert auf Daten aus dem nordöstlichen Bereich des Deltas um die Lagune von Etoliko (Abb. 23, OIN 31 und 35). Da in diesem Gebiet keine der datierten Proben jünger als etwa 2500 cal BC waren, wurden zur Vervollständigung der Kurve Proben aus dem erstgenannten Deltabereich verwendet. Die in beiden Kurven rot markierten Proben OIN 1/4 und OIN 6/6 wurden aufgrund ihrer Nähe zu dem sich entlang einer Störungszone hebenden Kalichitsa-Gebirgszugs nicht mit verwendet. Die ungewöhnliche Alter/Tiefen-Relation zeigt, dass der nördliche Deltabereich zwischen dem Kalichitsa-Gebirgszug und dem Lesini-Gebirgszug in den Hebungsprozess eingebunden ist. In der Darstellung für den zentralen Bereich wurde die Probe OIN 55/16+ nicht herangezogen, da sie einen ungewöhnlichen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert aufwies.

Im zentralen Deltabereich, das Gebiet um die Insel Triardo mit der antiken Hafenstadt Oiniadai und den nordwestlich anschließenden Flächen, konnten keine Daten von verläss-

lichen Meeresspiegelindikatoren älter als 5400 cal BC<sup>26</sup> gefunden werden. Dabei handelt es sich um ein Holzfragment, das in eine Transgressionsfazies auf anstehendes Gestein bei 8,35 m u. M. abgelagert wurde. Dies ist die einzige Probe, die nicht aus



**Abb. 22: Die lokale relative Meeresspiegelkurve für den zentralen und westlichen Bereich des Acheloos-Deltas**

(Daten: eigene Untersuchungen, Datierungen siehe Tab. 2, Grafik: A. Schriever)

küstennahem Torf stammt, ist aber, aufgrund ihrer hervorragenden Lage bestens als Indikator geeignet, wengleich methodisch bedingte Schwierigkeiten, wie der Altholzeffekt nicht außer acht gelassen werden dürfen. Es folgt ein relativer Anstieg des Meeres auf 7,30 m u. M. bei 5100 cal BC, was einer Rate von 4,0 m/ka entspricht (siehe Abb. 22). Anschließend lässt die Geschwindigkeit des Anstiegs deutlich nach. Bei 6,30 m u. M. ergab die Datierung 4600 cal BC und somit liegt die Anstiegsrate nur noch bei 1,9 m/ka. Bei etwa 3100 cal BC trat eine Fundhäufung auf (siehe Abb. 22), aus der der Meeresspiegel für diese Zeit in einem Mittel bei 4,85 m u. M. liegend berechnet werden konnte. Das bedeutet, dass die sich Anstiegsrate erneut auf 1,1 m/ka abschwächt. Es folgt ein längerer Zeitraum, für den keine Funde verlässlicher Meeresspiegelindikatoren vorliegen, so dass erst für 100 cal BC ein Alter aus 3,10 m u. M. vorliegt. In dieser Phase zwischen 3100 und 100 cal BC<sup>27</sup> fällt die Anstiegsrate

<sup>26</sup> Im Folgenden werden die gerundeten Mittelwerte der  $1\sigma$  Altersintervalle (als cal BC) und der Fundtiefe unter aktuellem Meeresspiegel (als m u. M.) verwendet. Für die Identifizierung der Proben siehe Tabelle 2 und Abb. 22 und 23.

<sup>27</sup> Interessant ist, dass eine ähnliche Meeresspiegelentwicklung für diesen Zeitraum nicht etwa in der benachbarten Küstenebene von Astakos auftritt, sondern erst bei der Küstenebene von Palairos, die deutlich

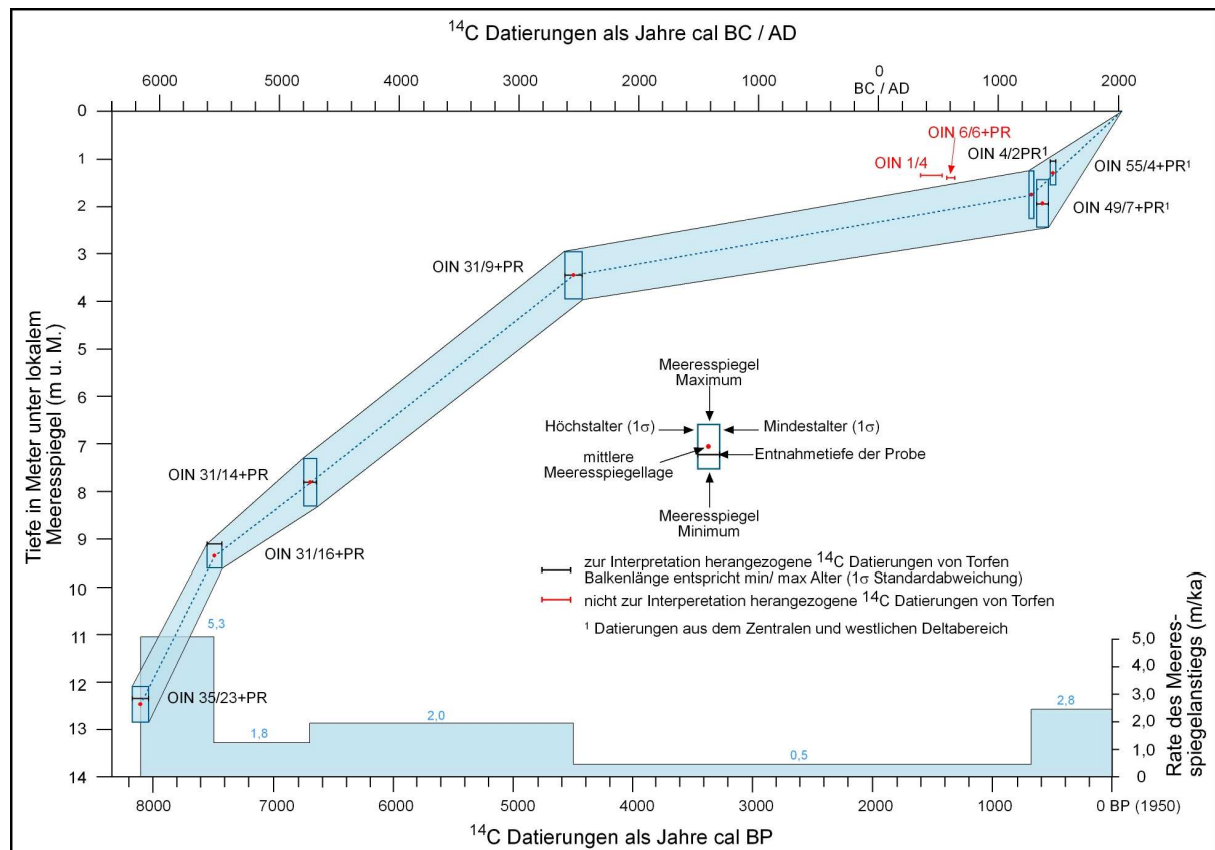
auf ein Minimum von 0,5 m/ka ab. Bei etwa 1400 cal AD tritt erneut eine Häufung von Daten auf, die einem mittleren Meeresspiegel von etwa 1,30 m u. M. ergeben. Daraus lässt sich für die Zeit von etwa Christi Geburt bis ins Mittelalter eine Anstiegsrate von 0,9 m/ka ableiten. Der Anstieg des Meeresspiegels beschleunigt sich danach wieder signifikant und es ergibt sich für die Zeitspanne vom Mittelalter bis heute eine Anstiegsrate von 2,8 m/ka.

Da die Kurve nur die Meeresspiegelentwicklung ab etwa 5400 cal BC wiedergibt, ist der in anderen Kurven gut dokumentierte starke Anstieg zu Beginn des Holozäns nur in seinem Endstadium dokumentiert. Auffällig ist der ab 5100 cal BC einsetzende eher moderate Anstieg, der ab 3100 cal BC nochmals nachlässt, um anschließend über eine sehr lange Zeit relativ konstant zu bleiben. Innerhalb dieses Zeitfensters zeigen die oben genannten Vergleichskurven meistens zunächst einen höheren Meeresspiegelstand und es tritt bei den meisten ein relativer Hochstand, gefolgt von einer Regression, auf. Es stellt sich daher die Frage, ob durch die fehlenden Daten zwischen 3100 cal BC und 100 cal BC nicht vielleicht ein vorhandener mittelhologäner Hochstand unberücksichtigt bleibt. Diese Möglichkeit erscheint jedoch unwahrscheinlich, wenn man sämtliche Daten des gesamten Projekts miteinander vergleicht (vgl. VÖTT 2007a). Alle erstellten Meeresspiegelkurven entlang der akarnanischen Küste bis nach Elis im Nordwesten der Peloponnes zeigen einen kontinuierlichen Meeresspiegelanstieg, auch in dem Altersbereich, der von den Daten aus dem Acheloos-Delta. Hinweise auf eine Regression fehlen vollständig. Die Kurven unterscheiden sich in erster Linie durch ihre Anstiegsraten, die vor allem als Ausdruck der Unterschiede im tektonischen Verhalten zu verstehen sind.

Die Datenlage im Nordosten des Acheloos-Delta, im Bereich um die Lagune von Etoliko, unterscheidet sich von der im zentralen Deltabereich. Hier kann die Darstellung des relativen Meeresspiegelanstiegs mit einem Alter von 6150 cal BC (8000 cal BP!) aus 12,70 m u. M. beginnen (Abb. 23). Zunächst folgt ein starker Anstieg mit einer Rate von 5,3 m/ka auf eine Höhe von 9,35 m u. M. um 5550 cal BC. Danach lässt die Geschwindigkeit des Anstiegs nach. Um 4750 cal BC liegt der relative Meeresspiegel bei 7,90 m u. M., was einer Rate von 1,8 m/ka entspricht. Die Geschwindigkeit des Meeresspiegelanstiegs bleibt mit 2,0 m/ka nahezu gleich, was zu einem relativen Meeresspiegelstand von 3,50 m u. M. um 2550 cal BC führt. Wie oben bereits erwähnt, konnten in nordöstlichen Bereich des Acheloos-Deltas keine verlässlichen Daten zur jüngeren Meeresspiegelentwicklung gewonnen werden. Daher sind die Proben aus den Bohrungen OIN 4, 49 und 55, die auch in der Darstellung für den zentralen Deltabereich verwendet wurden, miteinbezogen worden. Dementsprechend verläuft die Meeresspiegelkurve für den Bereich um die Lagune von Etoliko ab diesem Zeitpunkt sehr ähnlich wie die des zentralen Bereichs.

---

weiter in Norden liegt (vgl. VÖTT 2006: 152, Abb. 9.10). Dies macht erneut deutlich, wie sehr lokale Phänomene den Meeresspiegelanstieg beeinflusst haben.



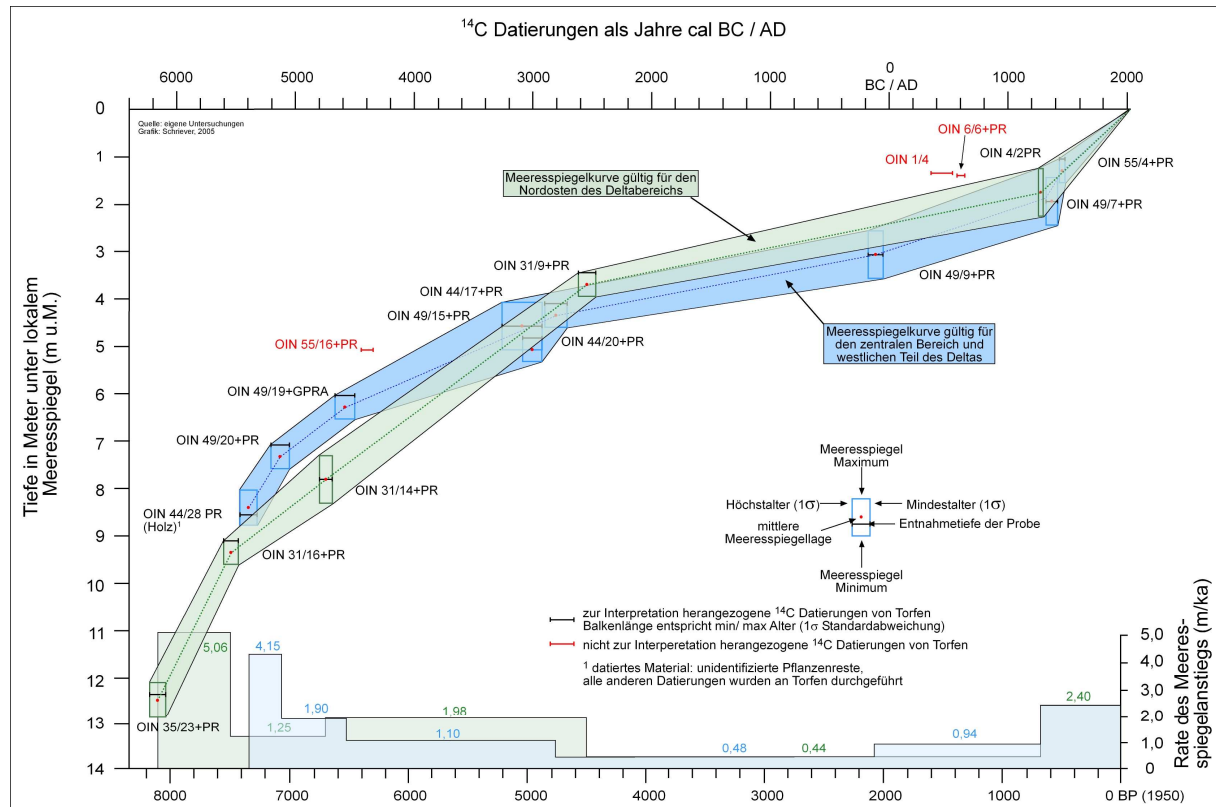
**Abb. 23: Lokale relative Meeresspiegelkurve für den nordöstlichen Bereich des Acheloos-Deltas (im Gebiet der Lagune von Etoliko)**

(Daten: eigene Untersuchungen, Datierungen siehe Tab. 2, Grafik: A. Schriever)

In der zusammengefassten Darstellung beider Meeresspiegelkurven werden die Unterschiede deutlich. Der Bereich um die Lagune von Etoliko zeigt zunächst eine deutlich stärkere Absenkung als der Bereich um Trikardo. Sie beträgt zu Beginn des Überschneidungsbereichs der Kurven bei 5400 cal BC etwa 1 m, bei 4700 cal BC sogar 1,5 m. Erst ab etwa 3000 cal BC – 2500 cal BC nehmen die Kurven einen ähnlichen Verlauf. Diese stärkere Absenkungstendenz kann in erster Linie auf zwei Faktoren zurückgeführt werden. Zum einen kann es sich um eine Aktivitätsphase der durch dieses Gebiet verlaufenden Katouna-Störung handeln (vgl. Kap. 3.2), die für eine stärkere Subsidenz verantwortlich ist. Zum Anderen haben die Untersuchungen ergeben, dass in einem Zeitrahmen von etwa 4750 bis 1550 cal BC, also etwa 3000 Jahre lang, der Acheloos in diesen nordöstlichen Bereich entwässert hat und damit die Sedimentauflast ebenfalls zu einem im Vergleich zum zentralen Gebiet des Deltas stärkeren Absinken geführt hat (VÖTT 2007a). Der zentrale Bereich des Deltas erhält erst später die Hauptsedimentationsmenge des Acheloos.

Da der Abschnitt ab 2550 cal BC bis heute bei beiden Kurven durch die gleichen Proben repräsentiert wird, verhalten sich dementsprechend nahezu identisch und die statistischen Hüllkurven überschneiden sich deutlich. Nur das leicht höhere Ausgangsniveau für den Meeresspiegel um die Lagune von Etoliko um 2550 cal BC (Probe OIN 31/9+ PR) ergibt einen sichtbaren Unterschied. Im Vergleich mit den anderen Untersuchungsgebieten des Pro-

jekts zeichnen sich die beiden Gebiete im Acheloos-Delta bis etwa 1400 AD zunächst (bis etwa 250 cal AD durch leichte Heraushebungstendenz aus und später durch relative Stabilität. Erst ab 1250 cal AD ist erneut eine starke Absinkbewegung zu erkennen, die sich in einer sehr



**Abb. 24: Synoptische Darstellung beider Meeresspiegelkurven**

(Daten: eigene Untersuchungen, Datierungen siehe Tab. 2, Grafik: A. Schriever)

starken Anstiegsrate des relativen Meeresspiegels zeigt (VÖTT 2007a). In seiner Gesamtanalyse der Meeresspiegelentwicklung Akarnaniens und der nordwestlichen Peloponnes weist VÖTT (2007a) mehrere Phasen regionaler tektonischer Aktivität (regional tectonic events, RTE) nach, die zwar nicht in allen Gebieten gleichstark auftreten, aber meistens mit signifikanten Änderungen in der Meeresspiegelentwicklung einher gehen. Für den Bereich des Acheloos-Deltas sind die beiden oben genannten Events von etwa 2500 cal BC und 1250 cal AD von maßgeblicher Bedeutung. Über die Gründe für die RTEs lässt sich nur spekulieren, so käme zum Beispiel eine Aktivitätsphase der überregional wirksamen Ionischen Zone als Steuerelement in Betracht (vgl. Kap. 3.2).

Als Fazit der Analyse der Meeresspiegelentwicklung lassen sich vier Hauptkenntnisse zusammenfassen:

- Der holozäne Meeresspiegelanstieg verläuft im Acheloos-Delta kontinuierlich. Es ergeben sich zwar signifikante Schwankungen in der Anstiegsrate aber es existiert kein mittelhologäner Meeresspiegelhochstand.

- Der Meeresspiegel war in den letzten 10.000 Jahren im Gebiet des Acheloos-Deltas niemals höher als heute.
- Nach einem steilen Anstieg des relativen Meeresspiegels in Verbindung mit Subsidenz, folgt ab etwa 2550 cal BC eine lange Phase des langsamen, mit einer Hebung einhergehenden Anstiegs des relativen Meeresspiegels.
- Ab etwa 1250 cal AD kommt es zu einer deutlichen Beschleunigung des relativen Meeresspiegelanstiegs, ausgelöst durch ein deutliches Absinken des Acheloos-Deltagebiets.

Die sich daraus ergebenden Diskrepanzen mit den oben beschriebenen Kurven anderer Autoren zur Meeresspiegelentwicklung der Ostmediterraneis verdeutlichen in klarer Art und Weise die eingangs des Kapitels diskutierte Frage der Problematik einer überregional gültigen Darstellung für den relativen Meeresspiegelanstieg in einer tektonisch so aktiven Zone wie dem östlichen Mittelmeerraum.

## 6.2 Historische Darstellungen zur Entwicklung der Deltaebene

Der gesamte Mittelmeerraum repräsentiert eine sehr alte Kulturlandschaft, die bereits in sehr früher Zeit durch den Menschen beeinflusst wurde (vgl. Kap. 3.7). Aufgrund der kulturellen Entwicklung verfügen wir seit der Antike über teilweise sehr detaillierte schriftliche Quellen über nahezu alle Bereiche der damaligen Lebenswelt. Auch geographische Informationen finden sich im antiken Schrifttum. Sehr häufig beschäftigen sich die Aufzeichnungen mit kriegerischen Auseinandersetzungen, zum Beispiel *Der Peloponnesische Krieg* von *Thukydides*, wodurch sie oft relativ genaue geographische Angaben beinhalten. Dadurch erhält man die Möglichkeit, die beschriebene antike Topographie mit der aktuellen zu vergleichen. Dabei wird deutlich, dass sich nicht nur die Landschaft an sich geändert hat, sondern auch die Wahrnehmung derselben. Es stellt sich zum Beispiel die Frage, ob die antiken Historiker, Geographen und Schriftsteller ihre Entfernungsangaben in Luftlinie, entlang von bekannten Strecken wie Flüssen oder Küstenlinien oder gar in Tagesmärschen einer militärischen Einheit angeben. Weitere Schwierigkeiten birgt die Tatsache, dass nicht selten Stilmittel wie Übertreibungen eine Rolle spielen können, ebenso wie der politisch-gesellschaftliche Kontext, in dem die Texte verfasst wurden. Zusammen mit den natürlichen Veränderungen in der Landschaft aber auch Klima oder Hydrologie (z. B. kann sich ein ehemals perennierender Fluss durch klimatische oder hydrologische Veränderungen zu einem Revma mit torrentiellem Abflussregime entwickelt haben) ergeben sich für antike schriftliche Quellen vielfältige Interpretationsmöglichkeiten. Dennoch ist es möglich, bestimmte grundlegende Faktoren festzustellen, die für die Interpretation der im Gelände gewonnenen Daten von großer Bedeutung sind.

Schriftlich Aufzeichnungen jüngeren Alters, wie zum Beispiel aus dem 19. Jahrhundert, sind in Bezug auf geographische Daten meistens deutlich präziser. Im Falle Griechenlands führte der im 19. Jahrhundert einsetzende Philhellenismus (vgl. Kap. 3.8) dazu, dass das



Interesse an diesem Land wieder auflebte und vor allem mit Beginn der Unabhängigkeit eine „Reisewelle“ einsetzte. Da die politischen Verhältnisse noch instabil waren und die „Schutzmächte“ (vor allem Russland und England) untereinander um Einfluss konkurrierten, waren oft militärische Gründe ausschlaggebend für die Erkundung und möglichst genaue Beschreibung strategisch wichtiger Landstriche. Daher stammt zum Beispiel eine der umfassendsten schriftlichen Quellen aus dieser Zeit über das Arbeitsgebiet auch aus der Feder des britischen Militärgeographen Lt. Colonel W.M. Leake. Das bedeutet allerdings auch, dass die geographischen Angaben oft in strategisch-taktischem Zusammenhang stehen.

Aus der Zusammenschau der verschiedenen Quellen lassen sich aber in jedem Fall bestimmte Entwicklungstendenzen ableiten, die in Verbindung mit den Geländedaten ein kohärentes Bild ergeben.

### 6.2.1 Althistorische Quellen

Gemessen an anderen Regionen des antiken Griechenlands ist Akarnanien in Bezug auf die althistorische Geschichtsschreibung relativ wenig Aufmerksamkeit zuteil geworden. Im Gegensatz zu Athen, Sparta, Korinth oder Theben spielten Akarnanien und Aitolien nur eine Nebenrolle in der griechischen Geschichte, was sich auch darin ausdrückt, dass den Regionen eine „echte“ griechische Lebensweise, organisiert in Städten (Poleis), bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts quasi abgesprochen wurde. Ernst Kirsten trug mit dem von ihm gezeichneten Bild des „Barbarenlandes“ (KIRSTEN & KRAIKER 1962: 715, vgl. KIRSTEN 1940: 298 ff., vgl. auch SCHILLBACH 1872: 114 f.) verstärkt dazu bei. Erst in jüngerer Zeit wird der Region größere Aufmerksamkeit zu Teil (zum Beispiel: FREITAG 1994, LANG 1994, GEHRKE 1994-1995 und BERKTOLD et al. 1996) und es wird deutlich, dass auch in Akarnanien bereits im 5. Jh. v. Chr. durchaus „griechische“ Verhältnisse geherrscht haben (vgl. Kap. 3.8). GEHRKE (1994-1995: 41) weist darauf hin, dass Kirstens Sichtweise auf die Aussagen von antiken Historikern (zum Beispiel *Thukydides*, *Euripides*) zurückt, die die Akarnanen und Aitoler als waffentragendes Volk von Barbaren charakterisieren. *Thukydides* (I, 5, 3): „[...] auch das Waffentragen hat sich dort auf dem Festland gehalten wegen der alten Räuberei“. Diese Beschreibung macht Thukydides zu Beginn seines Werkes, wo er versucht die Kulturstufen des frühen Griechenlands zu rekonstruieren, mit dem Ziel, zu zeigen, dass der von ihm beschriebene Peloponnesische Krieg der bedeutendste in der Geschichte war (GEHRKE 1994-1995: 41). Das sich eine solche Sicht des antiken Akarnanien und Aitolien bis zur Mitte des letzten Jahrhunderts durchsetzen konnte, erscheint verwunderlich, da bereits OBERHUMMER (1887: 210ff.) feststellt, dass die Ansicht, die Akarnanen hätten im 4. Jh. v. Chr. noch in Dörfern gelebt, nur falsch sein kann, da zum Beispiel Oiniadai bereits im frühen 5. Jh. über sehr starke Mauern verfügt haben muss, weil es laut *Pausanias* von den Messeniern auch nach achtmonatiger Belagerung nicht eingenommen werden konnte (OBERHUMMER 1887: 211). Zehn

selbstständige Städte werden von OBERHUMMER (1887: 209 Anm. 2)<sup>28</sup> für Akarnanien genannt, von denen nach heutigen Erkenntnissen die meisten bereits im 5. Jh. v. Chr. stark befestigt gewesen sind.

Die älteste Textstelle über das Deltagebiet des Acheloos stammt von *Herodot* (ca. 484 bis 425 v. Chr.) und sie beschreibt gleich mehrere Gebiete in denen in jüngeren Jahren geomorphologisch-sedimentologische Deltaforschungen mit geoarchäologischem Schwerpunkt durchgeführt wurden. In einer Beschreibung des Nils (*Herodot II,10*) heißt es: „Denn die Ebene [...] ist, wie mir scheint, einst ein Meerbusen gewesen ähnlich wie etwa das Gebiet um Ilion, um Teuthrania, Ephesos und die Ebene des Maiandros, soweit man diese kleinen Flächen mit großen überhaupt vergleichen kann. Denn von den Flüssen, die diese Länder angeschwemmt haben, ist keiner an Größe auch nur mit einer einzigen Nilmündung, von denen es fünf gibt, zu vergleichen. Sicherlich haben auch anderswo Flüsse, allerdings keiner von der Größe des Nil, gewaltige Leistungen vollbracht. Ich kann ihre Namen nennen, unter anderen vor allem den Acheloos, der durch Akarnanien fließt und an seiner Mündung eine Verbindung des Festlands mit bereits der Hälfte der Echinaden-Inseln hergestellt hat“. *Herodot* fasst in wenigen Worten die Sedimentationstätigkeit der größten ostmediterranen Flüsse zusammen<sup>29</sup>. Dass er dabei das Acheloos-Gebiet besonders hervorhebt, ist meines Erachtens auf die Tatsache zurückzuführen, dass gerade durch das „Einfangen“ der Echinaden-Inseln die Sedimentationstätigkeit sehr augenscheinlich wird. Die Angabe, dass bereits die Hälfte der Echinaden-Inseln durch Sedimente an die Deltaebene angebunden wurden, ist für die Interpretation problematisch. Man kann daraus weder die genaue Zahl der Inseln, die bereits landfest sind, ableiten, da nicht eindeutig ist, welche Inseln *Herodot* zu den Echinaden rechnet, noch ist klar, was mit der Formulierung „Verbindung...hergestellt hat“ gemeint ist. Darüber hinaus ist es sehr unwahrscheinlich, dass *Herodot* die Verhältnisse in Akarnanien aus eigener Anschauung kannte. Vielmehr ist davon auszugehen, dass es sich um Informationen aus zweiter Hand handelt, was die Interpretation erschwert. Festzuhalten bleibt, dass der Verlandungsprozess als solcher bereits im frühen 5. Jh. v. Chr. bekannt ist und schon relativ weit fortgeschritten zu sein scheint.

In seinem umfassenden Aufsatz „Oiniadai als Hafenstadt“ hat FREITAG (1994) die wichtigsten Quellen, die Hinweise zur Topographie rund um Oiniadai enthalten, zusammengestellt und in Bezug auf ihre Aussagen zur antiken Topographie untersucht. Die folgende Darstellung fußt deshalb, wo nicht anders angegeben, auf FREITAG (1994).

---

<sup>28</sup> Alyzia, Astakos, Limnaia, Medion, Metropolis, Oiniadai, Palairos, Phoitia, Stratos und Thyreion. Hinzu kommt als für das Arbeitsgebiet wichtige aitolische Stadt noch (Neu-)Pleuron mit seiner bisher nicht eindeutig lokalisierten Vorgängersiedlung Alt-Pleuron.

<sup>29</sup> Man könnte *Herodot* als einen Ideengeber der geomorphologischen Forschung der letzten 20 Jahre am Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg bezeichnen. Siehe dazu: WUNDERLICH 1989, WUNDERLICH & ANDRES 1991 (Nil), BRÜCKNER 1997b, 2005 (Ephesos, kleiner Mäander), BRÜCKNER et al. 2002, 2003, MÜLLENHOFF 2005 (Milet, Maiandros, großer Mäander), VÖTT et al. 2003a, 2003b, 2003c, 2004a, 2004b, 2004c, VÖTT & BRÜCKNER 2006a, 2006b, SCHRIEVER et al. 2007, VÖTT 2007a, 2007 b, VÖTT et al. 2007 b, 2007c, diese Arbeit (Acheloos).

Die aussagekräftigsten Passagen finden sich in *Thukydides'* „Der peloponnesische Krieg“. Im Rahmen seiner Beschreibungen der umfangreichen militärischen Operationen arbeitet der Autor (ca. 460 bis 399/396 v. Chr.) immer wieder recht detaillierte Schilderungen der Landschaft ein, insbesondere, wenn sie mit den kriegerischen Handlungen in Zusammenhang stehen. So beschreibt er in der Stelle, die sich am ausführlichsten mit der Acheloos-Deltaebene beschäftigt, die topographischen Verhältnisse rund um Oiniadai relativ genau: *Thukydides III102, 2-3 [...] Denn Oiniadai anzugreifen, [...] schien ihnen im Winter nicht möglich. Der Acheloos nämlich, der aus dem Pindos [...] und durch die akarnanische Ebene fließt, oben an Stratos vorbei, und ins Meer sich ergießt bei Oiniadai, wo er die Poleis mit Wasser umgibt, macht mir seinen vielen Wassern die Stadt im Winter für ein Heer unzugänglich. Auch von den Echinaden liegen die meisten Oiniadai gegenüber dicht bei der Mündung des Acheloos, so dass der mächtige Strom immer anschüttet; manche der Inseln sind schon verlandet, und es steht zu erwarten, dass es in nicht zu ferner Zeit ihnen allen so geht; denn die Strömung ist breit und stark und voller Strudel und die Inseln dicht beieinander und wirken miteinander wie Staudämme für den Schutt, da sie regellos und nicht in Reihen liegen und nirgends das Wasser geraden Durchfluss ins Meer findet.“*

*Thukydides* gelingt hier zum einen eine genaue Beschreibung der speziellen Sedimentationsvorgänge im Inselarchipel der Echinaden. Die versetzt liegenden Inseln haben starken Einfluss auf die Sedimentation und Deltaentwicklung gehabt. Die Inseln wirken modifizierend auf die Wellenverhältnisse und Meeresströmungen ein und verändern damit die Sedimentationsdynamik. Sobald Flusssedimente durch Meeresströmungen in den Uferbereich einer Insel gelangen, können sich Tombolos, Nehrungen und Strandwälle bilden, die ihrerseits Auswirkungen auf die weitere Deltaentwicklung haben können.

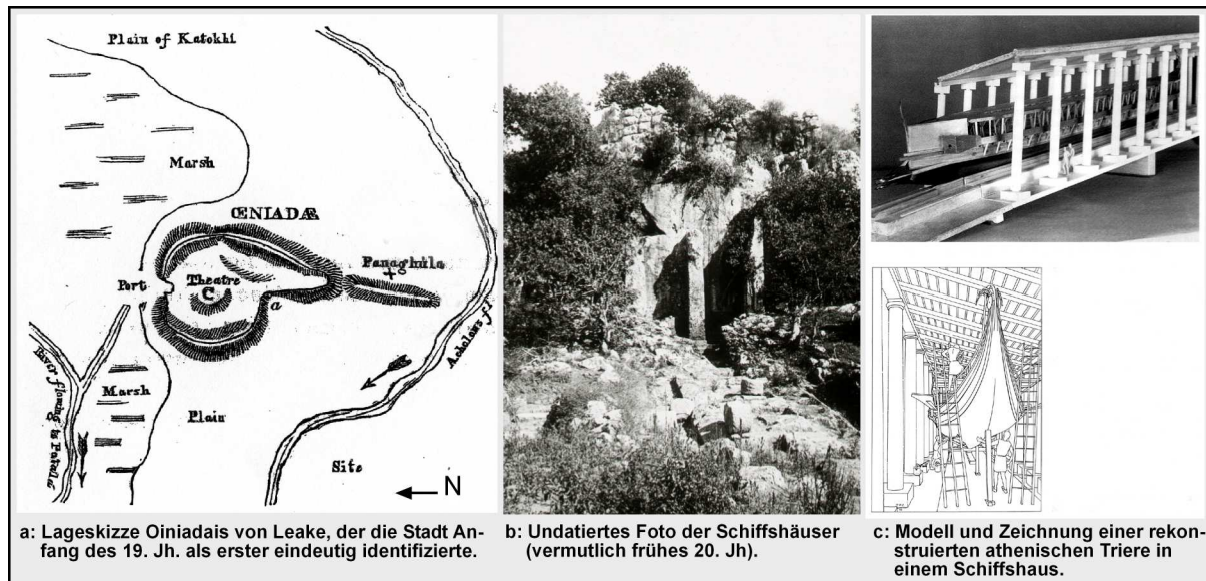
Ebenso wichtig sind die Bemerkungen von *Thukydides* über den Acheloos und seine Mündung bezüglich ihrer Lage zur Stadt Oiniadai. Die Aussage, dass sich der Acheloos bei Oiniadai ins Meer ergießt, ergibt für sich betrachtet noch keinen genauen Anhaltspunkt wo die Mündung in Bezug auf die Insel Triardo lag. FREITAG (1994: 230) schließt aus einer Aufzählung der akarnanischen Städte des griechisch-römischen Geographen *Strabon* (X, 2, 21), dass der Acheloos südlich von Oiniadai vorbei geflossen sein muss, da sich die Aufzählung von Norden nach Süden orientiert und der Acheloos nach Oiniadai genannt wird. Die Formulierung „...wo er die Poleis mit Wasser umgibt,...“ ist zweideutig. Es wird in anderen Ausgaben auch mit „... wo er die Umgebung versumpft,...“ übersetzt (nach LANDMANN (2002), vgl. Kap. 5.8). Dadurch erhält die Aussage eine allgemeinere Bedeutung, da nicht mehr die Stadt, sondern die Umgebung im Mittelpunkt steht und damit die direkte räumliche Nähe zwischen Mündung und Stadt nicht mehr so deutlich hervor tritt. Mit „umgeben“ könnte allerdings auch ein Umfließen der Stadt von zwei Mündungsarmen gemeint sein. Der zu Beginn der Textstelle stehende Hinweis darauf, dass die Überflutungen im Winter vorkommen, legt nahe, dass die Verhältnisse im Sommer anders waren und ein militärisches Vorhaben über Land denkbar gewesen sein muss.

In weiteren Textstellen berichtet *Thukydides* von verschiedenen militärischen Angriffen auf Oiniadai, die meistens sowohl vom Land als auch vom Wasser her geführt wurden (*Thukydides I, 111, 2-4; III, 7, 4*). Dabei wurde der Acheloos als Schiffszufahrt genutzt, was seine Nähe und Verbindung zur Stadt betont. Gleichzeitig ist von Belagerungen vom Land aus die Rede, was deutlich macht, dass Oiniadai nicht auf einer Insel gelegen haben kann (*Thukydides III, 7, 4*).

Eine weitere sehr detailreiche Schilderung der topographischen Verhältnisse gibt *Polybios*, ein griechischer Historiker (ca. 201 bis 120 v. Chr.), der in seinem Werk „Historien“ vor allem den Aufstieg Roms in Griechenland dokumentiert. In diesem Rahmen berichtet er auch über die Feldzüge des Makedonenkönigs Philipp V., der mit den Karthagern unter Hannibal verbündet war und somit ein Feind Roms war. Die Makedonen waren ihrerseits mit den Akarnanen verbündet, was dazu führte, dass König Philipp im Jahr 219. v. Chr. einen Feldzug gegen die in Akarnanien eingefallenen Aitoler unternahm, in dessen Verlauf er auch Oiniadai einnahm (vgl. Kap. 3.8). Über das weitere Vorgehen Philipps schreibt *Polybios* (*IV 65, 2-9*): „Als Philipp sah, wie günstig der Ort (Oiniadai) lag, vor allem für die Überfahrt zur Peloponnes, beschloß er die Stadt zu befestigen. Oiniadai liegt nämlich am Meer am äußersten Ende von Akarnanien hin zu Aitolien, am Eingang des Korinthischen Golfes gegenüber dem Küstenstreifen von Dyme in der Peloponnes, nicht weit, kaum 100 Stadien von dem gegenüberliegenden Vorgebirge Araxos entfernt. In Rücksicht hierauf befestigte er die Burg, zunächst für sich, ebenso durch einen eigenen Mauerring den Hafen und die Werften, um schließlich beide Anlagen miteinander zu verbinden, wozu er sich des Baumaterials aus Paianion bediente.“ Diese Textstelle ist unter verschiedenen Gesichtspunkten von Bedeutung. Zunächst wird die besondere strategische Bedeutung Oiniadais hervorgehoben. Durch die Lage am Eingang zum Golf von Korinth konnte man eine der meist befahrenen Wasserstraßen der Region kontrollieren und die Lage im Gebiet der Flussmündung ließ einen Landangriff nicht ohne weiteres zu. *Polybios* erwähnt als einziger antiker Autor die Werften (= Schiffshäuser) Oiniadais, die von Philipp ausdrücklich in die Befestigung mit eingebunden wurden womit ihre Bedeutung deutlich wird (Abb. 25). Nach der Befestigung durch Philipp V. erlebte Oiniadai seine Blütezeit, auch wenn vieles darauf hindeutet, dass Oiniadai bereits zu Zeiten des Peloponnesischen Kriegs eine bedeutsame Phase hatte<sup>30</sup>. Eine weitere wichtige Information bezieht sich auf die Lage Oiniadais zum Acheloos. Dass Philipp V. Baumaterial der von ihm zerstörten Stadt Paianion flussabwärts nach Oiniadai transportieren lässt, weist eindeutig darauf hin, dass sich der Fluss sehr nah an der Stadt befunden haben muss, denn es macht keinen Sinn Baumaterial zunächst über den Fluss zu transportieren, um es dann anschließend mit anderen Mitteln sehr weit zu transportieren.

---

<sup>30</sup> In dieser Phase hat zum Beispiel Hippokrates von Kos für eine kurze Zeit in Oiniadai praktiziert. (F. Lang, pers Mitteilung, August 2004)



**Abb. 25: Lageskizze Oiniadais von Leake, die Schiffshäuser vor der Ausgrabung und ein Modell einer Triere in einem Schiffshaus**

(Quellen: a: LEAKE (1835: 562), verändert; b: undatiertes Foto aus der Diathek des Winkelmann-Instituts der Humboldt Universität zu Berlin, zur Verfügung gestellt von Prof. Dr. F. Lang; c: MORRISON & COATES (1990: 152), verändert

Der zur Zeit des römischen Kaisers Augustus lebende Geograph *Strabon* (ca. 63 v. Chr. bis 23 n. Chr.) schildert in seiner Erdbeschreibung auch die Topographie Akarnaniens. Nach der oben bereits erwähnten Aufzählung der akarnanischen Städte berichtet er auch von vier Seen verschiedener Größe. *Strabon X, 2, 22* „[...] Die ganze Küste zwischen diesen Orten hat gute Landungsplätze. Dann folgt Oiniadai und der Acheloos; dann der See der Oiniaden, Melite genannt, dreissig Stadien lang, zwanzig breit; ein anderer, Kynia, hat die doppelte Länge und Breite; ein dritter aber, Uria, ist viel kleiner als beide. Der Kynia fließt ins Meer ab, die anderen liegen ungefähr ein halbes Stadion landeinwärts. [...] Uebrigens liegt auch bei Kalydon ein grosser und fischreicher See, [...]“ Wenn man wie FREITAG davon ausgeht, dass Strabon sich bei seiner Aufzählung strikt an die Orientierung von Norden nach Süden entlang der Küste Akarnaniens bewegt, müssten die erwähnten Seen alle südlich des Acheloos liegen. Das ist bei einer Größe von ca. 19 km<sup>2</sup> für den See Melite<sup>31</sup> und dementsprechend ca. 76 km<sup>2</sup> für den Kynia mit der heutigen Topographie nicht zu vereinbaren, was die Autoren des 19. und 20. Jahrhunderts oft noch versucht haben. OBERHUMMER (1887: 20) setzt ausgehend von englischen und französischen Seekarten den Kynia-See mit dem westlichen Teil der Lagune von Mesolongi gleich und kommt für den Uria-See zur Lösung, in ihm nicht die Lagune von Etoliko, sondern den östliche Teil der Lagune von Mesolongi inklusive der heutigen Klisova-Lagune (im 19. Jh. auch Bochori-Lagune genannt) zu sehen. Den See Melite verlagert er in den Bereich nordwestlich von Oiniadai und geht somit eindeutig davon aus, dass *Strabons* Aufzählung nicht zwingend Nord-Süd orientiert ist. Zum vierten See, ist bei Oberhummer keine Information zu finden. PHILIPPSON (1958: 351) bringt die Problematik

<sup>31</sup> Berechnet mit einer Stadionlänge 178 m (entspricht dem Athenischen Stadion als ungefährem Mittelwert der Stadionangaben von Delphi, Athen und Olympia) (KROLL 1978).

prägnant zum Ausdruck: „Die vier Seen, die *Strabon* in dieser Gegend mit Namen unterschieden hat, identifizieren zu wollen, ist daher ein vergebliches Bemühen.“ (vgl. nächstes Kap.)

An einer anderen Stelle erwähnt *Strabon*, dass Oiniadai 70 Stadien (12,46 km) stromaufwärts der Mündung am Acheloos liegt (*Strabon* X, 2, 2). Daraus wurde und wird häufig gefolgert, dass sich seit *Strabons* Zeit das Delta nicht weiter vorgebaut hat, da die Entfernung auch heute noch in etwa zutrifft. Diese Annahme ist allerdings nur haltbar, wenn *Strabon* die Entfernungsangaben in Luftlinie angegeben hat, was aber wohl nicht der Fall war. Das bedeutet, dass je nach Ausbildung des Flusslaufs (Mäandergröße und -zahl), die Mündung näher an Oiniadai gelegen hat als heute. Folgt man dem heutigen Flussverlauf von der Mündung bis zur Stadt, ergibt sich eine Distanz von etwa ca. 19 km. Wenn sich *Strabons* Angabe auf die Distanz entlang des Flusses bezieht, was wahrscheinlich ist, hat sich die Deltaebene seitdem noch erheblich vergrößert. Einschränkend muss zu *Strabons* Entfernungsangaben allerdings noch gesagt werden, dass er in derselben Textstelle die Distanz zu der flussaufwärts gelegenen Stadt Stratos ebenfalls etwa 70 Stadien angibt, was aber auch mit wohlwollender Messweise nicht mit der Realität in Einklang zu bringen ist. Es ist daher unangebracht, die Angaben *Strabons* zu Entfernungen ohne Kritik zu übernehmen. Das bedeutet für das Acheloos-Delta, dass die Frage nach der weiteren Verlandung seit der Zeitenwende sehr wohl als ungeklärt zu bezeichnen ist.

Im Falle *Strabons* gilt als sicher, dass er niemals persönlich in Akarnanien war, sondern seine Informationen aus zweiter oder dritter Hand bekommen hat. Teilweise hat er auch Teile aus Werken älterer Autoren (zum Beispiel *Polybios*) übernommen. Diese Zusammenstellung verschiedener Angaben ist als Grundlage für eine Interpretation relativ schlecht geeignet. Auch dies bringt PHILIPPSON (1958: 353) zum Ausdruck, wenn er sagt, dass *Strabon* zum Beispiel bei der Beschreibung der Städte Aitoliens durch die Vermengung verschiedener Quellen eine „große Verwirrung“ angerichtet habe<sup>32</sup>. *Strabon* hat zum Beispiel die Entfernungsangabe 100 Stadien von Kap Araxos bis Oiniadai von *Polybios* übernommen, verwendet sie allerdings zur Verortung von Dulichion, welches Homer in seinem Schiffskatalog erwähnt und wo es zusammen mit den Echinaden das Reich der Epeier bildet und mit 40 Schiffen eine beträchtliche Anzahl für den Zug gegen Troia zu Verfügung stellt. OBERHUMMER (1887: 22) geht daher davon aus, dass Homer mit Dulichion „die fruchtbare Acheloosebene, also das südliche Akarnanien und südwestliche Aetolien im Auge gehabt zu haben“ (scheint). Die Frage ob Dulichion mit dem südlichen Akarnanien gleichzusetzen ist muss unbeantwortet bleiben. Homer spricht von Dulichion stets von einer Insel, die allerdings in der von ihm beschriebenen Üppigkeit an der genannten Stelle nicht existiert. Die von *Strabon* angegebene Distanz zwischen Kap Araxos und Dulichion von 100 Stadien entspricht 17,8 km. Dabei muss

---

<sup>32</sup> Philippson zitiert hier eigentlich WOODHOUSE, der seinerseits von „chaos“ spricht (WOODHOUSE 1897: 143)

es sich um Luftlinie<sup>33</sup> (bzw. Schiffskilometer) handeln und man erreicht von Kap Araxos aus nur den Südrand der heutigen Deltaebene. Wenn man mit olympischen Stadien (191 m) rechnet, ergeben sich 19,1 km und man erreicht in etwa die kleine ehemalige Insel Taxiarchis, die als homerisches Dulichion nicht in Frage kommt.

Der römische Geograph *Pausanias* (ca. 115 bis 180 n. Chr.) betrachtet die Situation im Acheloos-Delta aus einem sehr „geographischen“ Blickwinkel. Er gibt eine Begründung dafür, warum der Acheloos keine weiteren Inseln mehr „landfest“ gemacht hat. *Pausanias* (VIII 24, 9-11): [...] *Daß die Echinaden immer noch nicht zum Festland geworden sind, liegt an den Aitolern, die aus ihrer Heimat vertrieben wurden und somit alle ihre Ländereien nicht mehr kultivierten. Demnach, seit Aitolien brach liegt, bringt der Acheloos nicht mehr so viel Material an die Echinaden wie er es andernfalls machen würde.*“ Mit dieser Textstelle beschreibt *Pausanias* das Wirkungsgefüge zwischen aufgegebenener ackerbaulicher Nutzung, Erosions- und damit direkt verbundener Akkumulationsleistung, wie man es heute noch oft in der einschlägigen Literatur zum anthropogenen Einfluss findet (vgl. Kap.3.7). Es ist davon auszugehen, dass *Pausanias* den Effekt der Erosion durch Kultivierung von Land aus eigener Anschauung kannte. Ob er allerdings wusste, dass im Falle von terrassierten Flächen auch das Brachfallen zu vermehrter Erosion führen kann, ist fraglich. Es ist auch nichts darüber bekannt, ob im Einzugsgebiet des Acheloos Terrassierung eine bedeutende Rolle gespielt hat. Auch war *Pausanias* sicherlich nicht vor Ort, was nicht zuletzt daraus abzuleiten ist, dass das Gebiet der Aitoler in Punkto Sedimentanlieferung durch den Acheloos keine Rolle spielt, da das Einzugsgebiet komplett im Gebiet von Epirus und Akarnanien liegt. Dennoch ist die Textstelle bemerkenswert, zeigt sie doch sehr anschaulich, dass sich *Pausanias* mit geographischen Fragestellungen auseinandergesetzt hat, die weit über die reine topographische Beschreibung hinaus gehen. Wie groß der Anteil zurückgehender Sedimentfracht an der Stagnation des Verlandungsprozesses ist, ist schwer einzuschätzen, da der Meeresbereich den der Acheloos zu *Pausanias* Zeit erreicht hatte bereits sehr tief ist (vgl. OBERHUMMER 1887: 16), und vor allem dieser Faktor die weitere Einbindung freier Inseln in die Ebene stark verlangsamt. LANG (1905: 30) zitiert in diesem Zusammenhang ein anderes Werk von OBERHUMMER (1882: 36), in dem dieser feststellt, dass der Arbeit des Flusses auch die langsame Senkung der gesamten Küste entgegen wirkt (siehe unten).

Aus der Zusammenschau der antiken Quellen lassen sich folgende Aussagen, die als gesichert angenommen werden können, ableiten:

(i) der Verlandungsprozess hat schon in der Antike einige Inseln des Archipels der Echinaden in die Deltaebene integriert (*Herodot, Thukydides, Strabon*). Wie viele es genau sind, ist nicht eindeutig zu bestimmen,

---

<sup>33</sup> Die Frage, ob die antiken Schriftsteller Entfernungangaben in Luftlinie gemacht haben oder nicht ist meines Erachtens nicht zufriedenstellend geklärt.

- (ii) der Acheloos muss in direkter räumlicher Beziehung zur Stadt gestanden haben, da er als Zufahrtsweg genutzt wurde und er die „Umgebung“ im Winter überschwemmt hat (*Thukydides, Polybios, Strabon*),
- (iii) Oiniadai kann nicht auf einer freien Insel gelegen haben, da ein Angriff mit einem Landheer zumindest im Sommer denkbar war (*Thukydides*),
- (iv) Oiniadai hatte eine enorme strategische Bedeutung, die eine umfassende Verstärkung der Wehranlage der Stadt rechtfertigte (*Polybios*).

Weitere Aussagen erhalten durch den Vergleich und die Interpretation der Quellen eine große Wahrscheinlichkeit:

- (v) die Verlandung ist auch seit der Zeit Strabons noch in stärkerem Maße fortgeschritten,
- (vi) ein Zugang zur Stadt war sowohl über den Fluss als auch über das Meer möglich.

Durch die Kombination der Ergebnisse der geologisch-geomorphologischen Untersuchungen mit den Informationen aus den antiken Quellen lässt sich ein Bild der Deltaentwicklung ableiten, dass in sich schlüssig ist und viele offene Fragen beantwortet.

### 6.2.2 Quellen des 19. und 20. Jahrhunderts

Neben den spärlich vorhandenen modernen Aufsätzen zu Veränderungen der Acheloos-Deltaebene sind die Arbeiten aus dem 19. und frühen 20. Jh. die wichtigsten Informationsquellen zur topographischen Entwicklung. Neben dem bereits erwähnten LEAKE (1835) sind an dieser Stelle vor allem die Werke von POUQUEVILLE (1826), HEUZEY (1860), BURSIAAN (1862), LOLLING (1876/77), OBERHUMMER (1887) und WOODHOUSE (1897) zu nennen. Wichtige Beiträge aus dem frühen bis Mitte 20. Jh. stammen von LANG (1905), NOACK (1916), KLAFFENBACH (1935), KIRSTEN (1937, 1940, 1958) und PHILIPPSON (1958). Die zum Teil sehr detaillierten Beschreibungen der Landschaften sind hervorragend dazu geeignet ein Bild der Deltaebene zu vermitteln, wie sie aussah, bevor massive anthropogene Eingriffe die Situation entscheidend überprägten. Als gute Ergänzung eignet sich eine Karte des Golfs von Patras und seiner Umgebung, die von WHARTON (1892) für die Britische Admiralität herausgegeben wurde (vgl. Abb. 26).

Da in den folgenden Kapiteln im Zuge der Interpretation der Geländebefunde immer wieder auf die genannten Autoren verwiesen werden wird, soll hier lediglich ein kurzer Überblick über einige der wichtigsten Informationen gegeben werden.

Generell kann festgehalten werden, dass weite Teile der Deltaebene im 19. Jh. nicht ackerbaulich genutzt waren und daher relativ naturnahe Bedingungen vorgeherrscht haben. Dies wird vor allem am Beispiel des Gebiets nordwestlich von Trikardo deutlich, das heute eine meliorierte und im Westen zum ionischen Meer mit einem Deich abschließende intensiv



landwirtschaftlich genutzte Fläche ist, im 19. Jh. aber noch ein ausgedehnter und von Gerinnen durchzogener, küstennaher Sumpf(-see) war (BURSIAN 1862: 121, LOLLING 1876/77: 282, KIRSTEN 1937: 2204). LEAKE (1835: 557, vgl. auch SCHILLBACH 1872: 112) bezeichnet das Gebiet in Norden der ehemaligen Insel als „marshy lake, called the lake of Lesíni, or Katokhí“. Die genauere Beschreibung dieses marschähnlichen Sees durch Leake ist für die Interpretation der Geländebefunde in diesem Bereich von sehr großem Wert. Er berichtet, dass die gesamte Fläche so dicht mit Schilf bestanden war, dass man bis auf den Bereich direkt am Fuße Trikardos kein Wasser erkennen konnte. Von dort befindlichen „great pools“<sup>34</sup> gingen verschiedenen Gerinne ab, die sich mit anderen, aus Norden kommenden, zu einem großen Fluss vereinigten, der in der Nähe der Insel Petalas ins Meer mündete (vgl. BURSIAN 1862: 122, SCHILLBACH 1872: 112). Somit war Oiniadai nach LEAKE (1835: 564) von zwei Flüssen umgeben; im Süden vom Acheloos und im Norden durch einen Fluss, der sich wahrscheinlich aus Karstquellen der umgebenden Kalkhügel gespeist hat. Die Insel selbst war mit lichtigem Eichenwald bestanden („Velani Oaks“ = *Quercus macrolepis* = *Q. aegilops*, vgl. Kap. 3.6, Abb. 12) und die Marschen wurden als Flächen für Weidewirtschaft genutzt. LEAKE (1835: 554) schätzt die Zahl der potenziell zu versorgenden Tiere auf 5000 und gibt den Hinweis, dass sich diese vor allem von jungen Schilffpflanzen (*Fragmites* sp. und *Juncus* sp.) ernähren<sup>35</sup>.

Die Übereinstimmungen in den Berichten der Autoren sind zu deutlich, um sie zu ignorieren oder von der Hand zu weisen. Die von LEAKE als Marsch bzw. marschähnlicher See und von den anderen oft als Sumpf angesprochene Fläche repräsentiert eine verlandete ehemalige Meersbucht, die noch im 19. Jh. von kleineren Flüssen oder Kanälen durchzogen war über die die Anwohner mit Booten (sogenannten *Monoxylo* wörtl. Einbaum, LEAKE (1835: 558), BURSIAN (1862: 122) nennt sie Barken) auch das Meer bei Petalas erreichen konnten. LEAKE (1835: 564) betont, dass sicherlich im Bereich der antiken Stadt Bereiche trockengelegt worden sind, um sie zu kultivieren und nicht zuletzt, um sich vor Malaria zu schützen. Aber er hält es für unmöglich, dass der gesamte Bereich in alter Zeit melioriert wurde, dafür sei die Marsch um Oiniadai zu groß und zu tief. Dass der Bereich verschieden tiefe Zonen gehabt haben muss, deckt sich mit den Geländebefunden (vgl. Kap. 7.3).

In seiner Monographie über Aitolien gibt WOODHOUSE (1897) einen Einblick in die Topographie der auch Paracheloitis genannten, linksseitig des Flusses gelegenen Ostseite der Acheloos-Deltaebene und der südöstlich an sie anschließenden Lagunen. Eine wichtige Information entnimmt er dem Werk von MILLINGEN (1831: 47, zitiert nach WOODHOUSE 1897:151): „[...] and the cluster of small islands, on which stands the town of Anatoliko (Etoliko), owes no doubt its origin to the Acheloos [...] When the inundations are considerable, the river flows again along its former bed. The old bed referred to in these

---

<sup>34</sup> gemeint sind wahrscheinlich die Quellbereiche stark schüttender Karstquellen am Fuß der Insel Trikardo, vor allem östlich der Hafeneinfahrt (vgl. Kap. 3.3)

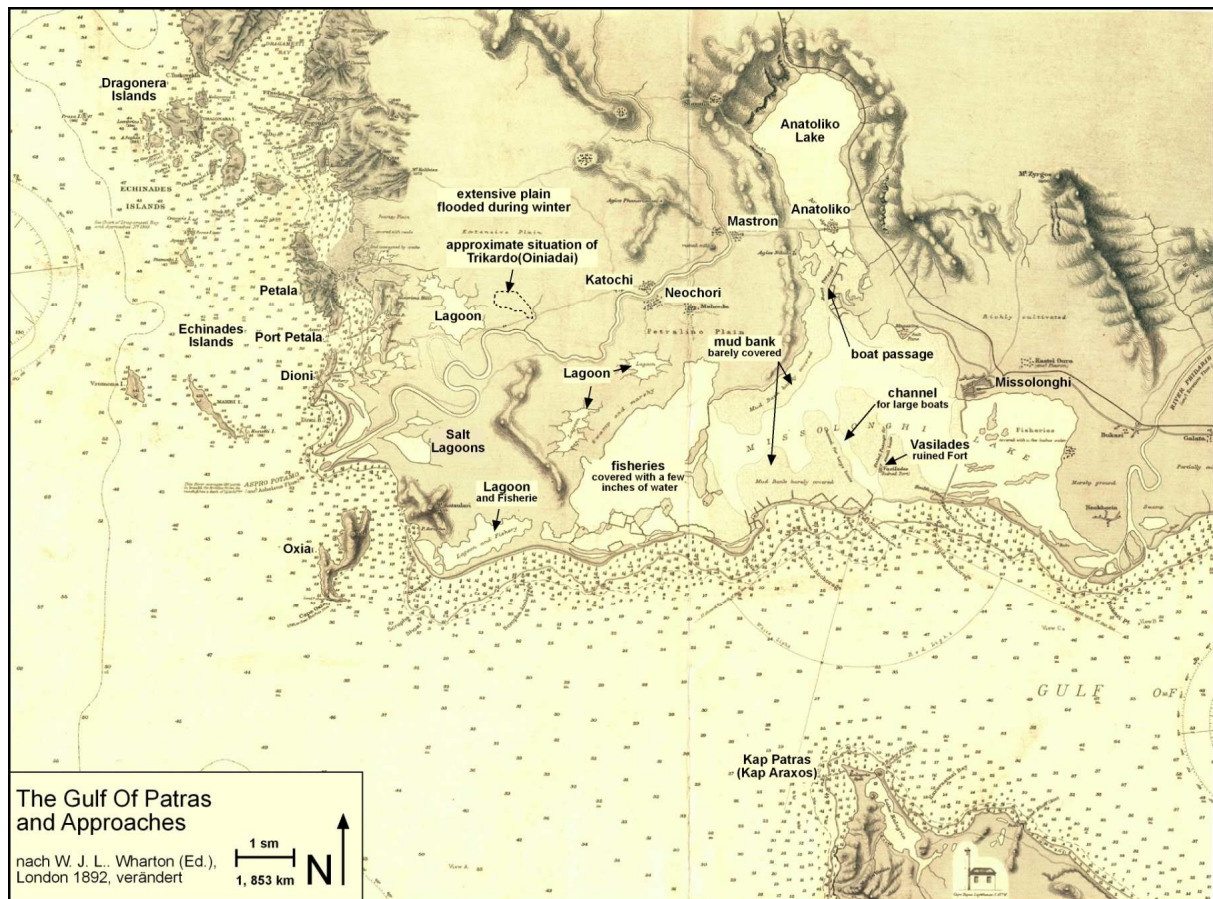
<sup>35</sup> Noch heute sieht man in den Salzwassermarschen, vor allem im südlichen Bereich des Deltas, zahlreiche Viehherden, bestehend aus Rindern und Schweinen, die dort „grasen“.

passages is now marked by the carriage-road from Anatoliko to Neochori [...]”. Diese Beschreibung ist von großer Bedeutung für die Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse in diesem Gebiet. Um in dieses Gebiet zu kommen, muss der Acheloos zumindest mit einem Seitenarm die relativ schmale Lücke zwischen den beiden Höhenzügen Aghios Ilias und Aghios Nikolaos, welche das Gebiet um die Lagune von Etoliko von der westlich anschließenden Acheloosebene trennen, durchqueren. Darüber hinaus ist es ein Hinweis darauf, dass der Acheloos in die heutige Lagune von Mesolongi entwässerte und dort eine Deltaebene gebildet hat, die durch den ansteigenden Meeresspiegel überflutet wurde (vgl. dazu Kap. 7.4 ff.).

Eine ähnliche Aussage findet sich bei DODWELL (1819, zitiert nach VILLAS 1984: 35), der berichtet „A few years ago it [der Acheloos] entered the sea much nearer Mesolongion but it has since retired in his ancient channel“. Zwar bleibt der Zeitrahmen und die genaue Lokalisierung unklar, aber es wird deutlich, dass ein Flusslauf, der in der Nähe von Mesolongi verlaufen ist, noch in der Neuzeit zumindest periodisch/episodisch existent gewesen ist.

WOODHOUSE (1897: 163 ff.) greift auch die umstrittene Frage nach der Lokalisierung der vier von *Strabon* erwähnten Seen auf und legt eine Interpretation vor, die für das Verständnis der Paläogeographie des südlichen und südöstlichen Bereichs der Deltaebene nicht unerheblich ist. Genau wie seine Vorgänger LEAKE (1835: 573), BURSIAAN (1862: 122) und OBERHUMMER (1887: 20) legt sich WOODHOUSE (1897: 166) darauf fest, dass der See Melite nordwestlich Oiniadais zu suchen ist und erklärt die Diskrepanz zur Nord-Süd gerichteten Aufzählung *Strabons* mit der Überlegung, dass Strabon die Seen ungeachtet der Reihenfolge als Gruppe behandeln wollte. Er verschweigt allerdings, dass der vierte See, der Kalydon-See, von Strabon nicht im direkten Zusammenhang mit den anderen drei behandelt wird, sondern nach der Beschreibung weiter südlich gelegener topographischer Einheiten. WOODHOUSE (1897: 165) widerspricht allerdings der Ansicht von LEAKE (1835: 573), der den Kynia-See mit der Lagune von Etoliko, den Kalydon-See mit der Klisova-Lagune (ehem. Bochori-Lagune) gleichsetzt und den Uria-See in der Lagune von Mesolongi sieht, davon ausgehend, dass Strabon sich bei der Größenangabe des letzteren enorm verschätzt hat. WOODHOUSE (1897: 167) selbst kommt zur Erkenntnis, dass es unmöglich ist, die von Strabon genannten Seen in der Topographie des Deltas wieder zu finden. Er weist darauf hin, dass sich die Lagune von Mesolongi eigentlich aus drei kleineren Lagunen zusammen setzt, dabei stützt er sich auf die Seekarte von WHARTON (1892). Im Osten die bereits erwähnte Klisova-Lagune (s.o.), im Westen anschließend die Lagune von Mesolongi, die laut WOODHOUSE eigentlich nur als Ausgang der Lagune von Etoliko zum Meer anzusehen ist und an diese wiederum im Westen anschließend die Propokanisto-Lagune (Abb. 26). Die Letztere wird durch eine Barriere aus Inseln und Nehrungen von der Lagune von Mesolongi getrennt, die von der Südspitze des Aghios Nikolaos Höhenzug (ehem. Katzas-Berge) bis zur ehemaligen Insel Koutsilaris verläuft. In der Seekarte von WHARTON (1892) fehlen die Bezeichnungen der Klisova und der Propokanisto-Lagune, wobei letztere als „Fisheries – covered with a few

inches of water“ bezeichnet ist. Der von WHARTON verzeichnete Verlauf der Barriere ist heute nicht mehr zu erkennen. Heute erscheint die Lagune von Mesolongi als Einheit, wenngleich bereits aus dem Satellitenbild deutlich wird, dass der von WOODHOUSE als Propkanisto-Lagune bezeichnete Bereich im Westen deutlich flacher ist als die zentrale Lagune.



**Abb. 26: Ausschnitt einer Seekarte des Golfs von Patras und seiner Umgebung der englischen Admiralität aus dem Jahr 1892**

(Quelle: WHARTON (1892), verändert)

Das LEAKE (1835) und WOODHOUSE (1897) eine solch unterschiedliche Beschreibung der Küstentopographie liefern, kann verschiedene Gründe haben. Auf der einen Seite kann es sich um Nomenklaturprobleme handeln, da durchaus vorstellbar ist, dass die Konfiguration zur Zeit von LEAKE (1835) genauso ausgesehen hat wie bei WOODHOUSE (1897). Wenn die Propkanisto-Lagune und die Lagune von Mesolongion in irgendeiner Weise in Verbindung standen, dann ist es vorstellbar, dass Leake sie als ein Gewässer angesprochen hat. Auf der anderen Seite ist es möglich und wahrscheinlich, dass sich die Situation durch verschiedene Einflüsse auch recht schnell verändern kann. Dabei spielen langsam fortschreitende Prozesse wie der Meeresspiegelanstieg ebenso eine Rolle wie Extremereignisse wie Stürme oder Überflutungen, die ohne weiteres eine nur wenige Zentimeter bis Dezimeter über den Meeresspiegel hinaus ragende Barriere zerstören bzw. dauerhaft überfluten können.

Aus der heutigen Perspektive ist die Frage jedenfalls nicht zu beantworten. Nimmt man das Corona-Satellitenbild von 1965, ist die Inselreihe, die von der Barriere übrig geblieben ist, noch wesentlich besser zu erkennen als im modernen Satellitenbild. In der Topographischen Karte 1:50.000, Blatt Mesolongion, des HELLENIC MILITARY GEOGRAPHICAL SERVICE von 1975/76, ist der Name Propokanisto noch für ein Teilgebiet nördlich des westlichen Endes der die Lagune von Mesolongi begrenzenden Nehrung eingetragen.

Die bereits erwähnte, für die britische Admiralität herausgegebene Karte von WHARTON (1892, Abb. 26), wurde in den Jahren 1864 – 65 und 1890 aufgenommen und enthält weitere wichtige Hinweise auf die Topographie. Es wird bei der Betrachtung sehr deutlich, dass die Küstenstreifen sehr präzise gezeichnet sind, die Gebiete im Landesinnern zum Teil verzerrt, nur unvollständig oder gar nicht dargestellt werden. Beispiele hierfür sind die Form und Lage der Lagune von Etoliko (Anatoliko), der fehlende östliche Teil der ehemaligen Insel Kounovina oder die nur rudimentär verzeichneten Höhenzüge bzw. deren Fehlen (Lesini, Trikardo, Arakythos). Sehr detailreich ist dagegen die Küstenlinie dargestellt. Dabei fällt besonders der durchgängige Strandwall an der Südseite der Lagune von Mesolongi (Missolonghi Lake) auf. Im Vergleich zum modernen Satellitenbild wird deutlich, dass sich der westlich Abschnitt nahezu überhaupt nicht verändert hat, wohingegen der zentrale Bereich heute völlig überflutet ist. In der Karte ist im zentralen Bereich der Lagune von Mesolongi ein „Channel for large boats“ verzeichnet an dessen östlicher Seite die Ruine eines alten Forts mit dem Namen Vasilades verzeichnet ist, dass auf einer „Mudbank“ nördlich des Strandwalls liegt und offensichtlich zur Sicherung der Laguneneinfahrt diente. Der Name dieses Forts existiert auf den Topographischen Karten (1975/76, s.o.) noch als Name einer kleinen Sandbank, im Landsatbild ist in diesem Bereich oberhalb des Wasserspiegels nichts mehr zu erkennen. Insgesamt erscheint die Lagune von Mesolongi auf der Karte von WHARTON im Vergleich zu Heute als tendenziell kleiner und mit weniger Wasser bedeckt. Die Verbindung zur Lagune von Etoliko besteht nur in einer kleinen „Boat passage“ die von Westen und Osten durch „Mudbanks“ begrenzt wird. Bei dem Kanal für größere Schiffe handelt es sich vermutlich um den ehemaligen Flusslauf eines Acheloosmündungsarms, der den Bereich der heutigen Lagune durchfloss und dort eine Deltaebene aufschüttete, die heute überflutet ist (vgl. 7.4.3).

Im zentralen Teil des Acheloos-Deltas östlich der Insel Petalas (in der Karte Petala) fällt eine Lagune (eigentlich ein Restsee) auf, die in dieser Form heute nicht mehr existent ist. Es ist davon auszugehen, dass diese Lagune in ihrer Form und Ausdehnung nicht den damals vorhandenen Realitäten entspricht, da sie zum Teil dort eingezeichnet ist, wo der östliche Teil der ehemaligen Insel Kounovina sein müsste, von der aber nur die Westflanke abgebildet ist. Dennoch ist zu bemerken, dass die eingezeichnete Lagune deutlich weiter ins Landesinnere reicht als der heute noch vorhandene Rest nördlich von Kounovina, und damit unmittelbar an die ehemalige Insel Trikardo mit der antiken Stadt Oiniadai heranreichte.

In seiner Arbeit über die Geographie der Odyssee beschäftigt sich LANG (1905) ausführlich mit der Frage nach der Verortung Dulichions. Neben Hinweisen auf Übersetzungsfehler oder anderen philologischen Begründungen legt Lang einen Lösungsvorschlag der „Dulichion-Frage“ vor, der die Verlandungsgeschichte des Acheloos-Deltas mit einbezieht. LANG (1905: 28) geht davon aus, dass sich *Homer* in Westgriechenland nur unzureichend auskannte, da er vornehmlich in den östliche Teilen Griechenlands, vor allem in Kleinasien gelebt haben soll. Er leitet zunächst her, warum es sich bei Dulichion nicht um eine der noch nicht eindeutig zugeordneten Inseln handeln kann, sondern nur um das reiche Schwemmland des Acheloos (u.a. die Anzahl der Schiffe aus dem Schiffskatalog der *Ilias*, die Anzahl der Freier und Diener aus der *Odyssee*). Um dies mit der homerischen Beschreibung in Einklang zu bringen rekonstruiert LANG den Deltavorbau zur Zeit Homers in der Art und Weise, dass außer den Inseln Triardo (Oiniadai), Aghios Nikolaos und Lesini noch keine weitere von den Acheloos-Sedimenten landfest gemacht worden war (Abb. 27). Er

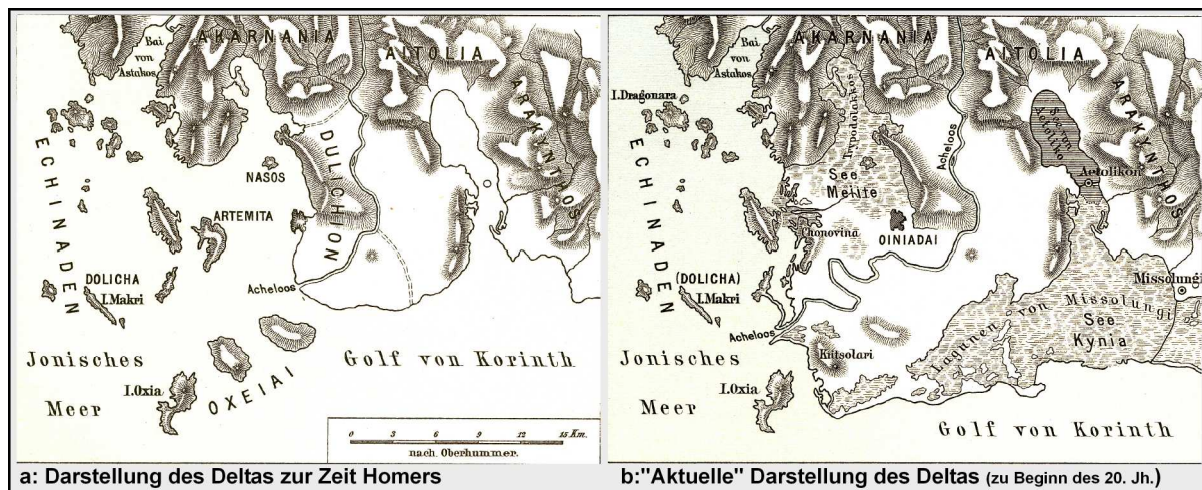


Abb. 27: Darstellung des Deltas zur Zeit Homers und zu Beginn des 20. Jahrhunderts von G. Lang

(Quelle: LANG (1905: 36))

stellt die Theorie auf, dass Lesini aufgrund seiner lang gestreckten Form für Dulichion namensgebend gewesen ist (vom homerischen  $\delta\omicron\lambda\iota\chi\acute{o}\varsigma$  (dolichios) „lang“, LANG 1905: 32). Er nimmt an, dass die Tatsache, dass es sich dabei gar nicht mehr um eine Insel handelt hat, zur Zeit der frühen Teile der Dichtung dem Autor nicht bekannt war. In den jüngeren (und nach LANG (1905) topographisch genaueren) Passagen fände sich dann kein Hinweis mehr auf eine Insellage Dulichions, sondern es handle sich um ein Gebiet nördlich von Elis und der Reichtum an Wiesen und Ackerflächen stünde im Vordergrund.

Damit kommt er zu folgendem Bild (Abb. 27): Das Dulichion *Homers* ist die Acheloos-Deltaebene, die zwar deutlich kleiner als heute, aber dennoch bereits sehr fruchtbar war. Er geht sogar so weit zu vermuten, dass die Regulierung des Flusses in vorgeschichtlicher Zeit gegebenenfalls besser gewesen sei als in geschichtlicher Zeit, wobei er auf die Herakles-Sage

verweist. Den Namen habe es von der langgestreckten ehemaligen Insel (heute Lesini, s.o.)<sup>36</sup>, die aber bereits an die Ebene angeschlossen war, was Homer als „Ostgrieche“ aber nicht wusste. Die Hauptstadt Dulichions könnte, wie später Oiniadai, auf der ebenfalls an die Ebene angeschlossen Insel Triardo gelegen haben oder auf der namensgebenden Insel selbst.

Wie bei allen anderen Versuchen Dulichion zu lokalisieren, fehlen LANG (1905) unumstößliche Beweise, wie beispielsweise Inschriften oder archäologische Funde. Die Art und Weise, wie er den Landschaftswandel in die Interpretation mit einbezieht, kann man aber als wegweisend bezeichnen.

Es wird mehr als deutlich, dass die Veränderungen in der Landschaft, zum Beispiel der Lagunen und der Küstenlinie, für die Interpretation und Darstellung der Paläogeographie der Deltaebene von enormer Wichtigkeit sind. Die Autoren des 19. und frühen 20. Jh. liefern sehr wichtige Informationen, da sie eine noch deutlich naturnähere Situation beobachten konnten als sie heute existiert.

## 7 Ergebnisse und Diskussion der sedimentologischen Untersuchungen

Die vorliegenden Ergebnisse basieren im wesentlichen auf der Analyse und Interpretation von terrestrischen Schlaghammerbohrungen. Das Ziel der Untersuchungen der erhaltenen Bohrkern ist die genaue Bestimmung der vertikalen Verteilung der Sedimente verschiedener Faziesseinheiten, welche jeweils spezifischen Ablagerungsräumen zugeordnet werden können. Durch die Zusammenschau mehrerer Profile können im Sinne der von Johannes Walther 1894 erstmals beschriebenen Gesetzmäßigkeit, dass Sedimente von Faziesbereichen, welche räumlich nebeneinander vorkommen, in Profilschnitten übereinander liegen (MIDDLETON 1973: 979, zitiert in KRAFT & CHRZASTOWSKI 1985: 636 f.), chronologische und räumliche Entwicklungstendenzen erfasst und beschrieben werden. Dies ermöglicht das Erstellen von paläogeographischen Umweltszenarien, die die Entwicklung der Acheloos-Deltaebene in ihrer zeitlichen und räumlichen Dimension zeigen (vgl. Kap 7.6). Der Einsatz vielfältiger Methoden neben den Analysen der Schlaghammerprofile, wie zum Beispiel Geoelektrik, gewährleisten eine große Menge an Referenzdaten, mit denen die Ergebnisse der Bohrungen validiert und abgeglichen werden können. Dadurch steigt Verlässlichkeit der Ergebnisse und damit auch die der Interpretationen.

---

<sup>36</sup> Zur Frage ob es sich bei dem Lesini-Höhenzug um eine ehemalige Insel handelt siehe Kap. 7.2.1 und 7.2.2.

## 7.1 Erläuterung zur allgemeinen Nomenklatur und speziellen Begriffsdefinitionen

Der Ablagerungsraum Delta ist durch viele verschiedene Einflüsse definiert. Der Fluss als Lieferant des Sediments ist durch die Vorraussetzungen in seinem Einzugsgebiet geprägt. Das Meer als Ablagerungsraum und die Küstenlandschaft beinhalten die vertikale (Meerestiefe) und horizontale Komponente (Bucht, offenes Meer, Inselarchipel) des Sedimentationsgeschehens. Die Verteilung des Sediments wird durch Strömungen, Wassertiefe, Gezeiten, Küsten- und Schelftopographie beeinflusst. Das Wechselspiel dieser Faktoren erzeugt immer neue Formationen von Deltagebieten mit verschiedenen Ausprägungen einzelner Charakteristika. Dementsprechend vielfältig und uneinheitlich ist die Terminologie.

Als Hauptkriterium der äußeren Differenzierung von Deltas diente lange Zeit die Form. Die klassische dreieckige Form (nach dem griechischen Buchstaben  $\Delta$ ) wie beim namensgebenden Nil-Delta ist nicht häufiger vertreten als andere Formen, wie etwa das Vogelfußdelta, bei dem sich mehrere Mündungsarme mit dazwischenliegenden Buchten oder Lagunen in einen ruhigen Meeresbereich vorbauen. Im Allgemeinen erfolgt die Einteilung in verschiedene Gruppen daher über die Dominanz der Haupteinflussfaktoren: Fluss, Wellen und Gezeiten (REINECK & SINGH 1980: 321, WRIGHT 1985: 30 ff., FÜCHTBAUER 1988: 893, CARTER & WOODROFFE 1994: 88 ff.). Innerhalb dieser Einteilung sind die Übergänge bis zu einem gewissen Grad fließend.

Die innere Struktur eines Deltas wird klassischerweise in drei Einheiten aufgeteilt, die als topset-, foreset-, und bottomset-beds bezeichnet werden (u.a. REINECK & SINGH 1980: 322). Diese Einteilung wurde immer weiter verfeinert und den verschiedenen Deltatypen angepasst.

Das Acheloos-Delta stellt einen Sonderfall dar. Durch das Einmünden im Bereich des Inselarchipels der Echinaden ergeben sich Effekte, welche die „klassischen“ Strukturen entscheidend beeinflussen. Wie in der Einleitung bereits erwähnt, vergleicht PHILIPPSON (1958: 406-407) das Acheloos-Delta treffenderweise mit einer zunächst ertrunkenen und später durch die Sedimente des Flusses wieder verfüllte Berg- und Tallandschaft. Es ist daher schwierig, das Delta klar einem Typus zuzuordnen. Aufgrund fehlender bzw. sehr geringer Tide kann es sich nicht um ein gezeitendominiertes Delta handeln. Da der Fluss nicht im Bereich einer geraden Küstenlinie ins offene Meer einmündet, bildet sich kein reines flussdominiertes Delta vom Nil-Typus aus. Weil es sich beim Mündungsgebiet aber auch nicht um eine geschützte Meeresbucht handelt, konnte sich kein reines Vogelfuß-Delta ausbilden, wie es MÜLLENHOFF (2005) und BRÜCKNER et al. (2002) für das Menderes-Delta in der Westtürkei und KRAFT et al. (2000: 193, 2003: 164) für das Sperchios-Delta in Ostgriechenland beschreiben. Die Inseln verhindern jedoch auch, dass größere Wellenaktivität das Delta stärker beeinflusst. Daraus ergibt sich für die Entstehung ein komplexes Muster ständig wechselnder Einflüsse, die noch durch übergeordnete Faktoren wie einer starken lokalen Tektonik überlagert werden.

Die Sedimentationsdynamik ist aus den vorgenannten Gründen sehr heterogen. Je nach Lage der Mündung im Archipel ergibt sich eine Vielzahl von unterschiedlichen Ablagerungsräumen, deren klare Einordnung in eine bestimmte Nomenklatur nicht immer möglich ist. Da trotz der Einschränkungen das Vogelfuß-Delta als Typus dem des Acheloos am nächsten kommt, wird in weiten Teilen auf die Terminologie zurückgegriffen. MÜLLENHOFF (2005: 44 f.) bietet eine gute Zusammenfassung, die auf den Arbeiten von REINECK & SINGH (1980: 265 ff., 323 ff.), READING (1986: 117 ff.), FÜCHTBAUER (1988: 896 ff.), CARTER & WOODROFFE (1994: 99 ff.) basiert. Es werden drei übergeordnete Einheiten differenziert: Prodelta, Deltafront und Deltaebene. Letztere repräsentiert die unter subaerischen Bedingungen akkumulierten alluvialen Sedimente wie Hochflutlehm. Hinzu kommen weitere Ablagerungen im Süßwassermilieu wie zum Beispiel die Sande der Flussrinnen oder Tone verlandender Seen. Die Prodelta-Sedimente repräsentieren den distalen, die Deltafront-Sedimente (in der Regel Sande) den proximalen Anteil der submarinen Ablagerungen.

Im Verlauf der Untersuchungen stellte sich heraus, dass in weiten Teilen des Arbeitsgebiets Ablagerungen aus langen Phasen mit sehr ruhiger Sedimentationsdynamik dominieren, die ausweislich ihrer mikrofaunistischen und geochemischen Eigenschaften nicht einem rein marinen Milieu zuzuordnen sind, sondern unter marin-brackischen bis brackisch-lagunären Bedingungen abgelagert wurden. Daraus ergab sich die Frage nach einer Abgrenzung und einer Begriffsdefinition. Der Begriff Lagune beschreibt einen Wasserkörper, der vom offenen Meer abgetrennt ist, aber mit einem mehr oder weniger schmalen Auslass mit ihm in Verbindung steht. Da es keine genauen Definitionen bezüglich der Breite oder der Wassertiefe eines solchen Auslasses gibt, sind die Übergänge zwischen den Begriffen (enge/schmale) Bucht und Lagune fließend. OERTEL (2005: 263) beschreibt den Sachverhalt folgendermaßen: „A range of coastal waterbodies exists from areas totally encompassed by land to areas primarily exposed to the sea. [...] Bodies of water with outlets to the sea are called coastal bays or lagoons depending on their shapes.”

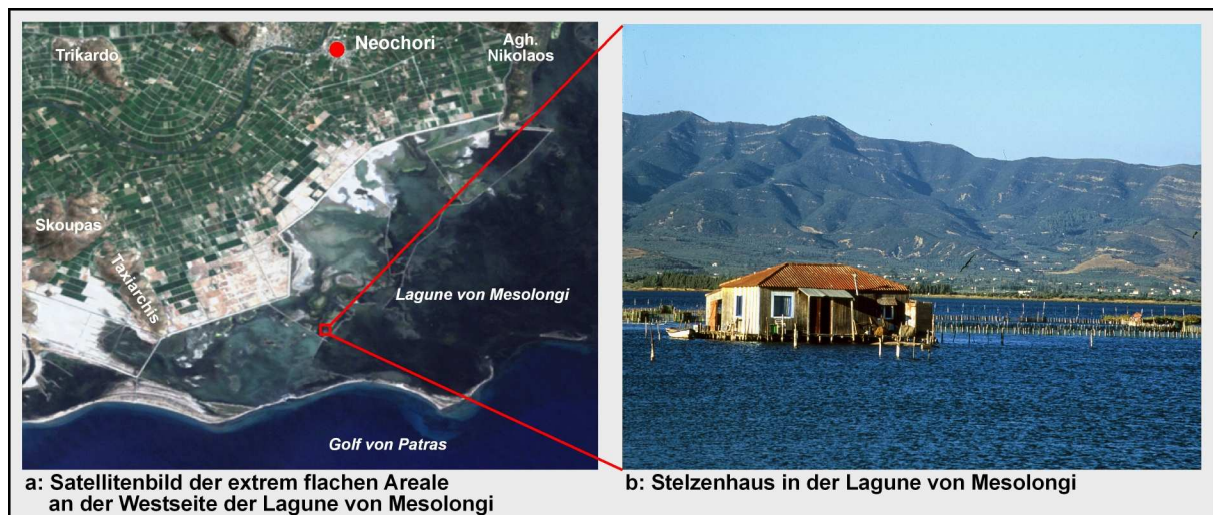
Die Schwierigkeit, den Terminus Lagune im Bereich des Arbeitsgebiets zu fassen, wird durch einen Blick auf ein Satellitenbild deutlich (Abb. 2, Kap. 3.1). Einige Strukturen sind eindeutig als Lagunen zu identifizieren, zum Beispiel die Klisova-Lagune südlich der Stadt Mesolongi. Das die Lagune gegen das Meer abtrennende, heute stark anthropogen überformte Strandwallsystem gehört zum sich südlich anschließenden Evinos-Delta.

Der am südlichen Rand des Acheloos-Deltas entwickelte Strandwall trennt im Bereich südlich und südwestlich der Insel Koutsilaris kleinere Lagunenbereiche ab, die nur über einen Altarm des Acheloos mit dem offenen Meer in Verbindung stehen.

Im Fall der großen Lagune von Mesolongi könnte man die Frage stellen, ob es sich um eine Lagune handelt oder um eine sehr flache Meeresbucht. Der abtrennende Strandwall löst sich nach etwa der Hälfte der Ausdehnung der Lagune auf, und auf einer Strecke von ca. 6 km hat die Lagune einen flachen, nur durch wenige Restinseln unterbrochenen Zugang zum Golf von Patras. Definiert man die Lagune über ihren Meereszugang, dann müsste man hier von



einer Bucht sprechen. Die landwärts des Strandwalls liegenden Gebiete haben mit Ausnahme der künstlich freigehaltenen Fahrrinnen jedoch nur eine durchschnittliche Tiefe von weniger als 1 m (Abb. 28). Durch das saisonal unterschiedlich zufließende Süßwasser sind vor allem im Winter Brackwasserverhältnisse gegeben, wohingegen im Sommer in sehr flachen, landnahen Randbereichen teilweise hypersaline Bedingungen herrschen können. Diese Merkmale sprechen ihrerseits eindeutig für die Einstufung als Lagune und nicht als Meeresbucht, vor allem, da die Schwelle im Bereich des Übergangs ins Ionische Meer nur sehr flach ist. Dies wird durch sedimentologische Ergebnisse gestützt, die aus Bohrkernen im Randbereich der Lagune von Mesolongi stammen und eindeutig brackisch-lagunäre Faziesabschnitte aufweisen. Sie sind durch sehr ruhige Sedimentationsverhältnisse gekennzeichnet, die nur in vom offenen Meer abgetrennten Bereichen ohne Wellenenergie oder im Tiefwasser vorkommen. Durch geochemische und mikrofaunistische Analysen konnte eindeutig das brackisch-lagunäre Ablagerungsmilieu der Sedimente bestimmt werden.



**Abb. 28:** Beispiele für extrem flache Bereiche an der Westseite der Lagune von Mesolongi

(Fotos: a: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, Höhenmodell SRTM, NASA/USGS 2000; b: A. Schriever)

Gerade im sedimentologischen Befund wird deutlich, wie schwierig eine eindeutige Definition ist. Wird zum Beispiel eine flach geneigte Ebene bei steigendem Meeresspiegel überflutet, so werden in meerfernen Hohlformen typische Lagunensedimente abgelagert, auch wenn kein über den Meeresspiegel herausragender Strandwall das System vom Meer trennt. Je weiter die Strecke ist, die das Meerwasser über die Ebene zurücklegen muss, desto stärker ist der Effekt, denn die Distanz zum offenen Meer „ersetzt“ bei sehr flachen Ebenen die Barriere (pers. Mitteilung, J. C. Kraft, August 2005). Die Bedingungen entsprechen denen hinter einem Strandwall: die Wellenenergie wird abgefangen und größere Mengen an frischem Meerwasser gelangen nur bei Sturmfluten in die meerfernen Bereiche, durch Süßwassereintrag vom Land entstehen brackische Verhältnisse. Die aus diesen Bedingungen resultierenden Ablagerungen entsprechen in sedimentologischer Hinsicht denen einer Lagune. Exakt diese Verhältnisse sind in der Lagune von Mesolongi heute gegeben, da der ehemals

abtrennende Strandwall im Süden teilweise durch den steigenden Meeresspiegel überflutet wurde.

Auch im westlichen Bereich des Acheloos-Deltas finden sich Bereiche, die sich nur schwer einordnen lassen. Vor allem das Gebiet um die ehemalige Insel Kounovina und die durch einen unvollständigen Tombolo an die Ebene angeschlossene Insel Petalas ist eine Zuordnung schwierig. Entlang der Nordflanke Kounovinas greift ein schmaler Wasserkörper etwa 3 km in die Deltaebene ein, der über eine vergleichsweise tiefe Bucht im Westen der Insel und weiter über einen mehrere hundert Meter breiten Durchlass zwischen den Inseln Petalas im Norden und Dioni im Süden mit dem Ionischen Meer in Verbindung steht. Die nördliche Begrenzung wird durch den Tombolo zur Insel Petalas gebildet, in dessen Umfeld sehr geringe Wassertiefen festzustellen sind. Trotz der relativ großen Verbindung zum offenen Meer entspricht das Milieu dem einer Lagune, da die vorgelagerten Inseln die Wellenenergie sehr stark herabsetzen und durch Süßwasserzufluss brackische Bedingungen entstehen.

Im Rahmen der Ergebnisdarstellung und Diskussion wird aufgrund der Ausgangslage folgende Terminologie verwendet:

(i) Sedimente, die ausweislich der Gesamtbefunde (sedimentologisch, geochemisch, mikro- und makrofaunistisch) in einem brackischen, flachen Stillwassermilieu abgelagert worden sind, werden in der Fazieseinteilung als brackisch-lagunär bezeichnet und genetisch als Lagunensedimente angesprochen, (ii) Sedimente, die in einem salzwasserdominiertem, süßwasserbeeinflusstem Stillwassermilieu abgelagert wurden, werden innerhalb der Faziesbestimmung als marin-brackisch bezeichnet und als Sedimente einer flachmarinen Bucht (zum Beispiel einer Interdistributary Bay) verstanden. Ebenfalls zur marin-brackischen Fazies gehören die Ablagerungen im Delta- und Prodeltabereich.

Die als dritte Einheit der Deltatopographie beschriebene Deltaebene wird durch Elemente fluvialer (Rinnensande, Hochflutlehme), limnischer (Seetone), semiterrestrischer (Torfe) aber auch brackischer Fazieselemente (Salzwassermarschen, verlandende Lagunen, Küstensümpfe) geprägt.

Innerhalb der fluvialen Fazieseinteilung wird auf eine Unterscheidung der Untereinheiten Uferdamm (engl. natural levee) und Durchbruchsfächer (engl. crevasse splay) bewusst verzichtet, da sie ohne weitergehende Untersuchungen in den Bohrungen nicht eindeutig genug von anderen Elementen, vor allem einem stärkeren Hochflutereignis, getrennt werden konnten. Einen Überblick gibt Tabelle 3.

Einheit	Untereinheit	Fazies	Sedimente, Strukturen, Fauna
mariner Ablagerungsraum	(flach) marine Bucht (bay environment)	marin	Feinsedimente: v.a. Schluff, Ton (tieferes Wasser, zentrale Buchtbereiche), seltener Feinsand (landnaher Buchtbereich im Übergang zum Litoral, rein marine Fauna in den Feinsedimenten aus zentralen Buchtbereichen seltener, landwärts (zum Litoral) zunehmend
	Litoral (litoral environment)	marin	gut sortierte Sande, marine Fauna oft zerbrochen, mit Organikresten
	Tombolo	marin	Sande, mäßig bis gut sortiert, oft mit Pflanzenresten (z.B. Seegrass ( <i>Posidonia oceanica</i> ))
Prodelta		marin-brackisch	überwiegend Feinsedimente, v.a. Schluff und Feinsand, meistens wechsellagernd/laminiert, in der Fauna tauchen brackische Elemente auf, erster Süßwassereinfluss
Deltafront	Deltahang (delta slope, foreset beds)	marin-brackisch	feine bis gröbere Sedimente, v.a. Schluff und Fein- bis Mittelsand, oft laminiert, marin-brackische Fauna dominiert
	Mündungsbarre (distributary mouth bar)	(fluvio-) marin-brackisch	Ablagerung von fluvialen Sedimenten, v.a. Sanden im direkten Flussmündungsbereich (marines Milieu), oft mit (zugerundeten) Organikresten, brackische Fauna, aufgrund hoher Fließgeschwindigkeit meistens selten
	Mündungsarm (distributary channel sediments)	(fluvio-) brackisch-marin	aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeit meistens Sande (meistens mittel- bis Grobsand) aber auch Feinmaterialsedimentation bei Strömungsabriss, brackische Fauna mit teilweise eingeschwemmten Süßwasserkomponenten (z.B. Gastropoden)
	Sedimente zwischen den Mündungsarmen (interdistributary bay environment)	marin-brackisch bis brackisch-lagunär	Feinsedimente, v.a. Ton und Schluff, teilweise laminiert (Farbe und Korngröße), Einschaltungen größerer Sedimente (Durchbruchsfächer) möglich, brackische Fauna, oft mit Pflanzenresten.
	vom Meer abgetrennte Lagunen	brackisch-lagunär	Feinsedimente, v.a. Ton und Schluff, teilweise laminiert (Farbe und Korngröße), mit reichhaltiger brackischer Fauna und teilweise mit Resten von <i>Posidonia oceanica</i>
Deltaebene	Salzwassermarsch	brackisch (brackisch-marin)	Feinsedimente, v.a. Schluff und Ton, farblich laminiert, teilweise mit Pflanzenresten, brackische bis limnisch-terrestrische Fauna, teilweise mit halophilen Vegetationsresten z.B. Salzbinse ( <i>Juncus maritima</i> ), Queller ( <i>Salicornia</i> sp.)
	verlandende Lagune	brackisch-, brackisch-limnisch bis brackisch-fluvial	Feinsediment farblich laminiert, brackische Fauna, seltener Pflanzenreste
	Rinnensedimente	fluvial	grobes Sediment, v.a. Mittel- bis Grobsand, nahezu steril
	Hochflutsedimente (inkl. Uferdämme, Durchbruchsfächer)	fluvial	Alle Korngrößen vertreten, abhängig von der Entfernung zum Fluss, teilweise wechsellagernd, mit oft mit Eisen und Mangankonkretionen, limnische und terrestrische Fauna
	Seen, verl. Seen	limnisch, semiterrestrisch	Vor allem stark tonige Schluff, oft hell- bis bläulich-grau, aber auch bräunlich- bis schwärzlich-grau je nach Gehalt organischer Substanz. Teilweise mit Fragmenten und kompletten Individuen von Süßwassermollusken und <i>Phragmites australis</i> .
	Sumpf	brackisch-limnisch	Meist schwärzlich-braun bis schwarz. Meist nur organisches Material, manchmal mit in der Menge variierenden Beimengungen von mineralischem Material. Oft mit Faunenresten.

**Tab. 3: Übersicht zur Fazieseinteilung der Sedimenteinheiten im Acheloos-Delta**

(Quelle: siehe Text)

Die in den folgenden Kapiteln dargestellten Ergebnisse resultieren aus den in den vorstehenden Kapiteln beschriebenen Arbeits- und Untersuchungsmethoden. Dabei stehen die Auswertungen der terrestrischen Schlaghammerbohrungen im Vordergrund.

Die Bohrprofile werden in Form von Profiltransekten zur Interpretation der Paläoumweltentwicklung herangezogen. Die Transekte sind mit Buchstaben von A bis O bezeichnet und bestehen aus drei bis sieben Einzelbohrungen. Das gesamte Arbeitsgebiet ist

in vier Bereiche aufgeteilt, die nacheinander vorgestellt werden. Es handelt sich dabei um (a) den nordwestlichen Bereich der Acheloos-Deltaebene (Transecte A – C), um (b) das Gebiet um die Lagune von Etoliko (Transecte D – G), um (c) den Bereich um die antike Hafenstadt Oiniadai auf der ehemaligen Insel Trikardo (Transecte L – O, Abb. 47, Kap. 7.3.1) sowie (d) den südlichen Teil des Deltas um die ehemalige Insel Skoupas (Transecte H – K). Die Transecte sind in Abbildung 29 für das gesamte Delta dargestellt, Detailabbildungen finden sich zu Beginn des jeweiligen Kapitels. Die Transecte zeigen Faziesprofile in Bezug zum aktuellen Meeresspiegel (m ü. M./m u. M.), sie enthalten aber zusätzlich die Informationen über die Tiefe unter Geländeoberfläche (m u. GOF.). In den Beschreibungen der Einzelbohrungen im Text wird zur besseren Vergleichbarkeit die Tiefe immer in Meter unter aktuellem Meeresspiegel angegeben (m u. M.) Im Rahmen der Beschreibung und Interpretation werden auch Fotos ausgewählter Profile sowie signifikante Ergebnisse der Geochemie-, Makrorest- und Mikrofossilanalysen verwendet. Die bohrtechnisch bedingten Kernverluste, die auf den Fotos zu sehen sind, wurden in den Faziesdarstellungen nicht gesondert berücksichtigt. Mit Hilfe des in der Bohrsonde verbliebenen Materials sowie durch stratigraphischen Vergleich wurde die Interpretation der Profile an diesen Stellen ergänzt.

In der Ergebnisdarstellung können nicht alle Analyseergebnisse präsentiert werden, daher finden sich die kompletten Datenblätter mit Foto, stratigraphischer und fazieller Einteilung, detaillierter Profilbeschreibung sowie mit den Ergebnissen der geochemischen Untersuchungen und Mikrofossilanalysen<sup>37</sup> im Anhang der Arbeit. Die Nummerierung der Abbildungen im Anhang orientiert sich an den Profildaten mit dem Zusatz A. Beispiel: Das Foto der Bohrung OIN 14 hat die Abbinungsnummer Abb. A 14 a, die Darstellung der geochemischen Analyseergebnisse: Abb. A 14 b, die stratigraphische und fazielle Einteilung mit der Profilbeschreibung: Abb. A 14 c und gegebenenfalls die Mikrofaunaanalyse: Abb. A 14 d. Dies gilt für alle Profile.

Die präsentierten Ergebnisse dienen als Grundlage für die Erstellung paläogeographischer Szenarien (Kap. 7.6), die für eine Interpretation des Verlandungsprozesses unerlässlich sind.

---

<sup>37</sup> Makrorest- und Mikrofossilanalysen wurde nur an ausgewählten Bohrungen durchgeführt.

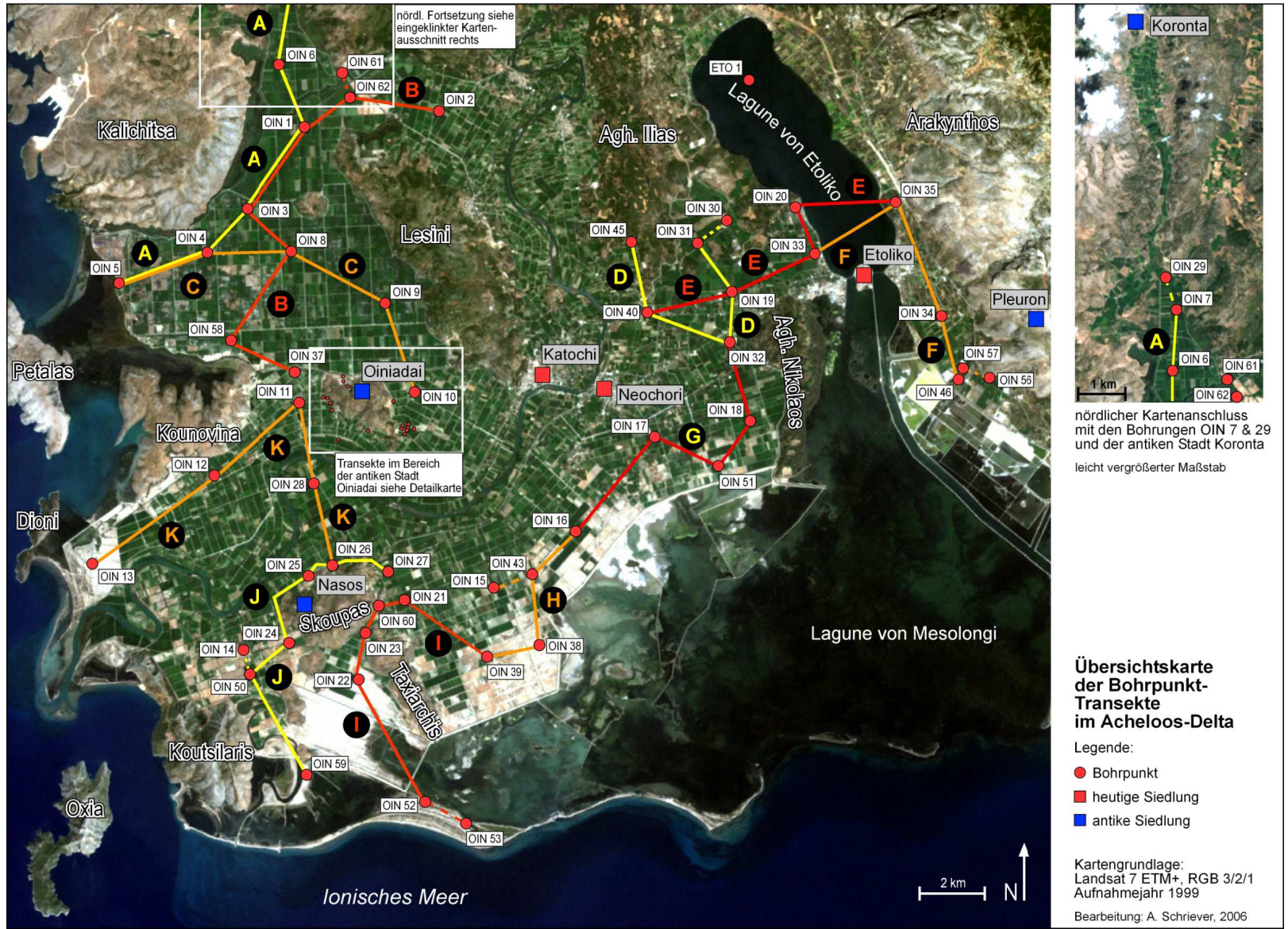


Abb. 29: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transecte im Acheloos-Delta

Kartengrundlage: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, Aufnahmejahr 1999, Bearbeitung: A. Schriever

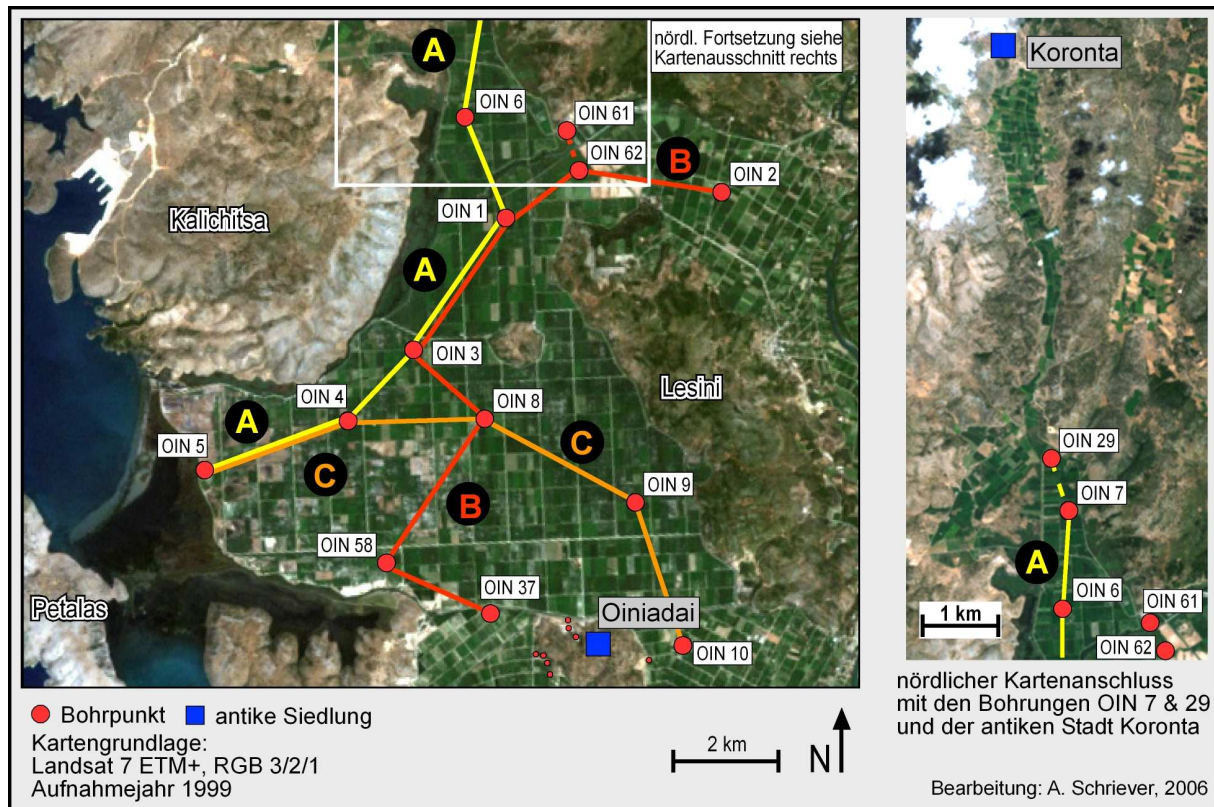
## 7.2 Entwicklung der Deltaebene im Nordwesten des Untersuchungsgebiets (Lagune von Oiniadai)

Der nordwestliche Teil des Arbeitsgebiets wird im Süden durch die ehemaligen Inseln Kounovina und Trikardo (Oiniadai) begrenzt. Nach Westen trennt der Lesini-Höhenzug den Bereich gegen die heute vom Acheloos durchflossene Niederung ab. Nach Norden zieht sich eine sehr schmale Niederung entlang der Ausläufer des akarnanischen Gebirges (Kalichitsa), an deren nördlichem Ende die Ruinen der antiken Stadt Koronta liegen (Abb. 30). Weite Teile dieses Bereichs liegen unterhalb des heutigen Meeresspiegels, vor allem an der Küste (Bohrungen OIN 4 und 5), aber auch im Zentrum (OIN 8). Die eigentliche Küste ist durch Eindeichung anthropogen überformt. Der angrenzende Meeresbereich ist sehr flach (nur wenige Dezimeter Wassertiefe) und die vorgelagerte Insel Petalas ist durch einen unvollständigen Tombolo mit dem Festland verbunden. An dieser Stelle mündete noch im 19. Jh. kleiner Fluss (LEAKE 1835: 564, vgl. BURSIA 1862: 122, SCHILLBACH 1872: 112) und das Gebiet wurde von LEAKE als „marshy lake“ bezeichnet (Kap. 6.2.2). Es findet sich in der Literatur immer wieder der Begriff Lessini Sumpf (z.B. bei PHILIPPSON 1958) für dieses Gebiet, was suggeriert es habe sich vormals um einen See gehandelt. Die Größe und gleichmäßige Form der Ackerparzellen weisen darauf hin, dass dieser Bereich als einer der letzten im Zuge der Entwässerungsarbeiten in den 1950er Jahren urbar gemacht worden ist.

Zur Darstellung der Ergebnisse werden 13 von insgesamt 15 in diesem Gebiet abgeteuften Bohrungen, eingebunden in die Transekte A, B und C, präsentiert.

### 7.2.1 Geomorphologisch-sedimentologische Befunde

Die Bohrung OIN 29 (N38°30,817', E21°10,150') stellt die am weitesten nördlich gelegene Bohrung des gesamten Arbeitsgebiets dar. Sie liegt ca. 8,5 km südlich der Ruinenstadt Koronta und wurde im Rahmen der Frage nach der maximalen holozänen Meerestransgression sowie einer potenziellen Hafenanlage der Stadt Koronta abgeteuft. Es wurden bei einer Höhenlage von 3,83 m ü. M. eine Tiefe von 17,00 m unter Geländeoberfläche (im Folgenden m. u. GOF. abgekürzt, entspricht -13,17 m ü. M.) erreicht. Die Bohrung zeigt ausschließlich Sedimente terrestrischer, semi-terrestrischer und limnischer Ablagerungsräume. Die Basis bilden Sedimente, die teilweise die Charakteristika von Hochflutlehm aufweisen. Daran schließen sich gröbere Sedimente an, welche auf verstärkten Hangabtrag deuten und als Bodensediment angesprochen werden können. Nach einer kurzen und nur schwach ausgeprägten Phase limnischer Sedimentation dominieren wieder Hochflutablagerungen (genaue Profilbeschreibung siehe Anhang). Hinweise auf den Einfluss von Salzwasser fehlen vollständig. OIN 29 liegt damit außerhalb der eigentlichen Deltaebene in einem Gebiet, in dem im gesamten Holozän terrestrische bis limnische Ablagerungsverhältnisse geherrscht haben. Dies macht es unmöglich, dass die antike Stadt Koronta hier einen Meereszugang hatte: Dieser ist weiter südlich zu suchen.



**Abb. 30: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transekte im Nordwesten des Acheloos-Deltas**  
(Ausschnittvergrößerung aus der Abb. 29, Kap. 7.1)

Kartengrundlage: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, Aufnahmejahr 1999, Bearbeitung: A. Schriever

### 7.2.1.1 Transekt A

Das Transekt A beginnt etwa 1,5 km südlich der Bohrung OIN 29 mit der Bohrung OIN 7. Es führt entlang des Kalichitsa-Höhenzuges, dem südlichsten Ausläufer des akarnanischen Gebirges, nach Südwesten bis zum Rand der nordwestlichen Deltaebene gegenüber der Insel Petalas (Abb. 30). Das Transekt besteht aus den Bohrungen OIN 7, 6, 1, 4 und 5 (Abb. 32).

Die Bohrung OIN 7 (N38°30,017', E21°10,482') liegt 0,25 m über dem aktuellen Meeresspiegel und wurde bis auf 16,00 m u. GOF. abgeteuft (entspricht 15,75 m u. M.). Die Basis bildet mittel bis stark toniger Schluff mit Fein- und Mittelsandbeimengungen. Makroskopisch erkennbare Fossilien einer Süßwasserfauna weisen auf limnische Ablagerungsverhältnisse mit temporären fluvialen Einfluss hin. Dieser Einfluss ist indirekter Natur, da es sich immer um mit Schluff vermengten Sand handelt.

Ab 14,57 m u. M. schließt sich grauer, stark toniger Schluff einer limnischen Fazies an, die mit zahlreichen Pflanzenresten, zum Teil schwärzlich braunem Torf, teilweise in Wechsellagerung liegen. Die Wassertiefe bzw. die Ausdehnung des Sees muss geschwankt haben, so dass eine solche Wechsellagerung aus Sedimenten größerer Wassertiefe (stark toniger Schluff) und Torfen aus dem distalen Verlandungs- bzw. Uferbereich zu Stande kommen konnten.

Zwischen 11,75 und 10,96 m u. M. liegt grauer bis grünlich-grauer, stark toniger Schluff vor, in denen sich zahlreiche Fossilfragmente und komplette Individuen einer Salz- bzw. Brackwasserfauna (u.a. *Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Dosinia exoleta*, *Cerithium* sp.) finden, die z.T. Schilllagen bilden. Es finden sich auch Reste von Seegrass (*Posidonia oceanica*). Der hohe Tongehalt spricht zusammen mit den geochemischen Analyseergebnissen, z.B. elektrische Leitfähigkeit, Carbonatgehalt, für die Ablagerung in einer vom offenen Meer abgetrennten Lagune mit sehr ruhigen Sedimentationsbedingungen. Die Datierung einer doppelklappigen, marinen Molluske (*Dosinia exoleta*, in Lebendstellung) an der Basis der lagunären Ablagerungen (11,60 m u. M.) ergab ein Alter von 5538 – 5456 cal BC (Tab. 4).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	1 $\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 1/4	1,83	1,35	organ. Material	UTC 11559	-26,6	1642+/-41	348 - 528 cal AD
OIN 1/7	2,33	1,85	Mollusken	UTC 11560	-2,9	3083+/-39	954 - 840 cal BC
OIN 1/12	4,90	4,42	Mollusken	UTC 11561	-5,3	6490+/-50	5483 - 5374 cal BC
OIN 1/28	12,71	12,23	Mollusken	UTC 11562	-6,9	7310+/-50	5810 - 5551 cal BC
OIN 1/29H	12,80	12,32	Holz	UTC 11563	-28,1	6980+/-60	5984 - 5742 cal BC
OIN 4/2PR	0,65	1,76	Torf	UTC 12309	-4,5	748+/-36	1252 - 1292 cal AD
OIN 4/15M	5,95	7,06	Mollusken	UTC 12310	1,3	3085+/-40	928 - 838 cal BC
OIN 4/22M	8,79	9,9	Mollusken	UTC 12311	-27,5	5962+/-47	4452 - 4361 cal BC
OIN 5/3PR	1,82	2,52	Pflanzenrest	UTC 12312	1,9	1604+/-34	419 - 527 cal AD
OIN 5/5PR	2,81	3,51	Pflanzenrest	UTC 12313	-27,1	1623+/-34	395 - 529 cal AD
OIN 5/10M	5,30	6,00	Mollusken	UTC 12314	-27,6	2443+/-45	178 - 69 cal BC
OIN 6/6PR	1,80	1,40	Torf	UTC 12315	-4,7	1469+/-38	567 - 632 cal AD
OIN 6/17M	7,55	7,15	Mollusken	UTC12316	-27,8	5499+/-48	3979 - 3872 cal BC
OIN 7/27M	11,85	11,6	Mollusken	UTC12317	0,7	6940+/-50	5538 - 5456 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt A  
Labomr.: UTC (Universität Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 4: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt A**

Im Hangenden schließt sich laminiertes mittel bis stark toniger Schluff an, der von dünnen, schluffigen Feinsandlagen durchzogen ist. Geochemische Kennwerte (elektrische Leitfähigkeit, Verhältnis von Kalium- zu Natriumionen<sup>38</sup>, Abb. A 7 b) zeigen eine deutliche Abnahme des Salzwassereinflusses bis zur vollständigen Aussüßung. Die Wechsellagerungen deuten auf periodische, flussbürtige Überflutungen hin, die mit sehr ruhigen Phasen abwechseln. Insgesamt kann von einer aussüßenden Lagune mit marsch-ähnlichem Charakter gesprochen werden. Die Feinsandbeimengungen lassen nach oben hin nach und setzen oberhalb 8,82 m u. M. ganz aus.

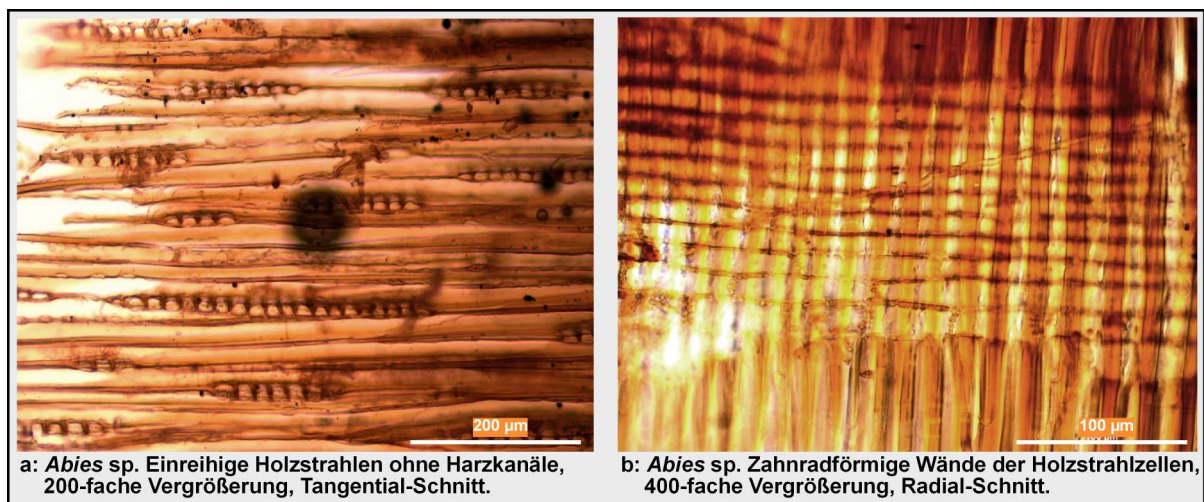
Bei 7,42 m u. M. setzt erneut eine Wechsellagerung aus mittel tonigem Schluff und Torfbändern ein, die wiederum im Rand- oder Verlandungsbereich eines flachen Sees abgelagert wurden. Diese Schicht wird von einem mäßig zersetzten Süßwassertorf überdeckt, der mit tonreichen Lagen und schilllagenartigen Anreicherungen von Süßwassermollusken (v.a. Gastropoden) durchsetzt ist. Darin enthaltene Holzfragmente (bis 4 cm) stammen von Tannen (Weiß-Tanne, *Abies alba* oder Kephalaria-Tanne, *A. cephalonia*, Abb. 31). Da zu keiner Zeit während des Holozäns die klimatischen Voraussetzungen für das Wachstum von Tanne in

<sup>38</sup> Quotienten von Ionen-Konzentrationen verschiedener geochemischer Kennwerte wie Erdalkali- und Schwermetallen werden im Folgenden mit den gültigen Abkürzungen dargestellt, z.B.:  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ -Verhältnis oder  $\text{Ca}^{2+}/\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnis.



dieser Region gegeben waren, muss es sich um einen Ferneintrag handeln. Da die Ablagerung etwa zwischen 4500 BC und 3000 BC stattgefunden haben muss, ist es eher unwahrscheinlich, dass das Holz durch Menschen in diese Position gelangt ist. Die nächstgelegene Herkunftsquelle für Tannenholz ist das Pindosgebirge, in dem der Acheloos entspringt. Dies bedeutet, dass das Holz nur durch den Fluss an die Fundstelle gelangt sein kann und somit zu diesem Zeitraum zumindest bei extremen Hochwasserereignissen der Bereich um die Bohrung OIN 7 durch Achelooswasser beeinflusst wurde.

Zwischen 5,46 und 1,39 m u. M. zeigt sich erneut ein höherer Anteil von grauem, stark tonigem Schluff, die erneut auf eine Veränderung der Wassertiefe hinweisen. Zwischen 4,30 und 4,13 m u. M. ist eine weitere Torfschicht eingeschaltet. Von 1,39 m u. M. bis zur Profiloberkante schließt sich ein torfähnliche, durch Bodenbildungsprozesse überformte Fazies an.



**Abb. 31: Durchlicht-Mikroskopaufnahmen von *Abies* sp.-Funden aus der Probe OIN 7/13**

(Fotos: a & b: Prof. Dr. O. Nelle, Kiel)

Insgesamt ist das gesamte Profil bis auf die lagunäre Zwischenphase limnisch und semi-terrestrisch geprägt, wobei die Wassertiefe und Ausdehnung des Sees stark geschwankt haben (vgl. Abb. 32).

Die Bohrung OIN 6 (N38°29,053', E21°10,382') wurde etwa 2 km südlich der Bohrung OIN 7 in 0,70 m ü. M. abgeteuft, und es wurde eine Tiefe von 14 m u. GOF erreicht. Von der Basis bis 9,98 m u.M. dominiert mittel bis stark toniger Schluff verschiedener Grautöne. Er wird zwischen 12,50 und 12,36 m u. M. sowie 11,15 und 11,05 m u. M. von Feinsandbeimengungen unterbrochen. Die geochemischen Analyseergebnisse, insbesondere die in diesem Abschnitt gestiegene  $K^+$ -Konzentration sowie die gegenüber marinen Verhältnissen erniedrigte elektrische Leitfähigkeit, sprechen für eine Sedimentation unter deutlich brackischen Bedingungen. Es hat sich demnach nicht um die Sedimentation in einer flachen Bucht, sondern um eine Ablagerung in einer Lagune. Die Feinsandbeimengungen resultieren wahrscheinlich aus flussbürtigen Hochflutereignissen, da zum Teil Pflanzenreste beigemischt sind.

Zwischen 8,98 und 7,76 m u. M. findet sich stark toniger, weißlich-hellgrauer Schluff, in dem zwischen 8,23 und 8,12 m u. M. eine Torflage liegt. Innerhalb dieser mäßig verwitterten Torfschicht sind Reste von Schilf (*Phragmites australis*) vorhanden, die mit zusammen mit Süßwasserfossilfragmenten eindeutig das limnisch-semiterrestrische Sedimentationsmilieu belegen.

Im Hangenden schließt sich von 7,76 bis 1,72 m u. M. ein mächtiges Paket aus monotonem, mittel bis stark tonigem Schluff von grünlich-grauer Färbung an, das ausweislich der enthaltenen Makrofossilreste als Sediment einer brackisch-lagunären Fazies angesprochen werden können. Eine höhere elektrische Leitfähigkeit und ein geringerer Wert des  $K^+/Na^+$ -Verhältnisses (Abb. A 6 b) betonen den höheren Salzwassergehalt der Lagune im Gegensatz zum ersten lagunären Abschnitt bis 8,98 m u. M. Es finden sich viele, zum Teil sehr große marine Fossilien und Fossilfragmente, vor allem Bivalven der Gattungen *Cerastoderma*, *Tellina*, *Dosinia* und ein Exemplar der Purpurschnecke (*Hexaplex trunculus*), die alle ein breites ökologisches Spektrum ausweisen und in brackischen Gewässern mit schwankender Salinität vorkommen (FISCHER 2005: 78). Zwischen 7,10 und 6,21 m u. M. nimmt die Anzahl der vorhandenen Faunenreste ab, was auf stärkere Salinitätsschwankungen hinweisen könnte. Die Datierung einer kompletten Herzmuschel (*Cerastoderma glaucum*, in Lebendstellung) bei 7,15 m u. M. ergab für die Basis der lagunären Ablagerung ein Alter von 3979 – 3872 cal BC (Tab. 4).

Oberhalb von 1,72 m u. M. folgt ein mäßig verwitterter Torf mit deutlich erkennbaren Resten von Schilf (*Phragmites australis*) und deutlichem Geruch nach Schwefelwasserstoff (im Folgenden als  $H_2S$  abgekürzt) als Zeichen anaerober Verhältnisse beim Zersetzen des organischen Materials. Zwischen 1,46 und 1,26 m u. M. finden sich mehrere Lagen groben Gesteinsmaterials. Diese setzen sich aus teilweise sehr gut gerundeten Kiesstücken, aus dunkel rosafarbenem Gestein und Quarz bis maximal etwa 6 cm sowie kantigen Kalksteinbruchstücken die ebenfalls in ihrer Größe bis über 6 cm reichen (bohrerfüllend), zusammen. Eine natürliche Erklärung für eine solche Ablagerung verschiedener grober Materialien in einem (Küsten-) Sumpfbereich einer verlandenden Lagune zu finden fällt schwer. Durch schwere Stürme oder gar Tsunamis, die VÖTT (2006d) für direkt benachbarte Regionen des Ionischen Meeres nachweisen konnte, kann solches Material natürlich über weite Strecken in einen Küstensumpf verfrachtet werden. Es fehlen in dem hier vorgefundenen Material aber eindeutige Hinweise auf eine marine Herkunft. Ein fluvialer Eintrag ist höchstens für die Kiesschicht vorstellbar, aber ebenfalls unwahrscheinlich, da sie nicht den typischen fluvial akkumulierten Sedimenten der Gegend entspricht. Aufgrund dieser Rahmenbedingungen ist ein anthropogener Eintrag als Erklärung den natürlichen Kräften vorzuziehen. Es kann sich dabei um eine Art Aufschüttung handeln, die in den Sumpf eingebracht worden ist, um ihn gangbar zu machen oder eventuell die weiter meerwärts liegende offene Lagune zu erreichen. Zur zeitlichen Einordnung steht eine Datierung des darüber liegenden Torfs aus 1,40 m u. M. als *terminus ante quem* für den Zeitpunkt des Eintrags zur Verfügung. Demnach muss das

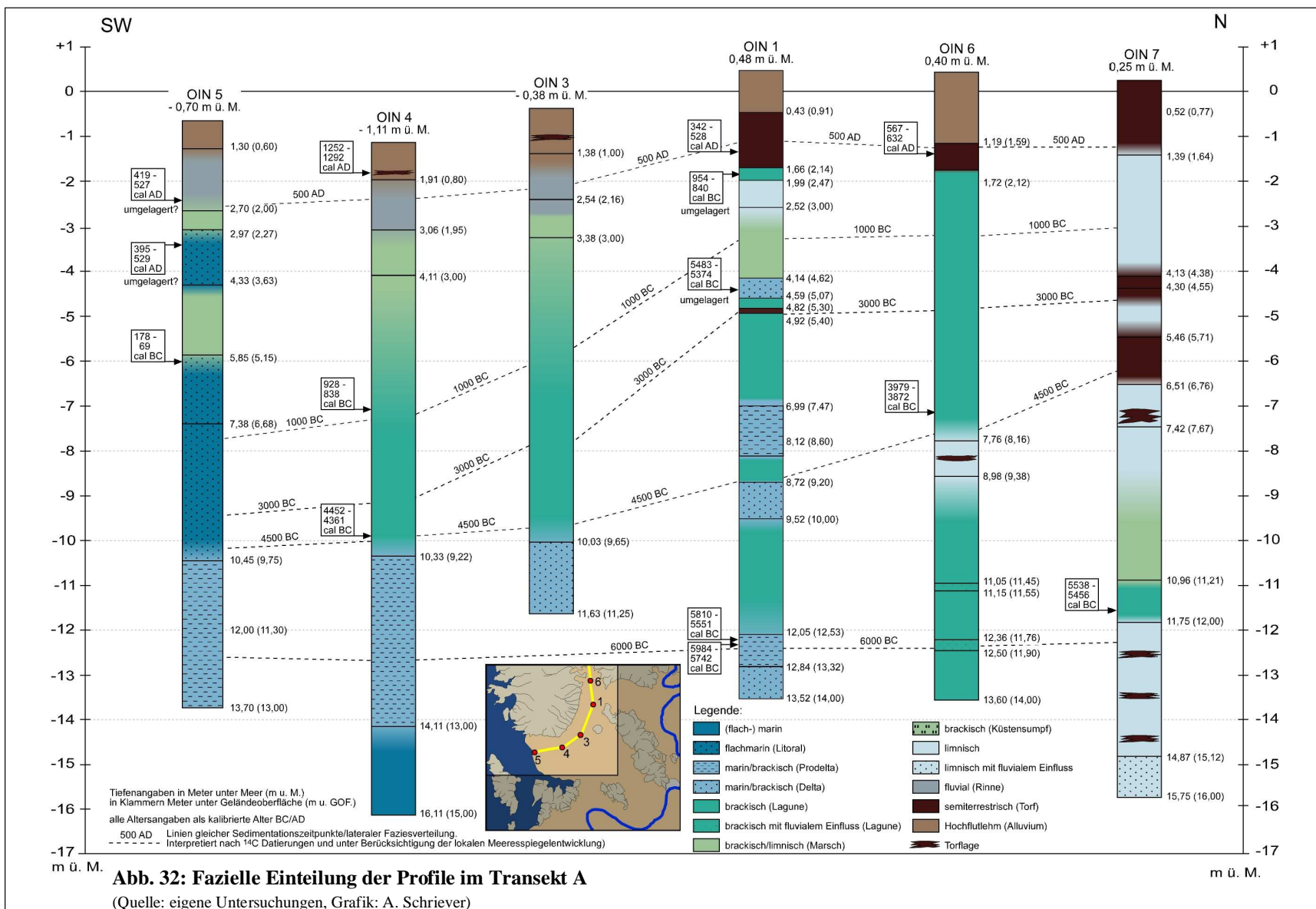
Material vor 567 – 632 cal AD (Tab. 4) in den Sumpf gelangt sein. Eine genauere Einordnung in einen historischen Kontext, wie zum Beispiel die Frage nach einem Hafensplatz/Anlegestelle im Umfeld der antiken Stadt Koronta, ist ohne weitere Untersuchungen nicht möglich.

Ein zu diskutierendes Phänomen ist die Tiefenlage des datierten Materials in Bezug auf das Alter und die Erwartungen, die sich aus der Meeresspiegelkurve (Kap. 6.1.3) ergeben. Der mittlere Meeresspiegel für diesen Teil des Untersuchungsgebiets lag bei einem entsprechenden Alter etwa 50 cm tiefer. Dies könnte bedeuten, dass das datierte Material nicht einem küstennahen Sumpf entstammt, was aufgrund der vorliegenden Stratigraphie allerdings unwahrscheinlich ist. Ebenso unwahrscheinlich ist eine Verlagerung älteren Materials. Am wahrscheinlichsten ist an dieser Stelle die postsedimentäre Verlagerung durch lokal tektonische Einflüsse. Der nur ca. 1 km entfernte Kalichitsa-Höhenzug hebt sich entlang einer Störungszone. Diese Hebung hat Auswirkungen auf die direkt anschließende Deltaebene, die randlich vermutlich leicht mitgehoben wird. Dieses Phänomen ist auch bei Datierungen aus OIN 1 (s.u.) festzustellen.

Das Profil wird durch eine anthropogen überprägte Bodenbildung in einem klassischen Hochflutsediment nach oben hin abgeschlossen (vgl. Abb. 32).

Innerhalb des Transekts folgt das Profil OIN 1 (N38°28,278', E21°11,019'). Es wurde etwa 2,5 km süd-südöstlich von OIN 6 in einer Höhe von 0,48 m ü. M. abgeteuft. Die erreichte Tiefe betrug 14,00 m u. GOF. (entspricht 13,52 m u. M.). Die Struktur des Profils ähnelt der von OIN 6, weist aber auch wichtige Unterschiede auf. An der Basis des Profils liegt zwischen 13,52 und 12,84 m u. M. gut sortierter feinsandiger Mittelsand, in den mitteltonige Schluffbändchen und Pflanzenreste eingelagert sind. Die Mikrofaunaanalyse (detaillierte Darstellung im Anhangband) ergab keine Funde signifikanter Ostracoden und Foraminiferen, und die Zusammensetzung des Sandes lässt keine eindeutige Aussage zu, ob es sich um fluviale oder litorale Sande handelt, weist aber auf stark bewegtes Milieu hin. Die Schluffbändchen und die Pflanzenreste sowie die Ergebnisse der geochemischen Analysen, vor allem die relativ niedrigen elektrischen Leitfähigkeitswerte und die hohe Orthophosphatkonzentration (vgl. Abb. A 1 b) sprechen für flussbürtige Sedimente in einen marinbrackischen Ablagerungsraum. Es handelt sich dabei also um Sande einer frühen Schüttungsphase eines Acheloos-Deltaarms, da es der einzige Fluss in diesem Gebiet ist, der solche Sedimente ablagern kann.

Es schließt sich zwischen 12,84 und 12,05 m u. M. eine Schicht aus mitteltonigem, schwach feinsandigem Schluff an, in die Tonbändchen, Holzreste und marine Mollusken (v.a. *Cerastoderma glaucum*) eingeschaltet sind. Die Zusammensetzung der Mikrofauna zeigt, dass es sich um eine brackische Fazies handelt. Einzelklappen von *Candona neglecta* belegen den



Eintrag von Süßwasser in das System. Der Befund wird ebenfalls durch die geochemischen Ergebnisse bestätigt, die z.B. eine Erhöhung der Werte des  $K^+/Na^+$ -Verhältnisses zeigen, was durch verstärkte Süßwasserzufuhr begründet ist (vgl. Abb. A b). Es handelt sich offenkundig um Prodelta-Sedimente bzw. Sedimente aus dem distalen Bereich des Deltas, in den nur bei größerer Wasserführung des Flusses Sande eingetragen werden. Zwei  $^{14}C$  AMS-Datierungen aus 12,32 und 12,23 m u. M. liegen trotz sehr unterschiedlichem datierten Material (Holz und Muschelschalenfragment) in einem sehr engen Zeitfenster. Das Alter für das Holz liegt bei 5984 – 5742 cal BC (Tab. 4), jenes des Muschelschalenfragments (*Cerastoderma glaucum*) bei 5810 – 5551 cal BC (Tab. 4).

Über den Prodelta-Sedimenten liegt zwischen 12,05 und 9,52 m u. M. ein Paket aus grauem, mittel bis stark tonigem Schluff. Es finden sich Torfeinschaltungen und schilllagen-ähnliche Anreicherungen mariner Fossilbruchstücke (u.a. *Tellina* sp., *Cerithium* sp.). Ausweislich der Mikrofaunalanalyse weist das Ablagerungsmilieu im unteren Abschnitt stärkeren Salzwassereinfluss auf, der auf einen Meereseinbruch in eine Lagune hindeuten könnte. Zusammen mit den in Lagen angeordneten Torfen und Fossilfragmenten spricht dieser Befund für häufige, graduelle Wechsel im Ablagerungsmilieu, dass insgesamt aber als marin-brackisches bzw. brackisch-lagunär zu bezeichnen ist.

Von 9,52 bis 8,72 m u. M. schließt sich feinsandiger Mittelsand an, der in seiner Zusammensetzung dem Sand an der Basis des Profils entspricht. Einige geochemische Kennwerte zeigen einen deutlich wachsenden Einfluss von Süßwasser, was die fazielle Einstufung als Deltasande stützt.

Die Sande werden ab 8,72 bis 8,12 m u. M. von grauem, mittel tonigem Schluff abgelöst, der sehr homogen ist und eindeutig einer Brackwasserfazies zuzuordnen ist.

Anschließend folgen bis 6,99 m u. M. wieder Wechsellagerungen aus schluffigen Feinsanden und Mittelsanden, die wie im unteren Profilbereich einer marin-brackischen Fazies, nämlich Prodelta-Sedimenten entsprechen. Der ausgeprägte Wechsel zwischen bewegteren und stilleren Ablagerungsphasen macht die hohe Dynamik des Deltavorbaus deutlich.

Zwischen 6,99 und 4,59 m u. M. schließt sich hellgrauer mittel bis stark toniger Schluff an, in den zwischen 4,92 und 4,82 m u. M. ein Torf zwischengeschaltet ist. Der Schluff stammt aus einem eindeutig brackischen Milieu, wie die geochemischen Untersuchungen und die Mikrofaunalanalyse bestätigt (Abb. A 1 d). Die faunistische Zusammensetzung weist auf gelegentlich höhere Salinität hin, was sowohl mit schwankender Süßwasserzufuhr als auch mit Veränderungen an der die Lagune abtrennenden Barriere zusammenhängen kann. Der Torf stammt aus einem Küstensumpf, der ausweislich seiner Tiefenlage in Bezug zur lokalen Meeresspiegelkurve auf etwa ein Alter von 3000 BC geschätzt werden kann (vgl. Kap.6.1.3, Abb. 22). Er dokumentiert außerdem die Schwankungen der Lagune in ihrer Ausdehnung, was auch als Erklärung für die erhöhte Salinität herangezogen werden kann, denn flache Randbereiche können im Sommer durch erhöhte Verdunstung und verminderte Frischwasserzufuhr hypersalin sein.

Zwischen 4,59 und 4,17 m u. M. folgt erneut ein Mittelsandpaket mit zahlreichen marinen Molluskenfragmenten und Pflanzenresten, das ebenfalls einer Deltaschüttung zuzuordnen ist. Die Datierung einer vollständigen marinen Muschel (*Loripes lacteus*) in 4,42 m u. M. ergab ein Alter von 5483 – 5374 cal BC (Tab. 4). Im Vergleich zur lokalen Meeresspiegelentwicklung (Kap. 6.1.3, Abb. 22) lässt das Alter und die Tiefenlage der Muschel nur den Schluss zu, dass das Material umgelagert worden sein muss oder das Datierungsergebnis fehlerhaft ist. Das heißt, die Muschel kann Teil eines älteren Sediments gewesen sein, das aufgearbeitet und neu abgelagert wurde. Dies ist eher unwahrscheinlich, da es sich um ein vollständiges, doppelklappiges Exemplar handelt. Das Datierungsergebnis kann fehlerhaft sein, wenn die Muschel zum Beispiel mehr älteres Carbonat eingebaut hat als durch den durchschnittlichen Reservoireffekt korrigiert wird.

Diese Schüttung wird sehr abrupt beendet, was durch die scharfe Grenze zum darüber anschließenden hellgrauen, mittel tonigen Schluff deutlich wird. Dies ist nur durch eine plötzliche Verlagerung des einmündenden Flussarms, zum Beispiel durch eine Mäanderdurchbruch im Oberlauf zu erklären. Der Schluff stammt aus einem brackischen Flachwasser-Ablagerungsmilieu. Die geochemischen Analyseergebnisse sprechen für eine nach oben hin aussüßende, verlandende, marschähnliche Lagune. Zwischen 1,99 und 1,66 m u. M. zeigt eine schilllagenähnliche Ansammlung von marinen Fossilfragmenten und kompletten Individuen (u.a. *Cerastoderma glaucum*) sowie die Auswertung der geochemischen Daten eine erneute Ingression des Meeres bzw. der Lagune an, bevor sich ein Küstentorf und ein Hochflutlehm als Profilabschluss anschließen. Das Alter des Ingressionssediments entspricht gemäß einer Datierung eines vollständigen Individuums von *Cerastoderma glaucum* 954 – 840 cal BC bei 1,85 m u. M. (Tab. 4). Auch hier entspricht die Tiefenlage nicht den Alterserwartungen, die sich aus der Meeresspiegelkurve ergeben (vgl. Abb. 22, Kap. 6.1.3). Dabei sind wieder Altersüberbestimmung oder Verlagerung die naheliegendsten Erklärungen, da die Abweichung von ca. 1 m zum erwarteten Meeresspiegelstand<sup>39</sup> für eine natürliche Oszillation zu groß ist. Die Möglichkeit, dass es sich um die Ablagerung eines einzigen Events, wie zum Beispiel eines Tsunamis handelt ist denkbar, dagegen spricht aber, dass es sich bei der datierten Muschel ein vollständiges Exemplar handelt und dies wäre bei einem tsunamigenen Hintergrund der Ablagerung wenig wahrscheinlich. Die Datierung einer Torfprobe aus dem Hangenden in 1,35 m u. M. ergab ein Alter von 342 – 528 cal AD (Tab. 4), was für die Tiefenlage etwas zu jung erscheint und mit postsedimentärer Verlagerung oder Neotektonik (vgl. Beschreibung OIN 6) zu tun haben könnte.

Das Profil OIN 1 ist sehr heterogen aufgebaut und zeigt starke Schwankungen im Sedimentationsmilieu. Ruhige Phasen wechseln mit dynamischeren ab. Nach dem frühen Deltadurchgang dominiert eine lange persistente Lagune, deren Tiefe und Ausdehnung variiert und

---

<sup>39</sup> Für 1000 BC liegt der aus der Kurve (Kap. 6.1.3, Abb. 22)) abzuleitende Meeresspiegel etwa 3 m unter heutigem Niveau und die Muschel repräsentiert ja das Sediment, ist also noch mehr oder weniger deutlich unterhalb dieses Meeresspiegels abgelagert worden.

die vermutlich etwa zur Zeitenwende an dieser Stelle verlandet. Die Schwierigkeiten mit den Datierungen erschweren die Interpretation der Ergebnisse. Die erstaunlich lange brackisch-lagunäre Phase ist neben den Sedimenten der sehr frühen fluvialen Phase das auffälligste Phänomen für diesen Bereich (vgl. Abb. 32).

Die Bohrung OIN 3 (N38°26,900', E21°09,933') wurde etwa 2,7 km südwestlich der Bohrung OIN 1 in einer Höhe von -0,38 m ü. M. abgeteuft. Sie erreichte eine Tiefe von 11,25 m u. GOF. (entspricht 11,63 m u. M.). Sie zeigt eine klassische regressive Abfolge. Die Basis bilden Mittel- und Feinsande mit schwachen Schluffanteilen. Die Sande sind gut sortiert und enthalten sehr kleine Fossilsplitter. Bei etwa 10,80 m u. M. und 10,50 m u. M. treten verfestigte Sandsteinpartien auf, die wahrscheinlich postsedimentär entstanden sind. Die Sande wurden im Zuge einer Deltaschüttung abgelagert, da der Schluffanteil für eine Sedimentation im Litoral zu groß ist. Nach oben hin läuft das Sediment in Form einer Wechsellagerung aus Feinsand und Schluff aus.

Im Hangenden schließt ab 10,03 bis 3,38 m u. M. ein Paket aus mittel bis stark tonigem Schluff an, der im unteren Bereich eher hellgrau gefärbt ist. Im mittleren Abschnitt dominiert eine grünlich-graue Färbung, die im oberen Bereich auch eine fleischfärblich-weißliche Laminierung abgelöst wird. Die sedimentologischen und geochemischen Parameter sprechen für einen marin-brackischen Ablagerungsraum, der einen nach oben hin wachsenden Süßwasser-einfluss aufweist. Dies zeigt sich u.a. an der elektrischen Leitfähigkeit, die kontinuierlich abnimmt oder auch an zunehmender Konzentration von  $K^+$  im Sediment (vgl. Abb. A 3 b). Das Sediment enthält sehr viele marine Fossilfragmente und komplette Individuen (*Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Cerithium* sp., *Bittium* sp.). Diese treten teilweise in schilllagenähnlichen Anreicherungen auf, aber es gibt auch fossilarme Abschnitte oder Bereiche mit sehr kleinen (juvenilen?) Individuen. Das spricht für wechselnde ökologische Bedingungen. Der hohe Tonanteil zeigt, dass über einen sehr langen Zeitraum sehr ruhige Sedimentationsverhältnisse geherrscht haben müssen.

Von 3,38 bis 2,54 m u. M. schließt sich eine Wechsellagerung aus grauen, schluffig-tonigem Feinsand und stark tonigem Schluff an. Sie ist das Ergebnis der Sedimentation einer marschähnlichen Verlandungsfazies, die bereits periodische Überflutungen, aber auch durch sehr ruhige Phasen gekennzeichnet ist. Das Sediment enthält kleine Holzkohlefragmente und Glimmerpartikel, die nur durch Flusseintrag hineingelangt sein können.

In 2,54 m u. M. liegt eine scharfe stratigraphische Grenze. Nach oben schließt sich bis 1,88 m u. M. sehr gut sortierter, bräunlich-rostfarbener mittelsandiger Feinsand an, der von 1,88 bis 1,38 m u. M. in einen schluffigen Feinsand übergeht. Bei dem gut sortierten Sand handelt es sich um das Sediment einer fluvialen Fazies, die nachfolgend hydromorph überprägt wurde. Nach der Verlandungsfazies mit schluffigem Feinsand schließt sich ab 1,38 m u. M. ein Hochflutlehm an, in den zwischen 1,02 und 0,99 m u. M. ein stark komprimierter Torf

eingelagert ist, der durch stratigraphischen Vergleich mit einem identisch gelagerten Torf aus Profil OIN 4 (s.u.) in spätbyzantinische Zeit (ca. 1300 AD) datiert.

Das auffälligste an der klassischen regressiven Abfolge in Profil OIN 3 ist die sehr lange brackisch-lagunäre bzw. teilweise brackisch-marine Periode, die ein über 7 m mächtiges Sedimentpaket hinterlassen hat. Durch Vergleiche mit den anderen Profilen des Transekts ist davon auszugehen, dass die lagunären Verhältnisse seit etwa cal 4500 cal BC bestanden (Abb. 32). Die Zeitmarke entspricht in etwa der Phase, in der sich der rapide Meeresspiegelanstieg im Holozän deutlich abzuschwächen beginnt.

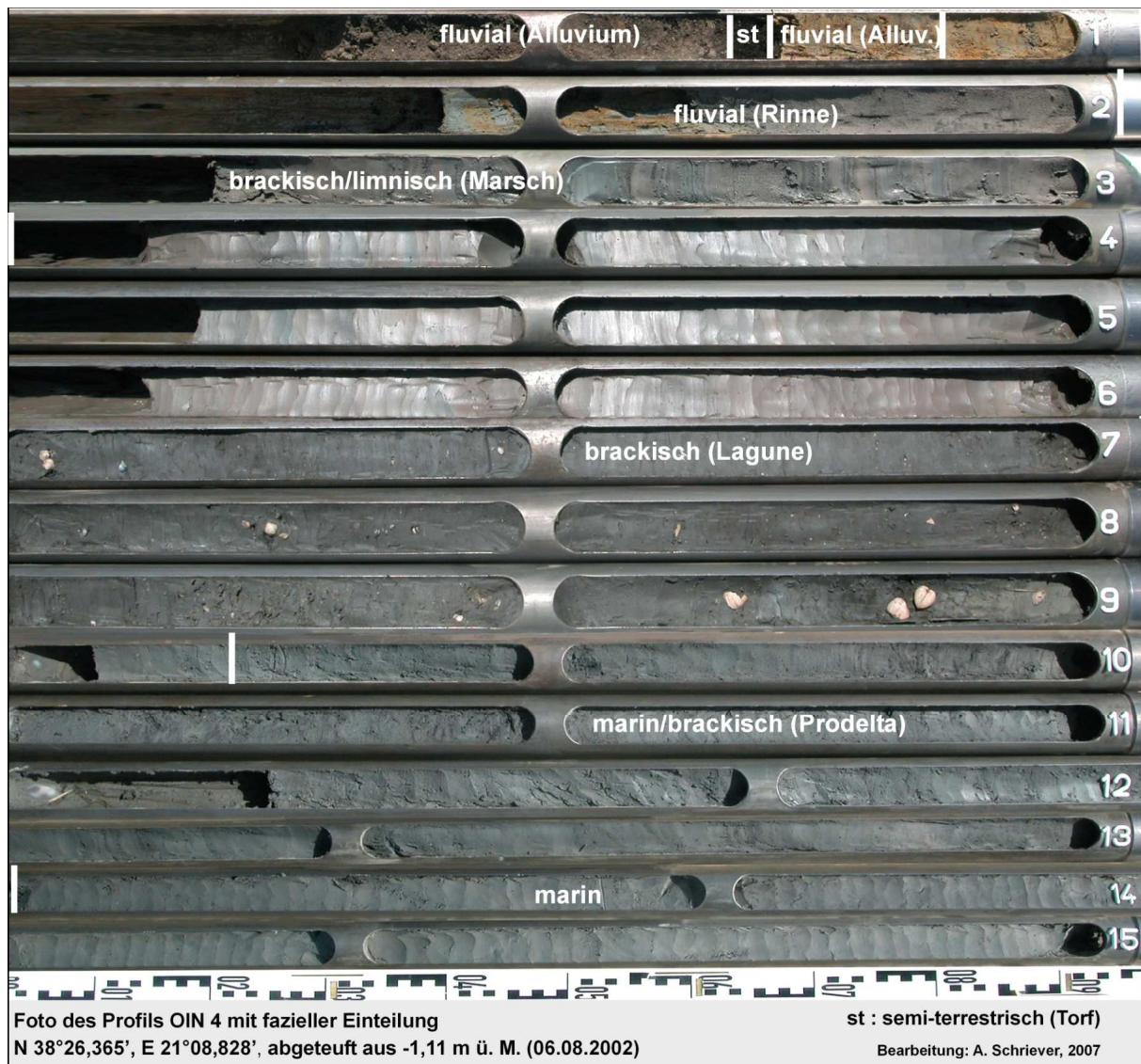
Das nächste Profil des Transekts A ist OIN 4 (N38°26,365', E21°08,828'), das in einer Höhe von -1,11 m ü. M. knapp 2 km südwestlich von OIN 3 erbohrt wurde. Die erreichte Tiefe betrug 15,00 m u. GOF. (entspricht 16,11 m u. M.). Bereits die Ausgangshöhe der Bohrung macht die topographischen Verhältnisse deutlich. Obwohl ca. 3 km von der Küste entfernt, liegt die Bohrung deutlich unterhalb des aktuellen Meeresspiegels. Dies ist auf der einen Seite durch die anthropogenen Eingriffe wie Eindeichung und Urbarmachung zu erklären. Sedimentsackungen durch Entwässerungsmaßnahmen sowie normale Sedimentkompaktion liefern ausreichende Gründe für eine solche Depression. Auf der anderen Seite wird deutlich, dass die Ausgangssituation vor den Meliorationsmaßnahmen nicht die einer weit über den Meeresspiegel aufgeschütteten Hochflutebene, sondern die einer relativ frisch verlandeten Lagune war.

Das Profil OIN 4 zeigt sehr große Übereinstimmungen mit dem gerade beschriebenen Profil OIN 3. Auch hier handelt es sich um eine regressiv Abfolge. Sie beginnt mit sehr homogenen, grünlich-grauen, stark tonigen Schluffen mit wenigen sichtbaren marinen Fossilresten. Das Sediment repräsentiert sehr ruhige Ablagerungsbedingungen einer flach-marinen (sublitoralen) Fazies und reicht bis 14,11 m u. M.

Es schließt sich bis 10,33 m u. M. eine Wechsellagerung aus Feinsand und stark tonigem Schluff an, die zahlreiche marine Molluskenfragmente, aber kaum komplette Individuen hält. Das Sediment gehört zu einer (brackisch-)marinen Prodeltafazies aus dem distalen Bereich der Deltafront. Da sich keine Deltafrontablagerungen anschließen, lag der Bohrpunkt immer außerhalb der eigentlichen Deltaschüttung.

Von 10,03 – 4,11 m u. M. folgen, wie in Profil OIN 3, stark toniger Schluff, der von einer hellgrauen Färbung im Liegenden über dunkelgrau im mittleren Abschnitt zu einer fleischfärblich-grünlich-weißlich-rötlich-grauen Farblaminierung wechselt. Bei der Auswertung der geochemischen Analysen fällt eine klare Zweiteilung innerhalb dieses Sedimentpakets auf. Während bis in ca. 7,50 m u. M. hohe Leitfähigkeitswerte, niedrige pH-Werte und ein niedriger Gehalt an Orthophosphat zu verzeichnen sind, treten im oberen Sedimentabschnitt, zwischen 6,00 und 7,00 m u. M. höhere pH-Werte, ein höherer



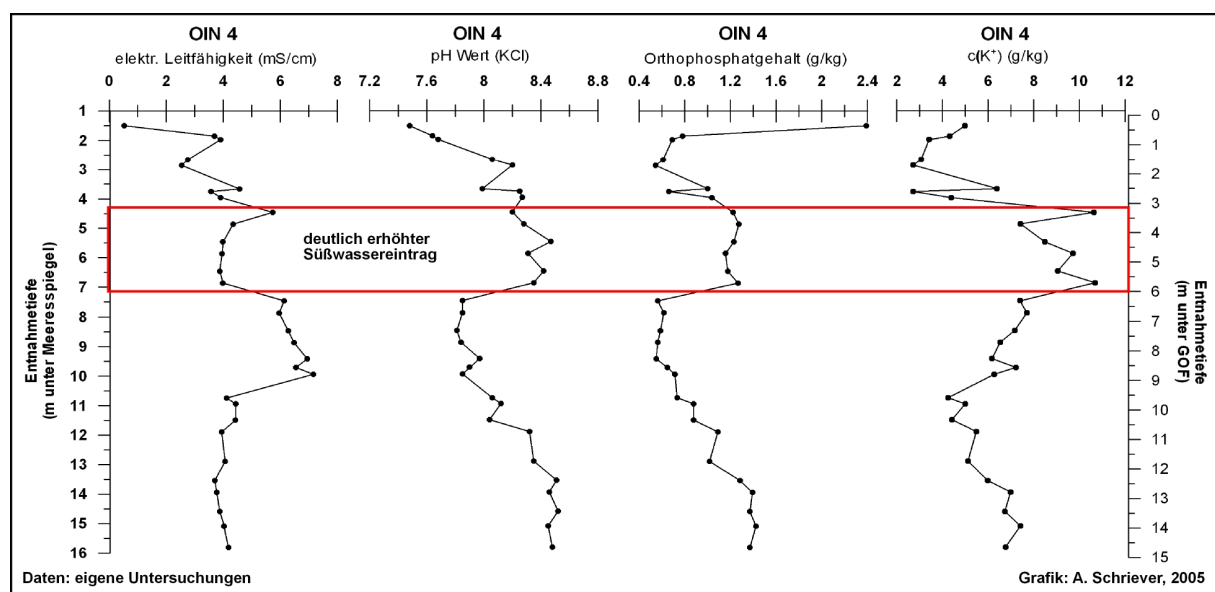


**Abb. 33: Foto des Profils OIN 4 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung : A. Schriever)

Orthophosphatgehalt, eine deutlich verringerte elektrische Leitfähigkeit sowie hohe Konzentrationen von Kaliumionen in den Vordergrund (Abb. 34). Der niedrige Gehalt an Orthophosphat im unteren Bereich spricht dafür, dass es sich um einen deutlich marinen beeinflussten Ablagerungsraum handeln könnte. Die hohen Leitfähigkeitswerte deuten aber eher auf eine vom Meer abgetrennten hypersalinen Buchtbereich hin. Der Anstieg der Kaliumionenkonzentration und des Orthophosphatgehalts im oberen Abschnitt des Sediments gehen sehr wahrscheinlich auf einen größer werdenden Süßwassereintrag zurück, was durch die wieder sinkenden Leitfähigkeitswerte bestätigt wird (vgl. Abb. 34). Die Radiokohlenstoffdatierung einer marinen Muschel (*Cerastoderma glaucum*, in Lebendstellung) bei 9,90 m u. M. ergab ein Alter von 4452 – 4361 cal BC (Tab. 4) für das Einsetzen der extrem ruhigen Sedimentationsbedingungen. Eine weitere Datierung einer marinen Muschel in 7,06 m u. M. (*Dosinia exoleta*, komplettes Individuum) ergab ein Alter von 928 – 838 cal BC (Tab.2), was deutlich macht, dass das Sediment in einer erheblichen Wassertiefe abgelagert worden ist, da

der Meeresspiegel zu diesem Zeitpunkt etwa bei 3 – 4 m unter dem heutigen Niveau lag. Dass es sich um eine Umlagerung von jüngerem Material handelt, ist aufgrund der stratigraphischen Rahmenbedingungen unwahrscheinlich. Es handelt sich demnach um einen marin-brackisch (bis ca. 7,50 m u. M.) bis brackisch-lagunären Ablagerungsraum, der sich durch extrem ruhige Sedimentationsbedingungen auszeichnet, was nur in einer vom Meer abgetrennten Bucht vorstellbar ist (Abb. 33). Die wenig vorhandenen Makrofossilien im oberen Abschnitt dieses Sediments deuten darauf hin, dass die ökologischen Bedingungen eher ungünstig gewesen sind. Zusammen mit der auftretenden farblichen Laminierung weist dies darauf hin, dass der obere Abschnitt bereits als Übergang zu einer marschähnlichen Verlandungsfazies zu interpretieren ist.



**Abb. 34: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 4**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2005)

Auch zwischen 4,11 und 3,06 m u. GOF liegt stark toniger Schluff vor, in den allerdings Sandbändchen eingeschaltet sind. Sie enthalten makroskopisch erkennbare Pflanzenreste. Es handelt sich um die deutliche Ausprägung der marschähnlichen Verlandungsfazies (siehe OIN 3), die sich bereits in der unterlagernden Schicht angekündigt hat.

Von 3,06 – 1,91 m u. M. folgen Sande, die im unteren Bereich (bis 2,71 m u. M.) grau gefärbt und gut sortiert sind. Im oberen Teil treten Schlufflinsen hinzu, und die Färbung verändert sich zu einem rostfärblichen Hellbraun. Der untere Teil des Sedimentkörpers repräsentiert fluviale, in anoxischem Milieu abgelagerte Rinnensande. Hinweise auf Salzwassereinfluss, zum Beispiel Molluskenfragmente, fehlen. Nach oben hin werden die Rinnensande langsam von Crevasse splay-artigen Hochflutsedimenten abgelöst.

Ab 1,91 m u. M. schließt sich bis zur Oberfläche ein Hochflutsediment aus mittel tonigen Schluffen an. Darin eingebettet liegt ein stark verwitterter und komprimierter Torf (zwischen 1,79 und 1,74 m u. M.), der auf 1252 – 1292 cal AD (Tab. 4), also in die spätbyzantinische

Epoche datiert. Das bedeutet, dass seitdem noch etwa 0,60 m an Sediment abgelagert worden ist.

Die Bohrung OIN 5 (N38°26,083', E21°07,350') schließt das Transekt A ab. Die Bohrung liegt wenige hundert Meter von der heutigen Küstenlinie entfernt 0,70 m unter dem aktuellen Meeresspiegel. Die erreichte Tiefe beträgt 13,00 m u. GOF. (entspricht 13,70 m u. M.). Der Standort der Bohrung war ein brachliegendes Feld, das an der Bodenoberfläche große Trockenrisse und massive Salzausblühungen zeigte.

Von der Basis des Profils bis 10,45 m u. M. herrschen Feinsand und Schluff in verschiedener Kombination und zum Teil wechsellagernd vor. Nach oben hin nimmt der Schluffanteil ab, und das Sediment ist deutlich laminiert und der Feinsand gut sortiert. Immer wieder sind dünne Lagen organischer Substanz eingeschaltet. Sowohl die sedimentologischen Befunde als auch die geochemischen Ergebnisse sprechen für eine Prodelta-Sediment in einem marin bzw. marin-brackischen Ablagerungsraum.

Bis 7,38 m u. M. folgt eine stark sandige Fazies, die im unteren Bereich (bis etwa 8,70 m u. M.) aus sehr gut sortierten, grau-bunten Grobsanden mit vereinzelt marinen Fossilfragmenten besteht und nach oben hin in grobsandhaltigen Mittelsand übergeht. Es handelt sich dabei um Sedimente einer bedeutenden Deltaschüttung, die durch Wellenenergie aufgearbeitet und sortiert worden sind. Diese Sande repräsentieren somit die litoral aufgearbeiteten Sedimente aus einer Deltaschüttung, die etwa zwischen 5000 und 4500 cal BC in den randlichen Bereich der Bohrungen OIN 8, OIN 4 und OIN 5 reichte. Gleichzeitig stellen sie sehr wahrscheinlich die westliche Berggrenzung der ab 4500 cal BC existierenden Lagune dar.

Darüber setzt sich das Profil mit einem Gemenge aus Fein- und Mittelsand sowie Schluff fort, das bis 5,85 m u. M. reicht und mit marinen Fossilfragmenten, unter anderem Klappen von *Tellina* sp. und *Cerastoderma glaucum* sowie Exemplaren von *Cyclope neritea* und Pflanzenresten durchsetzt ist. Diese Ablagerung stammen wahrscheinlich aus dem sublitoralen bis litoralen Bereich und könnten ebenfalls Ablagerungen z.B. eines Tombolos oder einer Sandbarre darstellen, die allerdings nicht im direkten Einfluss der Wellenenergie gelegen haben kann. Nach oben hin nimmt der Grobsandanteil im Sediment zu und damit auch vermutlich wieder die Exposition zur Wellenenergie. Die Datierung einer marinen Muschel (*Nucula nucleus*, komplettes Individuum) aus 6,00 m u. M. ergab ein Alter von 178 – 69 cal BC (Tab. 4), was gemäß der Meeresspiegelkurve (Abb. 22, Kap. 6.1.3) eine Wassertiefe von etwa 3 m zum Zeitpunkt der Sedimentation bedeuten würde. Dies spricht eindeutig für die Ablagerung im Sublitoral. Da die heutige Landoberfläche allerdings bereits 0,70 m unter dem aktuellen Meeresspiegel liegt, ist anzunehmen, dass Phänomene wie natürliche Sedimentkompaktion und anthropogen durch Entwässerung induzierte Absenkung für eine postsedimentäre Absenkung der datierten Materialien verantwortlich sein könnten. Es ist davon auszugehen, dass hier flussbürtiges Material von Wellenenergie aufgearbeitet worden ist. Ein Zusammenhang des Sediments mit der Abtrennung der in den bereits vorgestellten Profi-

len vorgefundenen Lagune in Form eines Tombolos oder einer Sandbarre ist wahrscheinlich, vor allem unter Einbeziehen einer möglichen postsedimentären Verlagerung.

Mit einer scharfen stratigraphischen Grenze folgt im Hangenden bis 4,33 m u. M. ein stark toniger Schluff, der die auffällige farbliche Laminierung aufweist, die schon in den vorherigen Profilen beschrieben wurde und einer marschähnlichen Verlandungsfazies zugeordnet werden kann.

Es folgt bis 2,97 m u. M. ein grauer, schwach bis mittel schluffiger Feinsand, der nach oben in eine Wechsellagerung mit laminiertem, stark tonigen Schluff übergeht. Der Feinsand ist mit Pflanzenrestbändchen durchsetzt und als Sediment litoraler Herkunft anzusprechen, die eine erneute Meeresspiegelanstieg anzeigen. Da es sich nur um Feinsand handelt, kann die Wellenenergie nicht besonders groß gewesen sein, zumal die Schluffe und Pflanzenreste auf eine gewisse Periodizität hinweisen. Dieser Befund wird durch verschiedene Geochemische Parameter unterstützt, so nimmt das  $K^+/Na^+$ -Verhältniss im Vergleich zum unterlagernden marschähnlichen Sediment wieder ab, ebenso wie der Orthophosphatgehalt (Abb. 35). Eine Radiokohlenstoffdatierung eines Pflanzenrests ergab ein Alter von 395 – 529 cal AD (spätromisch-frühbyzantinisch, Tab. 4).

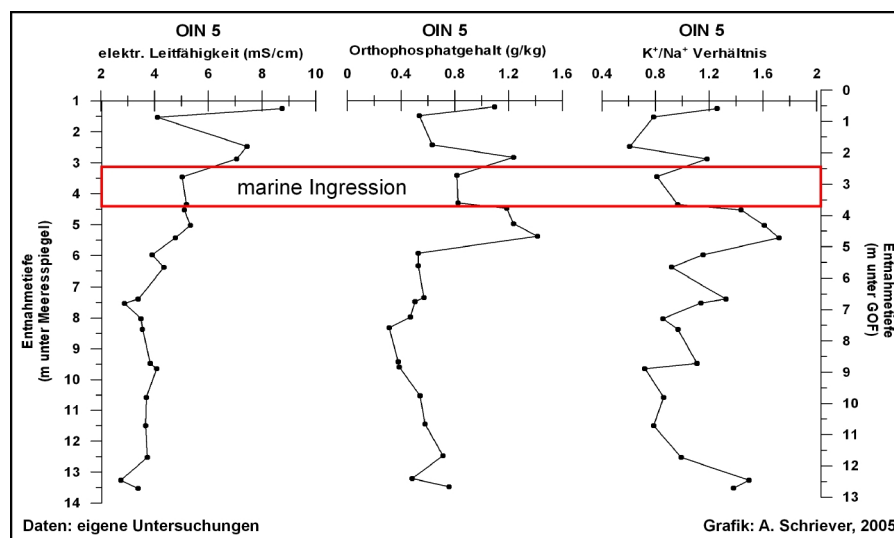


Abb. 35: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 5

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2005)

Darüber liegen zwischen 2,97 und 2,70 m u. M. erneut homogener, farblich laminiertes stark toniger Schluff der beschriebenen marschähnlichen Fazies. Die in diesem Bereich enorm ansteigenden Werte der elektrischen Leitfähigkeit sowie eine hohe Konzentration von Natriumionen zeigen bereits die enorme rezente Versalzung der oberen Sedimentschichten.

Zwischen 2,70 und 1,30 m u. M. schließen sich wiederum gut sortierte Feinsande an, die neben Mittelsand auch Schluff enthalten. Sie sind hydromorph überprägt und sind einer fluvialen Fazies zuzuordnen (Rinnensande). Die Datierung eines Pflanzenrests bei 2,52 m u. M. ergab ein Alter von 419 – 527 cal AD (Tab. 4). Die Diskrepanz in der Tiefenlage zur nahezu auf das gleiche Alter datierenden Probe aus 3,51 m u. M. könnte durch dadurch erklärt

werden, dass es sich bei der oberen Probe um wieder aufbereitetes Material eines älteren Sedimentkörpers handelt, welches durch die fluviale Aktivität an die Fundstelle verlagert wurde. Der Fundzusammenhang der höher liegenden Probe (fluviale Sande in einer verlandenden, marschähnlichen Situation), spricht unter Zuhilfenahme der Meeresspiegelkurve (Meeresspiegelniveau etwa im Bereich der Fundtiefe, Abb. 22, Kap. 6.1.3) für die Richtigkeit dieser Datierung. Die Interpretation wird durch die oben bereits erwähnte Möglichkeit der Sedimentkompaktion noch zusätzlich erschwert. Da eine Ablagerung marschähnlicher Verlandungssedimente unter natürlichen Voraussetzungen eher unwahrscheinlich erscheint, muss diese aber auf jeden Fall mit in Betracht gezogen werden. Trotz der bleibenden Unklarheiten weisen die Befunde darauf hin, dass die Alterseinschätzung der höher gelegenen Probe vermutlich die präzisere ist.

Die oberen 0,60 m des Profils werden von einem Hochflutsediment eingenommen, in dem die aktuelle Versalzung des Oberbodens durch enorm hohe Leitfähigkeitswerte sowie sehr hohe Konzentrationen von Natriumionen dokumentiert ist.

Das Transekt A dokumentiert die paläogeographische Entwicklung des nordwestlichen Bereichs des Untersuchungsgebiets. Es ist insgesamt durch klassische regressive Abfolgen gekennzeichnet. Mit der lagunären Phase im Profil OIN 7 wurde die nördlichste Verbreitung brackisch-lagunärer Ablagerungen erbohrt. Diese Sedimente der maximalen Transgression konnten mit Hilfe der Radiokohlenstoffmethode auf ein mittelholozänes Alter (5538 – 5455 cal BC, Tab. 4) datiert werden. Auffällig und kennzeichnend für das gesamte Transekt ist eine sehr ausgeprägte Phase lagunärer Sedimentation, die um etwa 4500 BC einsetzt und mit wechselnden ökologischen Bedingungen (schwankende Salinität aufgrund erhöhter mariner oder fluvialer Einflüsse) bis weit nach 1000 BC, wahrscheinlich sogar bis etwa zur Zeitenwende und darüber hinaus andauert. Ebenso charakteristisch sind die Sedimente fluvio-deltaischer Herkunft, die zwischen etwa 10,00 und 14,00 m u. M. in den Profilen OIN 1, 3, 4, und 5 zu finden und einer frühen Schüttung des Acheloos, mindestens 6000 (eher 6500) cal BC bis etwa 4500 cal BC, zuzuordnen sind.

### 7.2.1.2 Transekt B

Das Transekt B beginnt mit der Bohrung OIN 2, die nordöstlich des Lesini Höhenzugs liegt. Er verläuft über die Bohrung OIN 62 und die bereits beschriebenen Profile OIN 1 und OIN 3 von Norden in die ehemalige Bucht nördlich Tri Kardos (Oiniadai) und durchquert diese über die Bohrungen OIN 8 und OIN 58 bis zum Bohrpunkt OIN 37, der zwischen den ehemaligen Inseln Kounovina im Westen und Tri kardo im Osten liegt (vgl. Abb. 30, Kap. 7.2.1). Mit den Bohrungen des Transekt B lassen sich mehrere Fragen klären, zum Beispiel die, ob der Lesini-Höhenzug während des Holozäns irgendwann eine Insel im Meer gewesen ist, und ob die Lagune aus Transekt A bis in den zentralen Bereich um die Bohrung OIN 8 gereicht hat.

Das Bohrprofil OIN 2 (N38°28,668', E21°13,396') liegt ca. 2 km nördlich des Lesini-Höhenzuges und wurde aus einer Höhe von 5,01 m ü. M. abgeteuft. Die erreichte Tiefe betrug

22 m u. GOF. und OIN 2 ist damit die tiefste Bohrung, die im Untersuchungsgebiet niedergebracht wurde (Abb. 36).

In 16,99 bis 16,87 m u. M. finden sich gut bis sehr gut kantengerundete Kalksteinbruchstücke und Feuersteinfragmente. Der Grad der Zurundung der Kalksteine spricht für einen längeren fluvialen Transport und gegen Hangabtrag als Genese, obgleich nicht von klassischen Flussschottern gesprochen werden kann. Gegen einen längeren Transport sprechen die relativ kantigen Feuersteinbruchstücke in dieser Schicht. Vielleicht handelt es sich um Ablagerungen kleinerer Gerinne, die zur Zeit der Akkumulation zum Beispiel von Norden her einmündeten. Ausweislich des Vergleichs mit anderen Bohrungen ist davon auszugehen, dass die Bohrung bis ins frühe Holozän, eventuell sogar bis ins ausgehende Pleistozän reicht und somit durchaus solche morphodynamischen Prozesse für diesen Raum angenommen werden können. Allerdings fehlen wichtige Rahmeninformationen, wie zum Beispiel das Untergrundrelief, die nötig sind, um die Sedimentationsgeschichte der basalen Einheit von OIN 2 zu klären.

Es schließt sich bis 13,29 m u. M. ein über 5 m mächtiges Sedimentpaket aus homogenem, mittel tonigen Schluff an. Immer wieder sind torfartige Lagen von Pflanzenresten eingeschaltet. Die Ablagerungen gehören eindeutig zu einer limnischen Fazies und die torfartigen Lagen sprechen für Variationen in der Ausdehnung des Sees und damit der Wassertiefe.

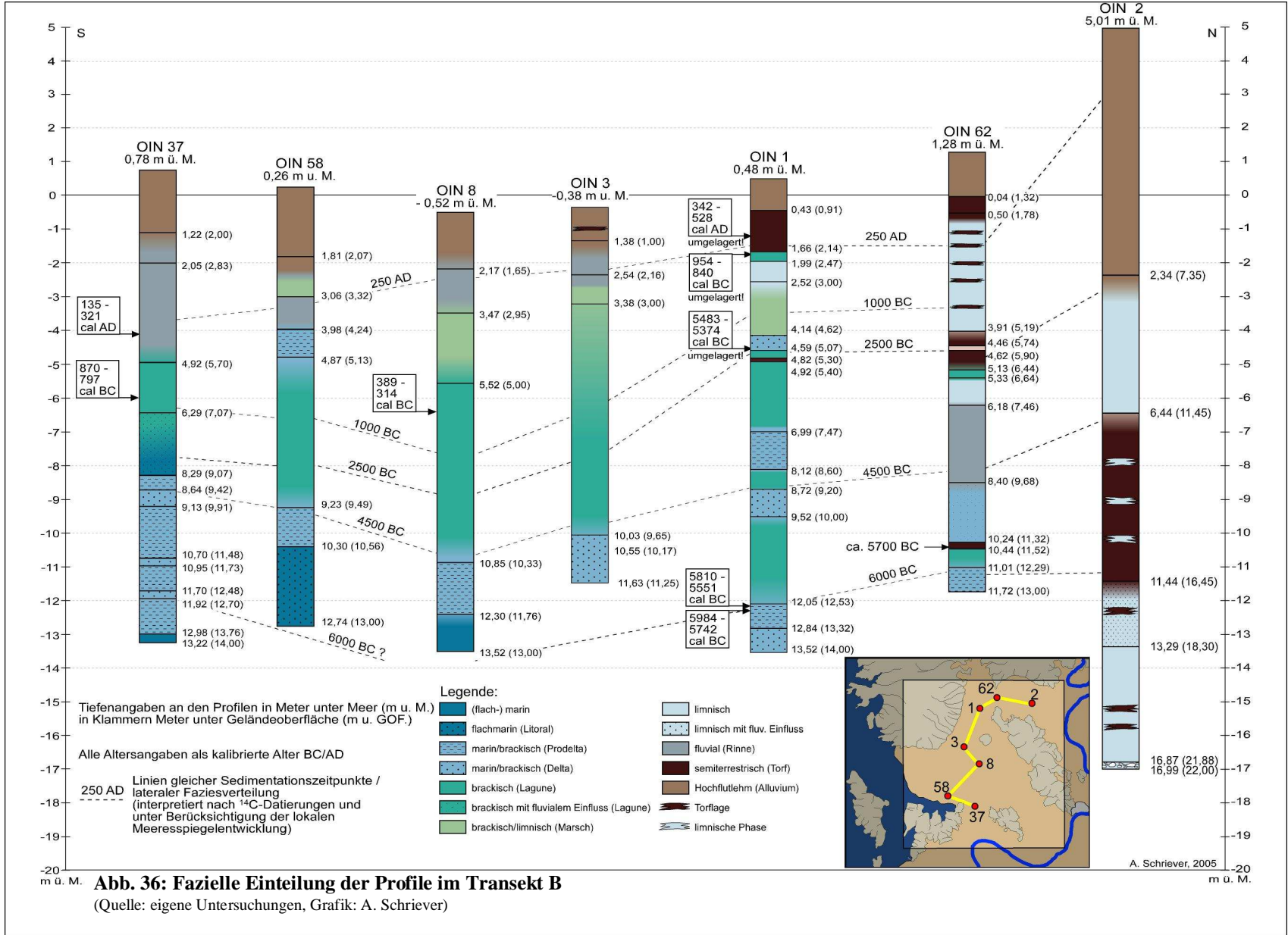
Darüber liegt bis 11,44 m u. M. ein ähnliches Sediment, das aber deutliche Feinsandbeimengungen zeigt. Diese resultieren aus fluvialen Eintrag in das System, der allerdings in Bezug auf die Bohrposition als eher distal zu bezeichnen ist.

Im Hangenden folgt bis 6,44 m u. M. eine Wechsellagerung aus Torfen und grauen, stark tonigen Schluffen. Die Torfe sind stark verwittert. Sie enthalten größere Holzfragmente (bis 5 cm) und Fragmente sowie komplette Individuen von Süßwassermollusken. Die Zwischenlagen aus stark tonigem Schluff dokumentieren Phasen limnischer Sedimentation innerhalb des semiterrestrischen Sumpfmilieus.

Oberhalb folgen bis 2,34 m u. M. stark toniger Schluff einer limnischen Fazies. Die dunkelgraue, im oberen Bereich grau-braune Färbung sowie viele kleine Pflanzenreste deuten darauf hin, dass die Wassertiefe des Sees nicht besonders groß war.

Es schließt sich eine sandige Zwischenlage an (2,34 – 1,72 m u. M., im Faziesprofil nicht ausgegliedert), die einem Crevasse splay Sediment entspricht. Danach reicht ein klassischer, über 7 m mächtiger Hochflutlehm bis zur Oberkante des Profils. Vor allem der Hochflutlehm belegt die enormen Sedimentationsraten, die in relativer Nähe eines Flusses wie dem Acheloos erreicht werden.

Das Profil ist durchgehend von limnischen, semiterrestrischen und fluvialen aufgebaut. Hinweise auf Sedimente aus marinem oder brackischem Milieu fehlen. Daher kann die Frage, ob es sich bei den Lesini-Höhenzug um eine ehemalige Insel handelt eindeutig mit nein beantwortet werden.



Das Transekt setzt sich nach Westen mit der Bohrung OIN 62 (N38°28,740', E21°11,629') fort, die in einer Höhenlage von 1,28 m ü. M. gebohrt wurde und eine Tiefe von 13,00 m u. GOF (entspricht 11,72 m u. M.) erreicht.

An der Basis des Profils findet sich bis 11,01 m u. M. eine deutlich laminierte Wechselagerung aus mittel tonigem und feinsandigen Schluff sowie reinem Feinsand. Diese Prodelta-Ablagerung wird von einem hellgrauen mittel tonigen, feinsandigen Schluff überlagert, der sich zahlreiche marine Molluskenfragmente enthält und bis 10,44 m u. M. reicht. Der nach oben hin abnehmende Feinsandgehalt signalisiert den Übergang zu einem ruhigen, brackischen Lagunenmilieu. Die geochemischen Analyseergebnisse, wie zum Beispiel die geringe Leitfähigkeit, die geringen Na<sup>+</sup>-Konzentrationen sowie hohe Konzentrationen von K<sup>+</sup>, weisen auf einen starken Süßwassereinfluss hin (Abb. A 62 b)

Es folgt bis 10,24 eine 20 cm mächtige Torfschicht, die neben Holzfragmenten auch marine Fossilien sowie mittel tonige Schluffbändchen enthält. Das Sediment gehört zu einer semiterrestrischen (-brackischen) Küstensumpf-Fazies. Eine indirekte Datierung über die Meeresspiegelkurve (Abb. 22, Kap 6.1.3) führt zu einem Alter um etwa 5700 cal BC.

Im Hangenden schließt sich von 10,24 bis 8,40 m u.M. ein Mittelsandpaket an. Bis 10,34 m u. M. gibt es im Sediment noch viele Reste mariner Molluskenfragmente (u.a. *Bittium* sp.), deren Menge aber nach oben hin abnimmt. Ausweislich der geochemischen Analyseergebnisse, sehr geringe Leitfähigkeitswerte und Na<sup>+</sup>-Konzentration, sehr hohe K<sup>+</sup>-Konzentrationen, ist der Süßwassereinfluss sehr groß. Dies bedeutet, dass die (Delta-)Sande vermutlich sehr nah an der Mündung abgelagert worden sind.

Von 8,40 bis 6,18 m u. M. folgt Feinsand, dem nach oben hin Mittelsand beigemischt ist. Das Material zeigt keinerlei makroskopisch sichtbaren Fossilfragmente. Es handelt sich um Rinnensande einer fluvialen Fazies.

Es folgt zwischen 6,18 und 5,33 m u. M. ein sehr heterogen zusammengesetztes Sediment. Von 6,18 bis 5,82 m u. M. lagert ein grauer, mittel toniger Schluff mit Feinsandbeimengungen. Das Sediment ist frei von makroskopisch erkennbaren Fossilien. Daran schließt sich bis 5,33 m u. M. ein hellgrauer, mittel toniger Schluff mit Fragmenten von Süßwassermollusken an. Die beiden Sedimente gehören zu einer limnischen Fazies, wobei der Feinsand im unteren Bereich noch den ausklingenden fluvialen Einfluss dokumentiert.

Mit einer deutlich sichtbaren Grenze (Abb. 37, 6,64 m u. GOF.) setzt bei 5,33 m u. M. eine bis 5,28 m u. M. reichende Schillage mariner Molluskenfragmente (u.a. *Cerastoderma glaucum*, *Cyklope neritea*) in einer Matrix aus grauem, mittel tonigem Schluff ein. Die Matrix setzt sich nach oben fort, und leitet mit hohem Gehalt an humosen Material, Holzfragmenten und Süßwasser-Fossilfragmenten (u.a. die Posthornschncke, *Planorbarius corneus*) in den darüber folgenden Torf (ab 5,13 m u. M.) über. Das kurzzeitige Wiederauftauchen der brackisch-marinen Fazies als Ingression kann verschiedenen Gründe haben. Es kann sich um eine normale, durch den Meeresspiegelanstieg ausgelösten Ingression einer Lagune in einen flankierenden Küstensee handeln. Darüber hinaus sollte die Möglichkeit der Zerstörung der ab-



trennenden Barriere zwischen Lagune und See durch, zum Beispiel, einen Sturm berücksichtigt werden. Ob es sich gegebenenfalls sogar um die Folge eines katastrophischen Großereignisses wie einer coseismische Absenkung oder eines Tsunami handelt, kann ebenfalls zur Diskussion gestellt werden. Um solche Detailfragen erschöpfend klären zu können, wären weitere Untersuchungen nötig.

Es folgt zwischen 5,13 und 3,91 m u. M. eine Torflage, in die zwischen 4,62 und 4,46 m u. M. eine Kalkmudde eingelagert ist. Der Torf besteht hauptsächlich aus Resten von *Phragmites australis* und enthält verschiedenen, nicht näher bestimmbare Süßwassermolluskenfragmente. Der Wechsel zwischen schwach verwittertem *Phragmites*-Torf und Kalkmudde spricht für häufigere Veränderungen in der Ökologie des Gewässers. Die ökologischen Bedingungen waren aber für eine hohe biologische Aktivität geeignet.



Abb. 37: Foto des Profils OIN 62 mit fazieller Einteilung

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Oberhalb des Torfs findet sich erneut mittel toniger Schluff verschiedener Graufärbung. Dieser reicht bis 0,50 m u. M. und beinhaltet sehr viele Pflanzenreste, vor allem von

*Phragmites australis* sowie Süßwasser-Fossilfragmente. Ein Einzelfund einer nicht mehr bestimmbar, dickschaligen Gastropode bei 3,64 m u. M. könnte auf sehr seltenen Brackwasser-Einfluss hindeuten, das Fragment wurde aber auch eventuell verlagert. Es handelt sich um das Sediment eines Sees mit schwankender Wassertiefe bzw. Ausdehnung.

Dieser See verlandet und hinterlässt dabei erneut einen Torf, der von 0,50 – 0,04 m u. M. reicht. Nach oben hin abgeschlossen wird das Profil OIN 62 mit einem Hochflutsediment (Abb. 36).

Das Transekt B setzt sich nach Süden mit den Profilen OIN 1 und 3 fort, die bereits im Rahmen der Darstellung des Transekts A beschrieben wurden.

Die nächste Bohrung im Transekt B ist OIN 8 (N38°26,083', E21°10,718'), die im Zentrum der Ebene nördlich der ehemaligen Inseln Kounovina und Triardo niedergebracht wurde. Sie wurde aus -0,52 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 13,00 m u. GOF. (entspricht 13,52 m u. M.). Das Profil zeigt ein regressive Abfolge und weist sehr starke Ähnlichkeiten zu OIN 3 (s.o.) auf.

Die Basis bildet hellgrünlich-grauer, mittel bis stark toniger Schluff, der sehr homogen ist und nur wenige marine Fossilien ( u.a. *Tellina* sp.) enthält. Er reicht bis 12,30 m u. M. und ist als typisches Sediment einer flachmarinen Fazies anzusprechen.

Es schließt sich bis 10,85 m u. M. eine Wechsellagerung aus schluffigem Feinsand und mittel tonigem Schluff an. Das Sediment ist zum Teil laminiert und enthält wenige marine Fossilfragmente, darunter Reste von Krebsen (*Crustaceen*) und Seeigeln (*Echinodeen*). Es handelt sich um ein Prodelta-Sediment einer marin-brackischen Fazies, was durch deutliche Schwankungen innerhalb der geochemischen Kennwerte elektrische Leitfähigkeit, Carbonatgehalt, Na<sup>+</sup>-Konzentration und Ca<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+/3+</sup> bestätigt wird (Abb. 38).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	δ <sup>13</sup> C (ppm)	<sup>14</sup> C-Alter (BP)	1σ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 1/4	1,83	1,35	organ. Material	UTC 11559	-26,6	1642+/-41	348 - 528 cal AD
OIN 1/7	2,33	1,85	Mollusken	UTC 11560	-2,9	3083+/-39	954 - 840 cal BC
OIN 1/12	4,90	4,42	Mollusken	UTC 11561	-5,3	6490+/-50	5483 - 5374 cal BC
OIN 1/28	12,71	12,23	Mollusken	UTC 11562	-6,9	7310+/-50	5810 - 5551 cal BC
OIN 1/29H	12,80	12,32	Holz	UTC 11563	-28,1	6980+/-60	5984 - 5742 cal BC
OIN 8/13M	5,9	6,42	Mollusken	UTC 12318	0,5	2617+/-39	389 - 314 cal BC
OIN 37/12+PR	4,87	4,09	Pflanzenrest	UTC13209	-27,0	1791+/-37	135 - 321 cal AD
OIN 37/17+PR	6,75	5,97	Posid. oceanica	UTC13210	-13,7	3026+/-40	870 - 797 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt B  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 5: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt B**

Im Hangenden folgt ein über 5 m mächtiges Sedimentpaket aus mittel bis stark tonigem Schluff, vorwiegend bräunlich- bis grünlich-grauer Färbung. Die Färbung rührt von einem hohen Anteil an organischer Substanz her, was durch die geochemischen Analysen bestätigt wird. Das Sediment riecht teilweise stark nach H<sub>2</sub>S, was für anaerobe Zersetzungsprozesse nach der Ablagerung spricht. Es sind immer wieder Schillagen aus Fragmenten und kompletten Individuen einer marin-brackischen Fauna (vor allem *Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Dosinia exoleta*, *Cerithium* sp. und *Bittium reticulatum*). Die geochemischen Kennwerte

zeigen starke Schwankungen, die auf wechselnde Bedingungen, zum Beispiel der Salinität, hindeuten. Auffällig ist die Entwicklung der Konzentrationen von  $\text{Na}^+$  und  $\text{K}^+$ . Beide Werte zeigen die eben beschriebenen Schwankungen allerdings auf einem hohen Niveau, was zu einem ungewöhnlich ausgeglichenen  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ -Verhältnis führt (vgl. Abb. A 8 b). Dies spricht eindeutig für Brackwasserverhältnisse und kennzeichnet das Sediment als ein brackisches

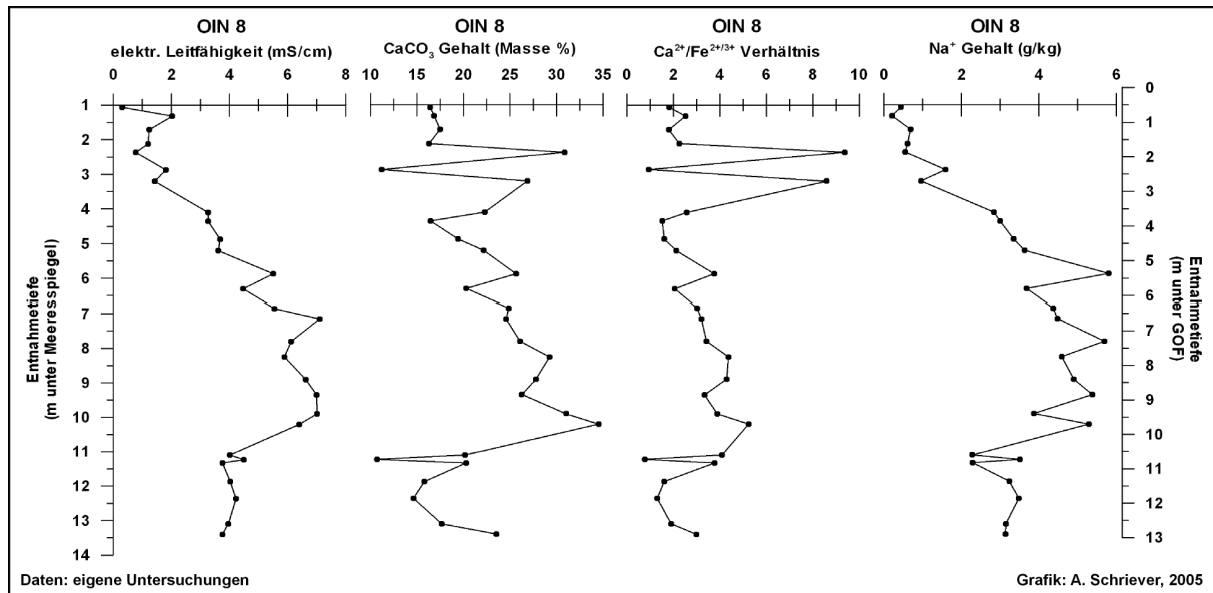


Abb. 38: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 8

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2005)

Lagunensediment. Der oberste Abschnitt des Sediments, von etwa 6,50 bis 5,50 m u. M., ist deutlich heller gefärbt, was mit einer deutlichen Abnahme des Gehalts an organischer Substanz einhergeht. Auch die Leitfähigkeit und  $\text{Na}^+$ -Konzentration nehmen, nach einem kurzen Anstieg, ab und die  $\text{K}^+$ -Konzentration stabilisiert sich. Man muss hier von einer verstärkten Wasserzufuhr ausgehen, die zunächst auf einem vermehrten Meerwasserzustrom beruht, der danach von zunehmendem Süßwassereinfluss überlagert bzw. abgelöst wird. Die Datierung einer marinen Bivalve (*Dosinia exoleta*, komplettes Individuum) in 6,42 m u. M. ergab ein Alter von 389 – 314 cal BC (Tab. 5). Da der Meeresspiegel in dieser Zeit etwa 3 m unter heutigem Niveau lag (vgl. Abb. 22, Kap. 6.1.3), bedeutet dies eine Wassertiefe von ca. 3,5 m zur Zeit der Ablagerung. Auch hier sind aber Effekte wie die postsedimentäre Sedimentkompaktion und weitere Absenkung durch anthropogene Eingriffe wie Melioration zu berücksichtigen. Demnach ist eine geringere Wassertiefe in der Lagune zu Zeit der Ablagerung anzunehmen.

In der sich anschließenden Schicht von 5,52 bis 3,47 m u. M. setzt sich der Trend zur Aussüßung fort. Der mittel bis stark tonige Schluff ist laminiert, homogen und nur mit kleinen Fossilsplintern durchsetzt. Es handelt sich wiederum um eine marschähnliche Verlandungsphase der Lagune.

Von 3,47 bis 2,17 m u. M. lagern graue Sande verschiedener Korngrößenzusammensetzung, wobei im unteren und oberen Bereich Mittelsand dominiert. Da das Sediment keine Fossilien aufweist und die geochemischen Parameter auf Süßwasserbedingungen hinweisen, kann hier von einem fluvialen Rinnensediment gesprochen werden. Die Variationen in der Korngröße ergeben sich durch wechselnde Wasserführung. Das Profil wird nach oben hin von einem Hochflutsediment abgeschlossen (Abb. 36).

Die Profile OIN 3 und OIN 8 zeigen wie erwähnt sehr deutliche Übereinstimmungen (Abb. 36), und dokumentieren dadurch sehr gut die Entwicklung des zentralen Bereichs des nordwestlichen Deltaebene (ehem. Lesini-Sumpf).

Das Transekt B setzt sich mit dem Profil OIN 58 (N38°25,101', E21°09,600') fort, das ca. 1 km nördlich der ehemaligen Insel Kounovina, in der Nähe des in die Ebene eingreifenden Lagunenarms erbohrt wurde. Es wurde ein Tiefe von 13,00 m u. GOF. (entspricht 12,74 m u. M.) erreicht.

Die Basis des Profils bilden bis 10,30 m u. M. graue Mittelsande. Im unteren Abschnitt enthalten sie zahlreiche kleine Splitter mariner Fossilien und insgesamt treten kleine Bändchen organischen Materials auf. Es handelt sich um fluvio-marine Sande einer sehr frühen Deltaschüttung und wie bei OIN 1 kommt auch hier nur der Acheloos als liefernder Fluss in Frage, da im Umfeld der Bohrung keine anderen großen Gerinne existiert haben können.

Es schließt sich ein schluffiger Feinsand mit kleinen marinen Fossilsplittern und Holzfragmenten an, der einer Prodelta-Sedimentation zuzuordnen ist. Auffällig ist der Geruch nach H<sub>2</sub>S, der auf anoxische Bedingungen beim Zersetz organischen Materials deutet, was für eine zumindest leicht fließendes Gewässer eher ungewöhnlich ist.

Mit einer deutlichen Grenze setzt bei 9,23 m u. M. ein Feinsediment ein, das bis 4,87 m u. M. reicht. Dabei handelt es sich durchgehend um einen mittel tonigen Schluff, der von einer oliv-grauen Färbung bis etwa 7,00 m u. M. in eine fleischfärblich-weißlich-bläulich-graue Laminierung übergeht. Die geochemischen Analyseergebnisse sprechen für eine brackisch-lagunäre Fazies. Schwankende, aber hohe Leitfähigkeitswerte deuten auf Wechsel in der Salinität der Lagune hin. Andere Werte, wie zum Beispiel die Konzentration von K<sup>+</sup>, das K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup>-Verhältnis oder der Carbonatgehalt zeigen nach oben hin eine Tendenz zur langsamen Aussüßung. Der oberste Abschnitt des Sediments ist gekennzeichnet durch enorm hohe Konzentrationen von K<sup>+</sup>, was auf sehr starken Süßwassereinfluss hinweist (Abb. 39).

Von 4,87 bis 3,98 m u. M. lagert ein grauer, schwach laminiertes, stark schluffiger Feinsand eines Prodelta-sediments.

Im Anschluss findet sich bis 3,06 m u. M. eine Sandlage, die im unteren Teil aus gut sortiertem, sterilem, grau-buntem Mittelsand besteht und nach oben in einen mittelsandigen Feinsand mit organikreichen Bändchen übergeht. Es handelt sich dabei um ein fluviales Rinnensediment, was auch durch die geochemischen Ergebnisse bestätigt wird.

Das Profil setzt sich bis 1,81 m u. M. mit einer Wechsellagerung aus mittel tonigem, laminiertem Schluff und grauen, teilweise rostfleckigen Feinsanden fort. Dieses Sediment entstammt einem Ablagerungsmilieu, welches von ständigen Veränderungen geprägt worden ist. Marschähnliche Stillwassersedimentation wechselt sich mit fluvial transportierten Feinsanden ab, insgesamt eine Verlandungsfazies. Von 1,81 m u. M. bis zur Profilloberkante schließt sich der Hochflutlehm der Deltaoberfläche an (Abb. 36).

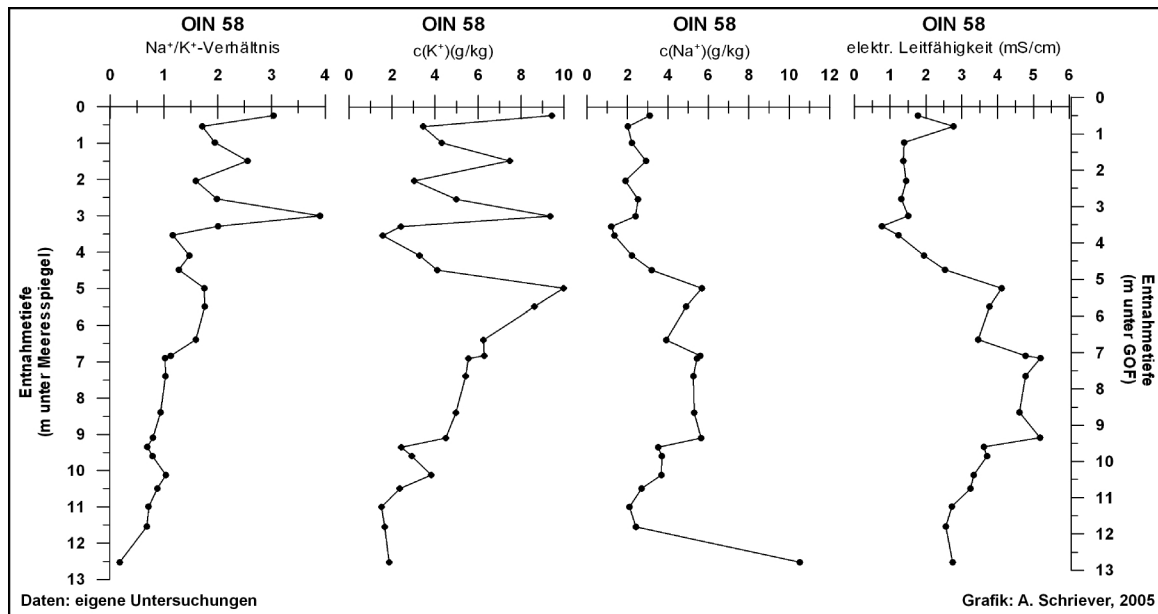


Abb. 39: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils 58

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Das Profil OIN 37 (N38°24,850', E21°10,728') schließt das Transekt B nach Süden hin ab und ist Bindeglied zu den Transekten aus dem Gebiet um die antike Hafenstadt Oiniadai. Es wurde in 0,78 m ü. M. zwischen den ehemaligen Inseln Kounovina und Triardo erbohrt und erreichte eine Tiefe von 14,00 m u. GOF. (entspricht 13,22 m u. M.).

Das Profil beginnt mit homogenem, hellgrauem, mittel tonigem Schluff, bei dem es sich um Ablagerungen einer flachmarinen Fazies handelt. Er reicht bis 12,98 m u. M.

Im Hangenden folgt bis 8,29 m u. M. ein Sediment, welches durch häufige stratigraphische Wechsel gekennzeichnet ist. Mittel schluffiger Feinsand liegt im Wechsel mit mittel tonigem Schluff. Letzterer enthält im Gegensatz zu den schluffig-sandigen Partien keine marinen Fossilfragmente. Die ständigen Wechsel im Ablagerungsmilieu spiegeln sich auch in der geochemischen Analyse wieder. Alle Parameter zeigen in dieser Tiefenlage deutliche Schwankungen (siehe Abb. A 37 b). In das Sediment sind zwischen 11,92 bis 11,70 m u. M. und 10,95 bis 10,70 m u. M. sowie 9,13 bis 8,64 m u. M. Sandlagen eingeschaltet, die auf Phasen höher energetischen Milieus hindeuten. Es handelt sich um einen fluvio-marinen Prodelta-Delta Komplex. Die Sedimentationsbedingungen veränderten sich häufig, wie es für einen Deltadurchgang typisch ist.

Es folgt bis 6,29 m u. M. ein im unteren Bereich schluffig-toniger Feinsand, der nach oben hin in einen feinsandigen Schluff übergeht. Auffällig ist der sehr hohe Gehalt an marinen Fossilfragmenten und kompletten Individuen eines breiten Artenspektrums. Es finden sich u.a. Fragmente und Einzelklappen von *Acanthocardia* sp, *Pecten* sp. (Jakobsmuschel), *Venus* sp., *Nuculus* sp., *Arca noae*, komplette Individuen von *Venus verucosa* und *Tellina* sp. Darüber hinaus treten Gastropoden der Gattungen *Cerithium* und *Bittium* sowie Fragmente von *Echinodea* auf. Ein weiteres auffälliges Merkmal des Sediments sind die sehr zahlreich vorhandenen Reste von Seegrass (*Posidonia oceanica*). Das große Vorkommen lässt auf einen ehemals mattenähnlichen Bewuchs schließen. Zusammen mit den Befunden der geochemischen Analysen, nochmals hohe Leitfähigkeitswerte, hohe Konzentration von  $\text{Na}^+$ , ergibt sich ein Bild, dass auf Ablagerungen aus dem Sublitoral hinweist. Es handelt sich um Sedimente eines Sandbarre oder eines Tombolos. Das ökologische Milieu ist günstig (Nährstoffe, Licht), so dass sich eine artenreiche Fauna etablieren konnte.

Der feinsandige Schluff geht ab 6,29 m u. M. in einen mittel tonigen Schluff über, der bis 4,92 m u. M. reicht. Bis 6,08 m u. M. finden sich noch zahlreiche, zum Teil schilllagenähnlich angereicherte marine Molluskenfragmente (u.a. *Nuculus* sp.) und Reste von *Posidonia oceanica*. Oberhalb von 6,08 m u. M. ist das Sediment homogen, fleischfärblich-grau und fossilieer. Es handelt sich um ein Sediment einer brackischen Lagunenfazies. Die Datierung einer Probe von *Posidonia oceanica* aus 5,97 m u. M. ergab ein Alter von 870 – 797 cal BC. Das Milieu erlaubt zunächst noch das Wachstum einer reichen Fauna, schlägt dann aber in eine ökologisch ungünstigere Variante um. Die geochemischen Kennwerte zeigen einen deutlich steigenden Süßwassereinfluss (sinkende Leitfähigkeit, abnehmende  $\text{Na}^+$ - und Carbonatkonzentration, steigende  $\text{K}^+$ -Konzentration), der für den Zusammenbruch der Fauna verantwortlich sein könnte.

Ab 4,92 m u. M. dominieren erneut Sande. Zunächst ein graues, schwach schluffiges, gut sortiertes Feinsandpaket mit nur sehr vereinzelt Fossilresten. Die Datierung eines unbestimmten Pflanzenrests aus 4,09 m u. M. ergab ein Alter von 135 – 325 cal AD. Dabei handelt es sich um Material, dass durch die fluviale Tätigkeit in einer relativ großen Tiefe an der Basis der Rinne abgelagert worden ist und vermutlich eine jüngere Phase der Rinne repräsentiert, also eine Erosionsdiskordanz darstellt. Ab 2,70 handelt es sich um grauen gut sortierten Mittelsand, der im oberen Bereich Hydromorphiemerkmale aufweist. Das Sediment ist immer wieder von kleinen schluffigen Lagen durchzogen, die auf heterogene Ablagerungsverhältnisse hinweisen. Das sanddominierte Sediment reicht bis in 2,05 m u. M. und ist die Ablagerung einer fluvialen Rinne.

Anschließend wechseln sich bis 1,22 m u. M. sandige und schluffige Partien ab. Es treten rostfärblich-braune Mittelsandbänder auf, die fluvialen Ablagerungen von Crevasse splay entsprechen. Der gesamte Bereich zeichnet sich durch eine starke hydromorphe Überprägung auf, was an zahlreich Fe- und Mn-Konkretionen und -Flecken deutlich wird. Den Abschluss des Profils bildet ein stark toniges Hochflutsediment.

Das Profil OIN 37 ist durch große Heterogenität geprägt. Die Lage zwischen den beiden ehemaligen Inseln ist sicherlich als ein Faktor hierfür zu nennen.

### 7.2.1.3 Transekt C

Das dritte und letzte Transekt (C) in diesem Teil des Arbeitsgebiets, durchquert die Ebene von Südosten nach Westen. Es beginnt im Osten der ehemaligen Insel Trikardo mit Profil OIN 10, verläuft über OIN 9 in nordwestliche Richtung ins Zentrum der Ebene. Abgeschlossen wird das Transekt durch die Profile OIN 8, 4, und 5, die bereits im Rahmen der Transekte A und B beschrieben wurden (Abb. 30).

OIN 10 (N38°24,400', E21°12,867') wurde etwa 5,5 km südöstlich von OIN 9 und 0,8 km östlich der ehemaligen Insel Trikardo aus 2,18 m ü. M. abgeteuft. Es wurde eine Tiefe von 14,00 m u. GOF. (entspricht 11,82 m u. M.) erreicht.

Die Basis bildet ein Feinsand, der eine Mittelsandkomponente ausweist. Ausweislich der Mikrofaunalanalyse handelt es sich um das Sediment einer flachmarinen Fazies aus dem Sublitoral/Litoral. Es finden sich aber bereits Exemplare von *Cyprideis torosa* (genaue Faunenzusammensetzung siehe Abb. A 10 d), einer Brackwasserart, was auf die Nähe eines Flusses hindeutet. Diese Einschätzung bestätigen der hohe K<sup>+</sup>-Gehalt und das daraus resultierende, für marine Sedimente zu hohe K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup>-Verhältnis, was für größeren Süßwassereinfluss spricht (Abb. A 10 b). Das Sediment reicht bis 11,32 m u. M. und ist einer Sandbarre oder einem Tombolo zuzuordnen.

Von 11,32 bis 10,27 m u. M. schließt sich ein homogener, hellgrauer, mittel toniger Schluff an, der Bivalvenklappen (u.a. *Tellina* sp.) und Gastropoden (*Cyclope neritea*) enthält. Die Faunenzusammensetzung spricht für eine flachmarine Fazies, jedoch liegen die Ostracoden und Foraminiferen nur im Juvenilstadium vor, was im oberen Teil des Sediments (bei 10,60 m u. M.) einen Kollaps der marinen Fauna belegt, der durch süßwasserbedingte Salinitätsschwankungen hervorgerufen wurde. Pyrit und Gipsausfällungen sprechen für anoxische postsedimentäre Bedingungen. Das Sediment wurde unter flachmarinen Verhältnissen sedimentiert, wobei wahrscheinlich der episodische oder periodische Eintrag von Süßwasser durch den Fluss die Ausbildung einer stabilen und gut ausgeprägten Mikrofauna verhindert hat.

Zwischen 10,27 und 9,55 m u. M. lagert ein bläulich-grauer feinsandiger Mittelsand. Neben makroskopisch erkennbaren marinen Fossilresten enthält das Sediment eine große Anzahl mariner Kleinstlebewesen wie juvenile Bivalven und Gastropoden, aber auch Foraminiferen und Ostracoden. Die Faunenzusammensetzung spricht für ein flachmarin/litorale Fazies, zeigt aber auch deutlich Süß- bzw. Brackwasserelemente (z.B. *Cyprideis torosa*, *Leptocythere lagunea* (Ostracoden) (Abb. A 10 d). Das Sediment ist gut durchlüftet und bewegt, was zusammen mit den anderen Daten für die Ablagerung im distalen Deltafrontbereich bzw.

erneut für einen Tombolo spricht. Setzt man die Tiefe der Sedimente in Bezug zur Meeresspiegelkurve (Abb. 22, Kap. 6.1.3), so ergibt sich ein Alter von etwa 5400 BC.

Im Hangenden schließt sich bis 7,72 m u. M. ein grünlich-grauer, mittel toniger Schluff an. Die Mikrofaunaanalyse zeigt eine arten- und individuenreiche marin (-brackische) Faunenvergesellschaftung. Als eindeutige Zeiger brackischer Einflüsse finden sich im unteren Abschnitt Ostracoden der Arten *Cyprideis torosa*, *Leptocythere lagunea*, aber auch Foraminiferen wie *Ammonia beccarii* (Probe OIN 10/26). Im darüberliegenden Bereich spricht ein erneuter Faunenzusammenbruch für eine Verstärkung des Süßwassereinfluss (Probe OIN 10/24). Die geochemischen Analyseergebnisse stützen diese Daten und zeigen deutliche Schwankungen, die für Wechsel der ökologischen Bedingungen sprechen und insgesamt einem marin-brackischen (-lagunärem) Umfeld zuzuordnen sind. Die genaue Abgrenzung des Ablagerungsraums ist nicht leicht, kann es sich sowohl um eine von Süßwasser beeinflusste, flachmarine Situation handeln, als auch um ein lagunäres Habitat mit relativ großer Verbindung zum offenen Meer (zu dieser Problematik vgl. Kap. 7.1).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF.)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	$1\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 9/9M	2,84	2,14	Mollusken	UTC 12352	2,4	2270+/-33	43 - 112 cal AD
OIN 9/12PR	3,82	3,12	Pflanzenrest	UTC 12319	-26,1	2740+/-40	904 - 834 cal BC
OIN 10/19M	7,80	5,62	Mollusken	UTC 12320	1,7	5032+/-48	3482 - 3372 cal BC
OIN 8/13M	5,9	6,42	Mollusken	UTC 12318	0,5	2617+/-39	389 - 314 cal BC
OIN 4/2PR	0,65	1,76	Torf	UTC 12309	-4,5	748+/-36	1252 - 1292 cal AD
OIN 4/15M	5,95	7,06	Mollusken	UTC 12310	1,3	3085+/-40	928 - 838 cal BC
OIN 4/22M	8,79	9,9	Mollusken	UTC 12311	-27,5	5962+/-47	4452 - 4361 cal BC
OIN 5/3PR	1,82	2,52	Pflanzenrest	UTC 12312	1,9	1604+/-34	419 - 527 cal AD
OIN 5/5PR	2,81	3,51	Pflanzenrest	UTC 12313	-27,1	1623+/-34	395 - 529 cal AD
OIN 5/10M	5,30	6,00	Mollusken	UTC 12314	-27,6	2443+/-45	178 - 69 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt C  
 Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

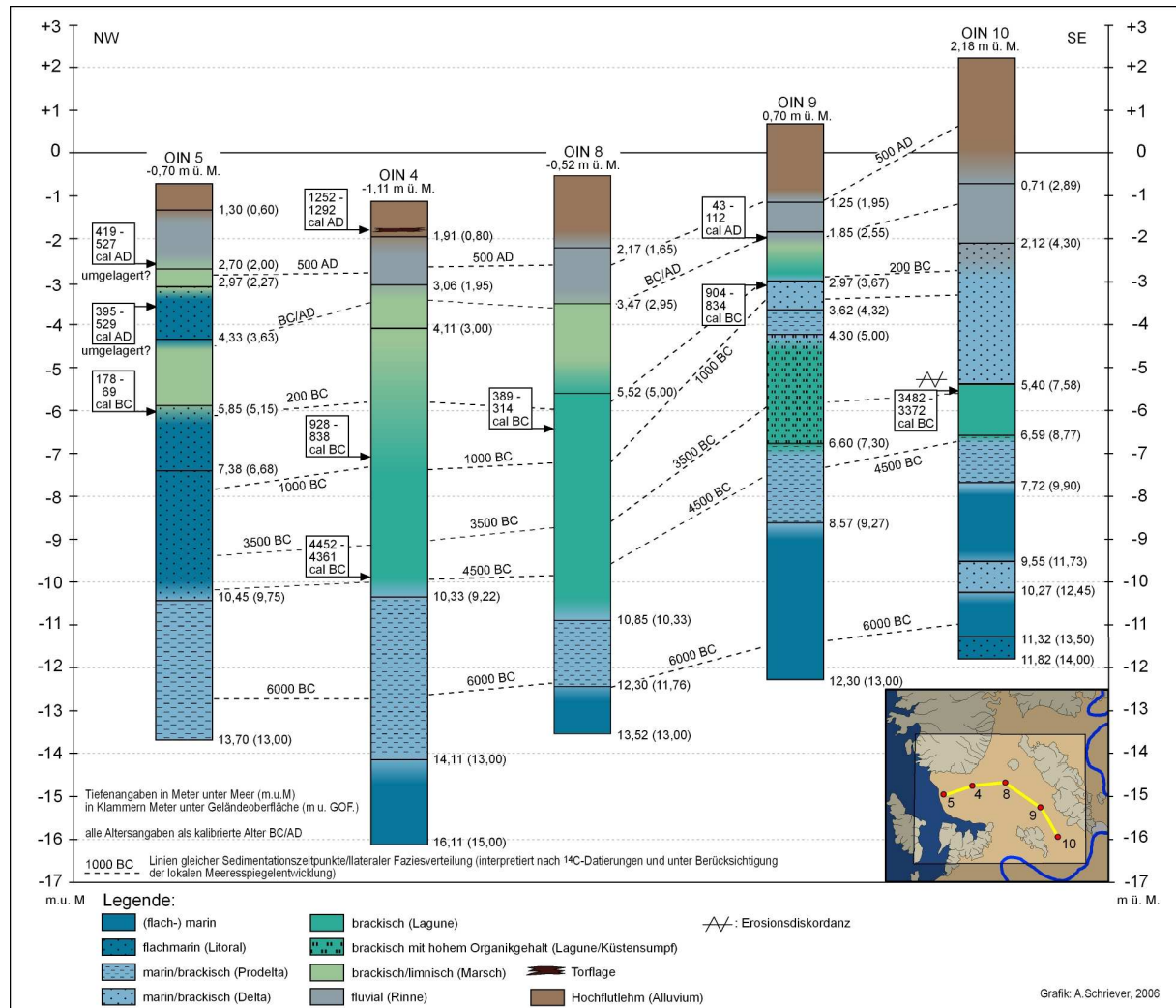
**Tab. 6: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt C**

Es folgt von 7,72 bis 6,59 m u. M. ein heterogenes Sediment aus feinsandig-tonigem Schluff mit auffällig zahlreichen Pflanzenresten, v.a. Holz, aber wenigen, kleinen Fossilfragmenten. Es handelt sich um einen ufernahen Sedimentationsraum und die Pflanzenreste sind entweder autochtoner Herkunft, dann könnte man von einer Art Küstensenpf sprechen, oder das Material ist im Uferbereich durch fluviale Tätigkeit zusammengeschwemmt worden und somit einem prodeltaischen Ablagerungsraum zuzuordnen. Fehlende Hinweise auf torfähnliches Material machen die zweite Annahme wahrscheinlicher (Abb. 40).

Von 6,59 bis 5,40 m u. M. wird es von einem grünlich-grauen, mittel tonigem Schluff abgelöst, der zahlreiche marine Fossilfragmente und komplette Individuen enthält (*Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., sehr zahlreiche Gastropoden). Die Mikrofauna zeigt eine vorwiegend brackische Vergesellschaftung, da z.B. die Gastropode *Hydrobia* sp. und die Ostracoden *Cyprideis torosa*, *Leptocythere lagunea* sehr häufig und zum Teil doppelklappig vorkommen. Da aber auch viele zerbrochen Schalen vorkommen, ist die Ablagerung eher in flachem, strandnahe Wasser zu verorten. Insgesamt ein typisches Lagunensediment, dessen oberer Bereich durch die Radiokohlenstoffdatierung einer Muschel aus 5,62 m u. M. (*Dosinia*



*exoleta*, in Lebendstellung) auf 3482 – 3372 cal BC (Tab. 6) datiert. Dieses Alter stützt die Aussage, dass die Sedimentation in flachem, strandnahen Wasser erfolgte, da der Meeresspiegel in diesem Zeitraum etwa bei 5,00 – 5,50 m unter heutigem Niveau lag (Abb. 22, Kap. 6.1.3).



Mit einer scharfen stratigraphischen Grenze setzt ab 5,40 m u. M. ein Sandablagerung aus grau-buntem, mittelsandigem Grobsand ein (vgl. Abb. 41, rote Markierung). Die Grenze ist so markant, dass davon auszugehen ist, dass ältere Sedimente in Folge fluvialer Erosion ausgeräumt und durch den Sand ersetzt worden sind (Erosionsdiskordanz). Im unteren Bereich finden sich noch zahlreiche marine Fossilfragmente, deren Anzahl nach oben hin deutlich abnimmt. Es handelt sich auch ausweislich der marinen und brackischen Faunenreste sowie mikrofauunistischen und geochemischen Befunde um eine fluviale Fazies, die als starke Deltaschüttung anzusprechen ist und im oberen Bereich in eine Rinnensedimentation übergeht. Die Frage nach dem Alter der Ablagerung lässt sich nur indirekt beantworten, da in der benachbarten Bohrung OIN 9 ein korrespondierendes Sediment in seinem oberen Bereich auf

etwa 900 cal BC datiert werden konnte (vgl. Abb. 40). Die Deltaschüttung begann demnach (deutlich) vor 900 cal BC.

Mit dem deutlichen Rückgang der makroskopisch sichtbaren Fossilfragmente stellt das ab 2,12 m u. M. folgende Sediment die Ablagerung einer küstenferneren Rinne der Deltaebene dar. Einzelne Schlufflagen kündigen bereits den Wechsel von einer permanenten zu einer periodischen und später episodischen fluvialen Sedimentation an.



**Abb. 41: Foto des Profils OIN 10 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Ab 0,71 m u. M. geht das Sediment langsam von einer Rinnen- in eine Hochflutablagerung über, mit starken Zeichen der hydromorphen Überprägung und unterschiedlich bewegter Ablagerungsmilieus (Abb. 40).

Das Profil OIN 9 (N38°25,367', E21°12,633') liegt etwa 3 km nord-nordwestlich von Profil OIN 10 und wurde aus 0,70 m ü. M. abgeteuft. Es wurde eine Tiefe von 13,00 m u. GOF erreicht (entspricht einer Tiefe von 12,30 m u. M.).

Sehr auffällig am Profil OIN 9 ist die stratigraphische Homogenität (Abb. 40). Von der Basis bis 3,62 m u. M. lagert mittel bis stark schluffiger Ton. Zwischen 10,70 und 8,30 m u. M. zeigt sich eine mehr oder deutliche Laminierung zwischen schwach und stark tonigem Schluff als einzige Modifikation in dem sonst sehr gleichmäßigen Sediment.

Wesentlich deutlichere Unterschiede ergeben sich in der Betrachtung der Sedimentfarbe, der Makro- und Mikrofauna sowie der geochemischen Analysen. Eine erste deutliche farbliche Grenze ist bei 8,57 m u. M. zu ziehen. Von 12,30 m u. M. bis zu dieser Marke dominiert bläulichgrauer, nahezu (makro-) fossilereicher Schluff. Die Zahl der makroskopisch sichtbaren Fossilien steigt von 11,12 m u. M. bis etwa bis 10,77 m u. M. an, nimmt oberhalb bis zur Farbgränze bei 8,57 m u. M. aber wieder ab. Die Mikrofaunaanalyse zeigt zunächst eine flachmarine Fazies mit schlechten ökologischen Bedingungen, da nur sehr wenig Individuen nachzuweisen sind. Mit *Cyprideis torosa* bei den Ostracoden, *Ammonia beccarii* bei den Foraminiferen sowie *Hydrobia* sp. bei den Gastropoden tauchen aber bereits Brackwasser-elemente in der Faunengesellschaft auf (Abb. A 9 d). Die geochemischen Kennwerte deuten mit sehr hohen Leitfähigkeitswerten und einer hohen Na<sup>+</sup>-Konzentration auf marine Verhältnisse hin, aber eine relativ hohe Konzentration von K<sup>+</sup> belegt einen Süßwassereinfluss bereits zu diesem Zeitpunkt (Abb. A 9 b).

Von 8,57 bis 6,60 m u. M. verändert sich die Farbe des Sediments in ein grünliches Grau und der Anteil an makroskopisch sichtbaren Fossilien nimmt deutlich zu und erreicht im oberen Bereich teilweise schilllagenartigen Charakter (hauptsächlich *Cerastoderm glaucum*, *Cardium* sp., *Tellina* sp., *Bittium* sp., *Cerithium* sp.). Die Mikrofaunaanalyse ergab eine (flachmarin-) brackische bzw. lagunäre Faunengesellschaft, in der typische Brackwasserarten wie *Cyprideis torosa* und *Leptocythere bacescoi* (Ostracoden) sowie *Ammonia beccarii* und *Quinqueloculina venusta* (Foraminiferen) dominieren. Die geochemischen Daten zeigen nur wenig Veränderungen, was darauf schließen lässt, dass der basal liegende Schluff einem ähnlichen Ablagerungsraum entstammt. Die deutlich zunehmende Zahl der Brackwasserarten betont die Zunahme des Süßwassereintrags und damit die des Flusses. Die auftretende Laminierung innerhalb der gibt einen weiteren Hinweis darauf, dass es sich um ein im prodeltaischen Bereich abgelagertes Material handelt.

Zwischen 6,60 und 3,62 m u. M. herrschen bräunlich- und grünlich-graue Farbtöne vor. Es fällt ein sehr hoher Besatz mit marinen Makrofossilien auf (*Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Gibbula* sp., *Cerithium vulgatum*, *Bittium reticulatum*, u.v.m.), der zum Teil Schilllagen bildet. Die Mikrofauna zeigt wie im unteren Bereich des Profils wieder eine flachmarine Faunenvergesellschaftung mit eindeutigen Hinweisen auf brackische Einflüsse bzw. Verhältnisse. Auch hier tauchen die Süß-/Brackwasserarten *Hydrobia* sp., *Cyprideis torosa*, *Leptocythere* sp., *Ammonia beccarii* auf. Es dominieren aber unter den Ostracoden marine Arten wie

*Xestoleberis* sp., *Loxoconcha* sp. (Abb. A 9 d). Die geochemischen Daten weisen für diesen Sedimentabschnitt einen Anstieg der Leitfähigkeit, des Karbonatgehalts sowie der Na<sup>+</sup>-Konzentration auf. Das spricht für eine Erhöhung der Salinität, eventuell durch verstärkten Meerwassereinfluss (Abb. A 9 b). Zahlreiche eingelagerte Pflanzenreste bis hin zu einer torf-ähnlichen Einschaltung bei 5,05 m u. M. deuten allerdings darauf hin, dass es sich um den Randbereich einer Bucht gehandelt hat, die teilweise bereits Verlandungstendenzen zeigt, bzw. sehr flach ist und in der ein Küstensumpf entwickelt ist. Dies könnte in diesem Zusammenhang ebenfalls die ansteigende Leitfähigkeit erklären und zwar als Erhöhung der Salinität als Folge hoher Transpiration.

Mit einer scharfen Grenze bei 3,62 m u. M. schließt sich bis 2,97 m u. M. grau-bunter, grobsandiger Mittelsand an. Es treten schluffige und organikreiche Bändchen auf, Makrofauna ist nicht vorhanden. Ausweislich der Mikrofaunaanalyse handelt es sich um ein brackisches Milieu, in diesem Fall um eine Deltaschüttung in eine flache marin-brackische Buchtsituation. Die Datierung von Resten organischen Materials aus 3,12 m u. M. ergab ein Alter von 904 – 834 cal BC (Tab. 6). Im stratigraphischen Vergleich mit anderen Profilen liegt die Datierung relativ hoch, was daraus resultiert, dass es sich um den ufernahen Bereich der Bucht handelt. Die Sedimentation fand unter Flachwasserbedingungen statt.

Ihm folgt bis 1,85 m u. M. mittel bis stark toniger Schluff grauer Färbung, dem im oberen Abschnitt Feinsand beigemennt ist. Die Mikrofauna belegt erneut einen brackischen Ablagerungsraum in der Nähe einer Flussmündung (zahlr. *Hydrobia* sp.). Auch die Makrofauna zeigt die typische Zusammensetzung (*Cerastoderma glaucum*, *Dosinia exoleta*, *Tellina* sp. *Cerithium* sp.) eines brackisch-lagunären Sedimentationsraums (evtl. auch interdistributary bay). Der obere Abschnitt ist deutlich fossilärmer und der steigende Sandanteil deutet auf wieder zunehmende Sedimentation hin. Die Radiokohlenstoffdatierung einer Einzelklappe von *Dosinia exoleta* ergab ein Alter von 43 – 112 cal AD (Tab. 6), was zeigt, dass es sich um einen extrem flachen Ablagerungsraum gehandelt haben muss, da der Meeresspiegel um diese Zeit in einem ähnlichen Niveau lag wie die datierte Probe.

Von 1,85 bis 1,25 m u. M. folgt hellbraun-bunter Mittelsand, der eindeutig einer fluvialen Sedimentation zuzuordnen ist. Das Profil wird nach oben hin durch ein Hochflutsediment abgeschlossen (Abb. 40).

Die Ergebnisse der Mikrofauna- und der geochemischen Analyse des Profils OIN 9 verdeutlichen die Schwierigkeit der Abgrenzung zwischen verschiedenen Faziestypen wie flachmarin und/oder brackisch-lagunär (vgl. Abb. A 9 d). Immer wieder finden sich Hinweise auf unterschiedliche Sedimentationsmilieus im gleichen Sediment, was den heterogenen Charakter eines Deltagebiets unterstreicht.

### 7.2.2 Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext

Der Nordwesten der Deltaebene ist aus geoarchäologisch-paläogeographischer Sicht deshalb von besonderer Bedeutung, weil es sich um das Gebiet handelt, welches unmittelbar an die

Nordhafenbucht Oiniadais grenzt und damit seine küstenmorphologische Konfiguration für den Zugang zur Stadt über den Seeweg entscheidend war. Dadurch ist die Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse unabdingbar für die genaue Einordnung in den archäologisch/historischen Kontext.

### 7.2.2.1 Potenzielle Meeresanbindung der antiken Stadt Koronta

Neben der im Vordergrund stehenden Frage nach der Anbindung der Schiffshäuser Oiniadais ist auch der Meereszugang der im Norden liegenden antiken Stadt Koronta ein noch zu klärender Umstand (zur Lage vgl. Abb. 29 und 30, Kap. 7.1 und 7.2), auf den an dieser Stelle kurz eingegangen werden soll. Die aktuelle topographische Situation lässt die Vermutung zu, dass eine schmaler Meeres- oder Lagunenarm sich nach Norden bis in die Nähe des Stadtgebiets erstreckt hat und somit eine Meeresanbindung gegeben war. Die am nächsten an der Stadt legende Bohrung OIN 29 zeigt allerdings keinerlei Beeinflussung durch Salz- oder Brackwasser, so dass ein Vordringen des Meeres bis zu diesem Punkt während des Holozäns ausgeschlossen werden kann. In der ca. 1,5 km südlich liegenden Bohrung OIN 7 finden sich zwischen etwa 10,70 und 11,75 m u. M. Hinweise auf brackisch-lagunäre Verhältnisse in Form von Faunen- und Florenresten (vgl. Kap. 7.2.1.1). Diese wurden auf etwa 5500 cal BC datiert, sind also deutlich älter als die klassische Besiedlungsphase der antiken Stadt Koronta. Der Befund ist aber der am weitesten landeinwärts gefundene Meeres- bzw. Lagunenvorstoß und markiert so die maximale holozäne Transgression im Arbeitsgebiet. Es schließt sich an dieser Stelle eine bis etwa 500 AD andauernde limnische Phase an. Zahlreiche eingeschaltete Torflagen dokumentieren eine starke Dynamik des Wasserstands. In 5,61 m u. M. findet sich in einer solchen Torflage ein Holzfragment von *Abies* sp. (Abb. 31). Ausweislich seiner Tiefenlage datiert der Torf etwa in eine Zeit um 4500 BC. Da *Abies* sp. in der näheren Umgebung während des gesamten Holozäns nicht heimisch waren, bedeutet dies einen Einfluss des Acheloos bis in diese Region, denn das Holz kann nur aus dem Pindos-Gebirge stammen, wo *Abies* sp. natürlicherweise vorkommt. Wie lange diese Beeinflussung andauerte, ist nicht geklärt. Zwischen etwa 1000 BC bis ca. 300 AD ist eine relativ offene Wasserfläche vorhanden gewesen.

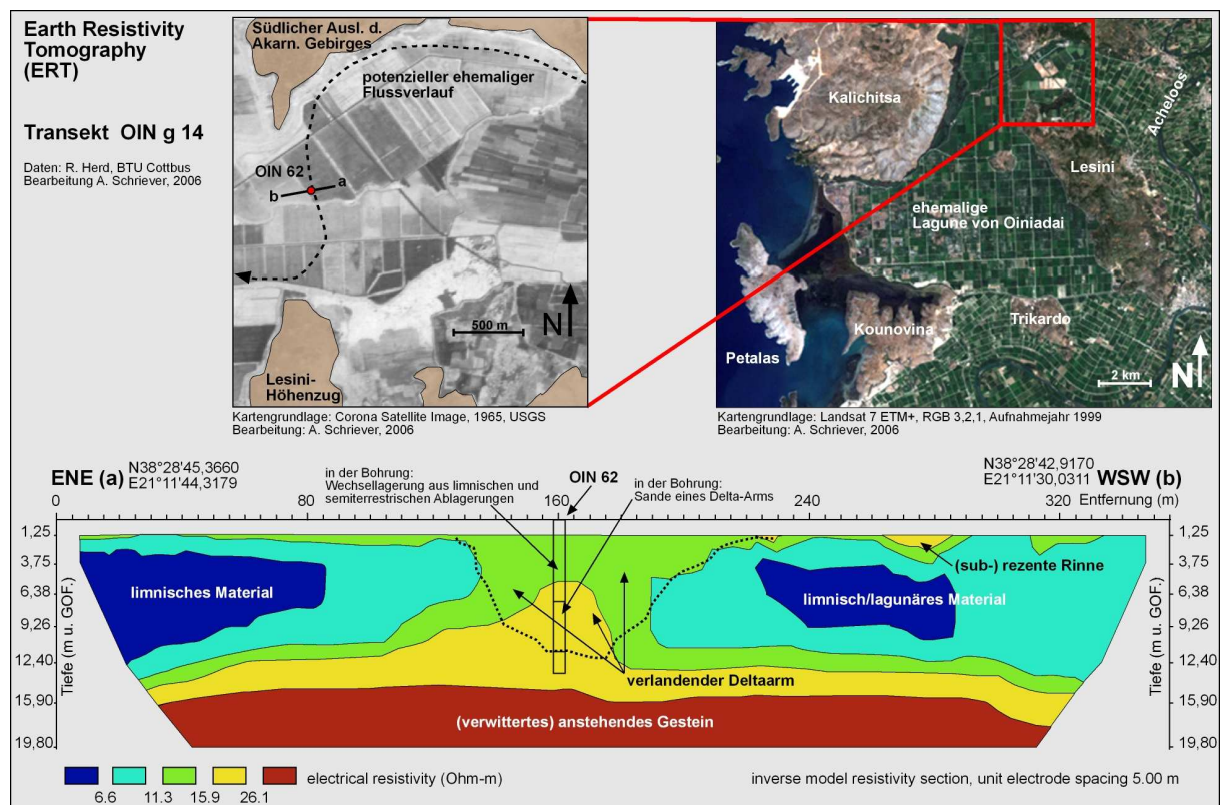
Die 2 km südlich gelegene Bohrung OIN 6 zeigt dagegen bis in eine Tiefe von 1,72 m u. M. brackisch-lagunäre Verhältnisse, was bedeutet, dass vermutlich bis zur Zeitenwende oder sogar darüber hinaus eine Lagune den Zugang für Schiffe bis zum Punkt der Bohrung OIN 6 gewährleisten konnte. Daraus kann die Hypothese abgeleitet werden, dass Schiffe über die Lagune bis in das Gebiet um OIN 6 gelangen konnten und von dort eventuell ein Weitertransport über den vorhandenen See denkbar wäre. Da sich in der Bohrung OIN 29 zwischen etwa 3,70 und 2,00 m u. M. ebenfalls limnische Sedimente finden, deren Tiefe mit denen aus der Bohrung OIN 7 korrespondieren, könnte sogar eine Seeverbindung zur Zeit der Besiedlung Korontas zwischen dem nördlichen Ende der Lagune und dem Bereich um OIN 29 und eventuell darüber hinaus denkbar gewesen sein. Es existieren in den westlich und öst-

lich der nach Norden gerichteten Niederung verlaufenden Ausläufern des akarnanischen Gebirges zahlreiche ehemalige Buchten, die als natürliche Hafenplätze nutzbar gewesen wären.

Ohne weitere intensive Arbeiten bleiben diese Hypothesen natürlich unbelegt, daher bedarf es weiterer Forschungen aller beteiligten Disziplinen, um den Meereszugang Korontas besser fassen zu können.

### 7.2.2.2 Der fluviale Einfluss aus Norden im mittleren Holozän

Die faziellen Abfolgen der Bohrungen in den Transekten A, B und C verdeutlichen, dass sich der nordwestlichste Bereich des Deltas durch eine relativ gleichmäßige, regressive Entwicklung auszeichnet, die in ihrer Ausprägung jedoch mehrere Besonderheiten aufweist. Die zu erwartenden Sedimente einer rein marinen Fazies einer offenen Meeresbucht konnten an der Basis der Bohrungen OIN 4, 8, 9 und 10 erreicht werden. In den Profilen OIN 1, 3, 5, 58 und 62 bilden fluvio-marine Sedimente einer prodeltaischen bzw. deltaischen Ablagerungsphase die Basis, in den Profilen OIN 4, 8, 9 und 10 lösen sie die marinen



**Abb. 42: Earth Resistivity Tomography (ERT) – Transekt OIN 14 g, im Bereich der Bohrung OIN 62**

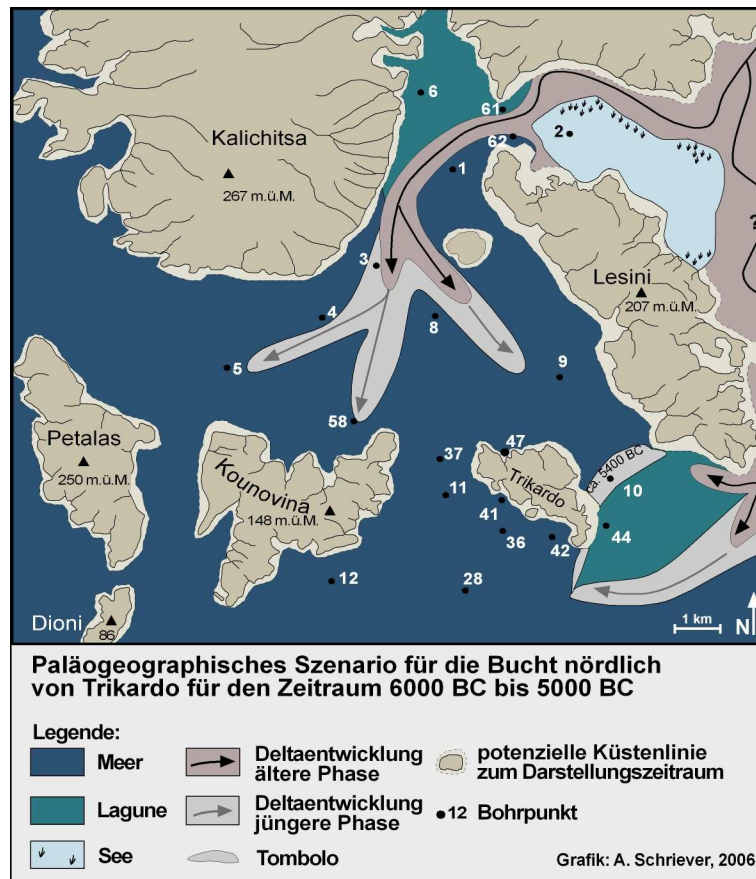
(Daten: R. Herd, BTU Cottbus; Bearbeitung: A. Schriever)

Ablagerungen ab (vgl. Abb. 32, 36, 40). Dies dokumentiert einen sehr frühen Vorstoß des Acheloos bzw. einen seiner Mündungsarme von Nordosten in diese Bucht (VÖTT et al. 2007b). Der Durchfluss erfolgte zwischen dem Lesini-Höhenzug und dem im Norden angrenzenden Ausläufer des akarnanischen Gebirges (Abb. 42 und 43, vgl. Abb. 2, Kap. 3.1 und Abb. 30, Kap. 7.2). Da die Bohrung OIN 2 in dem korrespondierenden Tiefenbereich nur

marginale fluviale Beeinflussung des ansonsten limnischen Milieus zeigt, muss der Fluss nah am nördlichen Gebirgsrand entlang geflossen sein, was vermutlich seinen Grund in den Auswirkungen der regionalen Tektonik in diesem Bereich hat (vgl. Kap. 3.2). Im Profil OIN 62 sind von der Basis bis in etwa 6 m u. M. fluvio-deltaische Ablagerungen zu finden, die von einer brackisch-lagunären bis sumpfigen Phase unterbrochen sind. Von 10,24 bis 6,18 m u. M. lagert ein mächtiges Sandpaket, das einem Deltaarm zugerechnet werden kann. Ab etwa 8,70 m u. M. sind immer häufiger Feinsedimente eingeschaltet, die den Übergang von einem permanenten zu einem periodisch/episodischen Durchfluss kennzeichnen. Im Anschluss an dieses Sediment folgen Ablagerungen, wie sie für die schrittweise Verlandung eines nicht mehr durchflossenen Altarms mit anschließender Seephase (Oxbow-lake) typisch sind (vgl. Abb. 32 und 36). Neben dem sedimentologischen Beleg einer frühen Deltaschüttungsphase konnte diese auch mittels Earth Resistivity Tomography (ERT) diagnostiziert werden (Abb. 42, vgl. auch Kap. 5.6). Die Sandablagerungen liegen genau in einer domartig aufragenden Struktur höherer Widerstandsbeiwerte. Darüber zeigen im westlichen und östlichen Abschnitt des ERT-Transekts die niedrigen Widerstandsbeiwerte feine Sedimente an, die in Stillwassersituationen eines lagunär/limnischen (im Westen) bzw. limnischen Milieu (im Osten) abgelagert wurden. Dass die in der Bohrung oberhalb folgenden limnischen und semi-terrestrischen Sedimente einen höheren Widerstandsbeiwert aufweisen als die seitlich davon lagernden, wird durch den hohen Gehalt an Pflanzenresten verursacht (vgl. MÜLLER 2006: 36). Bei den Ablagerungen, die auf dem als (verwittertes) anstehendes Gestein gekennzeichneten Material lagern und den gleichen Widerstandsbeiwert wie die Sande aufweisen, handelt es sich vermutlich um sehr stark verwittertes Ausgangsmaterial.

In der Bohrung OIN 1 konnte die fluviale Phase mit Hilfe von zwei unterschiedlichen Materialien datiert werden. Sowohl die Datierung eines Holzfragments in 12,32 m u. M. als auch die einer marinen Muschel 12,23 m u. M. ergaben ein Alter zwischen ca. 6000 und 5500 cal BC. Die flussbürtigen Sedimente finden sich in Form von geringmächtigen Feinsandlagen auch in Profil OIN 47 im Nordhafen Oiniadais (vgl. Kap. 7.3.1 und 7.3.2). Zur Zeit der Ablagerung war die Wassertiefe in der Bucht sehr gering. Mit Hilfe der lokalen Meeresspiegelkurve (Abb. 22, Kap. 6.1.3) lässt sich ein mittlerer Meeresspiegel von etwa 11,50 m (6000 cal BC) bis etwa 9,20 m (5500 cal BC, Anstiegsrate von ca. 5,00 m/ka) unter dem heutigen Niveau rekonstruieren, woraus eine Wassertiefe von nur etwa 3,00 – 1,00 m (in Bezug auf die datierten Sedimente von OIN 1) resultiert. Die Sedimentation fand zur Zeit des stärksten Meeresspiegelanstiegs statt. Diese fluviale Beeinflussung der Meeresbucht dauert bis etwa 4500 cal BC an (vgl. SCHRIEVER et al. 2007, VÖTT et al. 2007b).

Dass der Acheloos im mittleren Holozän mit einem Mündungsarm den Bereich zwischen den Ausläufern des akarnanischen Gebirges und dem Lesini-Höhenzug durchflossen hat, war bisher unbekannt. Einige der bisherigen Arbeiten über das Acheloos-Delta beruhen auf reinen Karten-, Luft- und Satellitenbildinterpretationen (PIPER & PANAGOS 1981, FOUACHE 1999), die naturgemäß einen solchen Befund nicht enthalten können. In den Arbeiten, die sich auch



**Abb. 43: Paläogeographisches Szenario für die Bucht nördlich von Trikardo für den Zeitraum 5000 BC bis 6000 BC**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

auf Bohrungen stützen, reicht entweder die erbohrte Tiefe (VILLAS 1984) oder die Anzahl der Bohrungen nicht aus (FOUACHE et al. 2005), um die fluvialen Sedimente zu erfassen.

Im Osten Trikardos (OIN 10) herrschten in der gleichen Zeitspanne um 6000 - 5500 cal BC flachmarin-brackische Verhältnisse. Zwischen der Ostspitze Trikardos und der Südspitze Lesinis finden sich Fein- und Mittelsandablagerungen mit Resten von pflanzlichem Material, die durch einen im Gebiet der heutigen Städte Katochi und Neochori vorstoßenden, bereits etwa dem heutigen Verlauf folgenden Mündungsarm angeliefert wurden. Ob es sich um einen „echten“, geschlossenen Tombolo zwischen Lessini und Trikardo gehandelt hat oder um eine Zone mit sehr geringer Wassertiefe, lässt sich nicht exakt bestimmen, aber es ist davon auszugehen, dass durch die Sedimente die Bereiche nördlich und südlich Trikardos zu diesem Zeitpunkt voneinander getrennt waren. Eine vergleichbare Situation existiert heute zwischen der Insel Petalas und dem Festland (vgl. Abb. 2, Kap. 3.1).

### 7.2.2.3 Die lagunäre Phase (Lagune von Oiniadai)

Es folgt in der ganzen Bucht eine lange andauernde lagunäre Phase (Abb. 44). In den Bohrungen im zentralen Bereich (OIN 3, 4, 8 und 9) finden sich zum Teil sehr homogene Sedimente dieser Phase bis in eine Tiefe von ca. 3,50 bis 4,00 m u. M. Daraus resultiert, dass von etwa



4500 cal BC bis etwa zur Zeitenwende und in einigen Bereichen noch darüber hinaus Bedingungen geherrscht haben, die durch ein sehr ruhiges Sedimentationsgeschehen in einem marin bis brackischen Milieu gekennzeichnet waren (vgl. Abb. 30, Kap. 7.2 und VÖTT et al. 2003b, 2004a, 2004b, 2004c, 2007b, VÖTT & BRÜCKNER 2006a, SCHRIEVER et al. 2007). Die Abgrenzung der Lagune, im Folgenden als Lagune von Oiniadai bezeichnet, ergibt sich aus der oben beschriebenen fluvialen Tätigkeit aus nördlicher Richtung (im westlichen Bereich der Lagune) und der Sedimentanlieferung durch den (Haupt-) Zweig des Acheloos, der sich im Süden Trikardos langsam von Ost nach West vorschiebt.

In den Bohrungen OIN 5 im Westen und OIN 37 im Süden finden sich in Tiefenlagen zwischen etwa 10 bis 6 m u. M. Sedimente, die von tomboloähnlichen Strukturen stammen und damit geeignet waren, eine Lagune abzutrennen. Die Sande in den beiden Bohrungen repräsentieren flussbürtiges Material aus zunächst nördlicher, später auch südlicher Richtung, dass litoral stark aufgearbeitet worden ist.

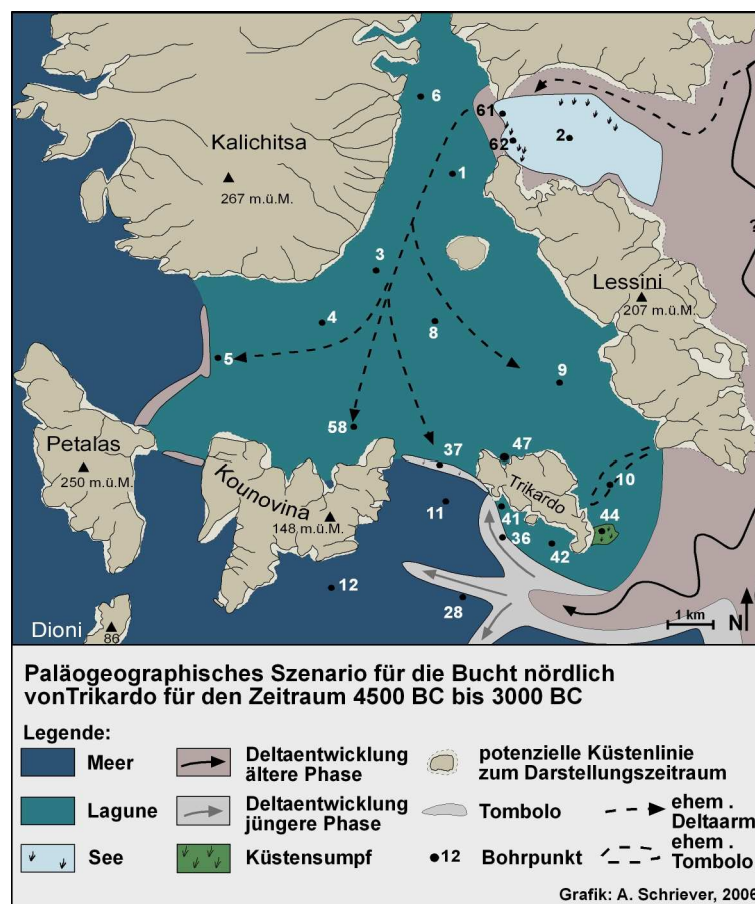
Die Abriegelung zwischen Trikardo und Lesini erfolgte durch die fluvial angelieferten Sedimente, die aus südlicher Richtung durch einen vorstoßenden Mündungsarm des Acheloos in den sehr flachen Bereich der Bucht geschüttet wurden (s.o.). Aus dieser Sedimentanlieferung resultiert auch die deutlich höhere Sedimentationsrate des Profils OIN 9 im Vergleich zum weiter nordwestlich liegenden Profil OIN 8 (vgl. Abb. 40, Kap. 7.2.1.3).

Die lange Persistenz der Lagune bei deutlich ansteigendem Meeresspiegel ist eine Besonderheit, die diesen Bereich des Acheloos-Deltas kennzeichnet. Die fortwährende Existenz einer Barriere zum offenen Meer im Bereich der Inseln Kounovina, Trikardo und des Lesini-Höhenzugs über den Zeitraum von vier Jahrtausenden ist aber durch die Materiallieferungen des Acheloos ohne weiteres erklärbar. Eine durchgehende westliche Begrenzung, die im Bereich der Inseln Kounovina, Petalas und des Kalichitsa-Höhenzugs (OIN 5) zu suchen ist, für diesen langen Zeitraum zu belegen, ist schwieriger, da eine kontinuierliche Sedimentanlieferung aus südwestlicher Richtung nicht nachgewiesen werden konnte.

Die Daten zeigen aber auch, dass die Lagune nicht als extreme Flachwasserlagune ausgeprägt gewesen ist, wie die heutige Lagune von Mesolongi, sondern dass sie zum Teil recht erhebliche Wassertiefen zu verzeichnen hatte. So zeigen die Sedimente der Lagune bei OIN 4 in 7,06 m u. M. ein Alter von 928 – 838 cal BC, datiert an einem vollständigen Exemplar einer marinen Bivalve. Zu dieser Zeit lag der mittlere Meeresspiegel bei etwa 3,50 m u. M., was eine Wassertiefe der Lagune von deutlich über 3 m bedeutet. In der Bohrung OIN 8 datiert eine vollständige marine Bivalve aus 6,42 m u. M. auf 389 – 314 cal BC, was bei einem mittleren Meeresspiegelstand von ca. 3,30 m u. M. eine Wassertiefe von ebenfalls mindestens 3,00 m entspricht.

Die große Wassertiefe, die sich aus den Ergebnissen der Schlaghammerbohrungen für die Lagune ergibt, ist für die Frage nach dem Meereszugang der Stadt Oiniadai von zentraler Bedeutung. Es existierten in einer geschützten Lagune Gebiete mit ausreichender Tiefe, um den zu den Schiffshäusern gehörenden Trieren ein problemloses Navigieren zu ermöglichen, da

der Tiefgang einer einsatzfähigen Triere nur etwa 1,50 – 1,80m betrug (MORRISON & COATES 1990: 218). Die Topographie des Lagunenbodens war insgesamt sehr heterogen. Die Randbereiche im Süden wurden durch Sedimenteintrag aus dem vorrückenden Acheloos beeinflusst (s.o.). Der westliche Rand war mehr oder weniger stark dem Meer exponiert und im Zentrum bildeten Reste des ehemals aus Norden vordringenden Deltaarms ein Relief bestehend aus ehemaligen Levees und dazwischen liegenden Interdistributary-bays. Diese starken Unterschiede innerhalb der Lagune von Oiniadai könnten von enormer strategischer Bedeutung gewesen sein, gewährleisteten sie doch, dass nur ortskundige Schiffsführer die Zufahrt zum Hafen ohne Probleme meistern konnten. Diesen speziellen Vorteil eines Meereszugangs durch eine Lagune machten sich die griechischen Widerstandskämpfer des 19. Jh. im benachbarten Mesolongi im Kampf gegen die Türken zu Nutze.



**Abb. 44: Paläogeographisches Szenario für die Bucht nördlich von Trikarido für den Zeitraum 4500 BC bis 3000 BC**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Wie in Kap. 7.1 bereits erläutert, ist es schwierig, den Begriff Lagune in Zusammenhang mit dem Acheloos-Delta eindeutig zu definieren bzw. abzugrenzen. Die sedimentologischen, mikrofaunistischen und geochemischen Ergebnisse weisen ein äußerst ruhiges, durch Süßwasserbeeinflussung gekennzeichnetes Milieu aus, dass nicht als offen- bzw. vollmarin bezeichnet werden kann, sondern einen marin-brackischen und somit lagunären Charakter hat.

In welcher Art der Bereich der Lagune von Oiniadai vom offenen Meer abgetrennt war ist dabei von untergeordneter Bedeutung.

Eine weitere Komponente in diesem Zusammenhang sind die häufig an den Rändern der Inseln und Gebirgszügen auftretenden Karstquellen. Wie bereits in Kap. 6.2.2 erörtert, beschreibt LEAKE (1835: 564) einen durch Karstquellen am Fuße Trikardos gespeisten Fluss, der sich mit einem aus Norden kommenden vereinigt und bei Petalas ins Meer mündet. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei den Zuflüssen aus Norden vor allem um Karstwässer aus dem Gebiet des Lesini-Höhenzugs gehandelt hat, die natürlich auch vor der Verlandung der Lagune zu einem von LEAKE (1835: 557) als „marshy lake“ bezeichneten Areal geflossen sind und vermutlich nicht unerhebliche Mengen Süßwasser in die ansonsten durch Meerwasser dominierte, flache Bucht geschüttet haben. Dies hat zur Folge, dass sich Brackwasserbedingungen auch ohne eine „echte“ Barriere zum offenen Meer eingestellt haben könnten. Dieses Phänomen trifft man auch rezent an der akarnanischen Küste an. Die aus den Karstquellen austretenden Mengen an Süßwasser hatten (und haben?) noch einen weiteren Effekt, der an verschiedenen Stellen im Randbereich der Lagune von Oiniadai eine Rolle gespielt hat. Sie scheinen Teile der Lagune, vor allem entlang der Flanken der verlandenden Inseln und Gebirgsränder, längere Zeit vor dem Verlanden geschützt zu haben. Nur so lässt sich die sehr lange Persistenz der Lagune im Bereich der Bohrungen OIN 1, 6 und 3 erklären. Noch heute zieht sich am Südrand Kalichitsas ein schmaler, zum großen Teil wassererfüllter Sumpfstreifen vorbei, der durch Quellen gespeist ist. Auch der entlang der Nordflanke Kounovinas ins Landesinnere eingreifende Lagunenarm ist durch ähnliche Prozesse offen gehalten worden. In diesem Fall ist neben dem Karstwasser vor allem subrezente fluviale Aktivität als Grund zu nennen (vgl. Kap. 7.3.2).

#### **7.2.2.4 Die fluvialen Einflüsse aus dem Süden**

Von besonderer Bedeutung für die Entwicklung in dem hier beschriebenen Bereich des Arbeitsgebiets ist, neben der frühen Schüttung eines Mündungsarms aus dem Norden und der sehr lang persistierenden Lagune, die fluviale Beeinflussung während und nach der lagunären Phase durch den Acheloos aus südlicher Richtung. Bis etwa 4500 BC hat ein im Süden des Lesini-Höhenzugs und der Insel Trikardo vorbei führender Acheloosarm mit seinen Sedimenten einen Tombolo zwischen Lesini und Trikardo entstehen lassen. Vorher finden sich bis zur Bohrung OIN 9 nur prodeltaische Sedimente, die durch diesem südlichen Distributary angeliefert wurden. Das weitere Vordringen sorgt vermutlich ab etwa 3000 BC für eine weiter westlich gelegene Barriere zwischen Trikardo und Kounovina, die aber von Flachwasser bedeckt war.

Nach längerer Ruhephase mit einer Küstensumpfsituation findet sich in Profil OIN 9 ab etwa 1300 - 1000 BC erneut deutlicher fluvialer Einfluss in Form von Sanden. Dies gilt auch für die (Süd-) Westseite Trikardos, so dass die Insel zu dieser Zeit von allen Seiten von Mündungsarmen umgeben ist (vgl. Kap. 7.3.2). Die Wirkung der fluvialen Tätigkeit kann mit

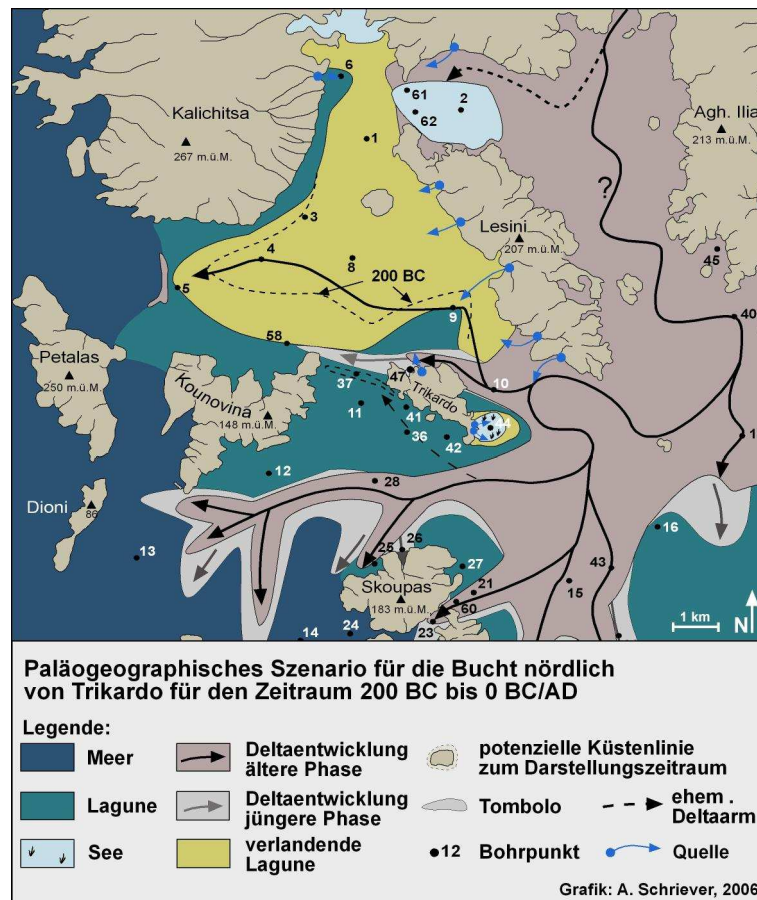
Hilfe der geochemischen Daten bis in die weiter westlich gelegenen Lagunenbereiche um OIN 4 nachvollzogen werden. Die Analyse zeigt in dieser Bohrung ab etwa 7,00 m u. M. einen signifikanten Rückgang der elektrischen Leitfähigkeit bei gleichbleibender Sedimentzusammensetzung (Abb. 34, Kap. 7.2.1.1). Eine Datierung aus 7,06 m u. M. ergab ein Alter von 928 – 835 cal BC. Die fluviale Tätigkeit an der Ostseite der Insel ist auf einen Mündungsarm des Acheloos zurückzuführen, der vor 1000 BC (vermutlich um etwa 1300 BC) im Bereich der Bohrung OIN 10 vom Hauptarm abgezweigt ist, in Richtung Nordwesten entwässerte und ab etwa 1000 BC als Deltaarm den Bereich um OIN 9 (s.o.) erreichte. Der Einfluss ist auch im Nordhafen Oiniadais nachzuvollziehen und zeigt sich in Form von Feinsandbeimengungen in einem brackisch-lagunären Milieu. Auch dort konnte die fluviale Beeinflussung auf 1151 – 1007 cal BC datiert werden, womit übereinstimmende Datierungen für diese Phase aus drei unterschiedlichen Lokalitäten existieren (Abb. 45).

Die Bestimmung des genauen Zeitrahmens, in dem im Bereich von OIN 10 die fluviale Beeinflussung einsetzt, ist mit Hilfe der vorhandenen Daten nicht exakt zu leisten. Die scharfe Grenze zum Liegenden markiert eine Erosionsdiskordanz, das heißt älteres Material wurde ausgeräumt und durch jüngere, sandige Sedimente ersetzt. Welcher Natur die erodierten Sedimente waren, lässt sich nicht feststellen. Es kann sich um prodeltaische Ablagerungen gehandelt haben, die den Deltaablagerungen voraus gingen. Es wäre aber auch denkbar, dass die fluviale Erosion gefolgt von Sedimentation durch ein einzelnes Ereignis, beispielsweise einen Uferdambruch, ausgelöst wurde. Das würde bedeuten, dass direkt und ohne „Ankündigung“ durch prodeltaische Sedimente in der Lagune zunächst fluvial erodiert und anschließend akkumuliert worden wäre. Das ganze Szenario spielte sich in jedem Fall in der Nähe des Meeresspiegelniveaus<sup>40</sup> ab, wobei die fluviale Erosion eines größeren Flusses durchaus bis unter den Meeresspiegel reichen kann.

Aus geoarchäologischer Sicht stellt sich an dieser Stelle die Frage, ob es sich bei der sehr abrupten Veränderung des Flusslaufs um eine Folge menschlichen Eingreifens handeln könnte. Durch den Nachweis einer späthelladischen Besiedlungsphase Trikardos (vgl. Kap. 7.3.2) mit Hilfe von Keramikfragmenten aus der Bohrung OIN 44 ca. 2 km südwestlich von OIN 10 ist zumindest die Möglichkeit gegeben, dass die Ableitung des Flussarms von Menschenhand erfolgte. Wie bereits in Kapitel 3.7 kurz erwähnt, wird die Sage vom Kampf des Herakles mit dem Flussgott Acheloos bereits von antiken Autoren, zum Beispiel *Strabon* (X, 2,20), als Allegorie für Maßnahmen zur Regulierung/Veränderung des Laufs des Acheloos verstanden. Dies wird von modernen Historikern nicht bezweifelt, aber unterschiedlichen Akteuren, wie z. B. den Phöniziern (OBERHUMMER 1882, OBERHUMMER 1887: 18) zugeschrieben oder ein Vergleich mit den Leistungen der Minyer (PHILIPPSON 1958: 407) angestrengt. Obgleich es in der Sage eher um die Gebiete im Osten des Deltas geht

---

<sup>40</sup> Bereits die lagunären Sedimente unterhalb der Erosionsdiskordanz stellen Ablagerungen aus dem sehr flachen Randbereich der Lagune dar, wie der Vergleich der Lage der datierten Molluske in 5,62 m u. M. (3482 – 3372 cal BC) mit der Meeresspiegelkurve zeigt.



**Abb. 45: Paläogeographisches Szenario für die Bucht nördlich von Trikarido für den Zeitraum 200 BC bis 0 BC/AD**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2006)

(Paracheloïtis), ist sie doch Ausdruck der weitreichenden Leistungen, die Menschen im Helladikum in Bezug auf wasserbauliche Maßnahmen zu vollbringen in der Lage waren. In diesem Zusammenhang kann es nicht ausgeschlossen werden, dass auch im Bereich der Bohrung OIN 10 anthropogene Eingriffe zur Veränderung des natürlichen Flussverlaufs stattgefunden haben. (Zu den Gründen für einen solchen Eingriff siehe Kap. 7.4.3)

Der fluviale Einfluss in diesem Bereich dauerte unterschiedlich lange an. Während im Bereich um OIN 9 zum Ende des ersten Jahrtausend BC bereits wieder eine Stillwassersituation etabliert war, bleibt OIN 10 vermutlich bis deutlich nach der Zeitenwende durch einen Arm des Acheloos beeinflusst. Im Bereich von OIN 9 kommt es im 2. Jh. AD nochmals zu einer Sedimentation, die einer Flussrinne zuzuschreiben ist und im Kontext der Verlandung der Lagune von Oiniadai (s.u.) eine Rolle spielt.

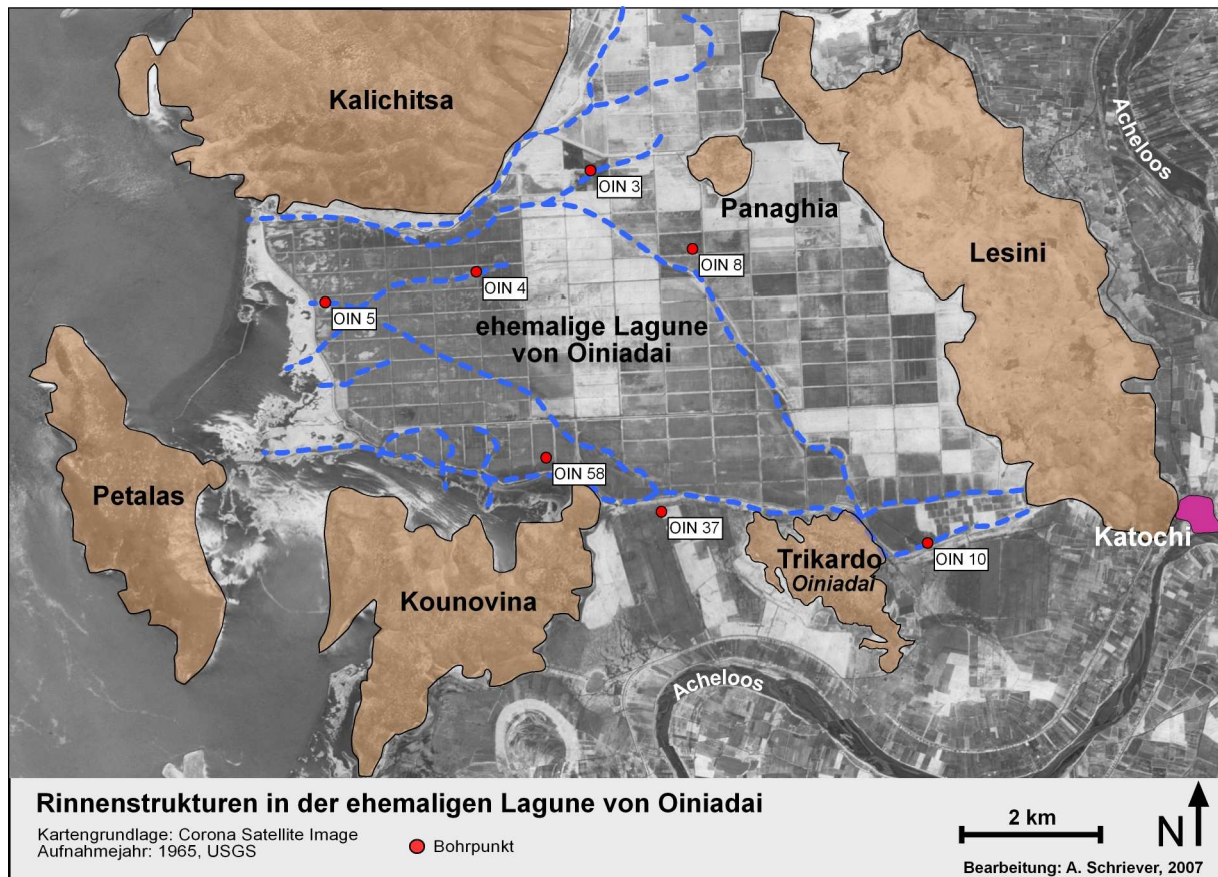
### 7.2.2.5 Die Verlandung der Lagune von Oiniadai

Die Verlandung der Lagune von Oiniadai verläuft nicht gleichmäßig, sondern zeigt verschiedene Phasen, die von unterschiedlichen Mechanismen gesteuert werden. Im Zentrum der Lagune, im Bereich der Bohrungen OIN 1, 3, 4, 5 und 8, orientiert sich der Verlandungs-

prozess entlang des ehemaligen Deltavorstoßes aus Norden und entlang des Lesini-Höhenzugs. Ab etwa 1000 BC liefern die bereits zuvor beschriebenen zwei Nebenarme des Acheloos, die die Insel Trikardo umfassen, Material das zur Verlandung beiträgt, v.a. im Bereich um die Bohrung OIN 9 und die Westflanke des Lesini-Höhenzugs. Der unterschiedlich starke Einfluss des fluvialen Eintrags und die ebenfalls bereits beschriebene Heterogenität der Lagune von Oiniadai sind die Gründe dafür, dass der Verlandungsprozess durch eine „marschähnliche“ Entwicklung mit tieferen, brackischen Stillwasserzonen gekennzeichnet ist.

Die Lagune verlandet flächendeckend erst seit etwa der Zeitenwende. Gekennzeichnet ist diese Phase der Verlandung durch eine starke fluviale Aktivität, die aus mehreren kleineren Rinnen besteht. Bis auf die am weitesten nördlich und nordöstlich gelegenen Bohrungen OIN 7, 6, 1 sowie OIN 2 und 62 zeigen alle Profile in diesem Teil des Deltas fluviale Ablagerungen in korrespondierenden Tiefen (vgl. Abb 32, Kap. 7.2.1.1 und Abb. 36, Kap. 7.2.1.2). Die fluvialen Ablagerung entstammen einem Geflecht aus kleineren und größeren Gerinnen, die zum Teil vom Hauptverlauf des Acheloos abzweigen und/oder durch die bereits beschriebenen Karstwasserquellen gespeist wurden, wie der von LEAKE (1835: 564, s.o.) beschriebene Fluss, der bei der Insel Petalas ins Meer mündet. Daraus ergibt sich, dass sich die Entwicklung im Prinzip bis ins 19. Jh., eigentlich bis ins 20. Jh. fortschreiben lässt. Wie in Kap. 3.3, Abb. 6, bereits beschrieben, lassen sich im noch Corona-Satellitenbild (Aufnahmejahr: 1965, Abb. 46) in diesem Bereich zahlreiche ehemalige Rinnenstrukturen erkennen, die zu einem in der Regenzeit bei Hochwasser gefluteten Abflussnetz gehörten. Diese wurden erst durch die umfangreichen Meliorations- und Eindeichungsmaßnahmen funktionslos, und durch das Einebnen und Urbarmachen der Flächen überprägt. Nimmt man noch den Faktor hinzu, dass sich weite Flächen der ehemaligen Lagune heute nicht unerheblich unter dem aktuellen Meeresspiegel befinden, herbeigeführt durch natürliche Sedimentkompaktion und als Folge der Melioration und heute geschützt durch künstliche Dämme, so lässt sich ohne weiteres ein Szenario entwickeln, welches dem Zustand gleicht, den Leake Ende des 18. Anfang des 19. Jh. vorgefunden hat. Ohne die menschlichen Eingriffe böte sich auch heute noch ein Bild einer in der Trockenzeit

randlich weitestgehend „trockenen“ Marsch-/Sumpflandschaft, die durch die regenzeitliche Überflutung in eine von Wasserflächen und Gerinnen dominierte Landschaft verwandelt wird, welche dem von LEAKE (1835: 557, s.o.) verwendeten Ausdruck „marshy lake“ ohne weiteres entsprechen würde. In den Bereichen, die unterhalb des Meeresspiegels liegen, könnten sich Brackwasserseen ausbilden und die Heterogenität der Landschaft weiter betonen. Ein gutes Beispiel für diese Art der Verlandung ist das Profil OIN 58, in dem sich ab 5,13 m u. M. schluffdominierte Sedimente ruhigerer Sedimentationsphasen mit Sandlagen verschiedener Korngröße abwechseln und so den ständigen Wechsel gut dokumentieren.



**Abb. 46: Rinnestrukturen in der ehemaligen Lagune von Oiniadai**

Kartengrundlage: Corona Satellite Image, Aufnahmejahr 1965, USGS, Bearbeitung A. Schriever

### 7.2.3 Diskussion

Die Berichte der antiken Historiker und Schriftsteller beschäftigen sich meistens mit der Stadt Oiniadai und ihrer strategischen Bedeutung in Kriegszeiten. Nur selten erfährt man etwas über die Umgebung, wie beispielsweise bei Thukydides, der berichtet (*Thuk. II 102, 2-3*) „... wo er [der Acheloos] die Poleis [Oiniadai] mit seinen Wassern umgibt...“ (zitiert nach FREITAG 1994) bzw. „...wo er die Umgebung versumpft...“ (zitiert nach LANDMANN 2002, vgl. Kap. 5.8). Sicher nicht nur aus diesem Mangel an Informationen fokussiert sich Frage, der die modernen Historiker seit je her nachgehen, auf den Meereszugang der Stadt, genauer gesagt, ob der Zugang über das Meer oder den Fluss oder beides möglich war. Da sich die eindeutig als Hafenanlage zu identifizierende Nordhafenbucht mit den Schiffshäusern nach Norden öffnet, ist der Bereich nördlich davon von besonderem Interesse. Ihm wird im Rahmen der Diskussion um die von Strabon (*X, 2, 22*, vgl. Kap. 6.2.1 & 6.2.2) erwähnten Seen im Umfeld von Oiniadai die meiste Aufmerksamkeit zu Teil. Obwohl Strabon sich in seiner Aufzählung von Norden nach Süden orientiert, worauf FREITAG (1994:430) explizit hinweist, haben zahlreiche Autoren den Bereich nordwestlich der Insel Triardo als den von Strabon beschriebenen See Melite (von Strabon auch „See der Oiniaden“ genannt) identifiziert, vor

allem LEAKE (1835: 573, wobei Leake den See mit einer Verbindung zum Meer charakterisiert), BURSIAN (1862: 122), OBERHUMMER (1887: 20) und WOODHOUSE (1897: 166). Erst PHILIPPSON (1958: 351) weist darauf hin, dass es nicht möglich sei, aus der heutigen Landschaftskonfiguration die Lage der Strabon'schen Seen abzuleiten (vgl. auch die ausführliche Diskussion zu diesem Thema in Kap. 6.2.2).

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen eindeutig, dass zu der Zeit die *Strabon* beschreibt, im Nordwesten der Insel Triardo kein See, sondern eine Lagune existierte (VÖTT et al. 2003b, 2004a, 2004b, 2007b, SCHRIEVER et al. 2007). Diese wurde aus verschiedenen Quellen mit Süßwasser gespeist, hatte aber ausweislich der geochemischen Untersuchungsergebnisse sowie Makro- und Mikrofaunaanalyse stets eine (relativ große) Verbindung zum offenen Meer. Somit ist die Annahme der oben genannten Autoren, der Nordhafen habe sich zu einem Binnensee namens Melite geöffnet, endgültig zu verwerfen, wobei die Beschreibung eines Sees mit Verbindung zum Meer von Leake der Situation sehr nahe kommt und wohl wieder das Definitionsproblem betont (vgl. Kap. 7.1).

Der Historiker KIRSTEN (1937: 2207) beschreibt, die Nordhafenanlage habe an eine offene Meeresbucht begrenzt, ohne dies näher zu begründen (vgl. FREITAG 1994: 216, vgl. Kap. 6.2.1). Auch diese Annahme, die in neuerer Zeit auch von FOUACHE et al. (2005) vertreten wird (s.u.), ist nicht zu halten, zumindest nicht für die Zeit der Nutzung der Schiffshäuser.

Das Beispiel zeigt, dass die Versuche eine Landschaft der Vergangenheit allein mit Hilfe von Textstellen und durch Vergleiche mit der rezenten Situation zu rekonstruieren, vor allem wenn es sich dabei um Küstenräume handelt, die noch dazu durch ein Fluss-Delta geprägt sind, sehr schwierig bzw. zum Scheitern verurteilt sind. Allein der ansteigende Meeresspiegel ist ein Faktor, dessen Einfluss auf die Landschaftsentwicklung nur schwer nachzuvollziehen ist. Weitere Größen, wie der Sedimenttransport des Flusses, die regionale Tektonik oder das Ausgangsrelief, machen es nahezu unmöglich, ohne umfassende geomorphologische Untersuchungen einigermaßen wirklichkeitsnahe Aussagen zu ehemaligen Landschaftskonfigurationen zu machen.

Als weiteres Beispiel kann die in Kapitel 6.2.2 diskutierte Problematik der Verortung des homerischen Dulichion dienen. Wie bereits erwähnt, leitet LANG (1905: 32) vom homerischen Wort δολιχός (= dolichios) „lang“ ab, dass die langgestreckte ehemalige Insel Lesini das homerische Dulichion sei und Homer in Unkenntnis über den bereits fortgeschrittenen Prozess der Verlandung zu Beginn seines Epos nach wie vor von einer Insel berichte. Die hier präsentierten geomorphologischen Ergebnisse belegen an Hand der Bohrung OIN 2, dass der Lesini-Höhenzug zumindest während des Holozäns nie eine vom Meer umspülte Insel war, sondern der am weitesten nach Süden ragende Teil des akarnanischen Gebirges. In diesem Gebiet reichte die maximale holozäne Transgression in den Bereich zwischen den Bohrungen OIN 61 und 62 (beide noch mit brackisch-marinen Elementen) und OIN 2 (rein limnisch und fluvial geprägt). Die Niederungen nördlich und östlich des Höhenzugs stellen durch fluviale und limnische Sedimentation aufgefüllte Täler dar. Die Verbindung nach Norden konnte mit Hilfe



der ERT (vgl. Abb. 42, Kap. 7.2.2.2) in etwa 16 m u. GOF lokalisiert werden. Ob es sich trotz dieser Ergebnisse bei der Deltaebene des Acheloos um das homerische Dulichion handelt, kann jedoch dadurch nicht beantwortet werden.

Die bereits zum Acheloos-Delta vorliegenden geomorphologisch/sedimentologischen Arbeiten zeigen für das Gebiet der Lagune von Oiniadai teilweise Übereinstimmungen mit den hier präsentierten Ergebnissen, teilweise aber auch signifikante Unterschiede.

In der Rekonstruktion von VILLAS (1984) fehlt der mittelholozäne Vorstoß des Acheloos aus Norden in Bereich nordwestlich Trikardos. Dies resultiert aus der Tiefe ihrer Bohrungen, die nur etwa 3,60 m u. M. (Bohrung Ach 4 von Villas, entspricht in der Lage etwa OIN 54) und 4,60 m u. M. (Bohrung Ach 5, entspricht in der Lage etwa OIN 8) erreicht haben und damit zu kurz waren, um die deutlich tiefer liegenden fluvialen Sedimente (etwa um 10,00 bis 14,00 m u. M.) zu erreichen.

Für die Situation zwischen 2700 BP und 2400 BP diagnostiziert sie Sedimente eines „brackish lake“ (VILLAS 1984: 115ff.). Die Sedimente korrespondieren sehr gut mit der im vorhergehenden Kapitel beschriebenen Ablagerungen der zunehmend aussüßenden Lagune bzw. der marschähnlichen Verlandungsfazies.

Während der um 1300 – 1000 BC nördlich Trikardos vorstoßende Deltaarm von Villas mangels weiterer Bohrungen nicht festgestellt werden konnte, dokumentiert sie die fluviale Tätigkeit im Rahmen der weiteren Verlandung der Lagune von Oiniadai ab 800 BP analog zu den hier vorgelegten Ergebnissen.

In ihrem 2005 veröffentlichten Artikel kommen FOUACHE et al. zum Schluss, dass zur Zeit der Nutzung der Schiffshäuser (ca. 500 BC – 200 AD) Trikardo noch eine Insel war (vgl. Abb. 17, Kap 4.4). Die Arbeit stützt sich auf zwei Bohrungen, von denen eine (OEN 2, bis 5,00 m u. M.) im Nordhafen vor den Schiffshäusern (vgl. Kap. 7.3.3) und andere (OEN 1, 18 m u. M.) etwa 1 km nordwestlich davon.

In dem für den hier diskutierten Bereich entscheidenden Kern OEN 1 beschreiben FOUACHE et al. (2005: 298) bis in eine Tiefe von 10,00 m u. M. fluviale Sedimente, ohne die Herkunft dieser Sedimente näher zu erläutern. Sie korrespondieren mit hier vorgestellten Sedimenten des mittelholozänen Acheloosvorstoßes von Norden her. Bis etwa 8,30 m u. M. beschreiben die Autoren litorale Sande, die von dort bis 5,30 m u. M. in eine marinen Sedimentation in einer offenen Bucht übergehen. Sie stützen ihre Interpretation vor allem auf die Mikrofossilanalyse. Da nach eigener Aussage (FOUACHE et al. 2005: 299) die Differenzierung der Fazies in die einer marine Bucht- oder eine brackische Lagunenfazies schwierig ist, ziehen sie vor allem das Vorkommen verschiedener, in den Bohrungen selten vorkommender Dinoflagelaten und Foraminiferenbänder als Hinweis auf marine Ablagerungsverhältnisse heran. Die Aussagekraft dieser Daten sollte allerdings auch kritisch beleuchtet werden, da das ökologische Spektrum bestimmter Dinoflagelaten in der Diskussion steht. Für die von

FOUACHE et al. (2005: 298) unter anderem angeführte Gattung *Spiniferites* gehen BROWN & DOWNIE (1984, zitiert nach LENZ (2000)) von einem eher brackisch geprägten Lebensraum aus.

Die hier vorgestellten Ergebnisse stützen sich auf mehrere Bohrungen in diesem Gebiet, die alle bezüglich der Vielzahl der untersuchten Parameter ab etwa 4500 BC ein brackisch-lagunäres Sedimentationsmilieu aufweisen. In einigen Bereichen geht die Ausprägung sogar so weit, dass von einem Übergang zwischen lagunärer und limnischer Fazies (marschähnlich) gesprochen werden kann, was durch die Ergebnisse von VILLAS (1984: 115, s.o.) bestätigt wird. Dies führt zur Aussage, dass sich zur Zeit der Nutzung der Schiffshäuser im Norden Trikardos eine Lagune befand, über die der Nordhafen mit dem Ionischen Meer in Verbindung stand, was aus bereits mehrfach diskutierten Gründen aus strategischer Sicht besonders vorteilhaft war.

Die von FOUACHE et al. (2005: 298) beschriebenen litoralen Sedimente finden sich vor allem in der Bohrung OIN 5 wieder. Die dort gefundenen Sande stellen das durch Wellenenergie aufgearbeitete Material aus der Phase des Deltavorstoßes aus Norden dar, und bilden Teil der Barriere, die die Lagune von Oiniadai abtrennt.

Der bisher nicht nachgewiesene mittelholozäne Deltavorstoß in dem hier diskutierten Bereich des Acheloos-Deltas ist der Schlüssel zum weiteren Verständnis der Entwicklung dieses Gebiets. Dadurch gelangte das Material in die Bucht, das vermutlich ausgehend von den Inseln Tombolos und Strandwälle bildete. Die weitere Entwicklung der Lagune bzw. ihr Fortbestand wurde durch den ab etwa 3500 BC deutlich langsamer werdenden Meeresspiegelanstieg zusätzlich begünstigt. Zu weiteren, direkt die Hafenanbindung Oiniadais betreffenden Fragestellungen vgl. Kap. 7.3.2.

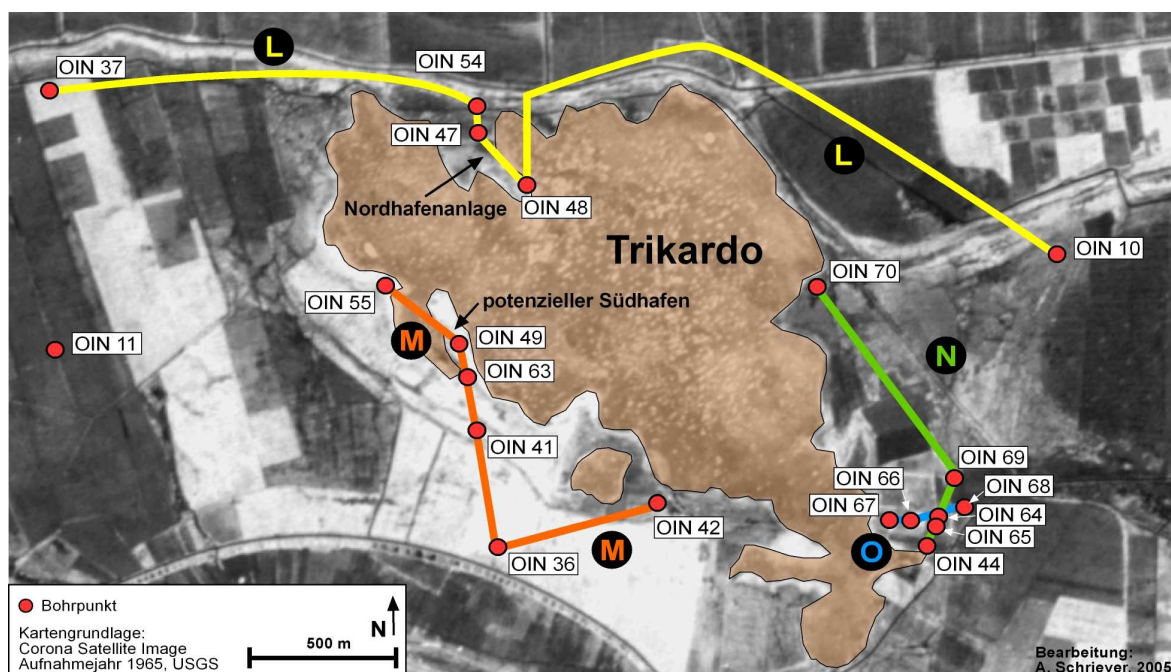
### **7.3 Paläogeographische Entwicklung im Umfeld der antiken Hafenstadt Oiniadai**

Die paläogeographische Entwicklung der Deltaebene im Bereich der antiken Hafenstadt Oiniadai ist in Bezug auf die geoarchäologische Fragestellung in diesem Raum von zentraler Bedeutung. Die Entwicklung von einer Küstenlage zu einer etwa im Zentrum der Deltaebene liegenden Binnenlage kann für den ostmediterranen Raum geradezu als klassisch bezeichnet werden, teilen doch Städte wie Ephesus, Milet, Pella, Troia und weitere das gleiche Schicksal (vgl. Kap. 4.2).

Die bisher vorgelegten Arbeiten stützen sich in erster Linie auf die Auswertung von Luft- und Satellitenbildern sowie Geländebegehungen (PIPER & PANAGOS 1981, FOUACHE 1999) oder auf wenige und/oder zumeist flache Bohrungen (VILLAS 1984, FOUACHE et al. 2005). Die stets im Vordergrund stehende Frage, ob Oiniadai am offenen Meer, an einem See oder an einer Lagune gelegen hat und wie die genaue Beziehung zum Acheloos war, kann nur mit Hilfe von genauen Informationen zum stratigraphischen und faziellen Aufbau der umgebenden Ebene beantwortet werden. Die dazu nötigen Daten konnten mit Hilfe von Bohrungen in ausreichender Zahl und Tiefe erhalten werden.

### 7.3.1 Geomorphologisch-sedimentologische Befunde

Die historischen Rahmenbedingungen und die strategische Gunstlage der Stadt Oiniadai sind bereits mehrfach thematisiert worden (vgl. Kap. 3.8.3). Ebenso wurde an anderer Stelle (Kapitel 6.2.1) auf die Befunde aus antiken Quellen zur Topographie der Stadt in ihrem Umfeld eingegangen. Daher sollen in den folgenden Kapiteln die sedimentologischen Befunde von insgesamt 19 Profilen in den vier Transekten L, M, N und O und P (Abb. 47) vorgestellt und in den Vordergrund gerückt werden. Nur durch eine möglichst genaue und umfassende sedimentologische Analyse ist es möglich, genauere Aussagen über den Verlandungsprozess zu machen.



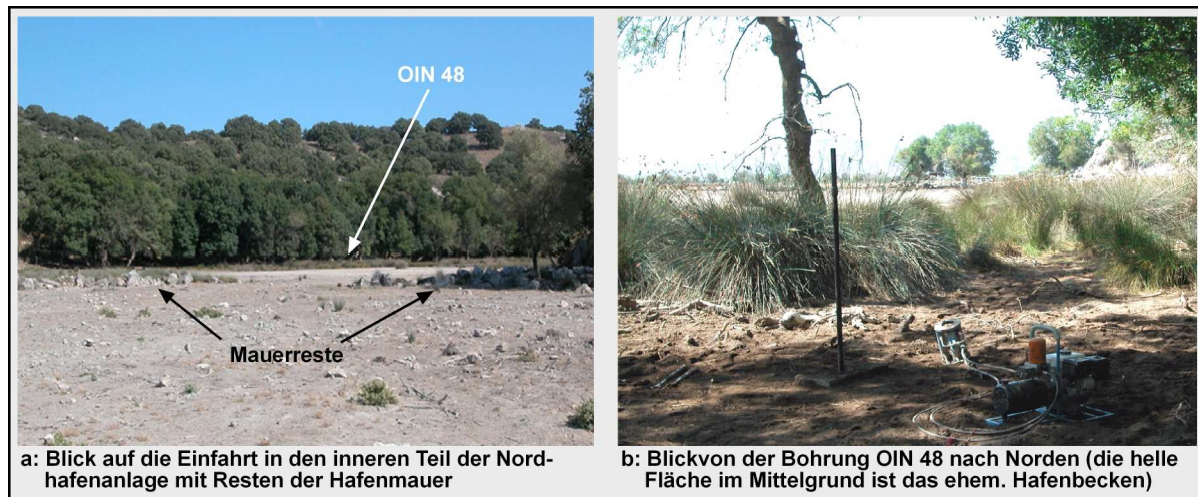
**Abb. 47: Übersicht der Bohrpunkt-Transekte im Bereich der antiken Hafenstadt Oiniadai**

Kartengrundlage: Corona Satellite Image, Aufnahmejahr 1965, USGS, Bearbeitung: A. Schriever

#### 7.3.1.1 Transekt L

Das Transekt L verläuft ausgehend vom Osten der ehemaligen Insel Trikardo durch das Gebiet der Nordhafenanlage bis zur Nachbarinsel Kounovina. Das Transekt beinhaltet die Profile OIN 10, 48, 47, 54 und 37 (Abb. 49). Das Profil OIN 10 ist im Rahmen von Transekt C und das Profil OIN 37 im Rahmen von Transekt B in den Kapiteln 7.2.1.2 und 7.2.1.3 eingehend beschrieben worden, so dass an dieser Stelle nur noch der Aufbau der Profile aus dem Nordhafen, OIN 48, 47 und 54, erörtert wird (Abb. 49). Diese drei Profile wurden am Ende des Nordhafenbeckens (OIN 48) und im unmittelbaren Umfeld der Schiffshäuser (OIN 47, 54) in der Hafenanlage der antiken Stadt Oiniadai abgeteuft und sind somit gleichsam als Schlüsselprofile für die geoarchäologischen Fragestellung anzusehen.

Die Bohrung OIN 48 (N38°24,583', E21°11,650') wurde am landwärtigen Ende der Nordhafenbucht, etwa 300 m von den Schiffshäusern entfernt aus einer Höhe von 0,25 m ü. M. niedergebracht und erreichte eine Tiefe von 8,00 m u. GOF. (entspricht einer Tiefe von 7,75 m u. M.). (Abb. 48)



**Abb. 48: Der innere Teil der Nordhafenanlage mit der Bohrung OIN 48**

(Fotos: a: A. Schriever, b: F. Melles)

Es wurde zwischen 7,75 und 7,38 m u. M. das mit Hangschutt bedeckte, verwitterte anstehende Gestein (vermutlich mit Gips) erbohrt. Darüber lagert ein mächtiges Paläobodensediment, das von 7,38 bis 5,57 m u. M. reicht und überwiegend aus dunkelbraunem stark tonigem Schluff besteht.

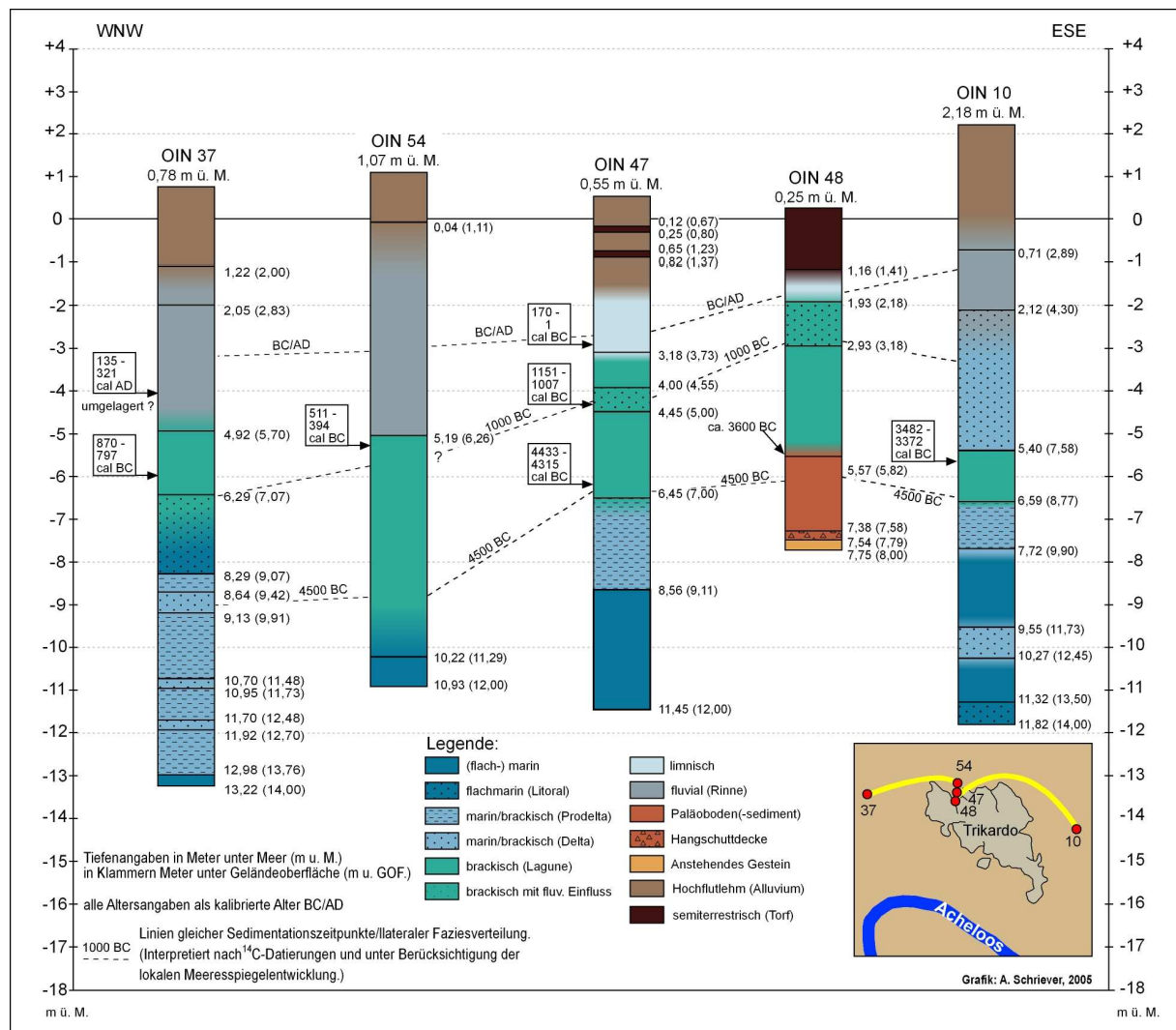
Dies wird von 5,57 bis 3,18 m u. M. von gräulich-braunem, mittel tonigem Schluff abgelagert, der kantengerundete Steine und zahlreiche Molluskenfragmente enthält. Die Faunenzusammensetzung sowie die geochemischen Auswertungen zeigen, dass es sich um lagunäre Sedimente handelt, das heißt die Abtrennung vom offenen Meer war zum Zeitpunkt der Transgression in den inneren Bereich des Hafenbeckens bereits erfolgt. Im oberen Abschnitt des Sediments tauchen erste Feinsandlagen auf, die auf beginnenden fluvialen Einfluss hindeuten.

Ab 3,18 m u. M. folgt ein grauer, leicht laminiertes, toniger Schluff mit deutlicher Feinsandkomponente. Auch in diesem Sedimentabschnitt finden sich typische Vertreter einer brackisch-lagunären Faunengesellschaft wie *Cerastoderma glaucum* und *Cerithium* sp. Die sehr niedrige Leitfähigkeit und das enorm hohe  $K^+/Na^+$ -Verhältnis deuten auf sehr starken Süßwassereinfluss hin, der, belegt durch den Feinsand, fluvialen Ursprungs sein muss. Lokale, kleinere Gerinne scheiden als Lieferquelle aus, so dass nur der Acheloos in Frage kommt (vgl. Abb. A 48 b).

Ab 1,93 m u. M. fehlt der Sand wieder, dafür tauchen Süßwassergastropodenreste im sonst ähnlichen Sediment auf. Zahlreichen Pflanzenreste (zum Teil *Phragmites australis*) machen deutlich, dass es sich um das Sediment des Uferbereichs eines flachen, verlandenden Sees

handelt. Da sporadisch, und nach oben hin in abnehmender Zahl, noch marine Molluskenfragmente auftauchen, ist davon auszugehen, dass zumindest zeitweise brackische Verhältnisse geherrscht haben.

Von 1,16 m u. M. bis zur Oberkante des Profils schließt sich Torf an, der mit zahlreichen Holz- und Blattresten durchsetzt ist. Der Baumwuchs muss demnach als ein Art Bruchwald bis an die Uferzone herangereicht haben, wie es auch noch rezent der Fall ist (Abb. 49).



**Abb. 49: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts L**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Das Profil OIN 47 (N38°24,683', E21°11,567') wurde etwa 40 m von den Schiffshäusern entfernt im zentralen Hafenbereich aus einer Höhe von 0,55 m ü. M. erbohrt (vgl. Abb. 59, Kap. 7.3.2.1). Dieser Abstand wurde gewählt, um den Störungen der oberen Sedimentschichten, die durch die Ausgrabungen in den Achtziger Jahren des letzten Jahrhunderts entstanden sind, auszuweichen. Die erreichte Tiefe betrug 12,00 m u. GOF. (entspricht 11,45 m u. M.).

Die Basis von OIN 47 bildet bläulich-hellgrauer, mittel bis stark toniger Schluff, der nur sehr wenig marine Fossilfragmente enthält. Das Material ist sehr homogen und zäh und ent-

spricht einer marinen Stillwasserfazies, was durch die geochemischen Analyseergebnisse bestätigt wird. Die Schluffablagerung reicht von der Basis bis 8,56 m u.M.

Darüber lagert ähnliches Material, das sich durch eine stärkere Graufärbung und Feinsandlagen vom Liegenden unterscheidet. Die Feinsandlagen sind sehr geringmächtig und reichen bis etwa 6,48 m u. M. Das Sediment enthält wenige Fossilfragmente. Innerhalb der geochemischen Daten fällt eine deutliche Änderung verschiedener Parameter auf, die alle auf eine Beeinflussung durch Süßwasser hindeuten. Die elektrische Leitfähigkeit wird geringer, ebenso die Konzentration von  $\text{Na}^+$  und das  $\text{Ca}^{2+}/\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnis. Das  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ -Verhältnis dagegen vergrößert sich (Abb. 50). Insgesamt bleiben die Werte jedoch auf einem Niveau, bei dem von einem marinen, höchstens ganz schwach marin-brackischen Milieu auszugehen ist. Das periodische Auftreten von Feinsandlagen und die Hinweise auf Süßwasserzufuhr machen deutlich, dass es sich um distale Prodelta-Sedimente handelt. Das Fehlen einer reichen Makrofauna könnte auf die aus dem Süßwassereinfluss resultierenden Salinitätsschwankungen zurückzuführen sein. Dieses Prodelta-Sediment reicht bis 6,45 m u. M. und ist dem mittelholozänen Acheloosvorstoß aus Norden (vgl. Kap. 7.2.2) zuzurechnen.

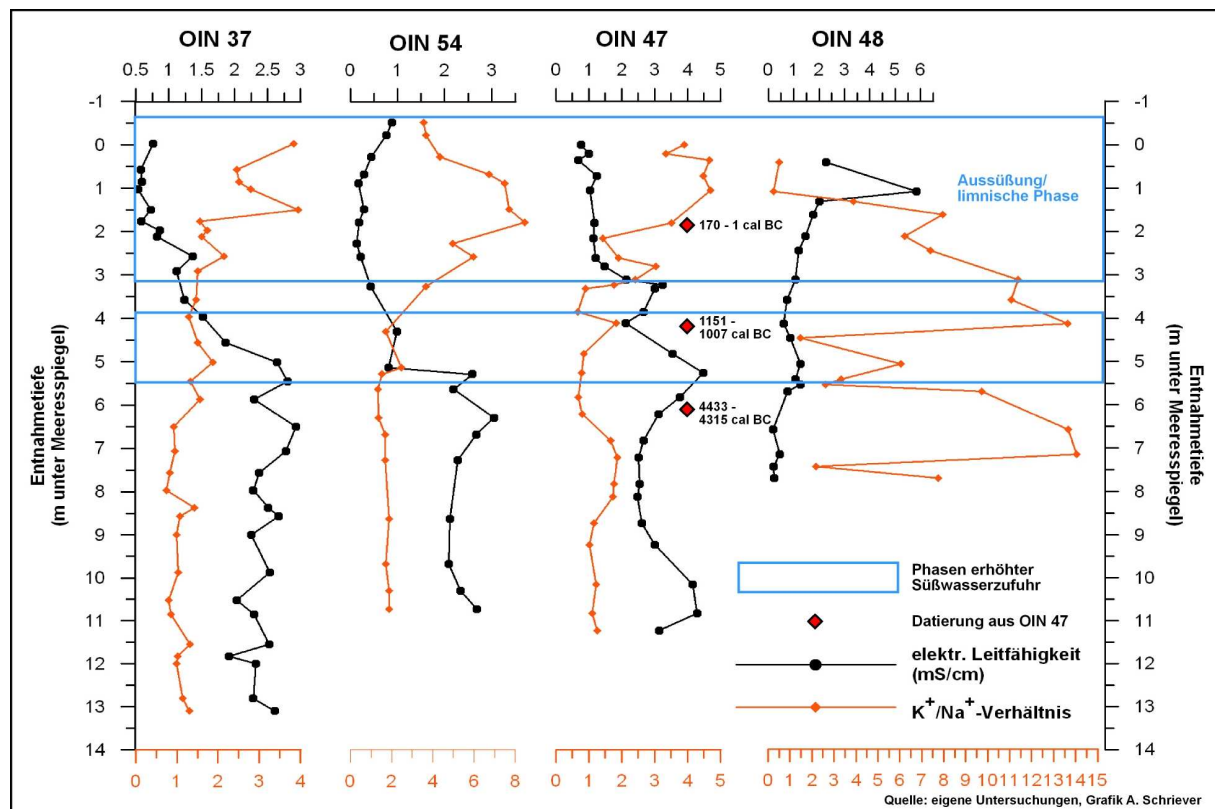


Abb. 50: Geochemische Analyseergebnisse der elektrischen Leitfähigkeit und des  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ -Verhältnisses aus den Profilen OIN 48, 47, 54 und 37

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Das Profil setzt sich von 6,45 bis 4,45 m u. M. mit einem schmutzig-(oliv-) grauen, mittel tonigen Schluff fort, der sehr zahlreiche Fossilfragmente einer artenreichen Fauna enthält. Es dominieren Muscheln der Gattungen *Tellina* und *Dosinia* sowie Gastropoden der Gattungen

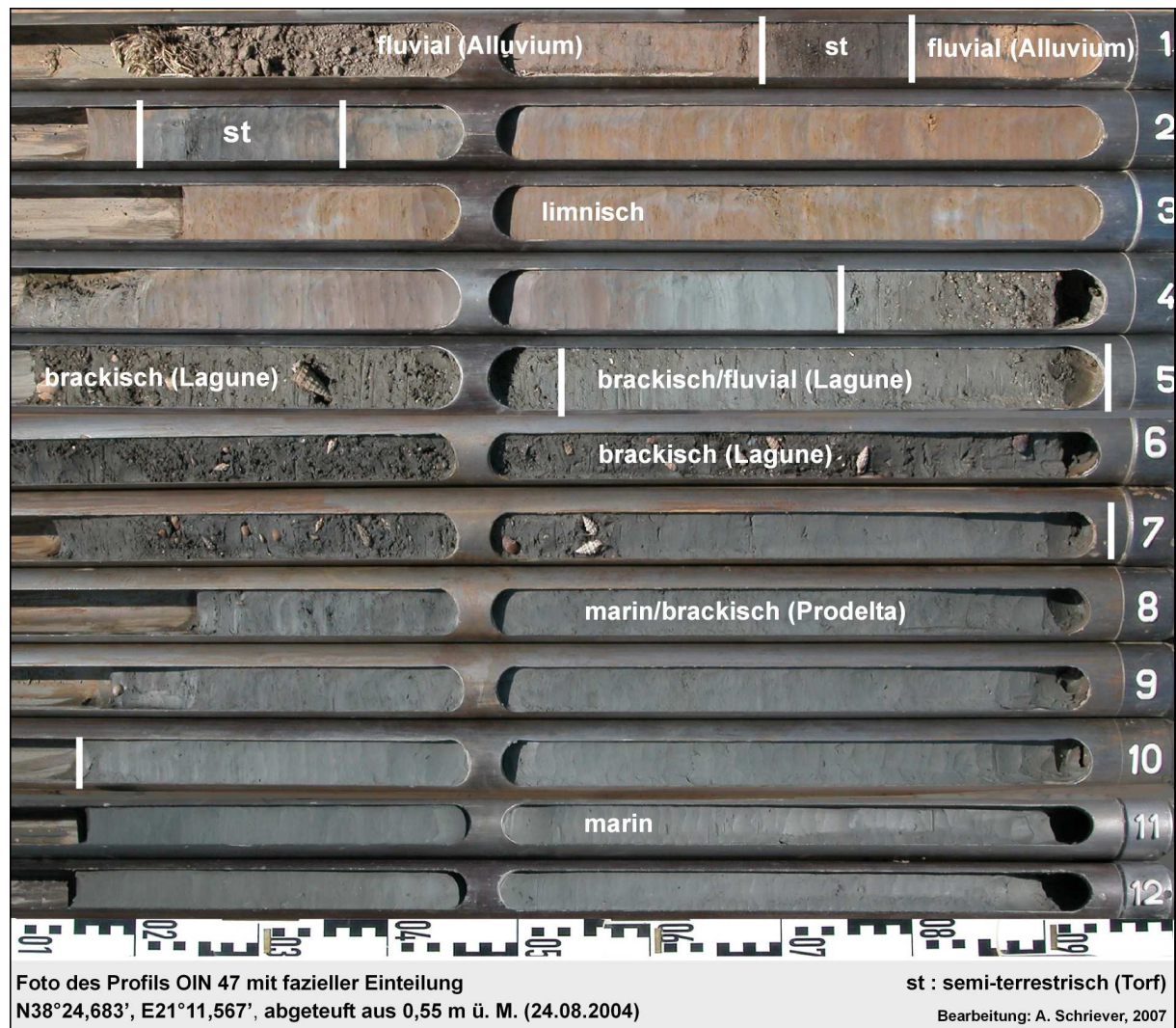
*Turitella*, *Cerithium*, *Cyclope* und *Bittium*. In 6,00 m u. M. findet sich ein Fragment einer Herkuleskeule (*Hexaplex trunculus*). Die geochemischen Analysedaten schwanken deutlich. Der Gehalt an organischer Substanz ist hoch, was zusammen mit dem dichten Faunenbesatz für zeitweise gute ökologischen Bedingungen spricht. Die elektrische Leitfähigkeit ist erneut erhöht, was durch eine hohe Salinität, aber auch durch den erhöhten Gehalt an organischer Substanz und damit Stoffen wie Huminsäuren hervorgerufen werden kann. Insgesamt repräsentiert das Sediment die Ablagerungen einer flachen Lagune mit guten ökologischen Bedingungen. Die Datierung einer Muschel (*Dosinia exoleta*) in 6,15 m u. M. ergab ein Alter von 4433 – 4315 cal BC (vgl. Tab. 7) für den Beginn der lagunären Sedimentation.

Es schließt sich von 4,45 bis 4,00 m u. M. ein ähnliches Substrat an, das jedoch eine deutliche Feinsandbeimengung sowie eine hellgraue Färbung aufweist, und für das die relevanten geochemischen Parameter ein klares Aussüßungssignal zeigen. Dies belegt einen weiteren distalen Flusseinfluss, der Feinsand in die Lagune bringt. Ausweislich der Datierung einer Muschel (*Paphia* sp.) in 4,18 m u. M., beträgt das Alter der Basis dieses Sediments 1151 – 1007 cal BC (Tab. 7).

Die Ablagerungen zwischen 4,00 und 3,18 m u. M. entsprechen wiederum einem Lagunensediment wie ab 6,45 m u. M.

Ab 3,18 m u. M. folgt ein deutlicher stratigraphischer und fazieller Wechsel. Das Material unterscheidet sich in Farbe und geochemischer Zusammensetzung deutlich von dem darunterliegenden. Es ist unteren Abschnitt hellgrau, enthält Feinsandlaminae und die geochemische Analyse zeigt einen signifikanten Wechsel zu einem Süßwassermilieu an. Die Leitfähigkeit geht stark zurück und das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis vergrößert sich aufgrund der zurückgehenden  $Na^+$ - und ansteigenden  $K^+$ -Konzentration entscheidend. Ähnliches gilt für das  $Ca^{2+}/Fe^{2+/3+}$ -Verhältnis, das ebenfalls kleiner wird (Abb 50 und Abb. A 47 b). Die Datierung von Pflanzenresten aus 2,92 m u. M. ergab ein Alter von 170 – 1 cal BC (Tab. 7) für den Wechsel zur Süßwasserfazies. Nach oben hin dominiert eine farbliche Laminierung aus weißlich-grünlich-gelblich-fleischfärblichen Farbtönen mit einer grauen Grundmatrix. Ab etwa 2,00 m u. M. finden sich Süßwassermolluskenfragmente im Sediment und es zeigt deutliche Zeichen einer Verlandungsfazies (Süßwassermarsch). Zwischen 1,37 und 1,20 m u. M. sowie 0,25 und 0,12 m u. M. sind torfähnliche, stark verwitterte Abschnitte eingeschaltet. Es handelt sich dabei um limnische Ablagerung, in der Feinsandlagen bis in eine Tiefe von 1,15 m u. M. immer wieder vorkommenden Flusseintrag dokumentieren. Insgesamt das klassische Bild einer gänzlich vom Meer, bzw. von der Lagune abgetrennten Bucht, in der sich eine Randsee gebildet hat, der periodisch durch Überflutungen mit flussbürtigem Material versorgt wird.

Ab 0,25 m u. M. folgt ein typisches Hochflutsediment, das sehr fein ist, was als Hinweis auf die größere Entfernung zum Fluss gewertet werden kann. (Abb. 51)



**Abb. 51: Foto des Profils OIN 47 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Das Profil 54 (N38°24,767', E21°11,550') wurde nur wenige hundert Meter nord-nord-östlich von OIN 47 am Eingang in die Hafenschicht, aus einer Höhe von 1,07 m ü. M. abgeteuft. Die erreichte Tiefe betrug 12,00 m u. GOF. (entspricht 10,93 m u. M.).

Von der Basis bis 8,78 m u. M. lagert bläulich-hellgrauer bis hellgrauer, mittel toniger Schluff. Das Material ist zäh und zeigt Bläschenbildung als Folge von Entgasung nach Druckentlastung. Es finden sich nur wenige Fossilfragmente. Die geochemische Analyse zeigt ein marin geprägtes Milieu, einzig die hohe  $K^+$ -Konzentration und das daraus resultierende hohe  $K^+/Na^+$ -Verhältnis deuten auf Süßwassereinfluss hin (vgl. Abb. A 54 b). Da sedimentologische Hinweise auf fluvialen Eintrag fehlen, könnte es sich dabei auch um Effekte durch Karstwasserzufluss handeln, denn in der Nähe befinden sich Karstwasserquellen, die in der Vergangenheit stark geschüttet haben (vgl. Kap. 3.3). Dennoch ist das Sediment eindeutig die Ablagerung einer marinen Fazies.

Zwischen 8,78 und 8,11 m u. M. ist dem Schluff Feinsand beigemischt, der in Ansätzen laminiert ist. Wie in OIN 47 handelt es sich hier um ein distales Prodelta-Sediment.



Daran schließt sich bis 5,19 m u. M. mittel toniger Schluff an, der im unteren Abschnitt hellgrau und nach oben hin schmutzig oliv-grau gefärbt ist. Er enthält sehr zahlreiche marine Molluskenfragmente von *Tellina* sp., *Dosinia* sp. *Turitella* sp. *Cyclope neritea* sowie ein *Crustaceen*-Fragment. Im obersten Abschnitt tauchen nur juvenile Stadien auf und das Sediment riecht stark nach H<sub>2</sub>S, was auf schlechtere ökologische Bedingungen hinweist. Wie im Nachbarprofil zeigen sich in den geochemischen Analysen Schwankungen. Die Ablagerung ist einer brackisch-lagunären Fazies zuzuordnen. Die Datierung von organischem Material aus 5,22 m u. M. ergab für den obersten Abschnitt der Lagunensedimente ein Alter von 511 – 394 cal BC (Tab. 7).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	δ <sup>13</sup> C (ppm)	<sup>14</sup> C-Alter (BP)	1σ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 9/9M	2,84	2,14	Mollusken	UTC 12352	2,4	2270+/-33	43 - 112 cal AD
OIN 37/12+PR	4,87	4,09	Pflanzenrest	UTC13209	-27,0	1791+/-37	135 - 321 cal AD
OIN 37/17+PR	6,75	5,97	Posid. oceanica	UTC13210	-13,7	3026+/-40	870 - 797 cal BC
OIN 47/11PR	3,74	2,92	Pflanzenrest	UTC 13704	-9,9	2070+/-60	170 - 1 cal BC
OIN 47/14M	4,73	4,18	Mollusken	UTC 13703	0,4	3219+/-41	1151 - 1007 cal BC
OIN 47/18M2	6,70	6,15	Mollusken	UTC 13702	-1,2	5900+/-60	4433 - 4315 cal BC
OIN 54/12PR	6,29	5,22	Pflanzenrest	UTC 13713	-7,9	2377+/-45	511 - 394 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt L  
Labomr.: UTC (Universität Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 7: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt L**

Im Hangenden folgt zwischen 5,19 und 0,04 m u. M. ein grau bis grau-buntes, von Mittelsand dominiertes Sediment. Es finden sich nur noch sehr vereinzelt marine Fossilfragmente, die mehr oder weniger deutliche Verwitterungsspuren aufweisen. Darüber hinaus finden sich aber sehr viele Holz- und Pflanzenreste, die teilweise abgerollt sind. Bei den Sanden handelt es sich eindeutig um fluviale Rinnensedimente. Die Grenze zum Liegenden könnte eine sedimentologische Diskordanz darstellen, was aber nicht so eindeutig zu bestimmen ist wie in anderen Profilen. Nach oben nimmt der Mittelsandgehalt zunächst zu Gunsten von Feinsand und später zu Gunsten von feinsandigem Schluff ab, der in Wechsellagerung mit mittel tonigem Schluff mündet. Der Sedimentabschnitt zeigt die Abfolge einer langsam verlandenden Flussrinne. Ab 0,04 m u. M. folgt eine Hochflutablagerung (Abb. 49).

### 7.3.1.2 Transekt M

Das Transekt M verläuft entlang der Südflanke der ehemaligen Insel Triardo und umfasst die Profile OIN 42, 36, 41 63,49 und 55. Die Bohrungen OIN 49 wurde in dem von MURRAY (1982: 44) postulierten Südhafen und OIN 63 und 41 in unmittelbarer Nähe von ihm abgeteuft. Das Transekt beinhaltet zahlreiche Radiokohlenstoffdatierungen, die es erlauben die küstendynamischen Prozesse an der Südseite Triardos zeitlich sehr gut einzuordnen.

Das Profil OIN 42 (N38°23,917', E21°12,100') wurde an der Südwestseite der ehemaligen Insel Triardo etwa 1 km nordwestlich der Südspitze erbohrt. Die Bohrung wurde etwa 200 m vom Festgesteinskörper der ehemaligen Insel aus einer Höhe von 2,77 m ü. M.

niedergebracht und erreichte eine Tiefe von 14,00 m u. GOF. (entspricht einer Tiefe von 11,23 m u. M.).

Es beginnt von 11,23 bis 10,71 m u. M. mit einem grau-bunten Mittelsand, der zahlreiche Fossilfragmente enthält. Dabei handelt es sich um ein Sediment aus dem Litoral. Auffällig ist die relativ geringe elektrische Leitfähigkeit und die erhöhte  $K^+$ -Konzentration, die in diesem Fall nur schwer auf einen fluvialen Eintrag zurückzuführen sind, wie aus den Auswertungen umliegender Profile deutlich wird, denn Tiefenlage und Alter der Sedimente lassen sich nicht mit einem frühen Deltavorstoß in dieser Region der Ebene in Verbindung bringen. Die vorliegenden Werte könnten zum Beispiel durch Karstwasseraustritt hervorgerufen werden.

Es schließt sich bis 8,14 m u. M. ein feineres, aus schluffigem Feinsand zusammengesetztes Sediment an, das ausweislich seines Faunenbesatzes flachmariner Herkunft ist. Die oben beschriebenen Hinweise auf eventuellen Eintrag von Süßwasser gehen zurück.

Darüber folgt bis 7,51 m u. M. ein dunkelgrauer, mittel toniger, sandiger Schluff, der sehr viele Reste von *Posidonia oceanica* (Neptun- oder Seegras) und Fragmente mariner Fauna, zum Beispiel *Echinoidea*-Stacheln, enthält. Auch diese Ablagerung ist dem Sublitoral bzw. Litoral zuzuordnen.

Von 7,51 bis 4,31 m u. M. lagert ein heterogenes Sediment, dass im unteren Abschnitt hauptsächlich von fleischfärblich-weißlich-grau laminiertem, tonigem Schluff mit wenigen, geringmächtigen Feinsandlagen aufgebaut wird. Die geochemischen Daten schwanken relativ deutlich, bewegen sich aber insgesamt in einem Rahmen, der auf ein marines Ablagerungsmilieu hinweist. Die Zahl der Faunenrelikte ist relativ gering, die Vorhandenen, wie beispielsweise Fragmente von *Pecten* sp., sind aber ebenfalls ein Zeichen für vorwiegend marine Sedimentationsverhältnisse.

Im Hangenden folgt ein Feinsand mit Schluffbeimengung. Es finden sich Holz- und Pflanzenreste, das Material ist leicht laminiert und enthält nur sehr wenige Fossilfragmente. Ein erhöhtes  $K^+/Na^+$ -Verhältnis deutet vermehrten Süßwasserzufluss an; insgesamt eine Ablagerung, die dem distalen Bereich der Deltafront zuzuordnen ist. Sie reicht bis 3,08 m u. M.

Abgelöst wird das fluvio-deltaische Sediment von 3,08 bis 1,23 m u. M. durch einen teilweise bläulich grauen, mittel tonigen Schluff, der im unteren und oberen Abschnitt wenig Feinsand enthält. Er beinhaltet sehr viele marine Molluskenfragmente und komplette Individuen, die einer typisch lagunären Vergesellschaftung entsprechen, so zum Beispiel *Tellina* sp., *Dosinia exoleta*, *Bittium* sp. *Cerithium* sp. und *Cyclope neritea*. Die geochemischen Analyseergebnisse schwanken erneut relativ stark, was auf Wechsel der Bedingungen im Ablagerungsmilieu weist (Abb. A 42 b). In Zusammenhang mit den Feinsandbeimengungen ist davon auszugehen, dass es sich um das Sediment einer Lagune bzw. einer Interdistributary bay handelt, die episodisch durch Flusswasser beeinflusst wird.

Ab 1,23 m u. M. setzt relativ abrupt die Verlandung des Wasserkörpers ein, und nach einer kurzen, Marsch-ähnlichen Übergangsphase (in der Abb. 52 nicht berücksichtigt) folgt ein Hochflutsediment (Abb. 52).

Das nächste Profil im Transekt M ist OIN 36 (N38°23,967', E21°11,600'). Die Bohrung wurde etwa 0,7 km ost-südöstlich von OIN 42 aus einer Höhe von 2,48 m ü. M. abgeteuft und es wurde eine Tiefe von 17,00 m u. GOF. erreicht (entspricht 14,52 m u. M.). Die Lokalität liegt in der Mitte zwischen der ehemaligen Insel Triardo und dem aktuellen Lauf des Acheloos.

An der Basis liegt grauer, mittel toniger Schluff, der leichte Feinsandbeimengungen enthält. Es finden sich wenige, kleine Fossilfragmente und das Sediment zeigt kleine Bläschen nach Gasentwicklung durch Druckentlastung. Die geochemische Ausstattung dokumentiert einen Ablagerungsraum in einem flachmarinen Milieu. Die Feinsandbeimengung kündigt einen stratigraphischen Wechsel an.

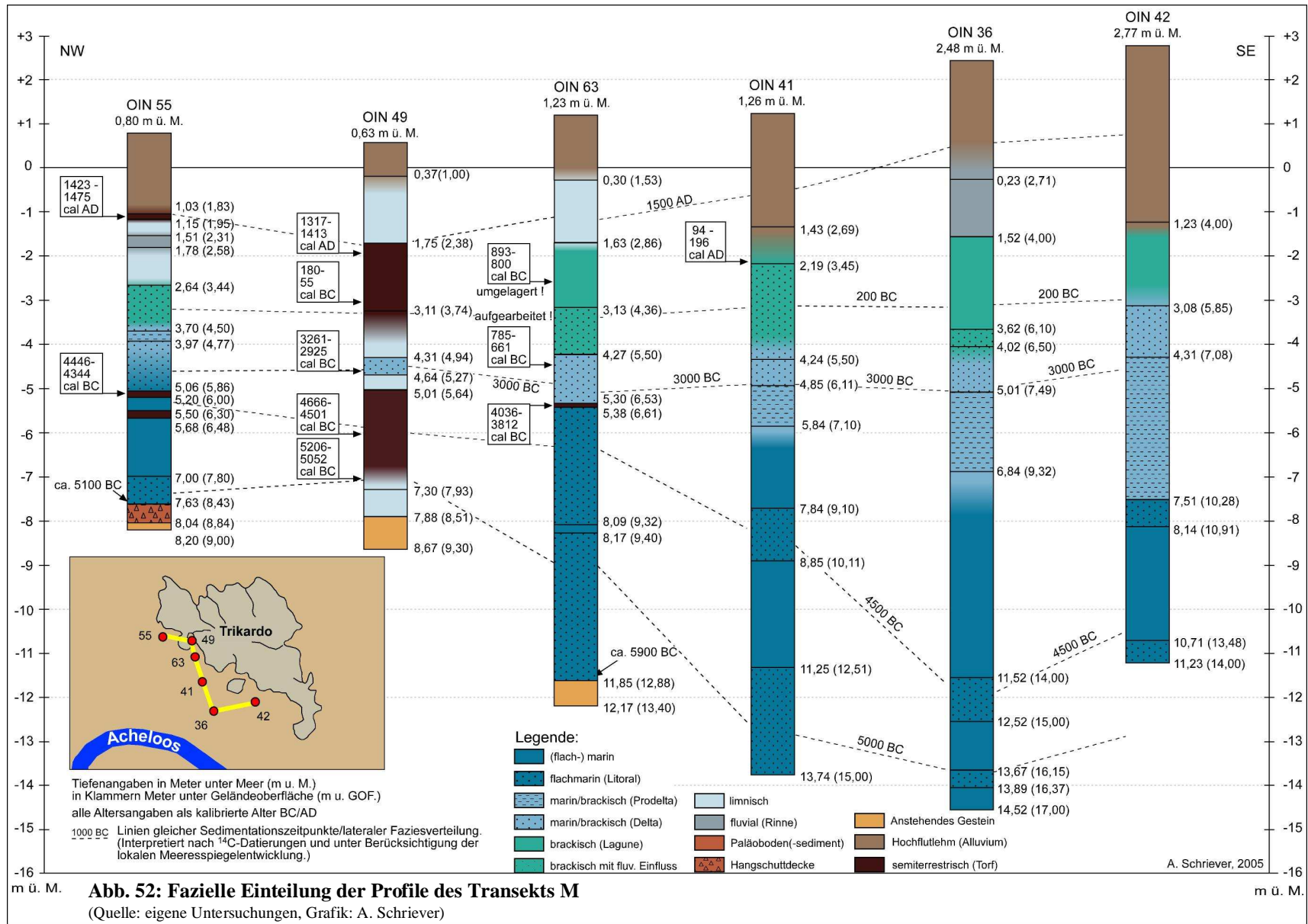
Dieser erfolgt ab 13,89 m u. M. und es dominiert ein schluffiger Feinsand, der seinerseits einem flachmarin-litoralem Ablagerungsraum wie einem Tombolo oder einer Sandbarre entspricht. Das Substrat enthält Klappen von marinen Bivalven und reicht bis 13,67 m u. M.

Von 13,67 bis 12,52 m u. M. schließt sich wiederum ein grauer, mittel toniger Schluff an, der sehr homogen ist und ebenfalls Bläschenbildung nach Druckentlastung aufweist. Die geochemischen Parameter zeigen ähnliche Werte wie in dem basalen Schluffpaket, so dass auch hier eine flachmarine Sedimentationsmilieu angenommen werden muss.

Es folgt zwischen 12,52 und 11,52 ein Sediment, das in seiner Zusammensetzung dem schluffigen Sand zwischen 13,89 und 13,67 m u. M. entspricht und dementsprechend eine sublitorale/litorale Fazies repräsentiert.

Es schließt sich von 11,52 bis 6,84 m u. M. ein mächtiges Paket aus grauem, teilweise farblich laminiertem, mittel tonigem Schluff an. Es finden sich darin im unteren Abschnitt bis etwa 10,00 m u. M. zahlreiche Molluskenfragmente, unter anderem von *Pecten* sp. und vollständige Individuen sowie vermehrt Pflanzenreste. Darüber ist das Sediment sehr homogen und fossilarm. Die geochemischen Eckwerte ändern sich im Vergleich zu den unterlagernden Schluffen nur sehr wenig (Abb. A 36 b), so zum Beispiel eine leicht erhöhte Leitfähigkeit und ein erhöhter Gehalt an organischer Substanz; insgesamt eine flachmarine Fazies. Ab 7,50 m u. M. finden sich vereinzelt Feinsandlagen, die zum darüberliegenden Sediment überleiten.

Ab 6,84 m u. M. geht das Sediment zunehmend in eine Wechsellagerung aus Feinsand und tonigem Schluff über, die bis 5,01 m u. M. reicht. Das Substrat ist fossilarm bis -leer, was in wechselnden ökologischen Bedingungen begründet sein könnte, da die



Feinsandlaminae in diesem Sedimentationskontext eindeutig auf wachsenden fluvialen Eintrag hindeuten. Die Ablagerungen sind demnach in ein Prodelta-Milieu einzuordnen.

Im Hangenden lagert zwischen 5,01 und 4,02 m u. M. gut sortierter, grauer Feinsand, der im oberen Abschnitt in einen schluffigen Feinsand übergeht. Es finden sich einzelne marine Molluskenfragmente. Die geochemische Zusammensetzung weist auf stärkeren Süßwasser-Einfluss hin. Bei diesem Sediment handelt es sich um eine distale Ablagerung der Deltafront.

Mit einem Übergangshorizont aus einer Wechsellagerung geht das Material in einen dunkel grauen bis grauen, mittel tonigen Schluff über, der sehr zahlreiche Fossilfragmente einer brackisch-lagunären Faunengesellschaft enthält, in der vor allem Muscheln der Gattungen *Cerastoderma*, *Tellina* und *Dosinia* sowie Gastropoden der Gattungen *Bittium*, *Cerithium* und *Cyclope* dominieren, wie es bereits in vielen Profilen der Fall ist. Die geochemischen Kennwerte zeigen vor allem im Bereich des Gehalts an organischer Substanz einen deutlichen Anstieg sowie einen Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit, was zusammenhängt, da die Huminsäuren den Leitfähigkeitswert ansteigen lassen. Andere Werte, wie zum Beispiel die sinkende Ionenkonzentration von Natrium, widersprechen nämlich einer erhöhten Salinität als Grund für die höhere Leitfähigkeit. Der erhöhte Gehalt an organischer Substanz ist, wie die ausgeprägte Fauna, auf gute ökologische Bedingungen in einer brackisch-lagunären Umgebung zurückzuführen.

Die Lagunensedimente reichen bis 1,52 m u. M. und werden von bräunlich-grauem Feinsand abgelöst, der bis 0,23 m u. M. reicht. In den Sand sind schluffige Abschnitte eingebettet und ab 0,42 m u. M. handelt es sich um schluffigen Feinsand. Das geochemische Signal zeigt eindeutig Süßwasserbedingungen an und die völlige Abwesenheit mariner Faunenelemente bestätigt diesen Befund. Es handelt sich um fluviale Sande einer Rinne, die ab 0,23 m u. M. nach oben bis zur Geländeoberfläche verlandet und durch Hochflutlehm überdeckt wird (Abb. 52).

Im Transekt M folgt das Profil OIN 41 (N38°24,250', E21°11,417'), das etwa 0,40 km nord-nordwestlich von OIN 36 aus 1,26 m u. M. abgeteuft wurde. Die erreichte Tiefe betrug 15,00 m u. GOF. (entspricht 13,74 m u. M.). Durch die räumliche Nähe zu OIN 36 ergeben sich im stratigraphischen Aufbau zahlreiche Ähnlichkeiten.

Die Basis des Profils von 13,74 bis 11,25 m u. M. bildet ein kompakter, grau-bunter, sehr gut sortierter Mittelsand, der zahlreiche Muschelfragmente und komplette Exemplare enthält. Das Sediment entstammt eindeutig dem litoralen Bereich und repräsentiert Ablagerungen eines Strandes, einer Sandbarre oder eines Tombolos, was neben dem stratigraphischen Aufbau und der Faunenbesetzung durch die Analogie zu den umliegenden Profilen bestätigt wird. Auffällig ist jedoch die geochemische Zusammensetzung, die mit niedrigen Leitfähigkeitswerten und hohem  $K^+/Na^+$ -Verhältnis eigentlich eindeutig auf Süßwasserzufuhr hindeutet (Abb. 53). Dieser Effekt resultiert wahrscheinlich auf die Zufuhr von Süßwasser über einen nahegelegenen Quellbereich. Im Bereich der Bohrung OIN 49, nur wenige hundert Meter

entfernt im von MURRAY (1982: 44) postulierten Südhafen (s.o.), findet sich ein kleiner See, der häufig versumpft ist, aber über lange Zeit hinweg persistiert. Dieser Bereich liegt hinter der Stadtmauer, die in diesem Bereich wahrscheinlich zwischen frühestens dem 5. und spätestens im 3. Jhr. v. Chr. errichtet wurde. Vor dem Bau der Stadtmauer konnte das Wasser ungehindert, vielleicht sogar in Form eines kleinen Gerinnes, ins Meer abfließen, denn es sind, wie bereits erwähnt, aus den Randbereichen der ehemaligen Insel Triardo auch andere, stark schüttende Karstquellen bekannt. Auf diese Weise konnte bei eindeutig mariner Sedimentationsdynamik in der Nähe der Insel ein Sediment abgelagert werden, das klare Anzeichen einer Beeinflussung durch Süßwasser zeigt. Dieses Phänomen zieht sich durch den gesamten unteren Bereich des Profil OIN 41 und tritt auch im benachbarten Profil OIN 63 (s.u.) auf.

Von 11,25 bis 8,85 folgt ein heterogeneres Sediment, das aus einem schluffigen Material im unteren Abschnitt, über eine Wechsellagerung in einen Feinsand übergeht. Auch hier spricht die hellgraue bis bläulich-graue Färbung, die geringe Zahl faunistischer Relikte und der Vergleich mit dem Material der Nachbarbohrung für eine Ablagerung unter flachmarinen Bedingungen. Die Sedimentationsverhältnisse waren wechselnd, was durch Schwankungen im Jahresgang in der vorhandenen Wellenenergie erklärt werden könnte. Ein fluvialer Eintrag des Sandes von Seiten der Insel ist nicht wahrscheinlich.

Es folgt zwischen 8,85 und 7,84 m u. M. ein gut sortierter, grauer Feinsand mit zahlreichen Resten von *Posidonia oceanica* sowie Fragmenten und kompletten Individuen mariner Mollusken, unter anderem *Tellina* sp. Die Ablagerung ist einem litoral/sublitoralen Milieu, zum Beispiel einer Sandbarre oder ähnlichem (s.o.), zuzuordnen.

Darüber lagert feineres Material, dominiert von bläulich-hellgrauem, mittel tonigem Schluff, das im unteren Abschnitt noch Sandbeimengungen und wenige Reste von *Posidonia oceanica* aufweist. Es handelt sich um eine flachmarine Stillwasserfazies, Faunenreste sind nur sehr spärlich vorhanden und ab 7,33 m u. M. zeigen Feinsandlaminae einen kommenden Wechsel im Ablagerungsmilieu an.

Dieser folgt ab 5,84 m u. M. mit dem Übergang zu schluffigem Feinsand und ab 5,49 feinsandiger Schluff, der laminiert ist. Das Sediment reicht bis 4,85 m u. M. und es zu differenzieren fällt nicht leicht. Es könnte sich wieder um eine flachmarine bis sublitorale Fazies handeln oder aber um ein marin-brackisches Prodelta-Sediment. Da weder die faunistische Ausstattung, noch die geochemische Analyse ein eindeutiges Bild zeichnen, kann an dieser Stelle nur der Vergleich zu den benachbarten Profilen herangezogen werden, der das Sediment einem prodeltaischen Ablagerungsmilieu zuordnet.

Im Hangenden schließt sich von 4,85 bis 4,24 m u. M. ein grauer, verhältnismäßig gut sortierter Feinsand an, der wenige Molluskenfragmente, Pflanzenreste und abgerollte Holzkohle enthält. Bei diesem Sand handelt es sich um eine Deltaschüttung.

Ab 4,24 m u. M. lagert ein dunkelgrauer bis grünlich-grauer mittel toniger Schluff, der Sandbeimengungen enthält, die teilweise in Laminae, Linsen oder in der Matrix verteilt vor-

kommen. Das Sediment reicht bis 2,19 m u. M. und die reiche Fauna mit den typischen Vertretern signalisiert ein brackisch-lagunäres Ablagerungsmilieu. Die geochemischen Werte zeigen für diese Schicht einen deutlich nachweisbaren Milieuwechsel im Vergleich zu den Sedimenten im Liegenden. Die Leitfähigkeit steigt enorm an, das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis fällt ab, ebenso der Orthophosphatgehalt, der Gehalt an organischer Substanz nimmt stark zu (Abb. 53). Dies ist auf der einen Seite als typische Entwicklung einer vom offenen Meer und damit vom Wasseraustausch abgetrennten Lagune zu verstehen, denn durch Verdunstung im Sommer kann es zu hypersalinen Phasen kommen. Vor dem Hintergrund der potenziellen Süßwasserzufuhr aus einer (Karst-)Quelle im Bereich um OIN 49 im unteren Profilbereich hat der plötzliche Milieuwechsel wahrscheinlich auch damit zu tun, dass nach Errichtung der Stadtmauer der Frischwassereintrag gestoppt war und sich „normale“ lagunäre Verhältnisse ausbilden konnten. Von der Tiefenlage und der chronologischen Einordnung des Sediments

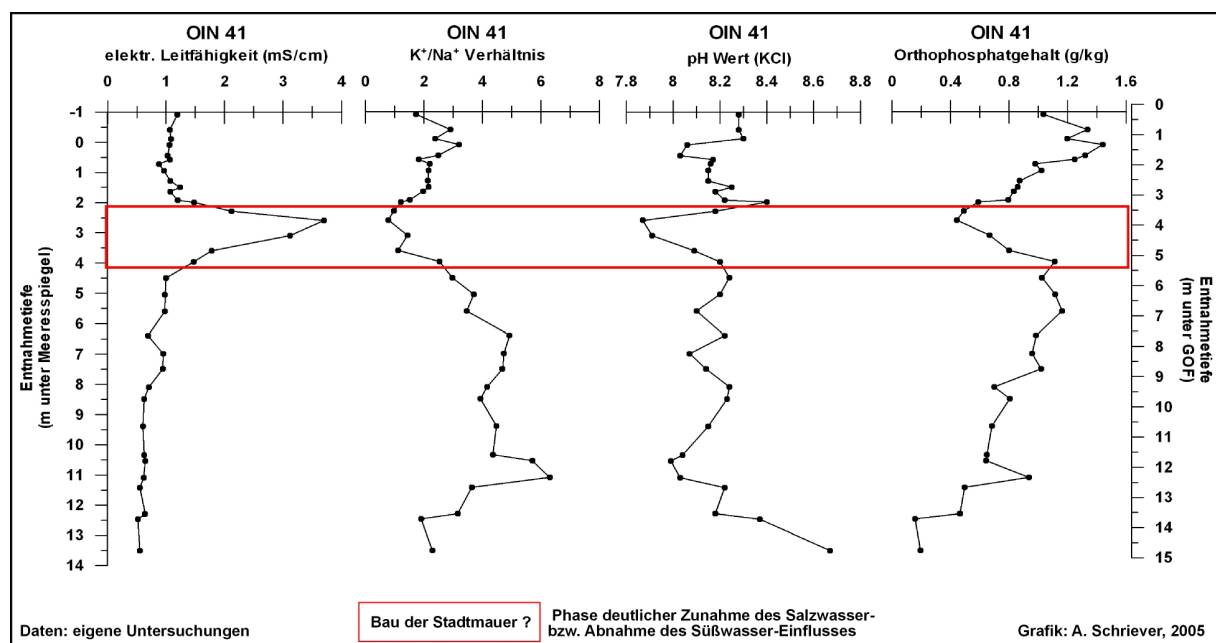


Abb. 53: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 41

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2005)

ist dies durchaus im Rahmen des Möglichen. Die durchgehend auftretenden Sandbeimengungen sind fluvialer Tätigkeit zuzuschreiben. Ob es sich um Hochwasserereignisse des im Süden vorbeiziehenden Hauptarms oder episodisch fließender Nebenarme handelt, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Die Datierung einer marinen Muschel (*Dosinia exoleta*, vollständiges Exemplar) in 2,15 m u. M. ergab ein Alter von 94 – 196 cal AD (Tab. 8). Da der Meeresspiegel zu diesem Zeitpunkt schätzungsweise 50 bis 80 cm tiefer lag, handelt es sich vermutlich um eine Sturmflut in der bereits verlandenden Lagune. Dennoch gibt das Alter trotz der Verlagerung einen Richtwert für ihre Persistenz.

Von 2,19 bis 1,43 m u. M. folgt grauer, mittel toniger Schluff, der weiterhin zahlreiche Fossilreste enthält. Das Material ist rostfärblich bis bräunlich getönt und gehört zu einer Ver-

landungsfazies. Im obersten Abschnitt tauchen neben eindeutig marinen Faunenresten wie einem *Crustaceen*-Fragment bereits Süßwassermolluskenschalen auf und das Sediment kann auch als Ablagerung einer marschähnlichen oder auch limnischen Sedimentation bezeichnet werden.

Ab 1,43 m u. M. schließt sich bis zur Oberfläche ein typischer Hochflutlehm an (Abb. 52).

Das OIN 63 (N38°24,295', S21°11,432') wurde etwa 200 m nord-nordwestlich von OIN 41 und nur ca. 80 Meter vom Festgesteinskörper der ehemaligen Insel Triardo erbohrt. Die Bohrung liegt im Eingangsbereich einer schlauchförmig in den Inselkörper eingreifenden Bucht, in deren inneren Teil der von MURRAY (1982:43 ff.) postulierte Südhafen mit der Bohrung OIN 49 liegt (s.o. und Abb. 47, Kap. 7.3.1). Bei der Bohrung OIN 63 wurde zwischen 12,17 und 11,85 m u. M. das verwitterte anstehende Gestein, in diesem Fall Gips, erreicht.

Ab 11,85 m u. M. folgt bis 8,17 m u. M. grauer, gut sortierter Mittelsand. Der Fossilgehalt in diesem Abschnitt nimmt von unten nach oben zu. Ab 8,70 m u. M. finden sich Reste einer reichen, eindeutig marinen Fauna, wie zum Beispiel Stacheln von *Echinoideen*, *Anthozoen*-Fragmente (Korallen), Fragmente von *Lithophaga* sp., *Conus mediterraneus*, *Arca noae* und *Acanthocardia* sp. Dadurch ist das Sediment klar einem litoralen Ablagerungsmilieu zuzuordnen, wobei die geochemischen Analysen den gleichen „Süßwassereffekt“ aufweisen wie im Profil OIN 41 (s.o., Abb. A 41 b)).

Zwischen 8,17 und 8,09 m u. M. findet sich eine Feinmateriallage, die aus hellgrauem, mittel tonigen Schluff besteht. Demnach muss kurzzeitig ein ruhigeres Sedimentationsmilieu geherrscht haben.

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	$1\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 41/14M	3,41	2,15	Mollusken	UTC 13696	1,6	2203+/-34	94 - 196 cal AD
OIN 49/7+PR	2,58	1,95	Torf, org. Mat.	UTC 13709	-28,5	570+/-38	1317 - 1413 cal AD
OIN 49/9+PR	3,70	3,07	Torf, org. Mat.	UTC 13708	-28,0	2107+/-41	180 - 55 cal BC
OIN 49/15+PR	5,28	4,65	Torf, org. Mat.	UTC 13707	-31,7	4413+/-49	3261 - 2925 cal BC
OIN 49/19+GPRA	6,68	6,05	Torf, org. Mat.	UTC 13706	-27,5	5730+/-50	4666 - 4501 cal BC
OIN 49/20+PR	7,71	7,08	Torf, org. Mat.	UTC 13705	-28,3	6160+/-50	5206 - 5052 cal BC
OIN 55/4PR	1,85	1,05	Holz	UTC 13715	-28,2	435+/-38	1428 - 1475 cal AD
OIN 55/16PR	5,88	5,08	Torf, org. Mat.	UTC 13714	-20,6	5542+/-48	4446 - 4344 cal BC
OIN 63/10PR	3,85	2,62	Pflanzenreste	ERL 9055	-10,9	2674+/-43	893 - 800 cal BC
OIN 63/14PR	5,64	4,41	Posid. oceanica	ERL 9056	-16,1	2894+/-43	785 - 661 cal BC
OIN 63/15+PR	6,57	5,34	Torf, org. Mat.	ERL 9057	-28,2	5144+/-50	4036 - 3812 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt M  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht), ERL (Universität Erlangen-Nürnberg); Alter cal AD kursiv

**Tab. 8: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt M**

Von 8,09 bis 5,38 m u. M. schließt sich ein gut sortierter, grauer Feinsand an, der teilweise eine schwache Schluffkomponente beinhaltet. Er enthält Lagen mit angereichertem organischen Material und wenige, meist kleine marine Fossilfragmente. Im obersten Abschnitt kündigen Torfeinschaltungen einen faziellen Wechsel an. Der Sand repräsentiert eine litorale Fazies eines weniger bewegten Milieus.



Darüber lagert zwischen 5,38 und 5,30 m u. M. eine geringmächtige Torfschicht, die Sandlinsen und ein Gipsbruchstück sowie marine Molluskenfragmente enthält. Der Torf wird einer scharfen Grenze von einem grauen Mittelsand überlagert, was nahe legt, dass hier eine Erosionsdiskordanz vorliegt und die eventuell noch vorhandenen Torfabchnitte erodiert wurden. Eine Datierung ergab für die Torflage ein Alter von 4036 – 3812 cal BC (Tab. 8), was sehr gut zu den ebenfalls an Torfen gewonnenen Alter der Nachbarbohrungen OIN 49 und 55 passt.

Mit der bereits erwähnten scharfen Grenze folgt ab 5,30 m u. M. ein Mittelsand, der zahlreiche marine Fossilfragmente, u.a. auch *Hexaplex trunculus*, *Dosinia exoleta* und *Cerastoderma glaucum*, die im gesamten Arbeitsgebiet vor allem in brackisch-lagunärem Umfeld vorgefunden worden sind. Von 4,77 bis 4,27 m u. M. ist dem Feinsand feineres Material beigemischt und er ist schlechter sortiert. Letzteres spricht eindeutig gegen die Ablagerung im Litoralbereich. Daher ist dieses Sediment einer Deltaschüttung zuzuordnen was durch die Datierung von Resten von *Posidonia oceanica* aus 4,41 m u. M. bestätigt wird. Die Datierung ergab ein Alter von 785 – 661 cal BC (Tab. 8), was bei der stratigraphischen Lage und den Datierungen aus dem Umfeld die Vermutung nahe legt, dass es sich um eine Umlagerung handelt. Da sich in der unmittelbar benachbarten Bohrung OIN 49 in korrespondierender Tiefe ein entsprechendes Sediment findet, ist davon auszugehen, dass ein Deltaarm den älteren Torf erodiert und den Sand abgelagert hat. Die Schicht datiert in OIN 49 auf ca. 3100 BC, was deutlich besser in den stratigraphischen Kontext passt, als die obengenannte Datierung.

Im Hangenden schließt sich zwischen 4,27 und 3,13 m u. M. zunächst eine Wechselagerung aus mittel tonigem Schluff und schluffigem Feinsand an, die ab 3,70 m u. M. in einen laminierten schluffigen Feinsand übergeht. Das Sediment zeigt die Charakteristika eines brackisch-lagunären, fortwährend durch fluvialen Eintrag beeinflussten Sediments. Es wird nach oben bis 1,63 m u. M. durch ein Feinmaterial aus mittel tonigem Schluff überlagert, das durch den Faunenbestand als ein klassisches Lagunensediment gekennzeichnet ist. Die Datierung von unbestimmten Pflanzenresten in 2,62 m u. M. ergaben ein Alter von 893 – 800 cal BC (Tab. 8), was in der Tiefenlage und stratigraphischen Position nicht als korrekt angenommen werden kann. Daher ist das Material vermutlich umgelagert worden oder es liegt eine fehlerhafte Datierung vor.

Ab 1,63 m u. M. folgt mit rostfärblich-dunkelgrau marmoriertem, tonigem Schluff ein limnisches Sediment einer Verlandungsfazies, das ab 0,30 m u. M. durch eine Hochflutablagerung überdeckt wird.

Das Transekt M umfasst auch das Profil OIN 49 (N38°24,333', E21°11,433'), das in der von Süden in die Insel eingreifende Bucht erbohrt wurde, die von MURRAY (1982: 44) als Südhafen bezeichnet worden ist. Die Bohrung wurde hinter einem Abschnitt der Stadtmauer

abgeteuft, der die kleine Bucht bis auf eine etwa 4 m breite Lücke einschließt. Die Ausgangshöhe betrug 0,63 m ü. M. und die erreichte Tiefe 9,30 m u. GOF. (entspricht 8,67 m u. M.).

Es wurde von 8,67 bis 7,88 m u. M. verwitterter, anstehender Gips/Kalkstein erbohrt. Von 7,88 bis 7,30 m u. M. folgt ein dunkelgrauer, mittel toniger Schluff, der sehr viele Pflanzenreste enthält. Fossilfragmente fehlen vollständig. Die geochemische Signatur entspricht der eines limnischen Ablagerungsraum, was sich vor allem am sehr hohen  $K^+/Na^+$ -Verhältnis erkennen lässt. Die zahlreich vorhandenen Pflanzenreste belegen, dass es sich um einen flachen, teilweise versumpften See gehandelt hat.

Ab 7,30 nimmt die Anzahl der Pflanzenreste zu und es treten erste Torflagen auf. Dies spricht für eine zunehmende Versumpfung des Gewässers, bzw. für die Verlagerung der Uferzone. Dies zeichnet sich auch geochemisch nach. Der pH-Wert nimmt deutlich ab, was auf die höhere Präsenz von Huminsäuren zurückzuführen ist. Diese Übergangsphase reicht bis 6,37 m u. M. Die Datierung einer Torfprobe aus 7,08 m u. M. ergab ein Alter von 5206 – 5052 cal BC (Tab. 8) für diese Sumpfseephase.

Ab 6,37 m u. M. lagert bis 5,01 m u. M. ein Torf, der zu großen Teilen aus Schilfpflanzen (*Phragmites australis*) entstanden ist. Für den mittleren Abschnitt in 6,04 m u. M. ergab eine Datierung ein Alter von 4666 – 4501 cal BC (Tab. 8).

Im Hangenden folgt zwischen 5,01 und 4,64 m u. M. ein braun-dunkelgrauer, mittel toniger Schluff, der weitere Torf- und Schilffestlagen enthält sowie zahlreiche Süßwassermolluskenfragmente.

Daran schließt sich von 4,64 bis 4,53 m u. M. ein grau-bunter Mittelsand an, der zahlreiche marine Molluskenfragmente und Pflanzenreste aufweist und ab 4,53 in ein sandig, schluffiges Sediment übergeht, das bis 4,31 m u. M. reicht. Es handelt sich ausweislich der geochemischen Analyseergebnisse eindeutig um fluvio-marine Sande einer Deltaschüttung und nicht um Material aus dem Litoral. Die Datierung eines Pflanzenrests in 4,57 m u. M. ergab ein Alter von 3261 – 2925 cal BC (Tab. 8) für dieses Sediment. Die Tiefenlage entspricht denen der Deltafrontablagerungen in den anderen Profilen des Transekts.

Von 4,31 bis 3,11 m u. M. lagert ein erneut ein heterogenes Übergangsediment aus dunkelbraun-grauem, mittel tonigem Schluff, der Feinsandbeimengungen enthält. Im oberen Abschnitt nimmt der Gehalt an Pflanzenresten bis hin zu ersten Torflagen zu. Es handelt sich erneut um ein limnisches Stillwassersediment, da Anzeichen einer Beeinflussung durch Salz- bzw. Brackwasser sowohl in der geochemischen Analyse als auch in der Faunenausstattung fehlen.

Dieses Sediment wird von 3,11 bis 1,75 m u. M. durch eine weitere Torflage überdeckt, die im unteren Abschnitt gut und im oberen nur mäßig zersetzt ist. Auch diese Lage besteht hauptsächlich aus Resten von *Phragmites australis*. An Proben aus dieser Torflage wurden zwei Radiokohlenstoffdatierungen durchgeführt, eine im basalen und eine im oberen Abschnitt. Die Basisdatierung ergab ein Alter von 180 – 55 cal BC (Tab. 8) und die aus dem oberen Bereich 1317 – 1413 cal AD (Tab. 8).

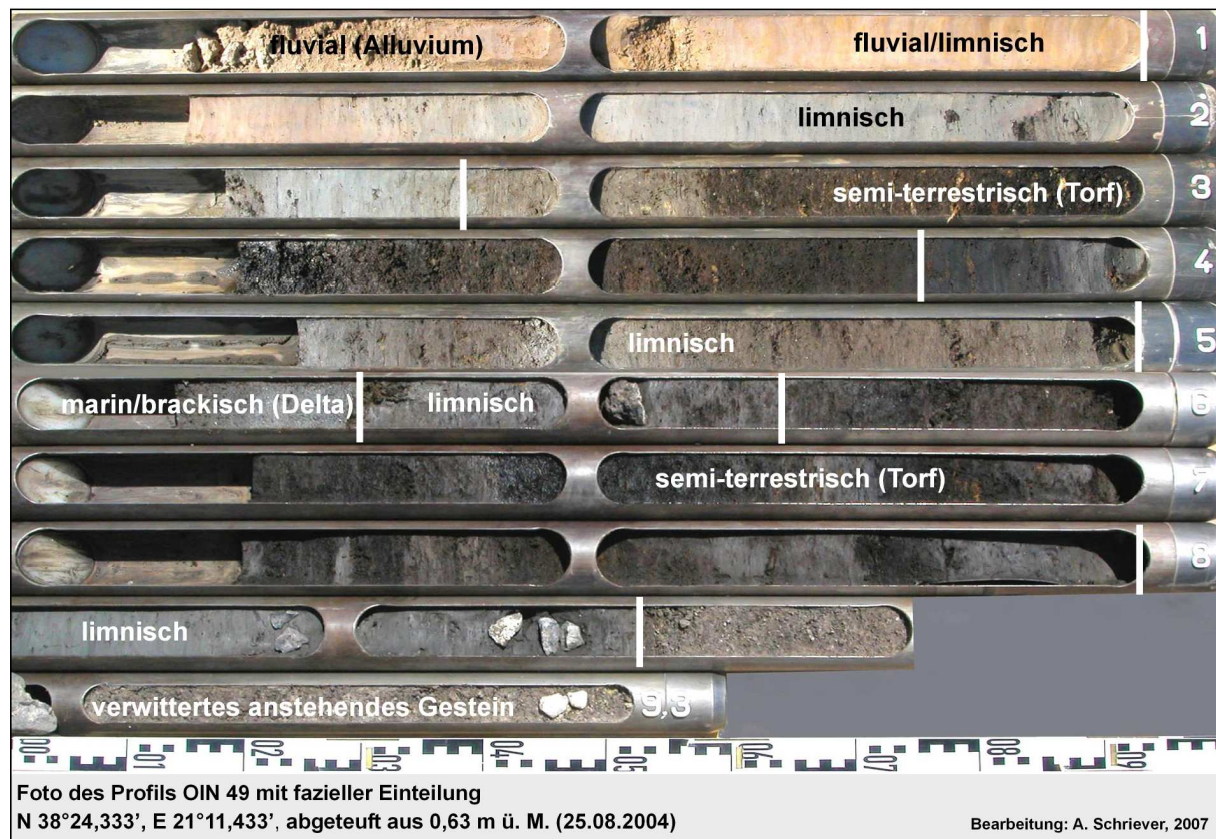


Abb. 54: Foto des Profils OIN 49 mit fazieller Einteilung

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Es schließt sich ein grauer, nach oben hin heller werdender, mittel toniger Schluff an, der einer erneuten limnischen Phase zuzuordnen ist, da sich zahlreiche Süßwassergastropodenfragmente finden. Er reicht bis 0,37 m u. M. und von dieser Tiefe bis zur Profiloberkante von einem Hochflut- bzw (limnisch/fluviolen) Verlandungssediment überlagert (Abb. 54).

Das Transekt M wird mit dem Profil OIN 55 (N38°24,400', E21°11,317') abgeschlossen, das in einer weiteren kleinen Bucht etwa 0,30 km nordwestlich von OIN 49 aus 0,80 m ü. M. abgeteuft wurde und eine Tiefe von 9,00 m u. GOF. (entspricht 8,20 m u. M.) erreicht.

Auch in dieser Bohrung wurde zwischen 8,20 und 8,04 m u. M. der verwitterte anstehende Gips erbohrt. Darüber lagert bis 7,63 m u. M. ein Gemisch aus grobem Hangschutt und Bodsensediment.

Ab 7,63 m u. M. folgt ein grau-bunter Mittelsand, der ausweislich der enthaltenen Faunenelemente, unter anderem ein *Echinoidea*-Fragment und ein komplettes Individuum von *Dosinia exoleta*, marinen Ursprungs ist und somit die Transgressionsfazies darstellt.

Der Sand reicht bis 7,00 m u. M. und wird von einem hellgrauen, mittel tonigen Schluff überlagert, der sich bis 5,68 m u. M. fortsetzt. Bis 6,39 m u. M. liegt er in Wechsellagerung

mit feinsandigem Material, was den Übergang zwischen litoralem und sublitoralem Ablagerungsraum kennzeichnet. Die geochemische Ausstattung des Sediments zeigt, wie in der vorangegangenen Profilen OIN 41 und 63, trotz eindeutiger mariner Sedimentationscharakteristik Anzeichen für Süßwassereinfluss. Dies kann in dieser Tiefenlage und stratigraphischen Position nicht vom Acheloos herrühren, sondern ist vermutlich auch hier aus lokalen Eintrag aus (Karst-)Quellen zurückzuführen.

Von 5,68 bis 5,50 m u. M. schließt sich ein Torf mit Holzfragmenten an, der aus einem Küstensumpfmilieu stammt. Durch den offensichtlich vorhandenen Eintrag von Süßwasser und den topographischen Gegebenheiten einer kleinen Bucht ist der Ablagerungsraum eventuell mehr oder weniger marin-brackisch gewesen. Die Datierung einer Torfprobe ergab ein Alter von 4446 – 4344 cal BC (Tab. 8), was sehr gut zu den anderen an Torfen gewonnen Altern der Profile OIN 49 und 63 aus einer ähnlichen Tiefenlage passt. Nach einer kurzen Zwischenphase mit grün-grauem, schluffigen Material, setzt sich der Torf bis 5,06 m u. M. fort.

Im Anschluss folgt bis 3,97 m u. M. ein sandiges, mit Feinkiesstücken vermengtes Sediment, das zahlreiche marine Fossilbruchstücke aufweist und einem hochenergetischem Litoralbereich zugeordnet werden muss. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um einen Strandwall oder aufgearbeitetes Material eines Kliffabtrags. Das Faunenspektrum weist eindeutig auf marines bis marin-brackisches Milieu hin, da Arten wie *Arca noae*, *Dosinia exoleta* und *Hexaplex trunculus* dominieren. Die geochemischen Daten weisen auf deutlichen Süßwassereinfluss hin. Ob der in dieser Tiefenlage auch aus einer lokalen Quelle herrührt, wie oben für die basalen Sedimentschichten erwähnt, oder vom Acheloos, was der stratigraphische Vergleich mit den Nachbarprofilen nahelegt, ist aus den chemischen Daten nicht abzuleiten. Vieles spricht jedoch für einen Eintrag durch den Acheloos.

Mit einer schmalen Zwischenlage aus einer Wechsellagerung von feinsandigem und schluffigen Material zwischen 3,97 und 3,70 m u. M. geht das Sediment in einen grauen, mittel tonigen Schluff mit deutlicher Feinsandkomponente über, der zum Teil sehr zahlreiche Fossilfragmente enthält, die in ihrer Zusammensetzung der typischen lagunären Vergesellschaftung entsprechen. Es handelt sich um die Ablagerungen einer Lagune mit periodisch/episodischem Flusseintrag.

Ab 2,64 m u. M. lagert hellgrauer, mittel toniger Schluff, der Schilffreste und Süßwassermolluskenfragmente enthält. Die Lagune wurde demnach vollständig abgetrennt und es entwickelte sich ein klassischer Flankensee. Das Sediment wird zwischen 1,78 und 1,51 m u. M. von einer Wechsellagerung aus Feinsand und tonigem Schluff unterbrochen. Diese Schicht repräsentiert die kurzzeitige Beeinflussung durch ein Fließgewässer, bei dem es sich zum Beispiel um einen kleineren Seitenarm des Acheloos im Deltagebiet gehandelt haben könnte. Von 1,51 bis 1,15 m u. M. setzt sich das limnische Sediment fort.

Darüber findet sich zwischen 1,15 und 1,03 m u. M. ein Torf als klassische Verlandungsfazies. Die Datierung ergab für diesen Torf ein Alter von 1423 – 1475 cal AD (Tab. 8). Im

Anschluss an den Torf folgt bis zur Profilloberkante der abschließende Hochflutlehm (Abb. 52)

Transekt M zeichnet ein klares Bild von den stratigraphischen und faziellen Verhältnissen im Süden Trikardos. Die Sedimente der zunächst offen marinen Verhältnisse werden abgelöst von prodeltaischen Elementen und schließlich von Ablagerungen der Deltafront. Nach dem Durchgang des Deltas bildet sich eine Lagune, die sehr lange Bestand hat. Nach der vollständigen Trennung vom Meer süßen die Reste der Lagunen aus und es bilden sich Randseen, die anschließend verlanden. Insgesamt ein sehr typischer Befund für einen Deltadurchgang.

Der Bereich um OIN 49 bleibt zunächst durch eine Festgesteinsschwelle und später durch die Stadtmauer Oiniadais von dieser Entwicklung abgetrennt.

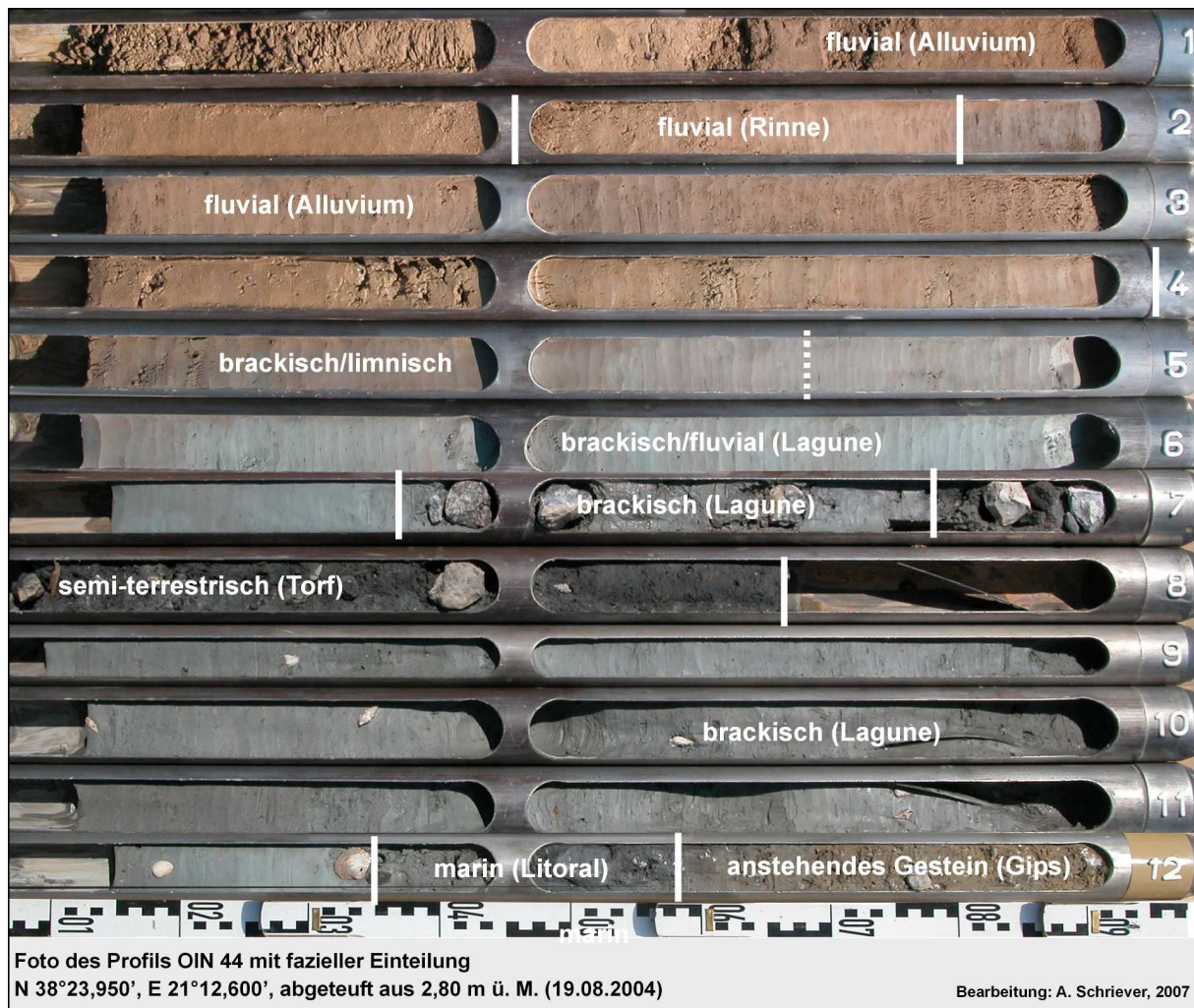
### 7.3.1.3 Transekt N

Im Osten der Insel liegen zwei Transekte, N und O, sehr dicht beieinander, da auf engstem Raum mehrere Bohrungen mit Informationen zu verschiedenen Aspekten der Fragestellungen liegen. Transekt N umfasst die Profile OIN 44, 65, 69 und 70 und es verläuft entlang der Ostflanke Trikardos bis in eine Bucht der ehemaligen Insel (vgl. Abb. 47, Kap. 7.3.1 und Abb. 56)

Die Bohrung OIN 44 (N38°23,950', E21°12,600') wurde wenige Dutzend Meter vom Festgesteinskörper in der Nähe der Südostspitze der ehemaligen Insel Trikardo abgeteuft. Die Höhe der Bohrung betrug 2,80 m ü. M. und es wurde eine Tiefe von 12,00 m u. GOF. (entspricht 9,80 m u. M.) erreicht (Abb. 55, 56).

An der Profilbasis wurde zwischen 9,20 und 8,78 m u. M. das verwitterte anstehende Gestein erbohrt. Es schließt sich bis 8,55 m u. M. grauer, tonig-sandiger Schluff mit kantengerundeten Feinkiesstücken und Holzfragmenten an. Das Material ist im weitesten Sinne als Transgressionsfazies zu bezeichnen, was einem litoralen Milieu in Meeresspiegelniveau entspricht. Die Datierung eines Holzrests ergab ein Alter von 5465 – 5322 cal BC (Tab. 9) für die Transgression. Die Abgrenzung, ob es sich um rein marine oder bereits brackisch-marine, bzw. brackisch-lagunäre Verhältnisse handelt, ist anhand der stratigraphischen und geochemischen Daten nicht eindeutig zu treffen. Niedrige Leitfähigkeitswerte und ein hohes  $K^+/Na^+$ -Verhältnis deuten auf mehr oder weniger brackische Verhältnisse hin, die Zusammensetzung des Sediments spricht für offenere Verhältnisse (vgl. Abb. A 44 b).

Bereits ab 8,55 m u. M. geht das Material in einem grau bis hellgrauen mittel tonigen Schluff über, der zahlreiche Molluskenfragmente enthält, vor allem Fragmente und Einzelklappen von *Dosinia exoleta*, *Cerastoderma glaucum*. Neben den Faunenresten sprechen auch die geochemischen Parameter wie bereits in der unterlagernden Schicht für ein brackisch-lagunäres Ablagerungsmilieu.



**Abb. 55: Foto des Profils OIN 44 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever, 2007)

Das relativ homogene Material reicht bis 4,87 m u. M. und wird von einer sehr heterogenen Torfschicht abgelöst, die bis 4,00 m u. M. reicht. Sie beinhaltet zahlreiche Reste marin-brackischer Faunenelemente, wie *Cerastoderma glaucum*, aber auch Fragmente von großen Exemplaren von *Hexaplex trunculus* (Herkuleskeule). Darüber hinaus enthält der Torf zahlreiche, teilweise große, kantige Steine, von denen einige Spuren mariner Biokonstruktion aufweisen. Deren Herkunft kann mit natürlichen Verlagerungsprozessen nicht befriedigend erklärt werden, sodass von anthropogener Deposition ausgegangen werden muss. Im oberen Abschnitt finden sich Knochenbruchstücke und große Keramikfragmente. Ein Teil der Keramik (bei 7,30 m u. M.) ist für Akarnanien ungewöhnlich. Sie besteht aus dunklem, glimmerhaltigem (Grundgebirgs-) Material, ist sehr wahrscheinlich importiert, da solches Material in Akarnanien nicht vorkommt und vermutlich älter als späthelladisch (d.h. älter als 1550 BC, pers. Mitteilung, F. Lang, Juni 2005). Diese Alterseinschätzung passt gut zu der Datierung der Torfbasis bei 4,83 m u. M., welche ein Alter von 3088 – 2926 cal BC (Tab. 9) ergab. Die Befunde weisen eindeutig darauf hin, dass es sich bei der Torfschicht um im Uferbereich einer Lagune abgelagertes Material handelt, dass deutliche Spuren menschlichen

Einfluss trägt. Die groben, kantigen Steine wurden vermutlich dazu verwendet den Bereich gangbar zu machen und Knochenreste (Essensabfall), Herkuleskeulenfragmente (evtl. „handwerklicher“ Abfall<sup>41</sup>) weisen auf intensive Nutzung durch den Menschen hin. Eine Datierung in 4,10 m u. M. ergab für den oberen Bereich des Torfs ein Alter von 2902 – 2713 cal BC (Tab. 9).

Von 4,00 bis 3,54 m u. M. folgt eine Lage mit kantigen Steinen verschiedener Gesteinsarten sowie Holzkohle und Holzfragmenten, in einer Matrix aus grauem mittel tonigem Schluff, der noch marine Fossilfragmente enthält. Die Lage ist ebenfalls eindeutig anthropogenen Ursprungs und stellt eine Art Setzung dar, die, wie die Steinlage innerhalb des Torfs, den Bereich begehbar machen sollte. Ihre stratigraphische Lage legt nahe, dass es sich um den eine Setzung im Randbereich der Lagune handelt, welche anschließend mit steigendem Wasserspiegel untergegangen ist und vom Weichsediment überdeckt wurde.

Oberhalb von 3,54 m u. M. lagert grauer, mittel toniger Schluff mit Feinsandbeimengungen. Die Ablagerung reicht bis 1,20 m u. M. und ab etwa 2,50 m u. M. zeigen Funde von Süßwassermolluskenfragmenten einen Übergang von einem brackisch-lagunären zu einem limnischen Ablagerungsmilieu an. Dies wird durch die geochemischen Daten bestätigt, wobei bereits ab der Torfschicht starker Süßwassereinfluss zu vermuten ist. Da im Sediment Feinsand vorhanden ist, liegt die Beeinflussung durch ein Fließgewässer nahe.

Ab 1,20 bis zur Profiloberkante lagert ein typisches Hochflutsediment, dass zwischen 1,32 und 2,00 m ü. M. von einem schluffigen Feinsand unterbrochen wird, der einem direkten fluvialen Einfluss zuzuordnen ist (Abb. 56).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	$1\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 44/17/PR	6,90	4,10	Torf, org. Mat.	UTC 13701	-28,3	4232+/-42	2902 - 2713 cal BC
OIN 44/20+PR	7,63	4,83	Torf, org. Mat.	UTC 13700	-28,9	4399+/-40	3088 - 2926 cal BC
OIN 44/28/PR	11,36	8,56	Holz	UTC 13699	-27,7	6393+/-39	5465 - 5322 cal BC
OIN 65/14M2	5,34	2,45	Mollusken	ERL 9058	1,6	3379+/-48	1375 - 1247 cal BC
OIN 69/13ST/M	5,61	2,92	Bohrmuschel	ERL 9059	-2,2	4717+/-48	3060 - 2915 cal BC
OIN 69/14HR	5,90	3,21	Pflanzenreste	ERL 9060	-26,2	4209+/-41	2892 - 2702 cal BC
OIN 70/8+M	4,63	2,82	Mollusken	ERL 9061	-4,3	3365+/-46	1363 - 1230 cal BC
OIN 70/10PR	6,14	4,33	Pflanzenreste	ERL 9062	-10,8	3094+/-43	1419 - 1314 cal BC
OIN 70/15M	7,76	5,95	Mollusken	ERL 9063	-0,4	5753+/-57	4306 - 4164 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt N  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 9: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt N**

Das Transekt setzt sich mit dem Profil OIN 65 (N38°23,960', E21°12,645') fort. Die Bohrung wurde nur etwa 70 m nördlich von OIN 44 aus einer Höhe von 2,89 m ü. M. niedergebracht und erreichte eine Tiefe von 5,80 m u. GOF. (entspricht 2,91 m u. M.).

Die Basislage von OIN 65 ist für das gesamte Untersuchungsgebiet sehr ungewöhnlich. Sie besteht aus Gesteinsbrocken, vorwiegend Gips, die starke Zeichen mariner,

<sup>41</sup> Die im akarnanischen Raum weit verbreitete Herkuleskeule (*Hexaplex trunculus*, vgl. FISCHER 2005: 76) wurde, wie die klassische Purpurschnecke (*Murex brandaris*), zur Herstellung von Purpurfarbstoff verwendet und stellte ein wichtiges Wirtschaftsgut dar.

biokonstruktiver und –erosiver Überprägung aufweisen. Es finden sich *Vermetiden*- und *Bryozoen*-Aufwüchse sowie Fraßspuren von *Lithophaga* sp. Darüber hinaus enthält die Basislage marine Molluskenfragmente zum Beispiel von *Litorina* sp., *Ostrea edulis*, *Pirenella* sp. und *Cerithium* sp. Die Gesteinsfragmente sind zum Teil kantengerundet. Es handelt sich um ein Felslitoral, vermutlich in Zusammenhang mit einem Kliff an der Ostseite der ehemaligen Insel Triardo. Die Datierung von zwei brackisch-marinen Gastropoden (*Cerithium rupestre* und *Pirenella conica*) ergab ein Alter von 1375 – 1247 cal BC (Tab. 9). Dabei handelt es sich um einen umgelagerten Eintrag aus dem auflagernden Lagunensediment (s.o.), denn das Felslitoral konnte in der Bohrung OIN 69 ebenfalls erbohrt werden und dort mit Hilfe einer Bohrmuschel aus einer *in situ*-Lage im Felsmaterial und Pflanzenresten auf etwa 3000 cal BC datiert werden. Dies bedeutet, dass das Gesteinsmaterial zu dieser Zeit im Spritzwasserbereich gelegen haben muss, da der Meeresspiegel um 3000 cal BC ca. 1,00 bis 1,50 m tiefer gelegen hat (vgl. Kap. 6.1.3, Abb. 22). Die lagunären Sedimente sind demnach deutlich später abgelagert worden, wobei auch das Felslitoral dem Ufer einer mehr oder weniger gut abgeschlossenen Lagunensituation zuzuordnen ist (vgl. folgendes Kapitel und Kap. 7.6)

Die Felslitoralablagerungen werden ab 2,42 bis 1,44 m u. M. durch einen grauen, feinsandhaltigen, mittel tonigen Schluff überdeckt. Im unteren Abschnitt enthält das Sediment noch zahlreiche Steine, die biokonstruktiv überprägt sind und somit noch zum unterlagernden Litoralbereich gehören. Es finden sich ab 2,11 m u. M. zahlreiche marine Fossilfragmente, deren Zahl ab 1,81 m u. M. wieder deutlich nachlässt. Ausweislich der geochemischen Analyseergebnisse handelt es sich um ein brackisches Sediment einer Lagune.

Ab 1,44 m u. M. geht die Ablagerung in ein limnisches Sediment über, was sowohl an der geochemischen Ausstattung des Sediments als auch den zunehmend vorhandenen Süßwassermollusken deutlich wird. Die limnische Fazies geht ab 1,06 m u. M. in eine Hochflutablagerung über.

In die Hochflutsedimente ist zwischen 1,17 und 1,27 m ü. M. ein Paläobodensediment eingeschaltet, in dem sich zahlreiche und gut erhaltene Keramikscherben befinden. Der Fundhorizont beginnt bereits bei etwa 1,03 m ü. M. und die Keramikfragmente sind vorwiegend in die römisch bis byzantinische Epoche einzuordnen (pers. Mittteil. F. Lang, Mai 2006), was für den Paläoboden einen terminus post quem darstellt. Da ausweislich der Befunde aus benachbarten Bohrungen und der Meeresspiegelentwicklung die lagunäre Sedimentation bis in etwa 2,20 m u. M. (vermutlich etwa 200 AD) andauert, zeigt das Profil eine hohe Sedimentationsdynamik, die durch eine relative Nähe zum Fluss hervorgerufen wird, was der Sand in den Sedimentabschnitten belegt.

Oberhalb der Paläobodensequenz setzt sich von 1,27 bis 1,89 m ü. M. die Hochflutablagerung mit feinsandig, tonigem Schluff fort. Zwischen 1,89 und 2,19 m ü. M. lagert ein Feinsand mit Schluffbeimengung, die einen kurzzeitigen fluvialen Einfluss dokumentiert. Ab 2,19 m ü. M. bis zur Oberfläche dominiert erneut ein klassischer Hochflutlehm. Der Wechsel



macht die Nähe zum Fluss deutlich, aus der die enormen Sedimentationsraten in diesem Gebiet resultieren (Abb. 56).

Die Bohrung OIN 64 (N38°23,961', E21°12,647') wurde nur wenige Meter nördlich von OIN 65 aus 2,93 m ü. M. abgeteuft und erreichte nur eine Tiefe von 3,68 m u. GOF. (entspricht 0,75 m u. M.).

Es wurde zwischen 0,75 und 0,17 m u. M. der anstehende Gips erbohrt. Daran schließt sich ein bräunlich-grauer, feinsandiger, mittel toniger Schluff an, der einem limnischen Milieu zugerechnet werden kann, das fluvial beeinflusst worden ist. Dem Sediment auflagernde, große Keramikfragmente sind durch bohrtechnisch bedingten Materialverzug aus einer keramikführenden Schicht oberhalb in diese Position geraten und sind auf keinen Fall *in situ* abgelagert worden. Das limnische Sediment reicht bis 0,63 m ü. M. und wird von einer Hochflutablagerung abgelöst. Ab etwa 1,40 m ü. M. finden sich überaus zahlreiche und zum Teil sehr große Keramikfragmente. Dies setzt sich im nach oben anschließenden Paläobodensediment zwischen 1,33 und 1,52 m ü. M. fort. Der Paläobodenhorizont entspricht in seiner Tiefenlage dem aus OIN 65, enthält allerdings deutlich mehr Keramikfragmente. Diese Fragmente sind analog zu den Funden aus der Nachbarbohrung der römischen bis byzantinischen Epoche zuzuordnen (pers. Mitteilung, F. Lang, Mai 2006). Nach einer kurzen Phase mit Hochflutablagerungen zwischen 1,52 und 1,93 m ü. M. folgt, ebenfalls wie in OIN 65, ein von Feinsand dominiertes, flussbürtiges Sediment. Dies reicht von 1,89 bis 2,19 m ü. M. und anschließend folgt bis zur Profilloberfläche erneut ein Hochflutlehm (Abb. 56).

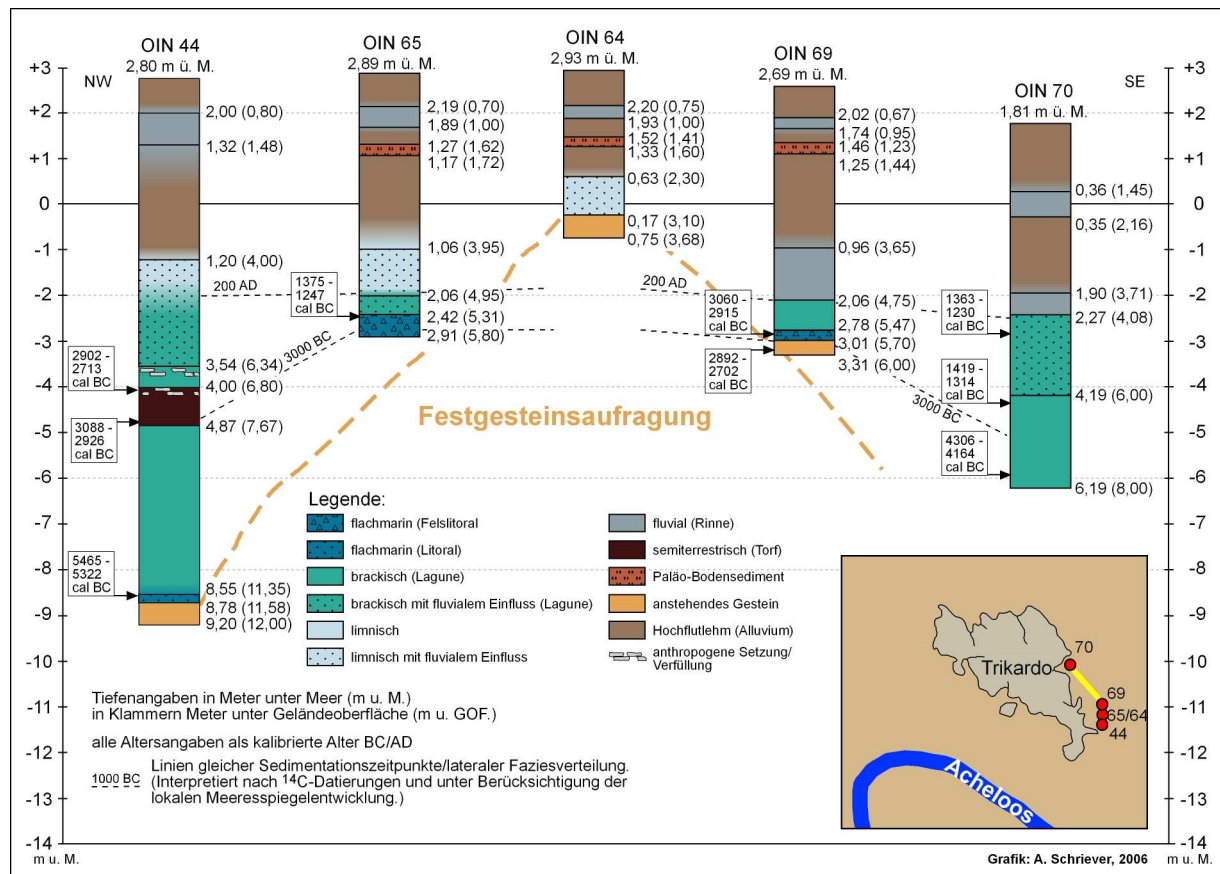
Das gesamte Profil zeigt keinerlei Ablagerungen, die einem marinen oder brackischen Milieu entstammen. Das Erbohren der Festgesteinsschwelle markiert den Verlauf einer Gesteinsauftragung, die noch in anderen Profilen erreicht wurde (s.u., Abb. 56). Etwa 30 m nördlich von OIN 64 taucht das Festgestein als Ausbiss<sup>42</sup> an der Oberfläche auf und es finden sich dort weitere zahlreiche Keramikfunde, die in ihrer Alterseinschätzung zu den Funden aus den Profilen OIN 64 und 65 passen. Der Paläoboden reicht dort mit dem Festgestein an die Oberfläche heran, so dass die Funddichte stark zunimmt.

Über die Keramikfunde in den Profilen OIN 44, 64 und 65 lässt sich eine Besiedlungskontinuität von über 2000 Jahren in diesem Gebiet im Osten Trikardos nachweisen (vgl. Kap. 7.3.2.3).

Das Transekt N setzt sich mit dem Profil OIN 69 fort, das etwa 150 m nördlich von OIN 64 aus 2,69 m ü. M. abgeteuft wurde und eine Tiefe von 6,00 m u. GOF. (entspricht 3,31 m u. M.) erreicht (Abb. 57).

---

<sup>42</sup> Bei dem Festgestein an der Oberfläche handelt es sich um Reste einer ehemals niedrigen Erhebung, die laut eigener Aussage von einem Landwirt mittels Maschineneinsatz eingeebnet werden sollte, um weitere Ackerfläche zu gewinnen, was nicht zur Gänze geschafft worden ist.



**Abb. 56: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts N**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2006)

Die Profilbasis wird von 3,31 bis 3,01 m u. M. von verwittertem, anstehendem Gips gebildet, der marine Fossilfragmente, u.a. *Turitella* sp., sowie Holzreste enthält. Die Datierung eines Holzrests ergab ein Alter von 2892 – 2702 cal BC (Tab. 9).

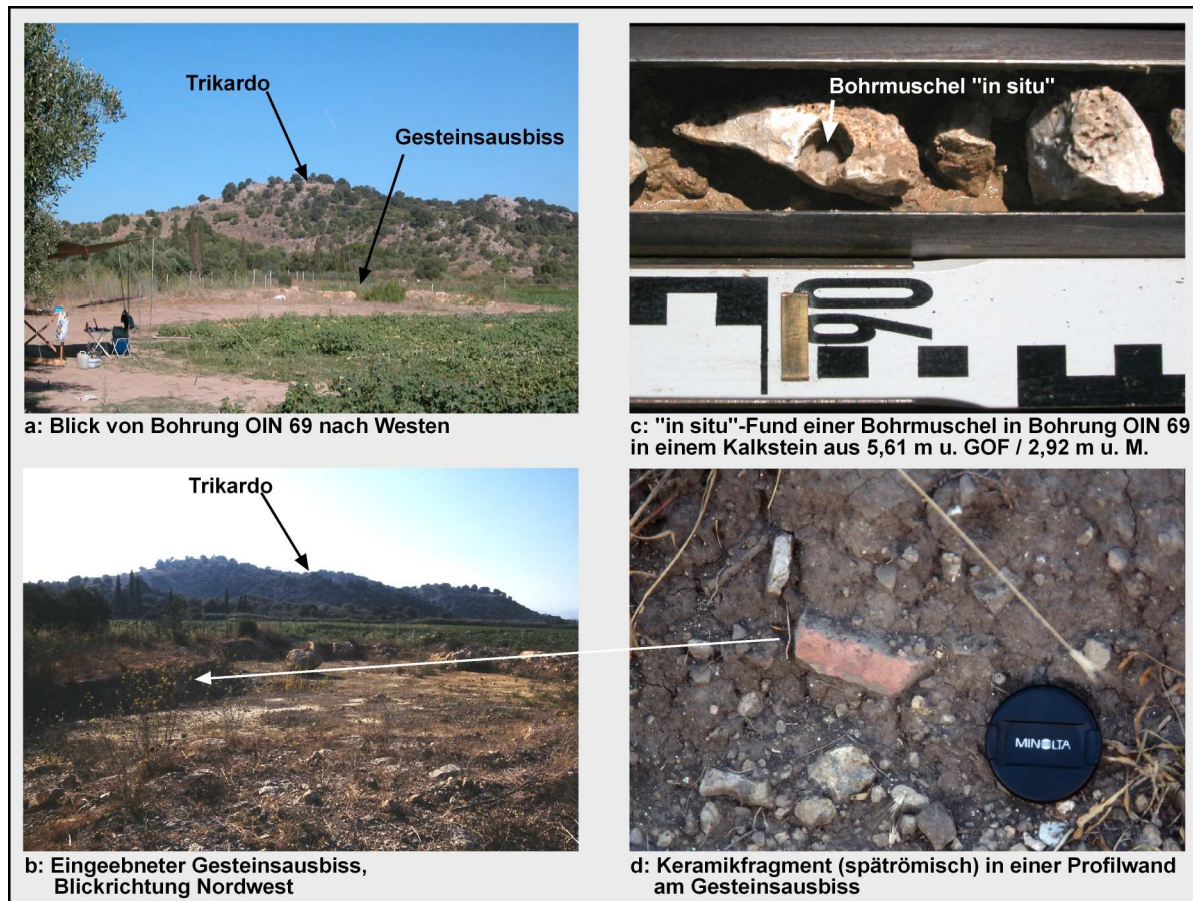
Oberhalb von 3,01 m u. M. schließt sich eine Lage aus teilweise gut kantengerundeten Kalksteinen mit deutlichen Spuren von Bioerosion an. Es findet sich sogar eine Bohrmuschel *in situ*, sprich in den Kalkstein eingefressen (Abb. 57). Diese wurde datiert und ergab ein Alter von 3060 – 2915 cal BC (Tab. 9). Die leichte Altersinversion beruht vermutlich auf der Tatsache, dass das jüngere Holzfragment zu einem späteren Zeitpunkt in das Felslitoral eingetragen wurde. Zu den Zusammenhängen und Interpretationen der zahlreichen Datierungen aus dem Transekt N siehe Kap. 7.3.2.3 und 7.3.3.3.

Im Hangenden folgt bis 2,06 m u. M. ein bräunlich-grauer, mittel toniger Schluff, der zahlreiche marine Fossilfragmente enthält. Die Ablagerungen entstammen einem brackisch lagunären Milieu, was auch durch die geochemischen Analysewerte bestätigt wird (Abb. A 69 b).

Das lagunäre Sediment wird mit einer scharfen Grenze von einem fluvialen Mittelsand überdeckt. Es ist davon auszugehen, dass es sich um ein Erosionsdiskkordanz handelt und ältere Materialien ausgeräumt worden sind. Die Sande sind bis auf wenige, nicht bestimmbar Molluskenfragmente steril und das Sediment wird nach oben hin immer feiner, um bei 0,96 m

u. M. in eine Wechsellagerung aus Feinsand und tonigem Schluff überzugehen, was den Beginn einer Hochflutablagerung markiert (Abb. 56).

Das Hochflutsediment reicht bis zur Profilloberkante, wird aber zwischen 1,74 und 2,02 m ü. M. von fluvialem Feinsand unterbrochen, der sich auch in den Nachbarprofilen in dieser Tiefenlage findet.



**Abb. 57: Umgebung und Details der Bohrung OIN 69**

(Fotos: a-d: A. Schriever)

Transekt N wird mit dem Profil OIN 70 (N38°24,398', S21°12,395') abgeschlossen. Die Bohrung im Randbereich einer großen, von Osten in den Inselkörper hereinreichenden Bucht aus 1,81 m ü. M. abgeteuft und es wurde eine Tiefe von 8,00 m u. GOF. erreicht (entspricht 6,19 m u. M.).

Das Profil beginnt von 6,19 bis 4,19 m u. M. mit bräunlich-grauem, tonigen Schluff mit sehr zahlreichen marinen Fossilfragmenten, die zum Teil schilllagenartige Anreicherungen bilden. Es treten vor allem typische Vertreter einer lagunären Faunengesellschaft auf, wie zum Beispiel *Cerastoderma glaucum*, *Dosinia exoleta*, *Cyclope neritea*, *Conus mediterraneus*, *Pirenella* sp. *Cerithium* sp. und *Turitella* sp. Hohe Leitfähigkeitswerte bestätigen das brackisch-lagunäre Ablagerungsmilieu und im Gegensatz zu den oben beschriebenen Profilen zeigt ein niedriges  $K^+/Na^+$ -Verhältnis keinen erhöhten Süßwasserzufluss in die La-

gune (Abb. A 70 b). Die Basis der Sedimente konnte bei 5,95 m u. M. auf 4406 – 4164 cal BC (Tab. 9) datiert werden. Im oberen Bereich des beschriebenen Sediments ergab eine Datierung bei 4,44 m u. M. ein Alter von 1419 – 1314 cal BC.

Ab 4,19 m u. M. dokumentiert eine deutliche Farbänderung hin zu einem hellen, bläulichen Grau und eine stark abnehmende Fossilführung einen Wechsel in den Sedimentationsbedingungen an. Zudem treten Feinsandlagen im Sediment auf und auch die geochemischen Parameter, deutlich nachlassende Leitfähigkeit und ein ansteigendes  $K^+/Na^+$ -Verhältnis, weisen auf einen fluvialen Einfluss hin. Dieses Sediment reicht bis 2,27 m u. M. Ausweislich einer Datierung aus einer Tiefe von 2,82 m u. M. tritt eindeutig vermehrter fluvialer Einfluss ab spätestens 1363 – 1230 cal BC (Tab. 9), vermutlich aber früher, auf.

Im Hangenden folgt bis 1,90 m u. M. ein bräunlich-grauer, schluffiger Feinsand mit Hydromorphie Merkmalen, der einer fluvialen Sedimentation zuzuordnen ist.

Die direkten fluvialen Ablagerungen gehen nach oben in eine indirekte Hochflutsedimentation über. Diese reicht bis zur Profiloberkante, wird aber zwischen 0,35 m u. M. und 0,36 m ü. M. erneut von flussbürtigen Feinsanden unterbrochen. Damit fügt sich das Profil stratigraphisch genau in die Abfolge ein, die auch in den anderen Profilen des Transekts N vorgefunden wird.

#### 7.3.1.4 Transekt O

Das letzte Transekt im Bereich der ehemaligen Insel Triardo, und damit im Bereich der antiken Hafenstadt Oiniadai, ist Transekt O. Es liegt, wie bereits oben erwähnt, sehr nahe an Transekt N und kreuzt dieses etwa im rechten Winkel (Abb. 47, Kap. 7.3.1). Es beinhaltet die Profile OIN 67, 66 und 68 und verläuft von Westen nach Nordosten, südlich entlang der oben bereits erwähnten Gesteinsaufragung (Profile OIN 67 und 66) bis zu einem Punkt ca. 150 m östlich von ihr (OIN 68, vgl. Abb. 47, Kap. 7.3.1).

Das Profil OIN 67 (N38°24,005', E21°12,584') wurde etwa 300 m östlich Triardos aus 2,52 m ü. M. abgeteuft und die erreichte Tiefe betrug 4,10 m u. GOF. (entspricht 1,58 m u. M.). Die ersten 0,01 m des Profils sind durch bohrtechnische Schwierigkeiten verloren. Da die Bohrung aber aufgrund mangelnden Bohrfortschritts bei 1,58 m u. M. eingestellt werden musste, liegt es nahe, dass es sich um verwittertes anstehendes Gesteinsmaterial gehandelt hat. Diese Vermutung wird durch die Resultate der umliegenden Bohrungen bestätigt.

Von 1,48 bis 0,48 m u. M. folgt Feinmaterial, welches in seiner Zusammensetzung sehr inhomogen und ungewöhnlich ist und sich in zwei Abschnitte teilt. Es fängt mit einem bräunlich-grünlich grauem, mittel tonigen Schluff an, der Feinsandbeimengungen aufweist. Dieses Substrat enthält Gipsbruchstücke bis 3,0 cm Durchmesser, die bioerosiv überprägt sind. Darüber hinaus finden sich kleine Fragmente von *Hexaplex trunculus* und mürbe Keramikfragmente. Dieser erste Teil der Schicht wird von einem mittel tonigen Schluff ohne Feinsandanteil überdeckt, dessen Farbe dem unterlagernden entspricht, nach oben hin jedoch dunkler wird, bis im obersten Abschnitt eine schwärzlich-dunkelbraune Farbe eine torf-

ähnliche Ablagerung ankündigt. Auch in diesem Sedimentabschnitt finden sich Reste mariner Fauna sowie Keramikfragmente und auffällig viele, kantige Kalksteine, die in keinerlei stratigraphischem Zusammenhang mit der umgebenden Matrix stehen.

Die Genese dieser Ablagerung zu bestimmen ist sehr herausfordernd. Die Funde bioerosiv überformter Kalksteinbruchstücke und mariner Gastropodenfragmente deutet im Prinzip auf entsprechend marin-brackisches Milieu hin. Dies wird durch die stratigraphische Lage im Vergleich zu den sehr nah gelegenen Nachbarbohrungen und die geochemischen Analyseergebnisse jedoch nicht bestätigt. Die geochemischen Kennwerte zeigen im Gegenteil keinerlei Hinweis auf Salzwassereinfluss. Das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis ist sehr hoch und die Leitfähigkeit ist extrem niedrig, was eine Sedimentation unter marinen Bedingungen ausschließt (Abb. A 67 b). Hinzu tritt die Höhenlage in Bezug auf den Meeresspiegel, in der in keiner anderen Bohrungen in diesem Bereich noch marine bzw. brackische Sedimente gefunden werden konnten. Am wahrscheinlichsten erscheint eine Ablagerung des Materials unter mehr oder weniger limnischen Bedingungen, im unteren Sedimentabschnitt mit Beeinträchtigung durch den Fluss. Die Inhomogenität des Sediments, die Reste mariner Fauna sowie die kantigen Steine und Keramikbruchstücke, die sich in einem Abschnitt finden, in dem die Verhältnisse wieder zu einem eher sumpfigen Milieu wechseln, deuten auf einen starken anthropogenen Einfluss hin. Das Sediment könnte zum Beispiel auch durch die sukzessive Verfüllung eines flachen, sumpfigen Gewässers durch verschiedene Materialien (Abfälle?) entstanden sein.

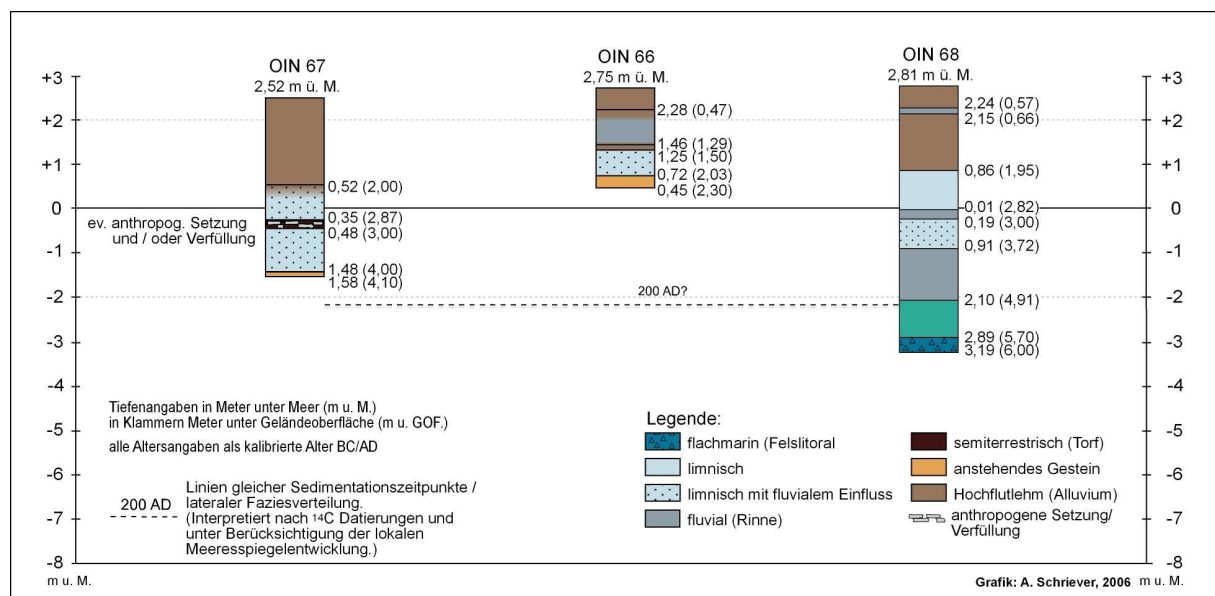
Von 0,48 bis 0,35 m u. M. schließt sich ein schwärzlich-dunkelgrauer, mitteltoniger Schluff an, der torfähnlichen Charakter hat und sehr viele kantige Steine, Keramikfragmente und einen Einzelfund eines marinen Fossilfragments enthält. Wie in der darunterliegenden Schicht spricht auch hier der Befund der kantigen, in keinerlei natürlichem stratigraphischen Kontext stehenden Kalksteine für eine künstliche Deposition. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um eine Setzung, um die sumpfige Verlandungszone des Sees gangbar zu machen oder in irgend einer Art zu befestigen.

Darüber folgt zwischen 0,35 m u. M. und 0,52 m ü. M. feinsandhaltiger, schwach toniger Schluff hellbräunlich-grauer Färbung. Hierbei handelt es sich um limnische Ablagerungen mit fluvialem Einfluss (Abb. 58). Sie enthalten ebenfalls kleine Keramikfragmente. Der Feinsandgehalt nimmt nach oben hin ab. Die bestimmbaren Keramikfragmente datieren in die römische bis byzantinische Epoche (pers. Mittel. F. Lang, Mai 2006).

Das Profil wird ab 0,52 m ü. M. bis zur Geländeoberfläche von einer klassischen Hochflutablagerung abgeschlossen (Abb. 58).

Das Profil OIN 66 (N38°23,993', E21°12,609') liegt nur etwa 50 m östlich von OIN 67 und befindet sich unweit südlich der bereits beschriebenen, künstlich abgetragenen Gesteinsaufragung. Die Bohrung wurde aus einer Höhe von 2,75 m ü. M. abgeteuft und eine Tiefe von nur 2,30 m u. GOF. (entspricht 0,45 m ü. M.).

Die Basis des Profils ist durch verwitterten, anstehenden Gips geprägt, der von 0,45 bis 0,72 m ü. M. erbohrt wurde. Darüber schließt sich bis 1,25 m ü. M. mittel bis stark toniger Schluff an, der vereinzelt Feinsandbeimengungen enthält. Die Färbung verändert sich von bräunlich grau zu braun. Es finden sich zahlreiche Keramikfragmente und bis 0,95 m ü. M. Gipsbruchstücke von denen eines bioerosiv überprägt ist sowie das Fragment einer marinen Molluske (vermutlich *Hexaplex trunculus*). Auch bei diesem Sediment muss, in vielleicht nicht ganz so großem Maße wie bei OIN 67, von anthropogener Deposition ausgegangen werden, denn zumindest das Molluskenfragment ist in einer „Höhe“ von 0,86 m ü. M. nicht anders zu erklären. Auch in diesem Profil datieren die bestimmbareren Keramikfragmente in römische bis byzantinische Zeit. Insgesamt ist das Sediment unter limnischen Verhältnissen mit fluvialem Einfluss abgelagert worden.



**Abb. 58: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts O**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2006)

Nach einem hochflutlehmartigen Übergangshorizont zwischen 1,25 und 1,46 m ü. M. aus hellbraunem, mittel tonigem Schluff mit Feinsandlinsen, folgt bis 2,28 m ü. M. ein feinsandiger Schluff, der eindeutig einem fluvialen Ursprung zuzuordnen ist. Ab 2,28 m ü. M. bis zur Profiloberkante schließt sich erneut ein Hochflutsediment an (Abb. 58)

Das Profil OIN 68 (N38°23,971', E21°12,684) schließt das Transekt O nach Osten hin ab und wurde etwa 250 m nordöstlich von OIN 66, in der direkten östlichen Verlängerung der Gesteinsauftragung abgeteuft. Die Bohrung wurde aus 2,81 m ü. M. niedergebracht und erreichte eine Tiefe von 6,00 m u. GOF. (entspricht 3,19 m u. M.).

Wie schon in den Profilen OIN 65 und 69, wurde auch hier in einer korrespondierenden Tiefe zwischen 3,19 und 2,89 m u. M. Material eines Felslitorals erbohrt. Es finden sich bioerosiv überprägte Kalkstein- und Gipsbruchstücke sowie Fragmente von *Pecten* sp., *Conus*

sp., *Cerithium* sp. und ein vollständiges, juveniles Exemplar von *Hexaplex trunculus*. Das Material liegt in einer Matrix aus grauem, mittel tonigen Schluff, der wahrscheinlich später, im Rahmen der Transgression, abgelagert wurde. Wie im Rahmen der Beschreibungen der Profile 65 und 69 bereits erwähnt, handelt es sich bei den Resten des Felslitorals um Material, das im Spritzwasserbereich (Supralitoral) einer Lagune entstanden ist, da zum Ablagerungszeitpunkt der Bereich bereits durch einen südlich vorbei ziehenden Arm des Acheloos vom offenen Meer abgetrennt war.

Ab 2,89 m u. M. dominiert bis 2,10 m u. M. eindeutig das Feinmaterial und es muss von lagunären Stillwassersedimenten gesprochen werden, da die geochemischen Daten eindeutig für eine Ablagerung in einem brackisch-lagunären Milieu mit starkem Süßwassereintrag sprechen. Vor allem die niedrigeren Leitfähigkeitswerte, das große  $K^+/Na^+$ -Verhältnis, aber auch die hohe Konzentration von  $Fe^{2+/3+}$  belegen dies sehr gut (Abb. A 68 b).

Von 2,10 bis 0,91 m u. M. dominieren Fein- und Mittelsand. Nach einer kurzen Übergangsphase mit einer Wechsellagerung aus fleischfärblich-grauem, mittel tonigem Schluff und Feinsand folgt ab 1,84 m u. M. ein Mittelsand mit Feinsandbeimengung, der nach oben wiederum in einen schluffigen Feinsand übergeht. Hierbei handelt es sich eindeutig um Ablagerung eines größeren Fließgewässers, nämlich dem Acheloos. In den Sandablagerungen finden sich zahlreiche, teilweise stark zersetzte Keramikfragmente, die aber wahrscheinlich ein ähnliches Alter (römisch bis byzantinisch) haben, wie die Funde aus den Hochflut und Seesedimenten der benachbarten Bohrungen (v.a. OIN 64 und 65).

Es schließt sich von 0,91 bis 0,19 m u. M. ein feineres Material an, fleischfärblich-grünlich grauer, mittel toniger Schluff, der Feinsandlaminae aufweist. Das Sediment enthält dünnschalige, nicht näher zu bestimmende Süßwassermolluskenreste. Es handelt sich um ein Material, dass unter limnischen Bedingungen mit periodischer fluvialer Beeinflussung abgelagert wurde.

Zwischen 0,19 und 0,01 m u. M. lagert erneut vorwiegend grauer Feinsand mit wenigen Schluffbändchen. Das Sediment weist auf kurzzeitig wieder auflebende fluviale Sedimentation hin.

Von 0,01 bis 0,86 m ü. M. schließt sich relativ homogener, mittel bis stark toniger Schluff an. Er enthält Pflanzenreste und Fragmente von Süßwassergastropoden. Ablagert wurde das Material unter limnischen Bedingungen.

Ab 0,86 m ü. M. folgt ein Hochflutlehm, der zwischen 2,15 bis 2,24 m ü. M. von einer weiteren Schicht mit feinsandigem Schluff unterbrochen wird, die einen letztmaligen fluvialen Einfluss repräsentiert (Abb. 58).

Die Transekte N und O enthalten eine Fülle von Informationen zu den verschiedenen Fragestellungen der vorliegenden Arbeit, die im folgenden Kapitel näher ausgewertet und interpretiert werden. An dieser Stelle sei aber bereits der herausragende Fund späthelladischer Keramik in der Bohrung OIN 44 betont, die erstmals die Besiedlung des Acheloos-Deltas

während dieser Kulturepoche zweifelsfrei nachweist. Da es sich noch dazu vermutlich um importierte Ware handelt, da sie aus Material besteht, das in der Gegend normalerweise nicht vorkommt, belegt der Fund auch eine Handelstätigkeit, die sehr wahrscheinlich mit einer frühen Besiedlung Trikardos einher gegangen sein muss.

### **7.3.2 Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext**

Die sedimentologischen Ergebnisse der im vorherigen Kapitel vorgestellten Bohrungen der Transekte L, M, N und O zeigen Ergebnisse, die für das Verständnis der Entwicklung der Stadt Oiniadai und ganz Akarnaniens von enormer Bedeutung sind.

Zunächst werden die Befunde des Transekts L aus dem Norden des Stadtgebiets erörtert, wobei das Hauptaugenmerk auf der Nordhafenanlage liegt. Anschließend folgen die Befunde des Transekts M aus dem Süden mit besonderer Betonung auf dem von MURRAY (1982: 44) postulierten Südhafen. Den Abschluss dieses Kapitels bilden die unerwarteten und teilweise in mehrerer Hinsicht spektakulären Befunde der Bohrungen der Transekte N und O von der Ostseite der Insel.

#### **7.3.2.1 Der Norden Oiniadais mit der Nordhafenanlage**

Die Nordhafenanlage der antiken Stadt Oiniadai besteht aus zwei Teilen. Der innere Hafen erstreckt sich als ca. 250 m lange und 80 - 120 m breite Bucht in Nordost-Südwest Ausrichtung in die Insel Trikardo hinein (vgl. Abb. Murray:33 und Fotos). Der Ausgang konnte mit Hilfe einer Kette zwischen zwei von den Seiten vorspringenden Hafenmauern verschlossen werden (MURRAY 1982:42). Es sind an der heutigen Oberfläche nur noch Reste dieser Mauern zu erkennen, die zur Befestigungsanlage des gesamten Hafenkomples gehörte haben. Es sind darüber hinaus keine weiteren Hafenanlagen, wie Kaimauern o.ä. erhalten bzw. archäologisch erfasst.

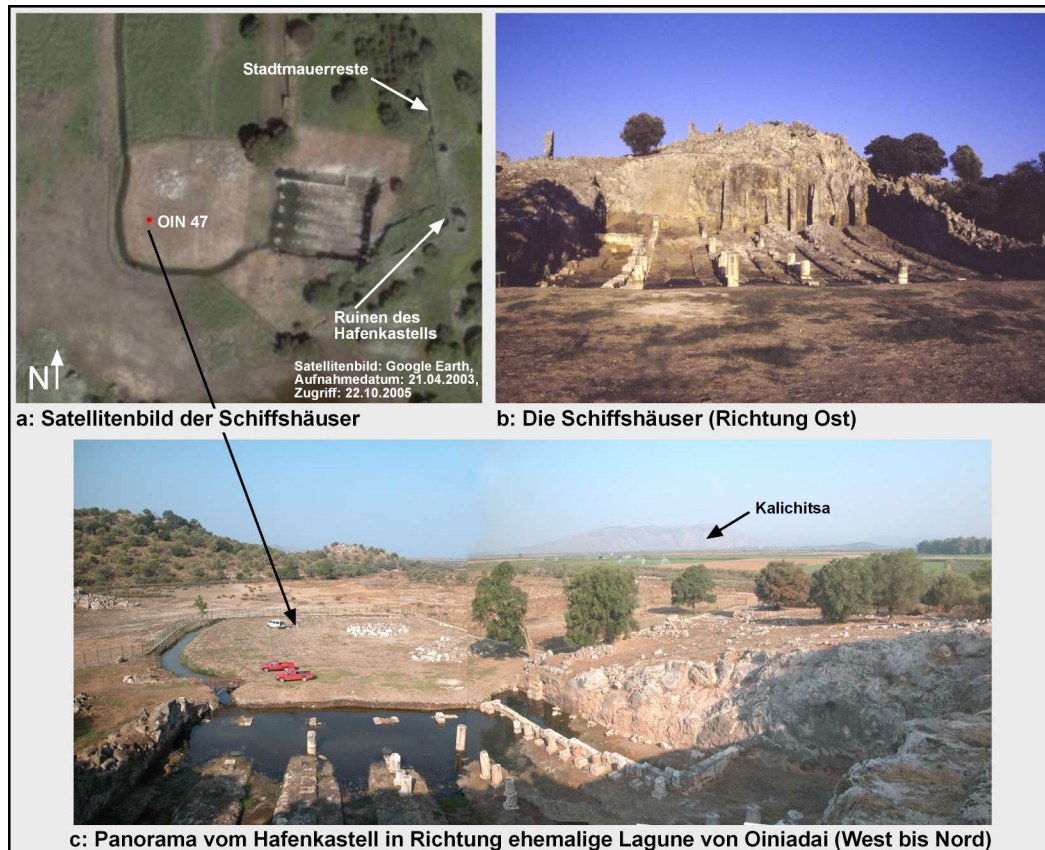
Nordwestlich der ehemaligen Hafenmauern, dem inneren Teil des Hafens vorgelagert, erweitert sich die Bucht auf eine Breite von etwa 270 m und öffnet sich nach Norden (Abb 59 und 60). In diesem äußeren Teil der Nordhafenanlage befinden sich die an der Ostseite in den anstehenden Fels der Insel gehauenen Rampen der Schiffshäuser (Abb. 59). Die Überreste der Anlage gehören zu den am besten erhaltenen ihrer Art im Mittelmeerraum (pers. Mitteilung, F. Lang, August 2002). Sie umfasst fünf Schiffsrampen und einen Magazinraum. Die Anlage diente der Reparatur und vor allem der Unterbringung der Trieren während der winterlichen Schifffahrtsruhe (KOLONAS 1992). Die Schiffe wurden mittels einer in der Rückwand der Schiffshäuser befestigten Flaschenzugmechanik aus dem Hafenbecken auf die Rampen gezogen. Die Anlage war etwa 47 m lang und besaß eine auf Steinsäulen ruhende Holzdachkonstruktion, deren Höhe etwa 7,50 m betrug (LEHMANN-HARTLEBEN (1923: 115), vgl. Abb. 25 c).

Das Transekt L umfasst mit OIN 47, etwa 40 m vor den Schiffshäusern, OIN 54 im Ausgangsbereich der Bucht und OIN 48 aus dem inneren Teil des Hafens drei Bohrungen in der



Nordhafenanlage. Dazu kommen mit OIN 10 und OIN 37 Bohrungen, die unmittelbar östlich und westlich der Insel Trikardo liegen (Abb. 47, Kap. 7.3.1 und Abb. 49, Kap. 7.3.1.1).

Das Profil der Bohrung OIN 47 ist das Schlüsselprofil im Rahmen der Fragestellung des Meereszugangs der Nordhafenanlage. Die im vorhergehenden Kapitel vorgestellten sedimentologischen Ergebnisse zeichnen ein deutliches Bild. Die Sedimentation in der



**Abb. 59: Die Schiffshäuser in der Nordhafenanlage von Oiniadai**

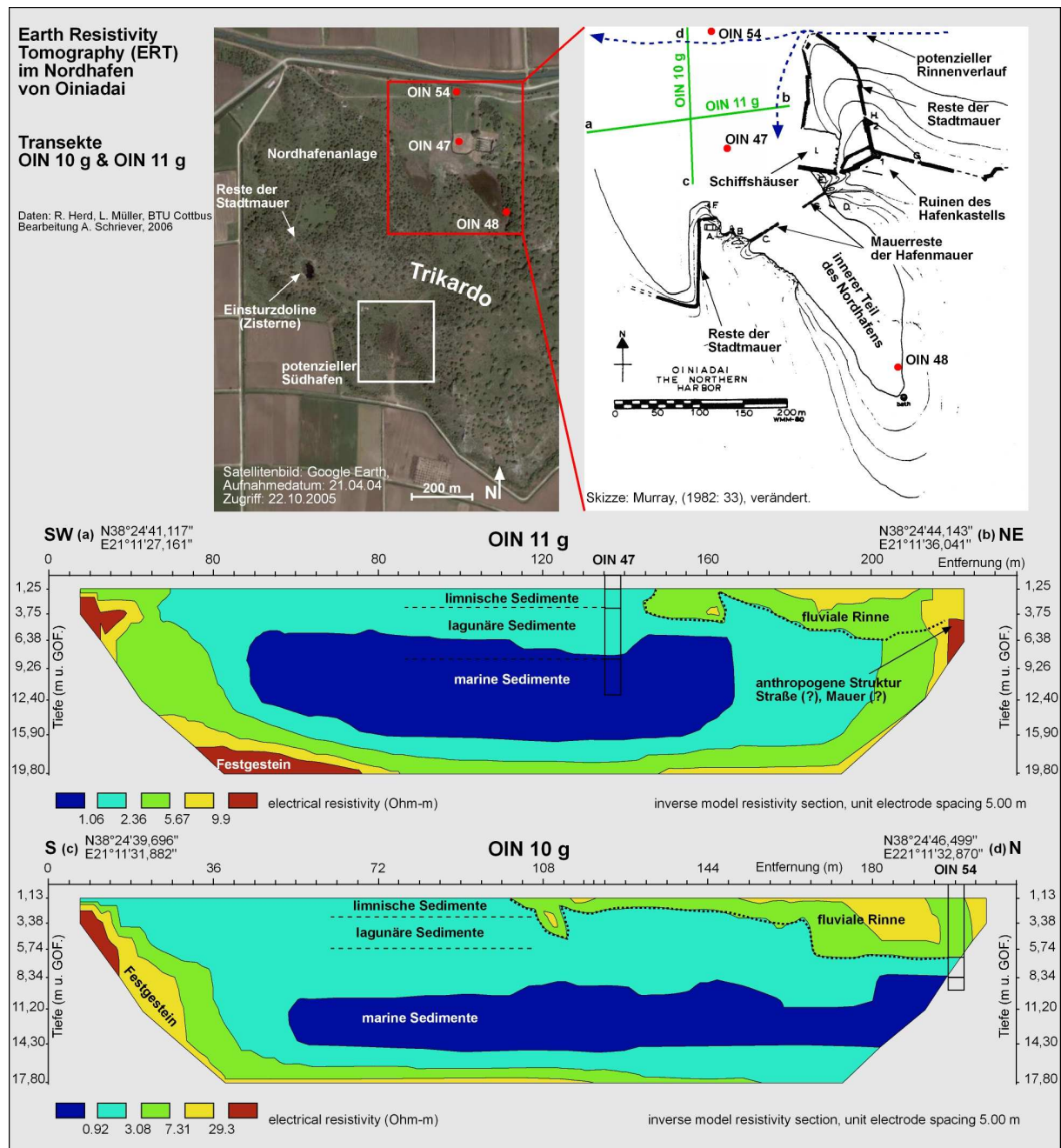
(Fotos: a: Google Earth, Satellitenbild, Aufnahmedatum: 21.04.2003, Zugriff: 22.10.2005, b: A. Schriever, c: F. Melles, Bearbeitung: A. Schriever)

Nordhafenbucht wurde nur bis ins mittlere Holozän durch vollmarines Milieu beeinflusst. Einer marinen Stillwasserfazies an der Basis des Profils folgen zunächst die Ablagerungen einer distalen (fluvio-) marinen Prodeltaphase, die um etwa 4500 BC von einer lagunären Sedimentation abgelöst wird. Diese Ergebnisse korrespondieren exakt mit denen aus dem nördlich Trikardos liegenden Deltabereich (vgl. Kap. 7.2.1, Datierung Profil OIN 4). Um etwa 1100 BC setzt ein signifikanter Wechsel in den Verhältnissen ein, in dem deutlicher fluvialer Eintrag die lagunären Verhältnisse modifiziert. Nach einer kurzzeitigen Wiederherstellung der „normalen“ lagunären Verhältnisse, folgt ab etwa 100 BC eine limnische Phase. Der nun im Bereich des Nordhafens etablierte See verlandet zusehends, vermutlich in Form einer in der Regenzeit überfluteten Süßwassermarsch. Das bedeutet, dass die Nordhafenanlage spätestens seit dieser Zeit den Zugang zur Lagune und damit zum ionischen Meer verloren hat.

Die aus den Ergebnissen von benachbarten Bohrungen (v.a. OIN 10, vgl Kap. NW und s.u.) abgeleitete Hypothese, dass der fluviale Einfluss auf die Lagune einem Nebenarm des Acheloos zuzuschreiben ist, wird durch (bisher unveröffentlichte) Ergebnisse palynologischer Untersuchungen von Jahns bestätigt (pers. Mitteilung, S. Jahns, Juni 2006). Die Pollenanalyse eines unweit der Bohrung OIN 47 gewonnen Sedimentkerns ergab das Auftreten von Tannen-Pollen (*Abies* sp., evtl. *Abies alba* oder *Abies cephalonia*) ab einer Tiefe von 5,00 m u. GOF. (entspricht in OIN 47 etwa 4,45 m u. M.). Die Menge der *Abies*-Pollen ist bis 4,30 m u. GOF (3,75 m u. M.) gering, darüber, bis etwa 2,10 m u. GOF. (1,55 m u. M.), nimmt sie deutlich zu. Da zu keiner Zeit während des Holozäns in der direkten Umgebung Oiniadais die klimatischen Voraussetzungen für das Wachstum von *Abies* sp. gegeben waren, muss es sich um Ferntransport handeln. Der nächste natürliche Standort von *Abies* sp. liegt im nordöstlich gelegenen Pindos-Gebirge. Es kann sich daher nur um einen Transport durch den Acheloos handeln, dessen Haupteinzugsgebiet das Pindos-Gebirge ist. Fernflug ist auszuschließen, da die Pollenkonzentration dafür zu hoch ist und der *Abies*-Pollen ansonsten in allen Schichten in ähnlicher Menge vorkommen müsste.

Für die paläogeographische Situation lässt sich daraus ableiten, dass der Nordhafen ab etwa 1100 BC durch Wasser des Acheloos beeinflusst worden ist (vgl. SCHRIEVER et al. 2007, VÖTT 2007b). Dies korrespondiert mit den Befunden fluvialer Aktivität aus den Bohrungen OIN 10 und OIN 9 aus dem gleichen Zeitraum (vgl. Kap. 7.2.1). Daraus ergibt sich als einzige Möglichkeit, dass ein Arm des Acheloos im Bereich von OIN 10 von der Hauptrinne abzweigt und Wasser an der Nordflanke Trikardos entlang bis in den Nordhafen gelangt. In welcher Form das geschah, ist für diesen Zeitraum nicht genauer festzustellen. Die Ergebnisse aus der Bohrung OIN 54 belegen jedoch, dass spätestens ab ca. 400-300 BC ein größerer Flussarm entlang der Nordflanke fluviale Sande liefert. Wie lange diese Situation andauerte, kann nur indirekt bestimmt werden. Sedimentologisch lässt sich der fluviale Eintrag während der limnischen Phase in Form von Sandlinsen bis in eine Tiefe von 1,15 m u. M. nachweisen. Dies deckt sich hervorragend mit den palynologischen Ergebnissen von Jahns. Davon ausgehend, dass der See nicht sehr tief gewesen sein kann und vermutlich nur unwesentlich oberhalb des Meeresspiegels gelegen hat, lässt sich vermuten, dass die fluviale Beeinflussung vermutlich bis nach der Zeitenwende andauert hat, eventuell sogar bis in 2. bis 3. Jh. n. Chr (vgl. Abb. 43 bis 45 aus Kap. 7.2.2.3 bis 7.2.2.5

Die sedimentologischen, geochemischen und palynologischen Ergebnisse konnten durch den Einsatz der Earth Resistivity Tomography (ERT, vgl Kap. 5.6) bestätigt werden (Abb. 60). Mit Hilfe der Transekte OIN 10 g und OIN 11 g, die längs und quer zur Hauptachse des äußeren Teils der Nordhafenanlage verlaufen, konnten die den Hafen beeinflussenden fluvialen Rinnen eindeutig nachgewiesen werden. Es wurden zwei Abschnitte detektiert. OIN 10 g zeigt die eine Rinne, die an der Nordseite der Hafengebucht entlang verläuft. In Transekt OIN 11 g ist eine weitere Rinne zu sehen, die von der oben genannten abzweigt und an der Ostseite in direkter Nähe zu den Schiffshäusern in die Hafenanlage zieht (Abb. 60).



**Abb. 60: Earth Resistivity Tomography-Transekte im Nordhafen Trikardos**

(Daten: R. Herd, BTU Cottbus, Grafik: A. Schriever, verändert/ergänzt nach: VÖTT 2007b, Fig. 5)

Im Zusammenhang mit der nachgewiesenen fluvialen Beeinflussung des Nordhafens, muss die bereits in Kapitel 7.2.2 kurz diskutierte Hypothese eines möglichen anthropogenen Eingreifens in den Flussverlauf des Acheloos wieder aufgegriffen werden. Aufgrund verschiedener Beispiele aus dem griechischen Raum, z.B. die Entwässerung des Kopaisbeckens durch die Minyer (KNAUSS 1982, 2001), ist es nicht zu bezweifeln, dass die Menschen im 1. Jtsd. vor Chr. in der Lage waren, eine solche Flussumleitung zu leisten. Durch die Keramikfunde an der Ostseite der Insel Trikardo (OIN 44, s.u.) kann von einer bisher unbekannt Besiedlung der Insel mindestens seit dem Späthelladikum ausgegangen werden. Die Umlei-

tung bzw. Ableitung eines Acheloosarms im Bereich östlich von Trikardo (OIN 10) in Richtung Norden könnte den Zweck gehabt haben, die von Norden her voranschreitende Verlandung der Lagune von Oiniadai zu verhindern und die Nordhafenbucht dadurch freizuhalten. Eine natürliche Ursache, wie beispielsweise ein Dammuferbruch, ist auch denkbar, wobei die Konfiguration im Nordhafen selbst doch relativ artifiziell erscheint (vgl. VÖTT et al. 2004 a, 2007b, VÖTT 2007b).

Die Frage abschließend zu klären ist vermutlich unmöglich, denn potenzielle Bauwerke liegen unter Hochflutsediment verborgen und eine genaue Lokalisierung erscheint selbst mit hochauflösenden geophysikalischen Methoden schwierig.

Die Bohrung OIN 48 im inneren Bereich des Nordhafens bestätigt die Ergebnisse. Da die Basis des Profils bis in 5,57 m u. M. von einem Paläobodensediment gebildet wird, finden sich keine marinen Ablagerungen, denn zu der Zeit, als die Transgression diesen Bereich erreichte (etwa um 3400 BC), hatte sich im Norden Trikardos bereits die Lagune etabliert, sodass im inneren Hafenbecken als erstes brackisch-lagunäre Sedimentationsbedingungen geherrscht haben. Auch im Profil OIN 48 finden sich Sandlagen als Zeichen fluvialen Einflusses in den lagunären Sedimenten, die ihrerseits analog zu OIN 47 von limnischen Ablagerungen überlagert werden. Der fluviale Einfluss geht ebenfalls mit einer deutlichen Farbaufhellung der Sedimente einher. Eine mächtige Torfschicht dokumentiert die sumpfarartige Verlandung der ehemals offenen Wasserfläche. Noch heute ist der innere Bereich in bestimmten Phasen der Regenzeit von Wasser bedeckt ( vgl. Abb. 60, Satellitenbild).

### **7.3.2.2 Der Süden Oiniadais mit dem potenziellen Südhafen**

Das Transekt M, bestehend aus den Bohrungen OIN 42, 36, 41, 63, 49 und 55 zeigt für die Südflanke Trikardos eine gänzlich andere Entwicklung als auf der Nordseite (Abb. 52, Kap. 7.3.1.2). Es herrschen deutlich länger offen-marine Verhältnisse. Verschiedene Phasen von Feinmaterialsedimentation wechseln sich mit sandigen Ablagerungen sublitoraler bis litoraler Genese ab. Erst ab etwa 3200-3000 BC trennt ein in allen Profilen nachweisbarer Deltaarm den Bereich südlich der Insel vom offenen Meer ab. Anschließend etablieren sich lagunäre Verhältnisse, die teilweise vom fluvialen Geschehen beeinflusst bleiben, wie Sandablagerungen zeigen. Dieser Einfluss ist im westlichen Abschnitt des Transekts (OIN 41, 63 und 55) deutlicher als im östlichen (OIN 42 und 36), was Rückschlüsse auf den Flussverlauf zulässt. Demnach wurde der westliche Bereich direkter angeströmt, was durch einen dem heutigen ähnlichen Verlauf vorstellbar wäre.

Die lagunären Verhältnisse dauern ausweislich der Datierung aus Profil OIN 41 (94 – 196 cal AD), mindestens bis ins erste, vermutlich auch noch bis ins zweite Jahrhundert n. Chr. an. Damit bleibt die Südseite der Insel rund dreihundert Jahre länger über eine Lagune an das Meer angeschlossen als die Nordseite. Die Wassertiefe der Lagune war sehr gering und somit nicht für große Schiffe geeignet, aber kleineren Fischerboote dürfte es ohne Weiteres möglich gewesen sein, zu dieser Zeit das Meer zu erreichen.

In der Literatur wird immer wieder die Existenz eines zweiten Hafens postuliert (BURSIAN 1862: 122, HEUZEY 1860: 447 ff., LEAKE 1835: 558 ff.). MURRAY (1982:43 ff.) erkennt den Hafen in einer Bucht im Süden Trikardos. Der innere Bereich dieser Bucht wird durch den Stadtmauerverlauf von der Lagune abgetrennt und es läuft ein ca. 2,00 – 3,00 m breiter, aufgeschütteter Weg von Norden nach Süden bis etwa in die Mitte des abgetrennten Teils der Bucht. Die Stadtmauer weist in der Mitte der Bucht eine ca. 4,00 m breite Lücke auf, der Weg ist von größeren, teilweise behauen wirkenden Kalksteinen eingefasst und das Material zeigt die typisch rotbraune Farbe eines Paläobodensediments (Abb. 61 b). Diese Situation hat Murray als von der Stadtmauer umfassten Südhafen interpretiert und wegen der rötlichen Färbung den noch sichtbaren Weg als einen „red earth pier“ bezeichnet. Die Öffnung in der Stadtmauer soll die Hafeneinfahrt gewesen sein, die analog zum Nordhafen mit einer Kette zu verschließen gewesen sein soll.

Die Bohrung OIN 49 wurde nur wenige Meter vor dem „red earth pier“, zwischen dessen buchtseitigen Ende und der Öffnung der Stadtmauer gebohrt (Abb. 61 a, b). Das Faziesprofil zeigt eine vollständig limnisch-semiterrestrische Entwicklung für den Bereich hinter der Stadtmauer. Auf eine ins mittlere Holozän datierende Seephase mit anschließender Versumpfung folgt in Form einer etwa 30 cm mächtigen Schicht zwischen 4,64 und 4,31 m u. M. eine kurzzeitige fluvio-marine Beeinflussung durch einen Deltaarm. Diese konnte auf 3261 - 2925 cal BC datiert werden. Bis auf diese, vermutlich kurze Phase, war der Bereich stets vom offenen Meer und später der Lagune abgetrennt. Nach dieser Phase entwickelte sich ein sumpfiger See, dessen Wassertiefe bzw. Ausdehnung geschwankt hat, wie unterschiedlich ausgeprägte, torfähnliche Lagen belegen. Vom 2 Jh. v.Chr bis zum Ende der byzantinischen Epoche herrschten sumpfige Bedingungen. Erst danach etablierte sich wieder eine limnische Sedimentation mit einer offenen Wasserfläche. Die Abschluss nach oben bilden Hochflut-sedimente. Wie im Fall des Nordhafens, ist auch dieser Bereich noch heute während der Regenzeit teilweise von Wasser bedeckt.

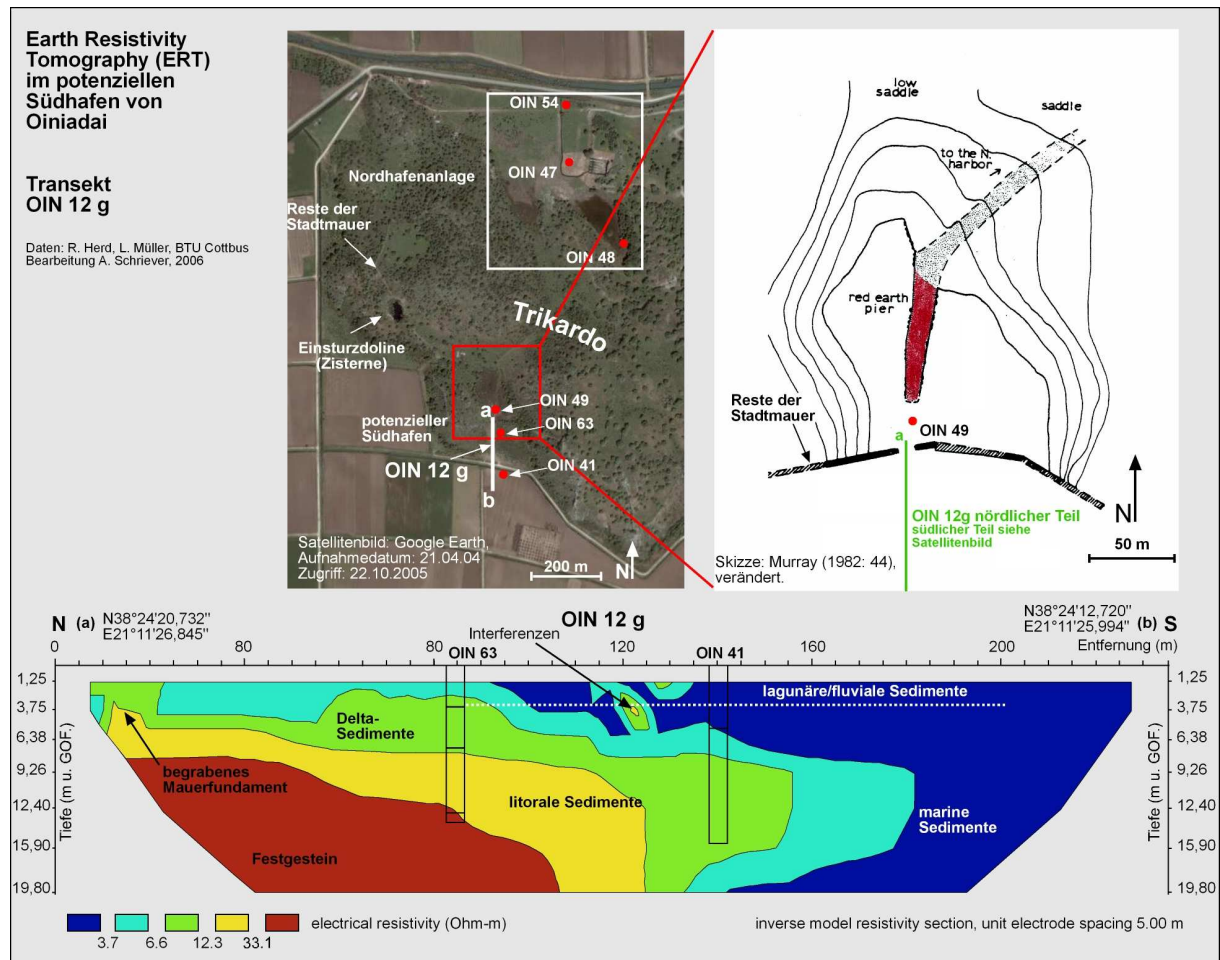
Zusätzlich zu der Bohrung wurde noch das ERT-Transekt OIN 12 g gemessen (Abb. 62), das wenige Meter südlich von OIN 49 beginnt und durch die Mauerlücke nach Süden läuft. Aufgrund des Wasserstandes zum Zeitpunkt der Messung war es nicht möglich, den Punkt der Bohrung OIN 49 mit in das Transekt einzubinden. Die Ergebnisse der Messungen zeigen eine deutlich als artifizielle Form erkennbare Struktur direkt unter der Mauerlücke. Dabei handelt es sich sehr wahrscheinlich um die unter Hochflutlehm begrabenen Reste der Mauer oder ihr Fundament. Die Lücke in der Mauer repräsentiert somit keinen Hafeneingang, sondern ist auf Zerstörung, Abtragung oder Rückbau zurückzuführen.



**Abb. 61: Die Bohrung OIN 49 in der Bucht des potenziellen Südhafens**

(Fotos: a & b: A. Schriever, c: A. Vött)

Die These von MURRAY (1982), dass es sich bei dieser Bucht um einen zweiten Hafen Oiniadais handelt, kann als widerlegt angesehen werden. Die sedimentologischen Ergebnisse zeigen für den Zeitraum der klassischen bis hellenistischen Besiedlungsphase keinen Zugang zum Meer/der Lagune, sondern einen (sumpfigen) See. Dieser ist wahrscheinlich durch eine Karstquelle gespeist worden. Über den Grund, den die Erbauer der Stadtmauer gehabt haben, diese Einbuchtung der Insel von der Mauer queren zu lassen, kann an dieser Stelle nur spekuliert werden. Es könnte (i) die Funktion gehabt haben, die Karstquelle als Wasserreservoir in die Stadt zu integrieren. Dies hatten die Bewohner Oiniadais allerdings nicht nötig, da sie über zwei riesige, als Zisternen fungierenden Einsturzdolinen verfügten (vgl. Kap 3.3). Eventuell war (ii) die Einsparung von einigen Dutzend Metern Stadtmauerkonstruktion der Grund für den direkten Weg. Der dritte (iii) und vielleicht naheliegenste Grund ist der, dass an dieser Stelle zwar kein in das Stadtgebiet integrierter Hafen war, wohl aber eine Anlandungsstelle für kleinere Boote, die sich außerhalb der Mauer befand. Das ERT-Transekt OIN 12 g zeigt vor der Stadtmauer die fluvio-deltaischen bzw. litoralen Sedimente verschiedener Generationen auf dem anstehenden Fels auflagern. Es ist



**Abb. 62: Earth Resistivity Tomography-Transekte im potenziellen Südhafen Trikardos**

(Daten: R. Herd, BTU Cottbus, Grafik: A. Schriefer, verändert/ergänzt nach: VÖTT 2007b, Fig. 5)

daher sicherlich denkbar, dass ein Anlanden von Schiffen vor der Mauer möglich war. Gegebenenfalls könnte sich in dem heute fehlenden Mauerstück ein kleines Tor befunden haben, wie sie an vielen Stellen der Stadtmauer noch heute zu sehen sind (vgl. Abb. 61 c), durch das z. B. Fischer ins Innere der Stadt gelangen konnten. Dieses Szenario scheint auch deshalb plausibel, weil die Bucht auch vor der Mauer liegenden Schiffen Schutz geboten hätte. Zusätzlich ist diese Stelle eine der wenigen Bereiche der sonst relativ steil aufragenden Südflanke Trikardos, wo man gut in das Stadtgebiet gelangen kann. Diese Frage wäre nur durch Grabungen in diesem Bereich zu klären.

### 7.3.2.3 Die Ostseite Trikardos

Die Transekte O und N umfassen insgesamt acht Bohrungen, von denen die Bohrungen OIN 64 – 69 sehr kurz sind, da sie in der Nähe einer Festgesteinsaufragung erbohrt wurden. Ausgelöst wurde die intensive Untersuchung dieses Bereichs durch besondere und unerwartete Funde in der Bohrung OIN 44 und einem Baggeraushub unweit nördlich von dieser, der das Resultat eines Versuchs darstellte, eine Felsaufragung einzuebnen, um die Felder besser bearbeiten zu können. Dort fanden sich kurz unterhalb der Oberfläche in Mauerresten

Keramikfragmente, die in die römische bis byzantinische Epoche eingeordnet werden konnten.

Das Profil OIN 44 ist aus verschiedenen Blickwinkeln von besonderer Bedeutung. Da das anstehende Gestein mit einer aufliegenden Litoral-Fazies erbohrt wurde, gab es die Möglichkeit die Transgression zu datieren. Sie erfolgte um etwa 5400 BC. Die Zuordnung der Transgressionsfazies zu einem Ablagerungsmilieu ist schwierig, da die geochemischen Kennwerte auf lagunäre Verhältnisse hinweisen, das Material jedoch eher auf offen-marinen Einfluss hindeutet. Vermutlich erfolgte die Abtrennung des Bereichs um die Bohrung unmittelbar nach der Transgression und zwar durch den aus östlicher Richtung vorstoßenden Deltaarm des Acheloos südlich Trikardos, denn oberhalb der Transgressionsfazies folgen Ablagerungen einer Lagune.

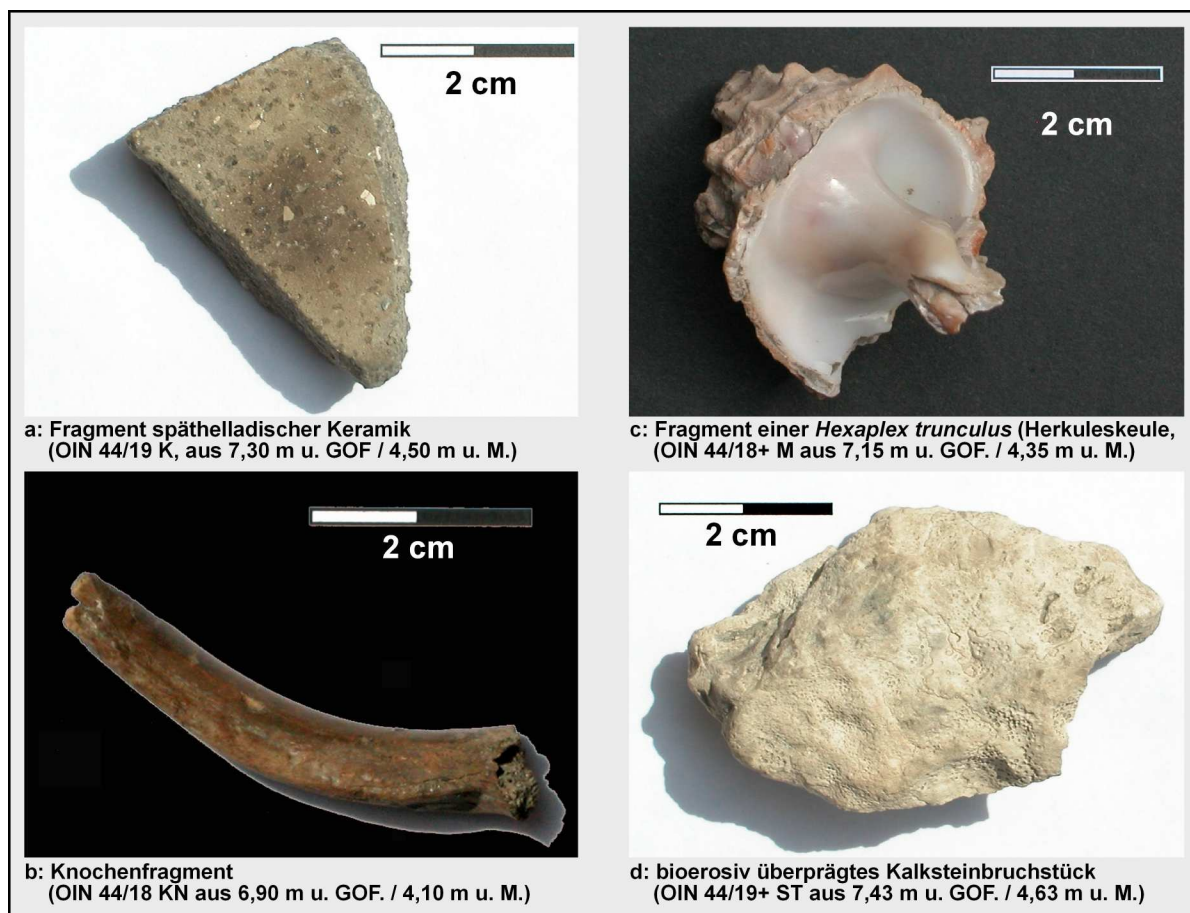


Abb. 63: Funde aus Profil OIN 44 (Hinweise auf anthropogene Einflussnahme)

(Fotos: a- d: A. Schriever)

In diese Sedimente ist zwischen 4,87 und 4,00 m u. M. ein Torf eines Küstensumpfs eingeschaltet, der auf Süßwassereinfluss hinweist und reichhaltige Keramikfunde und spezielle Faunarelikte, wie Knochenreste und übermäßig viele Fragmente großer Herkuleskeulen (*Hexaplex trunculus*), enthält (Abb. 63). Die Keramik wurde, vorbehaltlich einer genaueren Bestimmung, als späthelladisch oder älter eingestuft (pers. Mitteilung, F. Lang, Juni 2005),



also mindestens 1600 BC. Zudem ist die Keramik aus einem für Akarnanien bisher nicht bekannten Material, was auf Importware hindeutet. Die Keramikbruchstücke, die Knochenreste sowie die Fragmente der Herkuleskeule sprechen dafür, dass es sich um einen Abfallplatz handelt, wie er sich häufig in Häfen oder bei Anlandestellen findet. Die Herkuleskeule wurde, wie die verwandte Schnecke *Murex brandaris* (auch *Bolinus brandaris*, Purpurschnecke), in der Antike zur Gewinnung von Purpurfarbstoff genutzt, was ebenfalls ein Indiz für (überregionalen) Transport bzw. Handel sein könnte. Sie kann aber auch vor Ort in Lagunen vorkommen (FISCHER 2005) und ist dazu noch an verschmutzte Biotope, wie zum Beispiel Hafenbecken angepasst (POPPE & GOTO 1991: 136). Im oberen Abschnitt des Torfbandes finden sich kantige Gesteinsbruchstücke, die vermutlich zur Stabilisierung bzw. um die Begehrbarkeit zu gewährleisten von Menschenhand in den Sumpf eingebracht wurden. Zusammen genommen ergeben die Befunde eindeutig das Bild eines im Helladikum vom Menschen stark genutzten Hafen- bzw. Anlegeplatzes. Die Radiokohlenstoffdatierungen aus der Basis, 3088 – 2926 cal BC, und dem oberen Bereich der Torflage 2902 – 2713 cal BC (vgl. Tab. 9, Kap.7.3.1.3) bestätigen die Einordnung durch die indirekte Keramikdatierung.

Aus diesen Befunden resultieren für die geoarchäologische Fragestellung mehrere wichtige Ergebnisse (vgl. VÖTT 2007b):

(i) Durch die Keramikfunde ist belegt, dass die Insel Triardo bereits während des Helladikums zumindest zeitweise, vermutlich aber kontinuierlich besiedelt war. Die Funde stellen zusammen mit den Resten einer heute überfluteten Siedlung in der nordwestlich gelegenen Bucht von Platiyali (bei der Hafenstadt Astakos, DELAPORTA et al. 1990) die einzigen Nachweise aus dem Helladikum im Süden Akarnaniens dar.

(ii) Da die Keramik aus einem für Akarnanien untypischen Material besteht, handelt es sich vermutlich um Importware, was die Bedeutung des Hafenplatzes betont, da die Ware zu dieser Zeit nur auf dem Seeweg dorthin gelangen konnte.

(iii) Die Nahrungsreste und die Fragmente der Herkuleskeulen lassen auf einen stark frequentierten Hafenplatz schließen. Da unweit der Bohrungsstelle auf Triardo weitere große Gehäuse der Herkuleskeule gefunden wurden (pers. Mitteilung, G. Döner, August 2005), ist davon auszugehen, dass die Purpurverarbeitung eine gewisse Rolle gespielt hat, was die Bedeutung des Hafenplatzes zusätzlich unterstreicht.

(iv) Das Befestigen der sumpftartigen Umgebung durch das Einbringen von Gesteinsmaterial spricht dafür, dass es sich nicht nur um eine Anlandungsstelle kleinerer Fischerboote gehandelt hat.

(v) Es müssen schon um spätestens 3000 BC so ruhige Verhältnisse geherrscht haben, dass sich Torfwachstum einstellen konnte. Das bedeutet, dass ein Acheloos-Mündungsarm sich bereits südlich an Triardo vorbei geschoben hatte, der das gesamte Gebiet von offeneren Verhältnissen abtrennte.

Die Entdeckung Keramik-führender Schichten unweit nördlich der Bohrung OIN 44 an einer Festgesteinsauftragung führte zu den Bohrungen OIN 64 – 69 in unmittelbarer Nähe der

Auftragung sowie zu der Bohrung OIN 70 direkt im Osten am Fuße Trikardos in der sogenannten Nekropolis-Bucht. Die Ergebnisse bestätigen die aus der Bohrung OIN 44 und lieferten weitere Erkenntnisse zur Bedeutung des Südostens der Insel.

In den Bohrungen OIN 65 und 69 wurden Gesteinsfragmente erbohrt, die eindeutig zu einer Felslitoralfazies mit offensichtlichen Anzeichen der Bioerosion gezählt werden müssen und in ihrer Tiefenlage miteinander korrelieren. Im Profil OIN 65 bildet diese die Basis, in der Bohrung OIN 69 liegt sie, unscharf abgegrenzt, auf verwittertem anstehenden Fels, in diesem Falle Gips, auf. Aus beiden Bohrungen wurden aus diesem tiefenkorrelaten Material Proben zur Radiokohlenstoffdatierung genommen. Im Falle von OIN 65 handelte es sich um verschiedene marine Gastropoden (*Pirenella conica*, *Cerithium rupestre*, vollständige Exemplare, 2,45 m u. M.), bei OIN 69 um ein Holzfragment (3,21 m u. M.) und eine *in situ* vorgefundene Bohrmuschel (nicht näher bestimmt, 2,92 m u. M.). Die Datierungen aus der Bohrung OIN 69 zeigen eine leichte Alterinversion. Das Holzfragment datiert auf 2892 – 2702 cal BC, die höherliegende Bohrmuschel auf 3060 – 2915 cal BC (vgl. Tab. 9, Kap.7.3.1.4). Die Inversion ist vermutlich auf die Verlagerung des Holzfragments zurückzuführen und der seltene *in situ*-Fund einer Bohrmuschel unter Sediment datiert in diesem Fall das Felslitoral, bzw. die Bioerosion in diesem, eindeutig. Aus dem Vergleich der Datierungsergebnisse mit der Meeresspiegelkurve ergibt sich, dass die Bioerosion im supralitoral (Spritzwasser-) Bereich, vermutlich etwa 1,5 m oberhalb des Meeresspiegels stattfand. Die korrespondierende Datierung aus der Profil OIN 65 ergab ein Alter von 1375 – 1247 cal BC. Diese Diskrepanz resultiert daraus, dass die datierten Gastropoden erst etwa zu dem Zeitpunkt in die Matrix des Felslitorals gelangt sind, als die Transgression, in diesem Fall einer Lagune, schon fast diese Höhe erreicht hat. Ein Einzelereignis, wie zum Beispiel ein stärkerer Sturm könnte zu der Verlagerung ins Felslitoral, dass zu diesem Zeitpunkt nur noch einige Dezimeter oberhalb des Meeresspiegels lag, geführt haben.

In der Zusammenschau dieser Ergebnisse mit denen aus Profil OIN 44 wird deutlich, dass um etwa 3200 – 3000 BC große Veränderungen im Süden und Osten Trikardos stattgefunden haben müssen. In unmittelbarer Nachbarschaft kommt es zu einem Wechsel zwischen Bioerosion und Torfwachstum. Dies ist nur durch den bereits thematisierten schnellen Vorstoß eines Acheloos-Mündungsarms im Süden zu erklären, der die offeneren Verhältnisse, wie sie für Bioerosion im Spritzwasserbereich notwendig gewesen sind, relativ abrupt beendete. Dieser Vorstoß konnte bereits an der Südseite Trikardos in Profil OIN 49 in dieses Zeitfenster datiert werden (s.o.)

Die Profile OIN 65 und 69 zeigen oberhalb der Felslitoralfazies die Ablagerungen eines lagunären Milieus, dass zum Teil Sandeintrag durch den Fluss aufweist (OIN 65). Dieses wird im Fall von OIN 65 durch limnische Ablagerungen, die ebenfalls fluvialen Einfluss zeigen, abgelöst. Dies geschieht etwa in einer Tiefe von 2,05 bis 2,10 m u. M., was im Hinblick auf die Meeresspiegelkurve mindestens eine Persistenz lagunärer Einflüsse bis in 2. Jh. n. Chr.

bedeuten würde. Ob es sich dabei wirklich noch um eine Lagune handelt oder um den Effekt eines im Acheloos landeinwärts reichenden marinen Einflusses, ist nicht zu klären.

In der Bohrung OIN 69 findet sich dagegen ein Paket fluvialer Sande. Auch die Bohrung OIN 64, der die lagunäre Fazies aufgrund mangelnder Tiefe fehlt, zeigt limnische Verhältnisse mit fluvialen Einfluss. Die Befunde sprechen dafür, dass für längere Zeit an der Ostseite Trikardos eine Lagune und darauf folgend ein See existierte, welche in mehr oder weniger engem Kontakt mit dem Acheloos gestanden haben. Dies ist auch in der Bohrung OIN 70 in der Nekropolisbucht nachzuweisen und stellt eine für ein Volgelfuß-Delta typische Konfiguration einer Interdistributary bay dar, wobei in diesem Fall die Lagune nicht zwischen zwei Flussarmen, sondern zwischen dem Fluss und einer Insel lag. Eine Radiokohlenstoffdatierung dieser lagunär/limnisch-fluvialen Phasen war leider nicht möglich. Oberhalb dieser Sedimente finden sich in den Profilen OIN 64 und 65 Hochflutablagerungen und ein Paläoboden (vgl. Abb. 56, Kap. 7.3.1.3), die eine Vielzahl von Keramikfragmenten aufweisen, die in die römische bis byzantinische Epoche einzuordnen sind (Prof. Dr. Lang, pers. Mitteil. Juni 2005). Es ist demnach auch zu dieser Zeit von einer Besiedlung/Nutzung dieses Gebiets auszugehen, was die Bedeutung nochmals unterstreicht und eine relative Altereinstufung der unterlagernden lagunär/limnischen Schichten erlaubt, die demnach vor dem ersten Jahrhundert v. Chr. dort abgelagert worden sein müssen.

Die Bohrungen OIN 66 und 67 wurden zwischen der Festgesteinsaufragung und dem Inselkörper abgeteuft. Sie erreichten beide in geringer Tiefe das Festgestein, was zeigt, dass die Aufragung den Endpunkt eines Inselvorsprungs darstellt. Es findet sich im Profil OIN 67 ein sehr ungewöhnliches Sediment, das nur durch anthropogene Verfüllung zu erklären ist und auf sehr starke menschliche Aktivitäten hinweist. Durch den Nachweis, dass die Felsaufragung direkt mit der Insel verbunden war, wird deutlich, dass es sich um eine perfekte natürliche Hafensituation gehandelt hat, die über lange Zeit über eine Lagune Anschluß ans Meer hatte und teilweise gleichzeitig in unmittelbarer Nähe zum Acheloos gelegen hat. Nach dem gänzlichen Abtrennen der Lagune blieb der Zugang zum Fluss über einen Restsee noch längere Zeit bestehen.

Die Verbindungen zum Fluss konnten neben den sedimentologischen Befunden auch durch mehrere ERT-Transekte (OIN 5 g, OIN 6 g und OIN 9g) nachgewiesen werden (Abb. 64). Dabei zeigen sich verschiedene Generationen von Flussrinnen und Deltaablagerungen.

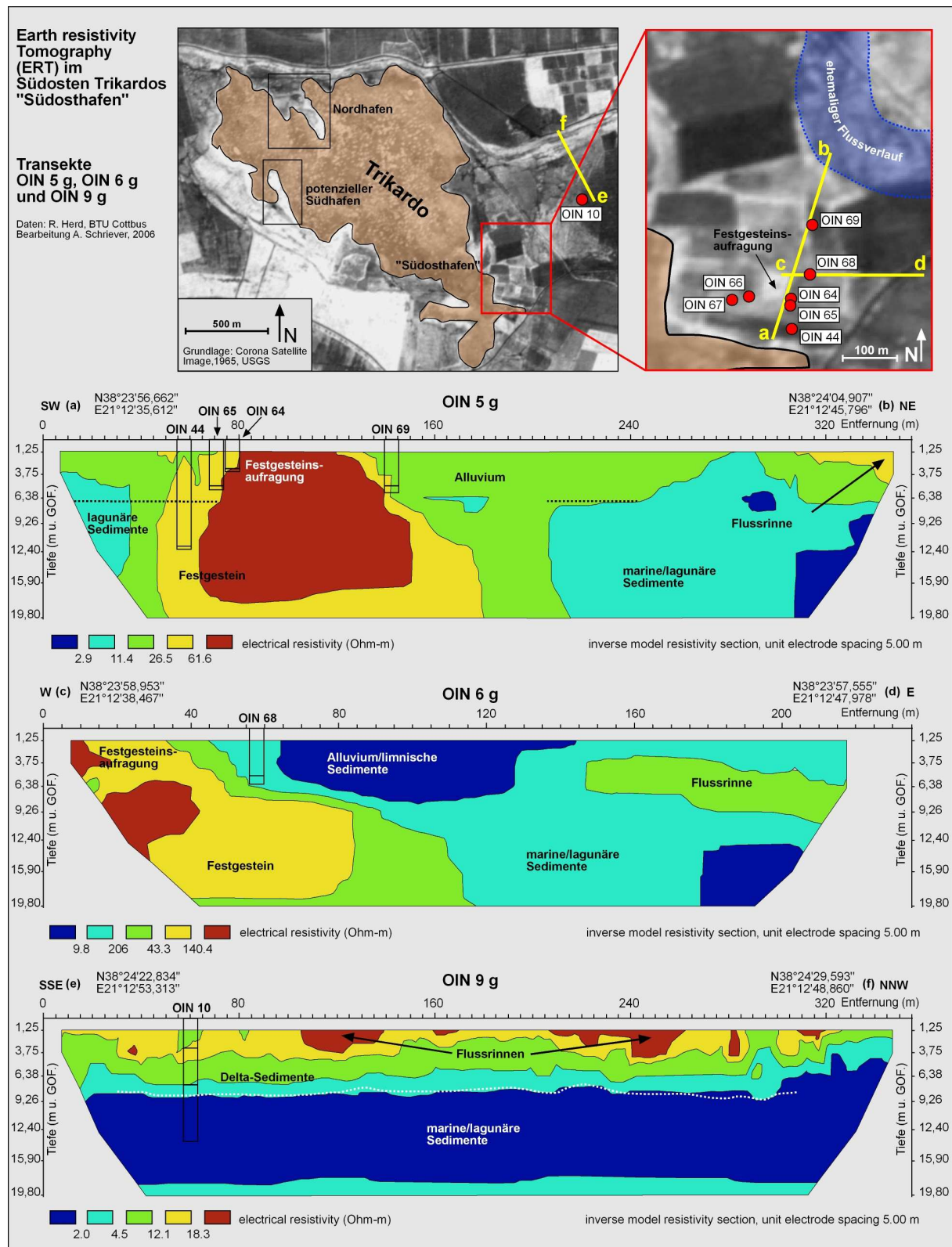
Das von Südwesten nach Nordosten verlaufende Transekt 5 g entspricht etwa dem Bohrungstransekt N. Es zeigt den Querschnitt des heute begrabenen Inselvorsprungs als Grund für das frühzeitige Erreichen des Festgesteins. Im Süden und Norden davon lagern feine Sedimente, deren Ursprung im unteren Bereich marin/lagunär und im oberen Bereich limnisch/fluvial ist, wobei die Differenzierung aus dem ERT-Bild allein schwierig ist und nur durch die sedimentologischen Ergebnisse der Bohrungen erreicht werden kann. Am nordöstlichen Ende des Transekts OIN 5g zeigen sich deutlich höhere Widerstandsbeiwerte als in der unmittelbaren Umgebung, die auf die Sedimente einer ehemaligen Flussrinne des

Acheloos zurückzuführen sind, deren ungefährender Verlauf bereits im Corona-Satellitenbild (Abb. 64) deutlich zu erkennen ist. Die Sedimente reichen bis in eine Tiefe von etwa 4 m u. GOF., was bedeuten könnte, dass zur Hauptbesiedlungsphase Oiniadais dieser Arm bereits aktiv war.

Das Transekt OIN 6 g verläuft in etwa einem 90° Winkel zu OIN g 5 und somit etwa parallel zu dem heute unter Sediment begrabenen Inselvorsprung, dessen östliches Ende durch die Festgesteinsaufragung markiert wird (Abb. 64). Die wird im ERT-Bild sehr deutlich, wodurch sich das Festgestein im Westen des Transekts eindeutig bestimmen lässt. Der östliche Teil des Transekts ist durch feine, sehr leitfähige Sedimente marin/lagunären (im unteren Bereich, s.o.) und limnisch/fluviolen Ursprungs (im oberen Bereich, s.o.) geprägt. Die Tatsache, dass sich der in den Bohrungen nachgewiesenen Sandanteil nicht im ERT- Bild zeigt, bestätigt die sedimentologischen Befunde, dass es sich dabei um randlichen fluviolen Einfluss in ein limnisches Milieu bzw. um flussfernere Hochflutablagerungen (Overbank marsh) handelt. Im Osten des Transekts OIN 6g (ab ca. 150 m) zeigen sich in einer Tiefe von etwa 3,50 – 10,50 m u. GOF. höhere Widerstandsbeiwerte, die vermutlich einer früheren fluviolen Aktivität (Flussrinne/Deltaablagerung) zugeschrieben werden können. Eine sedimentologische und geochronologische Einordnung dieses Befunds wäre wünschenswert, nicht zuletzt um zu klären, ob die Ablagerungen evtl. in die helladische Phase dieses Hafens, dieser Anlegestelle datieren.

Das Transekt OIN 9g verläuft in etwa 500 m Entfernung zur Insel Triardo parallel zur Ostflanke der Insel und schneidet dabei die schon erwähnte (OIN 5 g) und im Satellitenbild erkennbare Flussrinne. Die subrezentenen Flussablagerungen zeigen sich sehr deutlich im oberen Bereich des ERT-Bildes mit hohen Widerstandsbeiwerten. Die Basis wird von sehr gut leitendem Feinmaterial mariner/lagunärer Herkunft gebildet. Zwischen diesen beiden Komponenten liegen Sedimente, die mit Hilfe der sedimentologischen Befunde aus OIN 10 als fluvio-deltaische Ablagerungen identifiziert werden konnten. Sie belegen ergänzend zu den Befunden aus den Bohrungen, dass bereits deutlich vor der römisch-byzantinischen Epoche, zu der die oberen Flusssedimente zu rechnen sind, östlich Triardos fluviolen Aktivitäten in Richtung Norden zu verzeichnen waren (vgl. Kap. 7.2.1 & 7.2.2)

Zusammenfassend kann durch die sedimentologischen und archäologischen Befunde aus den Bohrungen OIN 44, 64, 65, 69 und 70 herausgestellt werden, dass es sich bei dem gefundenen Hafen oder Anlegeplatz um eine hervorragende Lage handelte: geschützt hinter der Ostflanke der Insel (später Halbinsel) mit Zugang zum Meer über die Lagune und gleichzeitig Zugang zum Fluss. Da der Standort bereits im Helladikum ein Hafenplatz war, ist vermutlich sogar von einer Siedlungskontinuität seit dieser Zeit auszugehen. Dieser Ort erfüllt alle Voraussetzungen, um neben dem bekannten Nordhafen der von vielen Historikern vermutete zweite Hafen zu sein und nicht die von MURRAY (1982: 43 ff.) postulierte Bucht im Süden der Insel.



**Abb. 64: Earth Resistivity Tomography-Transekte im Südosten Trikardos**

(Daten: R. Herd, BTU Cottbus, Grafik: A. Schriever, verändert/ergänzt nach: VÖTT 2007b, Fig. 11)

Die Arbeiten im Südosten der Insel Trikardo konnten durch die außerordentlichen Befunde nicht nur dazu beitragen, die Paläogeographie zu rekonstruieren, sondern sie stellen ein Paradebeispiel für die Leistungsfähigkeit einer auf vielen verschiedenen Methoden fußenden

geoarchäologischen Arbeitsweise dar. Nur durch die Verknüpfung der vielfältigen Methoden ist es möglich, ein differenziertes Bild bezogen auf verschiedenste Zeitabschnitte zu generieren, wie es für die heutige, modernen Archäologie und (Paläo-)Geographie von enormer Bedeutung ist.

### **7.3.3 Diskussion**

Die hier vorgestellten Befunde zeichnen zum Teil ein sehr klares Bild der paläogeographischen Situation der antiken Hafenstadt Oiniadai (vgl. VÖTT 2007b, SCHRIEVER et al. 2007). Vor allem die unter Historikern und Archäologen mangels eindeutiger schriftlicher Quellen immer wieder diskutierte Frage nach dem Zugang zum Nordhafen sowie der Existenz eines weiteren (Fluss-) Hafens, kann mit Hilfe der vorliegenden Daten eindeutig beantwortet werden.

#### **7.3.3.1 Der Zugang zur Nordhafenanlage**

Wie schon an verschiedenen Stellen erwähnt, haben die fehlenden eindeutigen schriftlichen Aussagen über den Meereszugang der Nordhafenanlage zu oftmals widersprüchlichen Interpretationen und Vermutungen geführt. Zum einen existiert die Annahme, dass ein vom Acheloos unabhängiger Kanal bzw. Fluss den Zugang zum Meer gewährleistete (LEAKE 1835: 564 ff.). Andere (HEUZEY 1860: 447 ff., LOLLING 1876/77: 282 und PHILIPPSON 1958: 402 ff.) vertreten die Ansicht, der Hafen sei mittels eines Kanals mit dem Acheloos verbunden gewesen und über diesen mit dem Meer. Diese Sichtweise macht zudem einen weiteren Hafen am Fluss überflüssig. BURSIAN (1862: 122) geht davon aus, dass der Nordhafen an einen Binnensee grenzte, wobei er die zu diesem Zeitpunkt noch weitestgehend verschütteten Schiffshäuser für Ankerplätze für kleinere Fahrzeuge hält. Die Hypothese, der Nordhafen Oiniadais habe an einer Meeresbucht oder einer Lagune gelegen, wird von LANG (1905: 29 ff.), LEHMANN-HARTLEBEN (1923: 80) und KIRSTEN (1937: 2207) favorisiert. Letzterer geht zusätzlich von einer Wasserversorgung durch eine (Alt-)Arm des Acheloos aus. FREITAG (1994) kommt in seiner ausführlichen Betrachtung der antiken Quellen zu dem Schluss, Oiniadai habe am offenen Meer gelegen. Alle Autoren stützen sich ausschließlich auf die Interpretation antiker Schriften und/oder, sofern sie persönlich vor Ort waren, ziehen Rückschlüsse aus der zu ihrer Zeit gegebenen geographischen Situation auf die Vergangenheit.

Die Arbeiten von VILLAS (1984) und FOUACHE et al.(2005) stützen sich dagegen auf die Daten von Bohrungen im Nordhafenbecken. VILLAS beschreibt lagunäre Sedimente (vgl. MURRAY 1982: 40 f.) für die Periode der Hafennutzung, FOUACHE et al. (2005: 300) kommen zu dem Ergebnis, der Nordhafen habe am offenen Meer gelegen. Die zu erwartenden Sedimente seien jedoch ausgeräumt worden und durch Alluvium ersetzt worden.

Unsere Ergebnisse korrespondieren sehr gut mit denen von Villas. Für die Zeit der Nutzung der Schiffshäuser vom 4. bis zum 2. Jh. v. Chr. konnte eindeutig nachgewiesen wer-

den, dass die Nordhafenanlage über ein Lagune mit dem Meer in Verbindung stand. Die Annahmen von Lehmann-Hartleben und Kirsten werden bestätigt. Zusätzlich gelang der Nachweis, dass bereits ab etwa 1000 BC Wasser aus dem Acheloos über einen entlang der nördlichen Flanke der Insel verlaufenden Flussarm in den Nordhafen gelangte und dass dies vermutlich bis über die Zeitenwende hinaus, als der Nordhafen bereits seine Anbindung an die Lagune verloren hatte und nur noch ein See vorhanden war, andauerte. Die Fragen, ob dieser Flussarm natürlichen Ursprungs war oder künstlich erschaffen wurde, und ob man mit (größeren) Schiffen über ihn den Acheloos gelangen konnte, kann durch das vorliegende Datenmaterial nicht beantwortet werden. Es bleibt nur zu vermuten, dass, wenn es sich um einen künstlichen Kanal gehandelt haben sollte, auch eine Nutzung als Schifffahrtsweg nahe liegt.

Die Annahme von FREITAG (1994) und FOUACHE et al. (2005), Oiniadai habe zu dieser Zeit am offenen Meer gelegen, ist zu verwerfen. Für die von FOUACHE et al. (2005: 300) aufgestellte These, die marinen Ablagerungen seien erodiert und durch Alluvium ersetzt worden, gibt es keinerlei Hinweise. In dem Sedimentprofil aus dem Hafenbecken fehlen Anzeichen für eine Erosionsdiskordanz. Darüber hinaus ist der allochtone fluviale Einfluss für größere Erosionstätigkeit nicht ausreichend und Erosion durch autochtone Gerinne kann ausgeschlossen werden, da es sich dabei um sedimentfreies Karstwasser aus der nächsten Umgebung gehandelt haben müsste, was zu größerer Erosion ebenfalls nicht in der Lage gewesen wäre.

In ihrem Szenario für 2500 BP präsentieren FOUACHE et al. (2005: 289, vgl. Abb. 17, Kap. 4.4) Triardo als Insel, bei der nur der äußerste Südosten durch das Delta erreicht wird und der Hauptabfluss des Acheloos durch den Arm, der das Gebiet der heutigen Lagune von Mesolongi durchfloss, erfolgt. Dieses Szenario kann durch die vorgelegten Ergebnisse eindeutig widerlegt werden. Darüber hinaus führt bereits *Thukydides (II 102, 2 – 3)* aus, dass der Acheloos zu dieser Zeit in der Nähe von Oiniadi ins Meer mündete und die Stadt, zumindest im Winter „mit Wasser umgab“ (vgl. Kap. 6.2.1). Er berichtet darüber hinaus von Angriffen auf die Stadt, die zu Land geführt worden sind, was einen zumindest partiellen Anschluss der Insel an die Deltaebene voraussetzt.

### 7.3.3.2 Der potenzielle Südhafen

Die Befunde der Bohrung OIN 49 schließen aus, dass die von MURRAY (1982: 43 ff.) als Hafen mit einem „red earth pier“ bezeichnete Bucht im Süden der Insel Triardo als solcher genutzt worden ist. Bis auf eine kurze Phase um 3000 BC war die Entwicklung im Innern der Bucht von der außerhalb getrennt und es etablierten sich limnische Verhältnisse, vermutlich gespeist durch eine Karstquelle. Über die Gründe, warum die Einwohner die Bucht mit Hilfe der Mauer ins Stadtgebiet integriert haben, kann nur spekuliert werden: (i) die Karstquelle diente zur Wasserversorgung, was angesichts zweier riesiger Einsturzdolinen, die als Reservoir genutzt worden sind, nicht unbedingt zwingend notwendig erscheint; (ii) Die Mauer wurde durch die Niederung gebaut, um den längeren Weg entlang der Innenseite der Bucht zu vermeiden. Auch dies scheint bei der Gesamtlänge der Maueranlage nicht unbedingt eine

zwingend erforderliche Maßnahme; (iii) Außerhalb der Bucht lag eine günstige Anlegestelle und die Mauer sorgte für einen kurzen Weg ins sichere Stadtgebiet. Der von Murray beschriebene „red earth pier“ (Abb. 61 b) ist vermutlich ein erst später durch Bauern oder Hirten aufgeschütteter Weg aus Bodensediment, der es erlaubte durch das sumpfige Gelände zu gelangen. Der Weg geht in eine vermutlich antike Straße über, die auf die Nordseite der Insel, genauer gesagt zum Nordhafen führt und auch heute noch zu den einfachsten Möglichkeiten zählt, um von einer Seite der Insel auf die andere zu kommen.

### 7.3.3.3 Der Südosten der Trikardos

Die Frage, ob Oiniadai neben dem Nordhafen noch über einen Flusshafen verfügt hat, ist in der Literatur fortwährend diskutiert worden. Es gibt verschiedene Hinweise aus der antiken Literatur, die dafür sprechen, dass es einen Flusshafen gab, zum Beispiel wenn *Thukydides* (III, 7,4) von einem Angriff der Athener berichtet, die dafür in den Acheloos einfahren. Die wichtigste Stelle in diesem Zusammenhang findet sich bei *Polybios* (IV 65, 2-9, vgl. Kap. 6.2.1), wo berichtet wird, dass Philipp V. von Makedonien Baumaterial für die Erweiterung der Wehranlagen Oiniadais aus der von ihm eingenommenen Stadt Paianion über den Acheloos zur Stadt transportieren ließ. Dies erscheint nur sinnvoll, wenn es die Möglichkeit gibt, das Baumaterial entweder direkt in einem Hafen im Stadtgebiet zu löschen oder wenigstens in direkter Nähe der Stadt an einer geeigneten Anlegestelle.

*Polybios* (IV 65, 9) berichtet darüber hinaus: „In Rücksicht hierauf befestigte er [Philipp] die Burg, zunächst für sich, ebenso durch einen eigenen Mauerring den Hafen und die Werften, um schließlich beide Anlagen miteinander zu verbinden, wozu er sich des Baumaterials aus Paianion bediente.“ Ausgehend von dieser Stelle weisen LEAKE (1835: 568 ff.) und HEUZEY (1860: 455 ff.) darauf hin, dass die Schiffshäuser (Werften) schon vor der Zeit Philipps in die Stadtmaueranlage integriert gewesen seien und in *Polybios*' Text somit nicht der Nordhafen gemeint sein könne, sondern ein weiterer Hafen am Acheloos. Diese Sichtweise teilen u.a. OBERHUMMER (1887: 245), BURSIAAN (1862: 122) und PHILIPPSON (1958: 403). Andere, wie LEHMANN-HARTLEBEN (1923: 110 ff.) und KIRSTEN (1937: 2207), lehnen sie ab. LEAKE (1835: 568) vermutet, dass die zusätzliche Hafenanlage im Südosten der Insel, in der Nähe der Kirche Panaghlúa (heute: Παναγία: Panaghia, vgl. Skizze LEAKE 1835: 562, Abb. 25, Kap. 6.2.1).

Die hier vorgestellten Ergebnisse sind dazu geeignet, die Annahme von Leake und Heuzey zu stützen. Die Existenz eines Hafenplatzes im Helladikum, im Südosten Trikardos am sumpfigen Ufer einer Lagune, bedeutet natürlich nicht automatisch, dass auch in der klassischen und hellenistischen Epoche dort einen Hafen war. Die Funde von Keramik aus der römischen bis byzantinischen Epoche im Bereich des ehemaligen Inselvorsprungs (OIN 64-69) legen jedoch die Vermutung nahe, dass eine Siedlungs- und wahrscheinlich auch Nutzungskontinuität geherrscht hat.



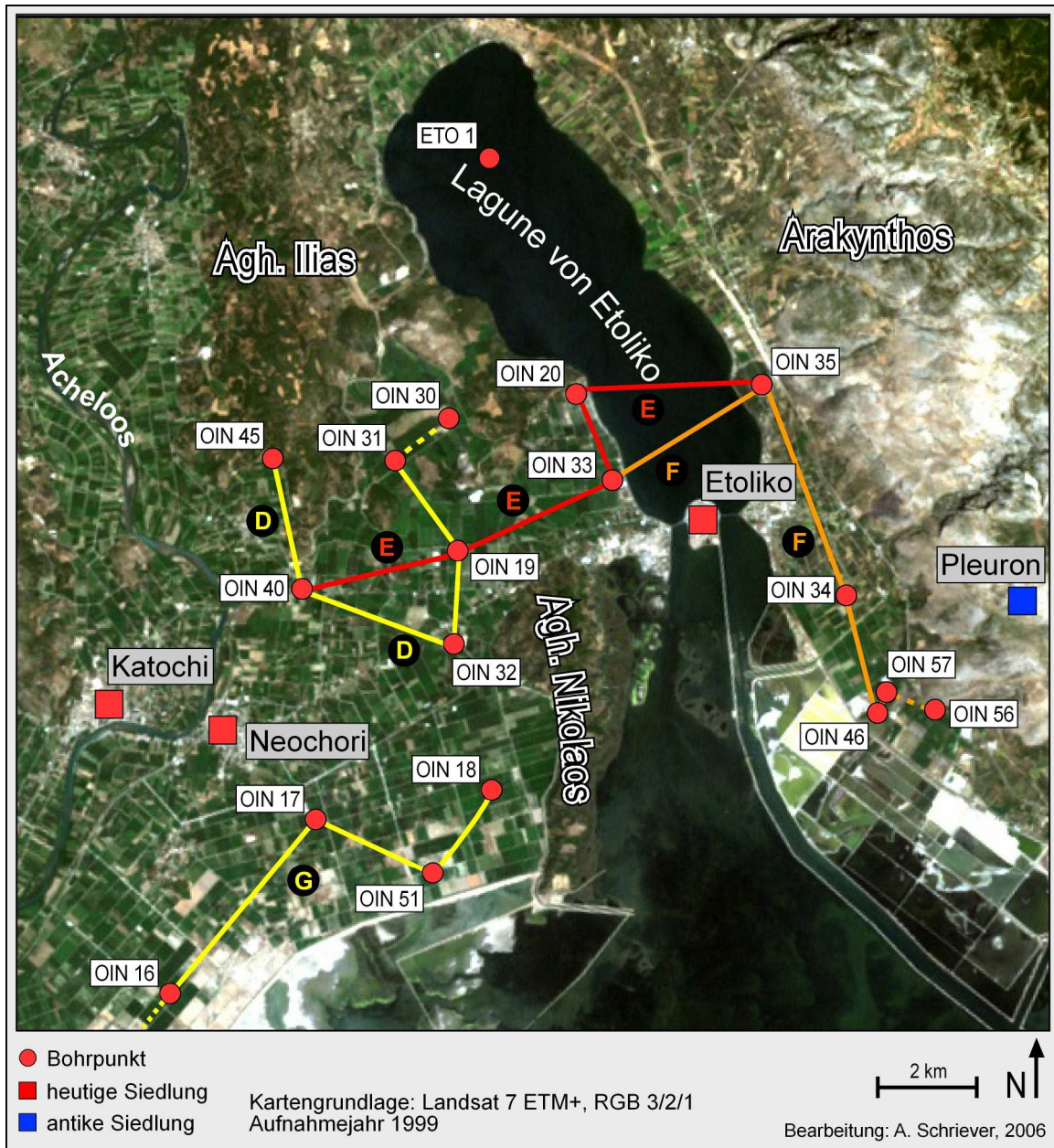
Nicht eindeutig zu beantworten ist die Frage, ob es sich stets um einen hauptsächlich oder ausschließlich über den Acheloos zu erreichenden Hafen gehandelt hat, oder ob in der Frühzeit seiner Existenz (Helladikum bis Klassik?) der Zugang über die Lagune südlich Tri kardos erfolgte. Die in den ERT-Transekten nachgewiesenen Flussrinnen erlauben es davon auszugehen, dass dieser Bereich zu jeder Zeit durch den Fluss erreichbar war. Die Differenzierung, ob es sich um einen reinen Flusshafen oder nicht gehandelt hat, ist durch unsere Daten allerdings nicht zu leisten. In der römischen bis byzantinischen Epoche kann es sich allerdings nur um einen Flusshafen gehandelt haben, da die Verlandung der Lagune im Süden der Insel bereits zu weit fortgeschritten war (vgl. VÖTT 2007b).

Neben diesen wichtigen Erkenntnissen zur Meeres- und Flusssanbindung Oiniadais offenbaren die Untersuchungen noch weitere Aspekte, die im Kontext der antiken Überlieferungen von Bedeutung sind. Da die Ergebnisse belegen, dass in der Zeit von 500 BC bis zur Zeitenwende die Südwestseite und Teile der Nordseite Oiniadais von einer Lagune umgeben waren, ist es sehr wahrscheinlich, dass die von z.B. *Thukydides* (vgl. Kap. 6.2.1) beschriebenen Angriffe zu Land nur über die Ostseite erfolgen konnten. In diesem Gebiet existierten zwar Flussläufe, die aber im Sommer vermutlich nicht sehr viel Wasser führten und erst im Winter die so oft beschriebene Unzugänglichkeit der Stadt gewährleisteten.

Zusammenfassend zeigen die hier vorgestellten Daten, warum die strategische Bedeutung und die Unzugänglichkeit der Stadt in den Überlieferungen sehr häufig erwähnt werden. Oiniadai hatte (i) eine (Kriegs-) Hafenanlage mit Werften, die über eine Lagune mit dem Meer verbunden war, in der zu navigieren den Einheimischen vermutlich leichter gefallen ist als Feinden. (ii) Diese Hafenanlage wurde über die Nordseite der Insel mit Flusswasser aus dem Acheloos versorgt und vermutlich freigehalten. Ob diese Versorgung einen natürlichen oder künstlichen Ursprung hatte, kann nicht geklärt werden, ebenso wenig wie die Frage, ob der Nordhafen über diesen Weg mit Schiffen zu erreichen war. (iii) An der Ostseite der Insel gab es seit dem Helladikum an einem Inselvorsprung eine Hafensituation, die vermutlich in der Frühzeit über eine Lagune und über den Acheloos und später nur über den Acheloos erreichbar war. Auch hier muss die Frage, ob die Häfen über den Wasserweg entlang der Nordostflanke der Insel miteinander in Verbindung standen, leider unbeantwortet bleiben.

#### **7.4 Entwicklung der Deltaebene im Bereich der Lagune von Etoliko**

Die Lagune von Etoliko liegt im Nordosten der Acheloos-Deltaebene (zur Genese und zum geologischen Aufbau des Umfelds siehe Kap. 3.2 und 3.3). Je nach Sichtweise kann man sie



**Abb. 65: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transecte im Bereich der Lagune von Etoliko**  
(nordöstliches Acheloos-Delta, Ausschnittvergrößerung aus der Abb. 29, Kap. 7.1)

Kartengrundlage: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, Aufnahmejahr 1999, Bearbeitung: A. Schriever

auch als Verlängerung der Lagune von Mesolongi betrachten. Letztere schließt sich südlich der auf Inseln liegenden Stadt Etoliko an und ist somit der Lagune von Etoliko vorgelagert. Zahlreiche im Satellitenbild erkennbare Altarme des Acheloos gliedern die Niederungsbereiche westlich und östlich der Lagune, wobei die Bereiche östlich eher dem nördlichen Abschnitt der Lagune von Mesolongi zuzuordnen sind (vgl. Abb. 2, Kap. 3.1 und Abb. 6, Kap. 3.3). Der westlich gelegene Teil der Niederung wird durch die Höhenzüge Aghios Ilias und Aghios Nikolaos von den Lagunen getrennt. Dieses linksseitig des Acheloos gelegene Gebiet ist in der Antike als Paracheloitis bezeichnet und galt als besonders fruchtbar. Zwischen den beiden Höhenzügen bleibt nur eine ca. 1,5 km breite Lücke, durch die der Acheloos

nach Osten fließen konnte, was schon aus den Befunden aus den Satellitenbildern deutlich wird.

#### 7.4.1 Geomorphologisch-sedimentologische Befunde der terrestrischen Bohrungen

Die Resultate der Profile im weiteren Umfeld der Lagune von Etoliko sollen zusammen mit den Ergebnissen der Lagunenbohrung ETO 1b dazu beitragen, die Genese der Lagune und der Niederung sowie die Einflussnahme des Acheloos auf diesen Teil der Deltaebene zu klären. Dazu werden der 14 Profile in vier Transekten (D – G) vorgestellt (Abb. 65).

##### 7.4.1.1 Transekt D

Das erste der vier vorgestellten Transekte ist das Transekt D. Es besteht aus den Bohrungen OIN 45, 40, 32, 19 und 31 (Abb. 65, 66). Es verläuft von der Südwestflanke des Aghios Ilias-Höhenzugs (OIN 45) nach Südosten zur Nordwestseite des Aghios Nikolaos-Höhenzuges (OIN 32), und von dort wieder nach Norden auf die Ostseite des Agios Ilias-Höhenzuges (OIN 31).

OIN 45 (N38°26,583', E21°16,933') wurde unweit des kleinen Dörfchens Mastro an der Südwestflanke des Höhenzugs Aghios Ilias aus 5,93 m ü. M. abgeteuft. Er wurde eine Tiefe von 18,00 m u. GOF. erreicht (entspricht 12,07 m u. M.).

Die Basis von 12,07 bis 10,07 m u. M. bildet ein fleischfärblich-weißlich-grau laminiertes, mittel toniger Schluff, in den immer wieder bis zu 8 cm mächtige, feinsandhaltige Bänder eingelagert sind. Auffällig ist die aufgelockerte („mousse“-artige) Konsistenz des Sediments, die von (Gas-)Bläschenbildung durch Druckentlastung herrührt. Die geochemische Analyse weist eindeutig auf ein Süßwassermilieu als Ablagerungsraum hin (sehr niedrige Leitfähigkeitswerte, sehr niedrige Na<sup>+</sup>-Konzentration, hohes K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup>-Verhältniss, relativ niedriger pH-Wert, Abb. A 45 b). Es handelt sich um ein Sediment eines Flankensees, in den immer wieder Sand eingetragen wird, als Folge periodischer oder episodischer Hochflutereignisse des Acheloos<sup>43</sup>.

Das Profil setzt sich mit einer stark schluffigen Feinsandlage zwischen 10,07 m u. M. und 9,77 m u. M. fort. Da in das Sediment auch feine Bändchen aus mittel tonigem Schluff eingeschaltet sind, kann man es als Fortsetzung der eben beschriebenen Ablagerungen charakterisieren, nur das der Flusseintrag einen größeren Stellenwert einnimmt. Dies wird durch die geochemischen Analyseergebnisse gestützt, die nur sehr kleine Schwankungen zeigen. Es bleibt also bei einer vorwiegend limnisch geprägten Sedimentation mit fluvialen Einflüssen.

---

<sup>43</sup> Ein anderer, vielleicht kleinerer, lokaler Fluss/Bach kommt als Quelle des Sandeintrags nicht in Frage, da es sich bei dem Aghios Ilias-Höhenzug um einen aus triassischer Kalkbrekzie aufgebauten und von Gipsen durchsetzten und unterlagerten Gesteinskörper handelt, der sehr stark verkarstet ist (vgl. Abb. 6, Kap. 3.3).

Dies setzt sich nach oben hin fort. Während zwischen 9,77 und 9,00 nochmals weißlich-grau laminiertes, mittel toniger Schluff dominiert und ruhigere Sedimentationsbedingungen dokumentiert, setzt ab 9,00 m u. M. wieder vermehrt die Sedimentation von sandigen Formationen ein. Sie reichen bis 5,71 m u. M. und zeichnen sich durch Wechsellagerungen mit immer wieder in verschiedenen Mächtigkeiten vorkommenden Schluffbändern aus. Nach oben nimmt die Menge an makroskopisch sichtbaren Pflanzenresten zu, was sich durch einen steigenden Orthophosphatgehalt und, aufgrund der Huminsäuren, steigenden Leitfähigkeitswert bestätigt (Abb. A 45 b).

Ab 5,71 m u. M. bis 4,92 m u. M. schließt sich wieder deutlich schluffigeres Material an, das aber bereits durch einen sehr hohen Anteil organischer Reste auffällt. Dementsprechend wechselt die Farbe von einem Grau zu einem grünlichen Dunkelgrau. In den Resten pflanzlichen Materials lassen sich Fragmente von Schilf (*Phragmites australis*) erkennen. Die geochemischen Parameter zeigen den Fortgang der oben skizzierten Entwicklung an (weiter steigende Leitfähigkeitswerte, sinkender pH-Wert, steigender Gehalt an Orthophosphat und organischer Substanz). Das Sediment ist einer beginnenden Verlandungsphase zuzuordnen.

Es wird ab 4,92 bis 4,29 m u. M. von einer Torflage abgelöst, die zu großen Teilen aus Schilftorf besteht. Im oberen Bereich weist der Torf Kalkmudden-artige Abschnitte auf. Der Torf wurde bewusst nicht datiert, da er nicht in einen direkten Zusammenhang mit dem Meeresspiegel zu stellen ist und über die Alterbestimmung der Sumpffphase keine weiteren Erkenntnisse in Zusammenhang mit der Deltaentwicklung zu erwarten waren.

Die semiterrestrische Sumpf-Fazies wird wieder von hellgrauem, mittel bis stark tonigem Schluff überlagert, der sich bis 2,20 m u. M. fortsetzt. Sie belegen eine kurzzeitige Wasserstandsveränderung des Sees nach der Sumpffphase. Nach oben hin treten erste Hydromorphiemerkmale wie Rostflecken und Eisen- und Mangankonkretionen auf. Sie zeigen, dass die Wasserbedeckung nicht sehr groß gewesen sein kann, sondern es sich um einen langsam austrocknenden See gehandelt hat.

Ab 2,20 m u. M. nehmen die Zeichen der Verlandung deutlich zu und das Sediment geht langsam in einen klassischen Hochflutlehm über, der das Profil abschließt (Abb. 66).

Das Transekt wird mit der Bohrung OIN 40 (N38°25,400', E21°17,500') fortgesetzt, die etwa 2 km süd-südwestlich aus 3,91 m ü. M. abgeteuft wurde und eine Tiefe von 14,00 m u. GOF. (entspricht 10,09 m u. M., Abb. 66) erreicht.

OIN 40 beginnt zwischen 10,09 und 9,82 m u. M. mit einem Sediment bestehend aus schluffigen Mittel- und Feinsanden. Es enthält Fragmente von Mollusken, die aufgrund ihres Schalenbaus auf die Herkunft aus einem Süßwassermilieu hindeuten. Dies wird durch die Ergebnisse der geochemischen Analysen gestützt, vor allem durch die sehr niedrigen elektrischen Leitfähigkeitswerte bei gleichzeitig hoher Konzentration von  $K^+$  (Abb. A 40 b).

Das Profil wird von 9,82 bis 5,58 m u. M. mit einem sehr heterogenen Sedimentkomplex fortgesetzt. Stark schluffiger Feinsand wechselt mit tonigem Schluff ab. Es sind immer wieder Lagen reich an organischer Substanz sowie reine Sandlinsen eingelagert. Während die Fein-

sandabschnitte grau sind, tritt bei dem tonigen Schluff meist eine grünlich-graue Färbung hervor, die zum Teil fleischfarben laminiert ist. In den letztgenannten Bereichen finden sich sehr zahlreiche, zum Teil schilllagenähnliche Ansammlungen mariner Fossilfragmente und kompletter Individuen (u.a. *Cerastoderma glaucum*, *Dosinia exoleta*, *Tellina* sp., *Cerithium* sp., *Pirenella* sp.). Die geochemischen Analyseergebnisse weisen starke Schwankungen auf, aber sind in ihrer Tendenz eindeutig. Die Leitfähigkeitswerte sind erhöht und auch andere Parameter, wie das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis, zeigen wechselnde Bedingungen im Sedimentationsmilieu an. Insgesamt wird deutlich, dass es sich um Ablagerungen im Prodelta-Bereich handelt (Abb. A 40 b). Phasen stärkerer Sedimentation wechseln mit ruhigeren ab. Während der ruhigeren Phasen können sich stabile arten- und individuenreiche Brackwasser-Faunengesellschaften etablieren. Da nie reine Sandpakete abgelagert wurden, lag der Punkt während der Ablagerung dieses Sedimentkomplexes immer im distalen Bereich des Deltadurchgangs, in dem sich Prodelta- und Washover-Sedimente mit Lagunen bzw. interdistributary bay-Sedimenten abwechseln. Die Datierung eines marinen Gastropoden (*Bittium reticulatum*) ergab für die oberste Schicht tonigen Schluffs in 5,58 m u. M. ein Alter von 4789 – 4693 cal BC (Tab. 10).

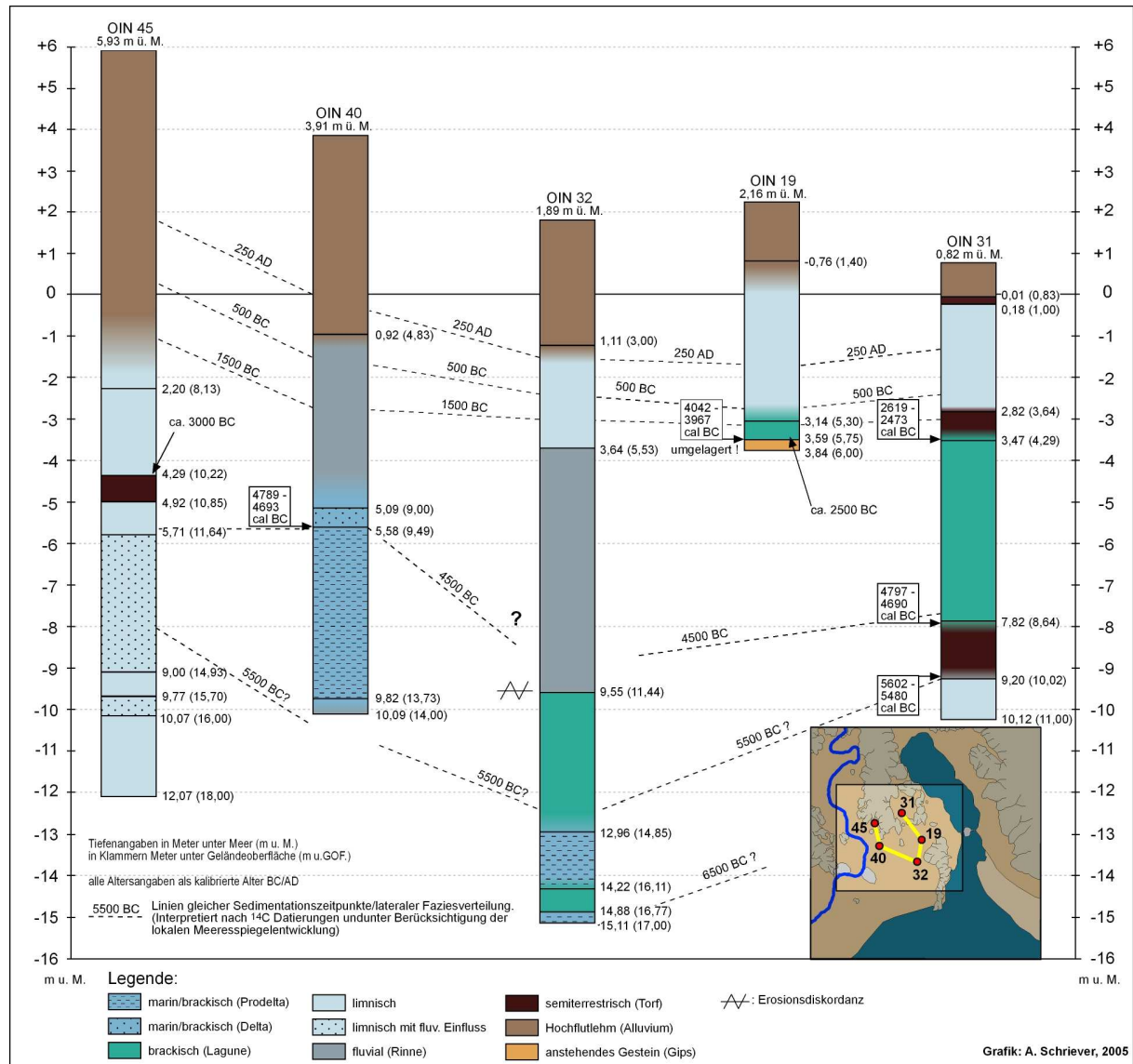


Abb. 66: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts D

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever, 2005)

Dies lässt auf eine Ablagerung in sehr seichtem Wasser schließen, da der Meeresspiegel um diese Zeit ungefähr in diesem Niveau (bzw. sogar leicht darunter) bewegt hat.

Von 5,59 bis 0,92 m u. M. folgt ein Sediment, das vorwiegend aus Mittel- und Grobsand besteht. Im unteren Bereich bis 5,09 m u. M. findet sich noch ein Fragment von *Cerastoderma glaucum*, so dass der untere Bereich der Sandschüttungen noch als Deltaschüttung aufgefasst werden kann, wobei der Übergang zur rein fluvialen Sedimentation als fließend zu bezeichnen ist.

Probenname.	Tiefe (m u. GOF.)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	$1\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 19/19M	5,73	3,57	Mollusken	UTC 12326	0,1	5592+/-37	4042 - 3967 cal BC
OIN 31/9+PR	4,27	3,45	Torf	UTC 13200	-26,3	4042+/-43	2619 - 2473 cal BC
OIN 31/14+PR	8,63	7,81	Torf	UTC 13201	-27,8	5874+/-49	4797 - 4690 cal BC
OIN 31/16+PR	9,92	9,10	Torf	UTC 13202	-29,0	6580+/-46	5602 - 5480 cal BC
OIN 40/18M	9,49	5,58	Mollusken	UTC 13214	-6,1	6252+/-46	4789 - 4693 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt D  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

Tab. 10: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt D

Ab 5,09 m u. M. bis 2,36 m u. M. findet sich Mittelsand, der nahezu fossilfrei ist. Das Sediment ist zum Teil durch Grundwasser aus der Bohrsonde herausgespült worden, was auf das fehlende Bindemittel in Form von Ton und Schluff zurückzuführen ist. Es kann sich bei diesem Sand nur um die Sande eines Acheloos-Arms handeln.

Ab 2,36 bis 0,92 m u. M. nimmt zunächst der Anteil an Feinsand und nach oben hin der Anteil an Schluff langsam zu. Das Sediment entspricht der immer feiner werdenden Abfolge an einem Gleithang und geht ab 0,92 m u. M. bis zur Profilloberkante in typische Hochflutablagerungen über (Abb. 66).

Im Profil OIN 40 finden sich eindeutig Sande einer fluvialen Sedimentation, die nur dem Acheloos bzw. einem Arm des Flusses zuzuordnen sind. Falls aus dem angrenzenden Höhenzug von Aghios Ilias im Holozän ein Bach ausgetreten ist, kann er unmöglich die Größe erreicht haben, die für eine solche Sedimentation erforderlich ist.

Das Transekt setzt sich mit der Bohrung OIN 32 (N38°25,117', E21°18,750') fort. Sie liegt etwa 3 km südöstlich an der Westseite des Aghios Nikolaos-Höhenzugs. Das Profil beginnt in 1,89 m ü. M. und reicht bis in eine Tiefe von 17,00 m u. GOF. (entspricht 15,11 m u. M.).

Das Profil beginnt bei 15,11 m u. M mit einer Wechsellagerung aus grauem Feinsand und mittel tonigem Schluff, die Reste von mariner Fauna und organischem Material enthält. Es handelt sich um Prodeltasedimente. Die Schicht reicht bis 14,88 m u. M. und wird von einem mittel tonigen Schluff abgelöst, der von einer bräunlich grauen Färbung in eine fleischfärblich-weißlich graue Laminierung übergeht. Er enthält zahlreiche marine Fossilfragmente (v.a. *Cerastoderma glaucum*, *Cerithium* sp. und *Bittium reticulatum*) und die geochemische Analyseergebnisse weisen das Sediment als Ablagerung einer (marin-) brackischen Fazies aus.

Nach dem bis 14,22 m u. M. reichenden Lagunensediment schließt sich bis 12,96 m u. M. erneut eine Wechsellagerung zwischen sandigen Partien (Fein- und Mittelsand) und mittel tonigem Schluff an, die in Aufbau und Struktur dem Sediment an der Basis entspricht und ebenfalls als Ablagerung im Prodeltabereich anzusprechen ist. Eine größere Lage grau-bunten Mittelsands zwischen 13,80 und 13,56 m u. M. legt nahe, dass der Bohrpunkt auch zeitweise im Bereich der Deltafront gelegen hat, wobei die prodeltaischen Elemente in diesem Abschnitt eindeutig dominieren.

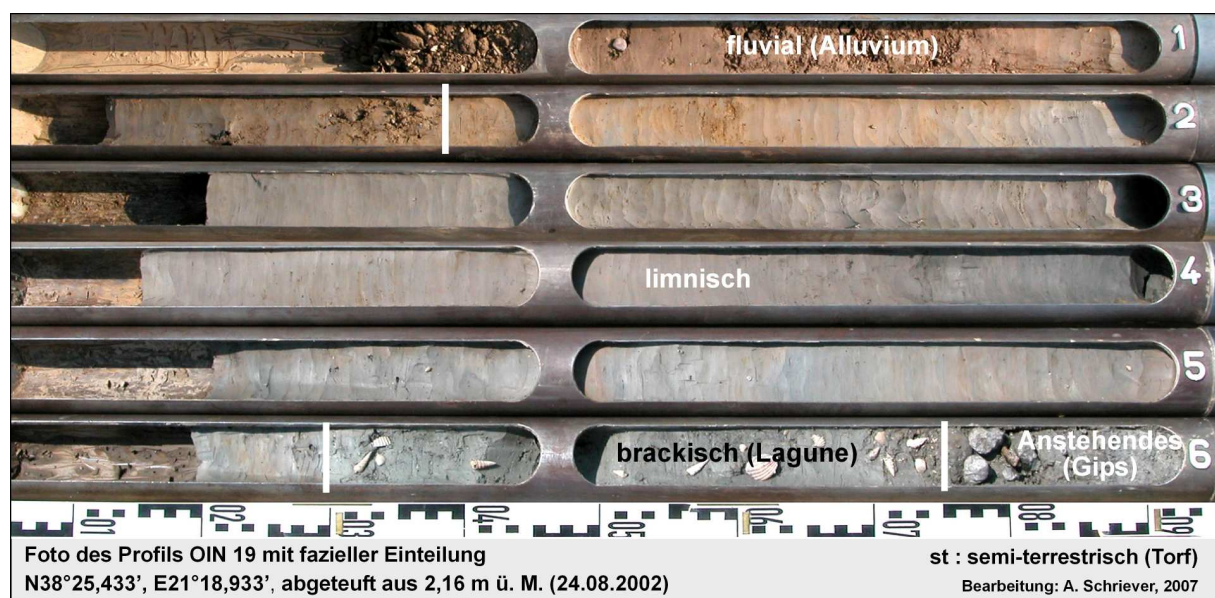
Oberhalb von 12,96 m u. M. folgt bis 9,55 m u. M. wieder grauer, mittel toniger Schluff, zum Teil grünlich-weißlich laminiert. Er enthält sehr viele Molluskenfragmente und komplette Individuen einer typischen Lagunenvergesellschaftung (*Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Dosinia exoleta*, *Cerithium* sp., *Bittium reticulatum*, *Pirenella* sp., *Cyclope neritea*). Die geochemischen Parameter bestätigen das Bild und weisen auf leicht schwankende ökologische Bedingungen hin (schwankende Salinität, Abb. A 32 b).

Mit einer scharfen stratigraphischen Grenze folgt nach oben hin grau-bunter Mittelsand, der bis auf den obersten Abschnitt makrofossilleer ist. Der abrupte Wechsel in den Sedimentationsbedingungen spricht dafür, dass es sich bei der Grenze um eine Erosionsdiskordanz handelt. Ehemals abgelagertes Sediment ist vermutlich durch fluviale Erosion ausgeräumt (Prallhangsituation am Aghios Nikolaos-Höhenzug bei entsprechend tieferem Meeresspiegel) und durch die vorliegenden Rinnensedimente ersetzt worden. Das Fehlen von Makrofossilien spricht für eine hohe Fließgeschwindigkeit. Ab 3,76 m u. M. geht der gut sortierte Mittelsand in eine Wechsellagerung mit mittel tonigem Schluff über, in dem sich marine Molluskenfragmente finden über.

Überlagert wird dieser Abschnitt grünlich grauem, mittel tonigem Schluff, der Fragmente von Süßwassergastropoden enthält. Es sind zum Teil torfähnliche Anreicherungen organischen Materials eingeschaltet und die geochemischen Ergebnisse sprechen eindeutig für die Ablagerung unter limnischen Verhältnissen. Es handelt sich um das Sediment eines typischen Flankensees nach Durchgang des Deltas und zeigt nach oben hin Anzeichen einer fortschreitenden Verlandung. Ab 1,11 m u. M. geht das Sediment in eine Hochflutablagerung über.

Das Profil zeigt exemplarisch den Deltadurchgang mit anschließender Entwicklung eines Flankensees. Wie in Profil 45 kann auch hier nur der Acheloos für die Akkumulation des fluvialen Sands verantwortlich sein (Abb. 66).

Es folgt das Profil OIN 19 (N38°25,433', E21°18,933'), das ca. 1,8 km nördlich, in der Lücke zwischen den Höhenzügen Aghios Ilias im Norden und Aghios Nikolaos im Süden, aus einer Höhe von 2,16 m ü. M. abgeteuft wurde. Die erreichte Tiefe betrug nur 6,00 m u. GOF. (entspricht 3,84 m u. M.), da bereits ab 5,75 m u. GOF. in Zersatzmaterial des anstehenden Gesteins (Gips) gebohrt worden ist. Dementsprechend wird die Basis des Profils von bohrerfüllenden Gipsbruchstücken gebildet (Abb. 67).



**Abb. 67: Foto des Profils OIN 19 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)



Es schließt sich bis 3,14 m u. M. ein grünlich grauer, mittel toniger Schluff an, der zahlreiche marine Fossilfragmente bis hin zu schilllagenähnlichen Anreicherungen enthält. Das Sediment kann, unterstützt durch die Ergebnisse der geochemischen Analysen, als Lagunenablagerung bezeichnet werden. Die Datierung einer Einzelklappe von *Acanthocardia* sp. in 3,57 m u. M. ergab ein Alter von 4042 – 3967 cal BC (Tab. 10), was eindeutig für eine Umlagerung der Klappe spricht, da der rekonstruierte Meeresspiegel zu dieser Zeit etwa 3 m tiefer, bei ca. 6,50 m unter heutigem Niveau lag. Das Alter der lagunären Ablagerungen lässt sich indirekt, ausweislich einer Datierung aus dem im Transekt folgenden Profil OIN 31, auf etwa 2500 cal BC bestimmen. Es handelt sich um eine lagunäre Transgression auf anstehendes Gestein.

Ab 3,14 m u. M. geht das Sediment in einen stark tonigen Schluff bis stark schluffigen Ton über, der hellgrau gefärbt ist. Die Färbung wird nach oben hin dunkler und es treten Pflanzenreste sowie Kalk-, Mangan- und Eisenkonkretionen auf, als eindeutige Anzeiger einer langsamen Verlandung eines flachen Gewässers. Dies wird durch die Ergebnisse der Geochemie gestützt. Spätestens mit Einsetzen eines Hochflutlehms ab 0,76 m ü. M. ist der Verlandungsprozess abgeschlossen, wobei die limnischen Ablagerungen ab 0,33 m ü. M. eher einer overbank marsh entsprechen als einem flachen See.

Das Transekt wird durch das Profil OIN 31 (N38°26,617', E21°18,133') abgeschlossen. Es wurde ca. 2 km nordwestlich von OIN 19 auf der Ostseite des Aghios Ilias Höhenzugs abgeteuft und erreichte bei einer Ausgangshöhe von 0,89 m ü. M. eine Tiefe von 11,00 m u. GOF. (entspricht 10,12 m u. M.).

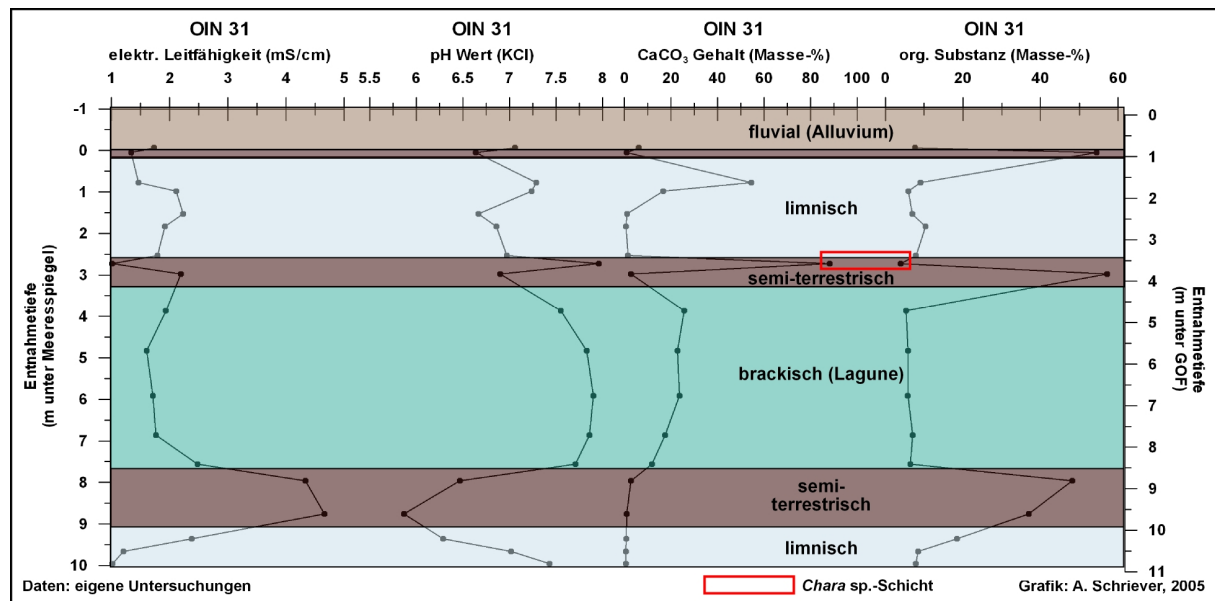
Das Profil beginnt mit grünlich braunem mittel tonigen Schluff, der von der Basis bis 9,20 m u. M. reicht. Im oberen Bereich sind zahlreiche Reste von Schilf (*Phragmites australis*) eingelagert, die das Sediment eindeutig als eine limnische Fazies, einen sumpfigen See identifizieren. Dies wird durch die mikrofaunistische Analyse bestätigt, die limnische Verhältnisse mit schlechten ökologischen Bedingungen konstatiert.

Ab 9,20 m u. M. bis 7,82 m u. M. schließt sich ein Torf an, der vor allem aus *Phragmites australis*-Resten besteht, der aber auch Holzfragmente und Süßwassergastropodenfragmente enthält. Die Radiokohlenstoffdatierung der Torfbasis bei 9,10 m u. M. ergab ein Alter von 5602 – 5480 cal BC (Tab. 10). Das Alter der Torfoberkante liegt bei 4797 – 4690 cal BC (Tab. 10). Da es sich um einen küstennahen Torf handelt, wie die Mikrofaunaanalyse belegt, sind die Alter zur Ableitung der Meeresspiegelkurve herangezogen worden.

Der Torf wird nach oben sehr markant durch eine Schilllage aus marinen Molluskenfragmenten begrenzt, die die Basis einer mächtigen, aus grauem bis hellgrauem, mittel tonigen Schluff bestehenden Ablagerung bildet. Die Schicht reicht von 7,82 m u. M. bis 3,47 m u. M. und ist sehr homogen. Sie enthält zahlreiche marine Molluskenfragmente und komplette Individuen eines vielfältigen Artenspektrums (*Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Dosinia*

*exoleta*, *Cyclope neritea*, *Pirenella* sp.). Die Mikrofaunaanalyse weist das Sediment eindeutig als Ablagerung eines brackischen Milieus aus, da bei den Ostracoden *Cyprideis torosa* dominiert und die Gastropode *Hydrobia* sp. als eindeutiger Süßwasserzeiger vorkommt. Die ökologischen Bedingungen sind zumindest an der Basis des Sediments für die Mikrofauna schlecht, wobei der Grund dafür im Unklaren bleibt. Nach oben hin stabilisieren sie sich und das vermehrte Auftreten von *Hydrobia* sp. macht die Nähe zu einer Flussmündung und damit wachsendem Süßwassereinfluss deutlich. Dieses Ergebnis wird durch die Daten der geochemischen Analyse, abnehmende Leitfähigkeit, zunehmende  $K^+$ -Konzentration, bestätigt (Abb. 68).

Bei 3,47 m u. M. wird der Schluff wieder durch einen Torf abgelöst. Es handelt sich erneut um einen Torf, der hauptsächlich aus *Phragmites australis*-Resten besteht und teilweise schilllagenähnliche Anreicherungen von Süßwassergastropodenfragmenten enthält. Eine Datierung an der Basis dieses Torfs in 3,45 m u. M. ergab ein Alter von 2619 – 2473 cal BC (Tab. 10), das ebenfalls in die Erstellung der Meeresspiegelkurve eingeflossen ist (vgl. Abb. 23, Kap. 6.1.3). In den Torf ist zwischen 2,82 und 2,67 m u. M. eine auffällige Grobmaterialschicht eingelagert, die aus Sand verschiedener Fraktionen sowie Schluff- und Tonanteilen aufgebaut ist. Sie riecht stark nach  $H_2S$  und es sind Fragmente von Süßwassergastropoden zu erkennen. Eine natürliche Ablagerung eines solchen Sediments ist in dieser topographisch-/stratigraphischen Situation schwer erklären, denn es fehlen in direkter Umgebung die Hänge, von denen Material dieser Zusammensetzung hätte abgeschwemmt werden können. Darüber hinaus zeichnet sich das umliegende Gestein durch extreme Verkarstung aus, was einen oberflächlichen Abtrag dieser Art nahezu ausschließt. Die innere Struktur des Sediments schließt eine fluviale Genese aus. Es handelt sich stattdessen um ein Gyttyja-artiges Substrat. Die Mikrofaunaanalyse zeigt eindeutig limnisches Milieu mit guten ökologischen Bedingungen, die zu einem massenhaften Auftreten biogenen Materials, wie beispielsweise verkalkte *Chara* sp.-Röhrchen (ergeben den „sandigen“ Eindruck), geführt haben. Die Daten werden durch die geochemischen Analysen gestützt, die einen Calciumkarbonatwert von 88,08 Masse-% ergaben, der nur auf die biogene Kalkproduktion zurückzuführen ist (Abb. 68).



**Abb. 68: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 31 mit fazieller Einteilung**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Nach einer erneuten Torfeinschaltung von 2,67 – 2,63 m u. M. setzt sich das Profil mit einem mittel tonigen Schluff fort, der bis 0,87 m u. M. hellgrau gefärbt ist und mit einer scharfen Grenze zu einer braungrauen Färbung wechselt. Sowohl die Ergebnisse der Mikrofaunaanalyse als auch die geochemischen Daten (z.B. Carbonatgehalt sehr gering, vgl. Abb. 68) weisen diesen Abschnitt als eindeutig limnisches Sediment aus, das im oberen Bereich starke Verlandungsanzeichen zeigt.

Nach einer weiteren, geringmächtigen Torfschicht zwischen 0,18 und 0,01 m u. M. wird das Profil durch einen Hochflutlehm abgeschlossen (Abb. 66).

#### 7.4.1.2 Transekt E

Das Transekt E verläuft von West nach Ost durch den Niederungsbereich westlich der Lagune von Etoliko und verbindet die beiden Ufer der Lagune. Es beginnt mit den bereits in Transekt D (s.o.) beschriebenen Profilen OIN 40 und 19 und setzt sich nach Osten mit dem Profil OIN 33 fort, knickt mit OIN 20 nach Norden ab und endet auf der gegenüber liegenden Ostseite der Lagune bei Profil OIN 35 (Abb. 65, Kap. 7.4).

Das Profil OIN 33 (N38°26,317', E21°20,383') wurde etwa 4 km nordöstlich von Profil OIN 19 in etwa 400 m Entfernung zum Westufer der Lagune von Etoliko abgeteuft (Abb. Transekte Ausschnitt Eto). Die Bohrung erfolgte aus 0,82 m ü. M. und es wurde eine Tiefe von 13,00 m u. GOF. erreicht (entspricht 12,18 m u. M.).

Die Profilbasis wird von 12,18 bis 11,83 m u. M. von einer Kieslage aus teilweise gut kantengerundeten, bis 4 cm großen Kiesen in einer Grobsandmatrix gebildet. Das Sediment weist mikromorphologisch die Spuren einer fluvialen oder litoralen Bearbeitung auf und es ist nicht abschließend zu klären, ob es sich über fluvial transportiertes Substrat oder litoral aufgearbeitetes Schwemmfächermaterial handelt.

Es wird von 11,83 bis 9,75 m u. M. schließt sich ein sehr heterogenes Sediment aus Fein- und Mittelsand sowie sandigem Schluff in Wechsellagerung an. Die Lagen sind unterschiedlich mächtig und die Farbe variiert zwischen grau und fleischfäblich-weiß laminiert. Es finden sich einige wenige marine Molluskenfragmente und Pflanzenreste. Die Mikrofossilanalyse ergab eine brackische Fazies (*Cyprideis torosa* am häufigsten vorhanden, Abb. A 33 d) mit schwankender Salinität. Dies wird durch stark schwankende Werte der geochemischen Parameter unterstützt. Es handelt sich um ein Prodeltasediment, das häufig wechselnde Sedimentationsverhältnisse widerspiegelt. Dieses Sediment ist einem Mündungsarm des Acheloos zuzuordnen, da lokale Gerinne nur aus stark verkarsteten Festgesteinskörpern stammen können und damit für die signifikanten Sandlagen nicht in Frage kommen.

Zwischen 9,75 und 9,48 m u. M. schließt sich ein schluffiger Sand an, der sehr viele marine Molluskenfragmente enthält. Die Mikrofaunaanalyse ergab ein marines Flachwassermilieu (Litoral/Sublitoral), das in der Nähe eine Flussmündung lag, da Brackwasserarten noch vorhanden sind (*Cyprideis torosa*), aber marine Arten (z.B. *Loxoconcha stellifera*) dominieren. Auch die geochemischen Kennwerte weisen auf stärker durch Salzwasser geprägte Verhältnisse hin, wie zum Beispiel der Anstieg der Leitfähigkeit und ein niedrigerer Wert beim  $K^+/Na^+$ -Verhältnis (Abb. A 33 b). Alle Daten weisen auf einen strandähnlichen Ablagerungsraum in mittelbarer Nähe zur Flussmündung hin.

Ab 9,48 bis 8,43 m u. M. dominiert wieder eine Wechsellagerung aus tonigem Schluff und vorwiegend Feinsand, eine typische Prodeltasedimentation. Auch hier variieren Schichtdicke und Farbe der einzelnen Komponenten und auch makroskopisch homogen wirkende Abschnitte weisen feine Laminierungen auf (mit Feinsand Laminae durchsetzter Schluff und umgekehrt). Die Mikrofauna zeigt eine marin-brackische Vergesellschaftung, in der marine Arten vorkommen (*Loxoconcha stellifera*, *Xestoleberis* sp.), aber brackische Vertreter (*Cyprideis torosa*, Ostracode; *Ammonia beccarii*, Foraminifere) dominieren. Dieser Befund wird durch die schwankenden geochemischen Ergebnisse, vor allem das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis gestützt, wobei niedrige Leitfähigkeitswerte für permanenten Süßwassereinfluss sprechen (Abb. A 33 b).

Zwischen 8,43 und 7,85 m u. M. lagert erneut schluffiger Feinsand, der sehr zahlreiche marine Molluskenfragmente und komplette Individuen sowie Pflanzenreste enthält. Die mikrofaunistischen Charakteristika entsprechen denen einer flachmarinen Fazies mit deutlich auftretenden brackischen Elementen. Dem entsprechen auch die geochemischen Befunde, die weiterhin stark schwankende Werte dokumentieren. Man kann von einem Strandbereich im Übergangsbereich zwischen Lagune und flacher Bucht sprechen. Die Datierung von Pflanzenresten aus 7,89 m u. M. ergab ein Alter von 2007 – 1783 cal BC (Tab. 11).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF.)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	$1\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 33/13+PR	6,43	5,61	Pflanzenrest	UTC 13203	-26,3	3422+/-41	1856 - 1641 cal BC
OIN 33/20+PR	8,71	7,89	Pflanzenrest	UTC 13204	-25,5	3569+/-39	2007 - 1783 cal BC
OIN 35/10+PR	5,62	5,54	Pflanzenrest	UTC 13205	-8,8	5716+/-46	4665 - 4462 cal BC
OIN 35/16M	8,65	8,57	Mollusken	UTC 13206	-0,2	7447+/-49	5992 - 5894 cal BC
OIN 35/23+PR	12,43	12,35	Torf	UTC 13207	-27,8	7330+/-50	6226 - 6092 cal BC
OIN 35/27M	13,83	13,75	Mollusken	UTC 13208	-2,2	8060+/-50	6618 - 6487 cal BC
Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt E Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv							

**Tab. 11: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt E**

Es schließt sich erneut ein durch Wechsellagerung von Schluff und Feinsand dominiertes Sediment an, dass alle bereits beschriebenen Eigenschaften einer Prodelta-Ablagerung aufweist. Im oberen Abschnitt, ab etwa 6,46 m u. M., dominiert Feinsand, was auf verstärkte Sedimentation hinweist und den eigentlichen Deltadurchgang ankündigt. Die Datierung eines Pflanzenrests in 5,61 m u. M. ergab den oberen Bereich dieses Sedimentabschnitts ein Alter von 1856 – 1641 cal BC (Tab. 11).

Zwischen 5,18 und 4,91 m u. M. folgt ein hellgrauer, stark toniger Schluff, mit auffällig vielen Pflanzenresten sowie Holzfragmenten, der in einem küsten-/ufernahen Sumpfbereich abgelagert wurde.

Oberhalb von 4,91 m u. M. setzt sich das Profil mit gut sortiertem, grauem bis graubuntem Fein- und Mittelsand fort, der zahlreiche marine Fossilien enthält. Er ist einer Deltaschüttung zuzuordnen, was durch die Mikrofaunaanalyse und die geochemischen Untersuchungen belegt wird. Ab 3,03 m u. M. dominiert Mittelsand und die Anzahl der makroskopisch und mikroskopisch sichtbaren Fossilfragmente lässt sehr stark nach, was den Übergang von einem deltaisichen, marin-brackischen zu einem rein fluvialen Ablagerungsraum belegt.

Von 2,33 m u. M. an setzt wieder die Sedimentation von vorwiegend tonig schluffigen Material ein, das mit schluffigen Feinsandlagen durchsetzt ist. Die mikrofaunistische Ausstattung ist nur sehr spärlich und zeigt noch einen gewissen Salinitätsgrad an. Die Wechsellagerung zwischen Feinsanden und Schluffen dokumentiert einen Wechsel zwischen bewegteren und stilleren Phasen, wie es zum Beispiel für eine periodisch überflutete Marschflächen typisch ist.

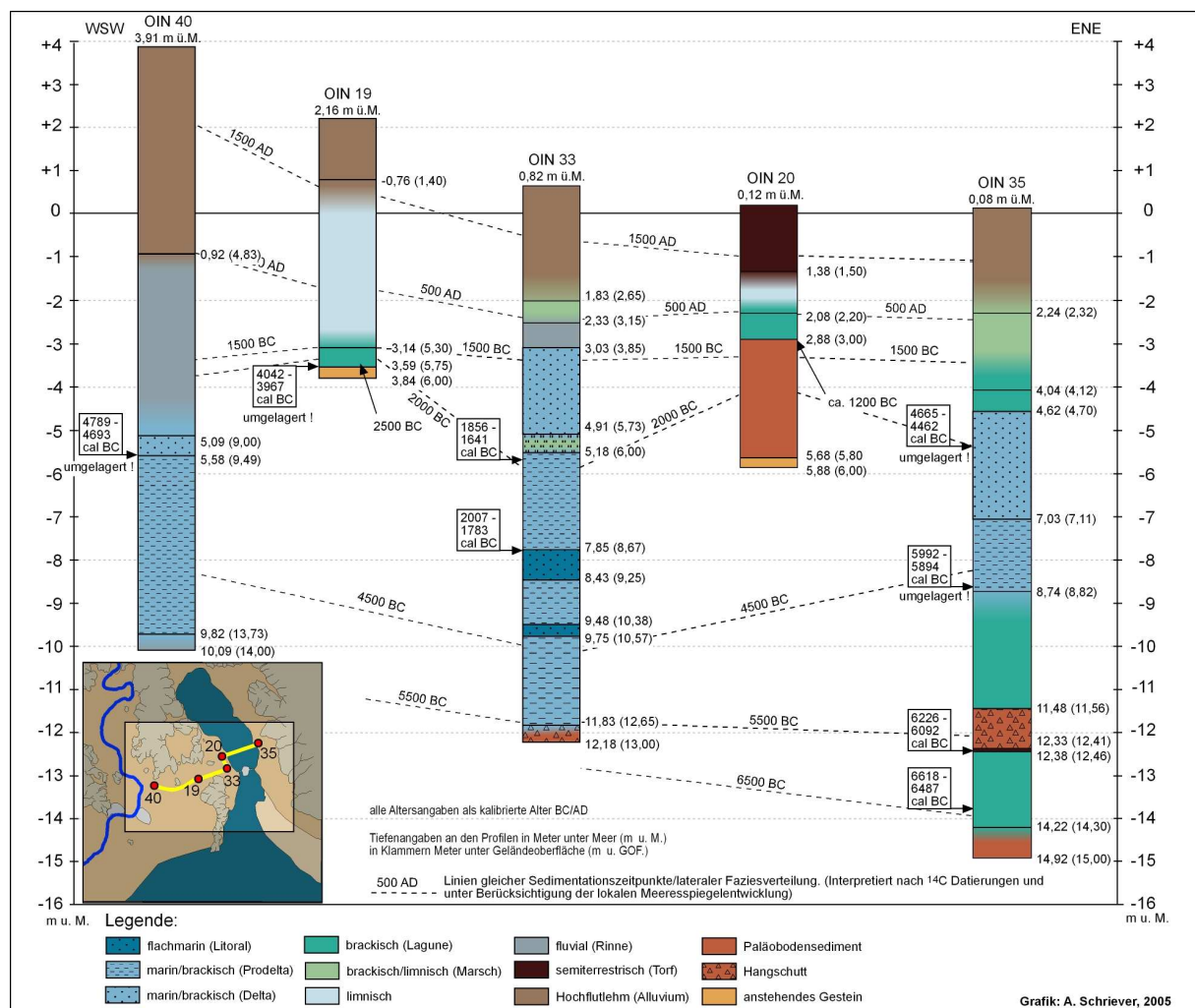
Es schließt sich eine Sedimentation mittel bis stark tonigen Schluffs an, die eindeutig einer Hochflutlehmablagerung zuzuordnen ist. Dabei spricht der gerade im obersten Abschnitt hohe Tonanteil für eine große Entfernung zum Fluss (Abb. 69).

Das Transekt E setzt sich mit der Bohrung OIN 20 (N38°27,200', E21°19,917') fort, die etwa 1,6 km nord-nordwestlich von OIN 33, nur etwa 100 m entfernt vom westlichen Ufer der Lagune abgeteuft worden ist. Bei einer Ausgangshöhe von 0,12 m ü. M. wurde eine Tiefe von 6,00 m u. GOF. erreicht (entspricht 5,88 m u. M.).

Die Basis des Profils bilden teilweise gut kantengerundete Kiese in einer Grobsandmatrix, die als Hangschutt oder Revma-Material zu bezeichnen sind. Sie reichen von 5,88 bis 5,68 m u. M.

Darüber schließt sich bis 2,88 m u. M. ein sehr heterogenes, dunkel rostfärbliches bis ockerfarbenes Sediment an. Bis 3,69 m u. M. dominieren Sande, die zum Teil carbonatisch verfestigt sind. Oberhalb von 3,69 m u. M. gehen die Sande in stark tonige Schluffe über, denen immer wieder gröberes Material, wie zum Beispiel Steine, beigemischt ist. Auffällig ist, dass das Sediment von etwa 3,80 m u. M. bis 2,88 m u. M. völlig entkalkt ist. Es handelt sich um ein Paläobodensediment, das von oben sekundär entkalkt worden ist.

Das Profil setzt sich bis 2,20 m u. M. mit einem bräunlich-grünlich grauem, schwach bis mittel tonigen Schluff fort. Dieser enthält zahlreiche marine Molluskenfragmente mit



**Abb. 69: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts E**

(Quelle: eigene Untersuchung, Grafik: A. Schriever)

teilweise schilllagenartigen Anreicherungen (v.a. *Cerastoderma glaucum*<sup>44</sup>, *Tellina* sp., *Cerithium* sp.). Ein deutlicher Anstieg der Leitfähigkeit und des Calciumcarbonatgehalts sowie die Zunahme der Na<sup>+</sup>-Konzentration dokumentieren den brackischen Charakter des Sediments, bei dem es sich um die Ablagerungen im flachen Randbereich einer Lagune handelt (Abb. A 20 b). Durch indirekte Datierung über die Meeresspiegelkurve kann die auch hier durch lagunäre Sedimente vertretene erste Transgression (vgl. OIN 19) auf etwa 1200 cal BC geschätzt werden. Ab etwa 2,50 m u. M. nehmen Leitfähigkeit und Na<sup>+</sup>-Konzentration wieder ab, was für eine zunehmende Aussüßung spricht. Makrofossilien kommen im oberen Bereich nur selten vor und sind schlecht erhalten, so dass ab 2,08 m u. M. von brackisch-limnischen Verhältnissen auszugehen ist.

Ab 1,38 bis zur Profiloberkante folgt ein Torf, der nur mäßig verwittert ist und im oberen Bereich anthropogen aufgebrauchte Kalksteinbruchstücke enthält (Abb. 69).

Das letzte Profil des Transekts ist OIN 35 (N38°27,217', E21°21,867'), das auf der Ostseite der Lagune ca. 500 m entfernt von der Wasserlinie abgeteuft wurde. Die Bohrung erfolgte aus 0,08 m ü. M. und erreichte eine Tiefe von 15 m u. GOF. (entspricht 14,92 m u. M., Abb. 70)

Auch bei dieser Bohrung wurde die spät-pleistozäne/früh-holozäne Landoberfläche in Form eines Paläobodensediments mit kolluvialem bzw. Schwemmfächer-Charakter erreicht. Das Sediment ist ein tonig-sandiger Schluff, in dem teilweise gut bis sehr gut kantengerundete Steine eingebettet sind, und reicht von der Basis bis 14,22 m u. M.

Es schließt sich ein bräunlich-dunkelgrauer, mittel toniger Schluff an, der sehr zahlreiche marine Molluskenfragmente (vor allem *Cerastoderma glaucum*) enthält. Neben dem makroskopischen Befund belegt die Mikrofaunaanalyse, dass es sich um das brackische Ablagerungsmilieu einer Lagune handelt. Dies wird weiterhin durch die geochemischen Daten, wie niedrige Leitfähigkeit, hohe Werte des K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup>-Verhältnis, gestützt (Abb. 71). Demnach muss hier auch, wie in den bereits vorgestellten Profilen OIN 19 und 35, von der Transgression einer Brackwasserfazies gesprochen werden, was bedeutet, dass bereits zu diesem Zeitpunkt der Zugang zum Golf von Patras stark eingeschränkt gewesen sein muss. Die Radiokohlenstoffdatierung eines kompletten Individuums von *Cerastoderma glaucum* aus 13,75 m u. M. ergab ein Alter von 6618 – 6487 cal BC (Tab. 11).

Das lagunäre Sediment reicht bis 12,38 m u. M. und wird von einer dünnen Torflage abgelöst, die bis 12,33 m u. M. reicht. Im Torf sind Reste von *Phragmites australis* zu erkennen, was für einen stark durch Süßwasser beeinflussten Küstensumpf spricht. Die Datierung einer Probe organischen Materials ergab ein Alter von 6226 – 6092 cal BC (Tab. 11). Die Probe wurde auch zur Erstellung der Meeresspiegelkurve herangezogen und stellt den am weitesten in die Vergangenheit zurück reichenden Wert dar.

---

<sup>44</sup> Der nahegelegene rezente Strand der Lagune von Etoliko besteht zum Teil ausschließlich aus Resten von *Cerastoderma glaucum*.



**Abb. 70: Foto des Profils OIN 35 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Oberhalb des Torfs folgt eine Schuttlage bis 11,48 m u. M. mit bis zu 4 cm großen, teilweise gut bis sehr gut kantengerundeten Kiesen in einer dunkelgrauen schluffigen Sandmatrix. Es finden sich Bruchstücke von marinen Muschelfragmenten und, im oberen Bereich, von biokonstruktivem Aufwuchs (*Vermitiden*-Röhre). Die Ergebnisse der Mikrofaunaanalyse der Sandmatrix zeigen ein brackisch-marines Ablagerungsmilieu (vor allem *Cyprideis torosa*, *Xestoleberis communis* (Ostracoden), *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina venusta* (Foraminiferen), Abb. A 35 d), dessen Salinität zumindest zeitweise größer gewesen sein kann, als in dem lagunären Sediment unterhalb der Torflage. Ein Erklärungsmodell für



die Sedimentation eines solchen Sediments wäre ein spontanes Großereignis, zum Beispiel ein Tsunami, wie VÖTT (2006: 116 ff.) für anderen Regionen der akarnanischen Küste bereits nachgewiesen hat. Dafür fehlen allerdings in benachbarten Bohrungen die Belege. Wahrscheinlicher ist die Genese als Schwemmfächersediment, das durch die Ablagerung im Randbereich einer mit dem Meeresspiegel ansteigenden Lagune in einem brackisch-marinen Milieu litoral aufgearbeitet worden ist. Die episodisch höhere Salinität könnte in diesem Rahmen für das Vorkommen mariner Fauna wie *Vermitiden* verantwortlich sein.

Zwischen 11,48 und 8,74 m u. M. schließt sich erneut ein mittel toniger Schluff an. Er ist im unteren Bereich fleischfarben-grau und geht nach oben hin in einen hellgrauen Farbton über. Es sind immer wieder Feinsandlagen eingelagert. Auffällig ist, dass nur sehr wenige Makrofossilien enthalten sind, was auf schlechte ökologischen Bedingungen hindeutet. Dies wird durch die mikrofaunistische Ausstattung bestätigt. Die Artenzusammensetzung ist die eines flachmarin-brackischen Stillwassermilieus (*Cyprideis torosa*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp., Abb. A 35 d), aber die Individuen finden sich nur in juvenilen Stadien, was für schlechte, respektive inkonstante ökologischen Bedingungen spricht. Ein stark zunehmendes  $K^+/Na^+$ -Verhältnis deutet auf eine Aussüßung hin (Abb. 71), was in Zusammenhang mit den Feinsandlaminae für die Nähe eines Fließgewässers spricht, das durch zumindest episodische Überflutungen Einfluss nimmt.

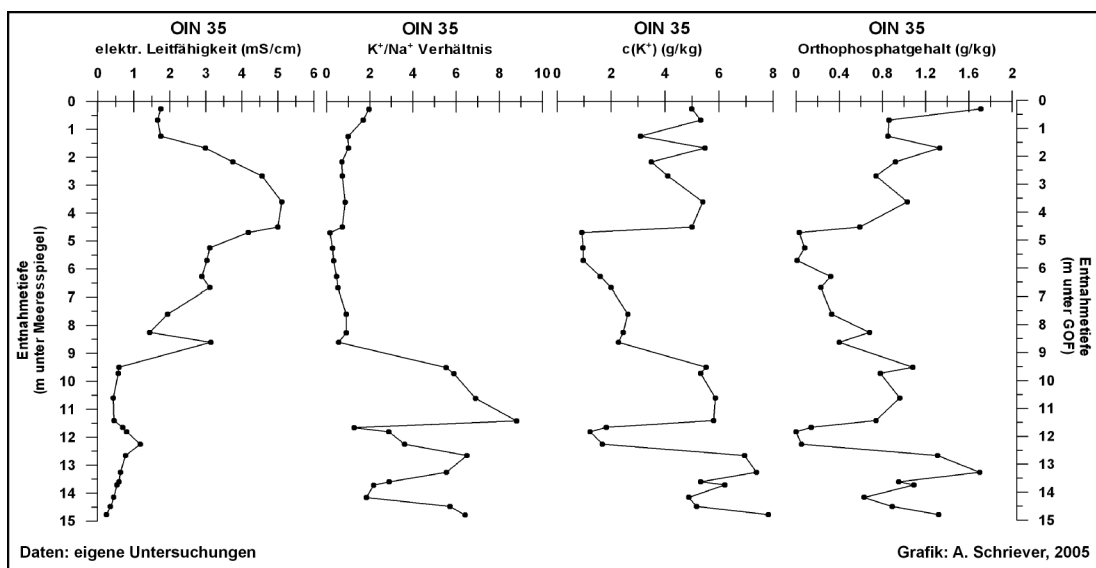


Abb. 71: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 35

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Von 8,74 bis 7,03 m u. M. folgt eine Wechsellagerung aus schluffigen Feinsanden und feinsandigen Schluffen. Das Sediment enthält zahlreiche marine Molluskenfragmente und komplette Individuen, vor allem *Cerithium* sp., *Bittium* sp., Einzelklappen von *Cerastoderma galucum* und *Tellina* sp., *Lucinella divaricata*, *Loripes lacteus* u.a. Ausweislich der Mikrofaunanalyse und der geochemischen Daten handelt es sich eindeutig um ein Sediment eines unruhigen brackisch-marinen Ablagerungsraums. Bei diesem Profilabschnitt handelt es sich

um ein Prodelta-Sediment, das aufgrund der guten Durchlüftung stabile ökologische Bedingungen für eine reiche Faunengesellschaft aufweist. Die Datierung einer kompletten Gastropode (*Cerithium rupestre*) aus 8,57 m u. M. ergab ein Alter von 5992 – 5894 cal BC (Tab. 11.). Es muss bei der Probe eine Umlagerung stattgefunden haben, da der Meeresspiegel (vgl. Abb. 23, Kap. 6.1.3) zu diesem Zeitpunkt wesentlich tiefer gelegen hat. Bereits der Vergleich mit der Torfprobe aus 12,35 m u. M. (6226 – 6092 cal BC) in diesem Profil macht die Diskrepanz deutlich. Dieser Effekt belegt, dass es sich bei den Sanden um fluvial transportiertes Material handelt. Küstennahe Sedimente wurden erodiert, transportiert und erneut akkumuliert und damit die älteren Faunenreste aus ihrer „*in situ*“ Lagerung in einen jüngeren Sedimentkontext eingelagert.

Nach oben hin wird dieser Abschnitt von 7,03 bis 4,42 m u. M. von Fein- und Mittelsanden überlagert, die zum Teil Pflanzenrestbändchen enthalten. Im obersten Abschnitt ab 5,30 bis 4,62 m u. M. treten auch Grobsand und Feinkies auf. Die Makrofaunadichte nimmt nach oben hin zu. Die Mikrofauna zeigt flachmarin brackische Verhältnisse, wobei der Süßwasser-/Flusseinfluss durch das Vorkommen von Fließwasser-/Kaltwasserformen von Ostracoden wie *Candona neglecta* oder *Potamocypris*<sup>45</sup> cf. *pallida* dokumentiert wird (Abb A 35 d). Eine Datierung von Pflanzenresten aus 5,54 m u. M. ergab ein Alter von 4665 – 4462 cal BC (Tab. 11). Für diese Probe gilt das Gleiche wie für die eben beschriebene Datierung. Es muss sich um umgelagertes Material handeln, da der Meeresspiegel zur entsprechenden Zeit tiefer gelegen hat (s.o.). Die geochemischen Kennwerte zeigen für dieses Sediment eine nach oben hin stärker werdende Salinität. Die Leitfähigkeit nimmt zu und die K<sup>+</sup>-Konzentration nimmt bei gleichzeitig ansteigender Na<sup>+</sup>-Konzentration ab, was zu einer signifikanten Erniedrigung des K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup>-Verhältnis führt (Abb. 71). Das spricht dafür, dass der marine Einfluss innerhalb des Sediments größer wird, was bedeuten könnte, dass es sich im oberen Abschnitt um ein fluvial abgelagertes Sediment handelt, das im Litoralbereich aufgearbeitet worden ist. Da die Zusammensetzung der Mikrofauna aber auf Salinitätsschwankungen hindeutet, kann es auch die Ablagerung an der Deltafront sein.

Von 4,62 bis 4,04 m u. M. folgt ein mittel toniger Schluff, der fleischfärblich-weißlich-grünlich-grau laminiert ist. Darin treten Feinsandlagen auf. Der Gehalt an marinen Molluskenfragmenten (vor allem Fragmente von *Tellina* sp. und *Cerithium* sp.) nimmt nach unten hin zu. Der Befund, dass es sich nahezu ausschließlich um Fragmente handelt, spricht eigentlich für bewegte Verhältnisse, was bei der Korngrößenzusammensetzung des Sediments allerdings nicht zu erwarten ist. Die vorhandenen Feinsandbändchen zeigen die noch andauernde, aber nun nur noch episodisch einwirkende Flusstätigkeit. Die geochemischen Analyseergebnisse zeigen indifferente Werte. Während die Leitfähigkeit noch auf einem hohen Niveau bleibt, nimmt auch die K<sup>+</sup>-Konzentration deutlich zu, was eindeutig für vermehrte Süßwasserzufuhr spricht (Abb. 71). Dies wird durch die Mikrofaunaanalyse bestätigt, die eine Brackwasservergesellschaftung mit deutlichen Zeigern von fluvialem Einfluss

---

<sup>45</sup> Potamos = griech.: Fluss

(*Potamocypris* cf. *zschokkei*, Abb. A 35 d)) ausweist. Insgesamt ein Sediment, welches den Ablagerungsbedingungen einer periodisch, respektive episodisch, von einem Fließgewässer beeinflussten Lagune entspricht.

Das von 4,04 bis 2,24 m u. M. anschließende Sediment entspricht bis etwa 2,92 m u. M. dem unterlagernden tonigen Schluff, weist allerdings deutlich weniger makroskopisch sichtbare Fossilfragmente auf. Ab 2,92 bis 2,24 m u. M. tritt eine spürbare Feinsandkomponente hinzu. Da sowohl die Mikrofaunaanalyse als auch die geochemische Auswertung der Proben auf eine zunehmende Süßwasserzufuhr hinweist, ist dieses Sediment einem sehr flachen, periodisch durch Süßwasser überflutetem Ablagerungsraum einer zunehmend verlandenden Lagune bzw. einer marschähnlichen Landschaft zuzuordnen.

Dieses Sediment geht nach oben hin in ein sehr feines Hochflutsediment über, das zum Teil limnische Charakteristika aufweist.

### 7.4.1.3 Transekt F

Den östlichsten Teil des gesamten Arbeitsgebiets deckt das Transekt F ab. Es verläuft vom Westufer der Lagune von Etoliko (OIN 33) zu ihrem Ostufer (OIN 35), knickt dann nach Süden ab und durchquert den südlichen Bereich der dem Arakynthos-Gebirgszugs vorgelagerten Niederung (OIN 34 und OIN 46). Das südlichste Profil liegt direkt unterhalb der Stadtanlage des antiken (Neu-) Pleuron (Abb. 65, Kap. 7.4). Da die Profile OIN 33 und OIN 35 bereits im Rahmen der Beschreibung von Transekt E behandelt wurden, setzt die des Transekts F bei OIN 34 ein (Abb. 72).

Die Bohrung OIN 34 (N38°25,483', E21°22,400') wurde etwa 4 km süd-südöstlich von OIN 35 aus 0,95 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 17 m u. GOF. (entspricht 16,05 m u. M.).

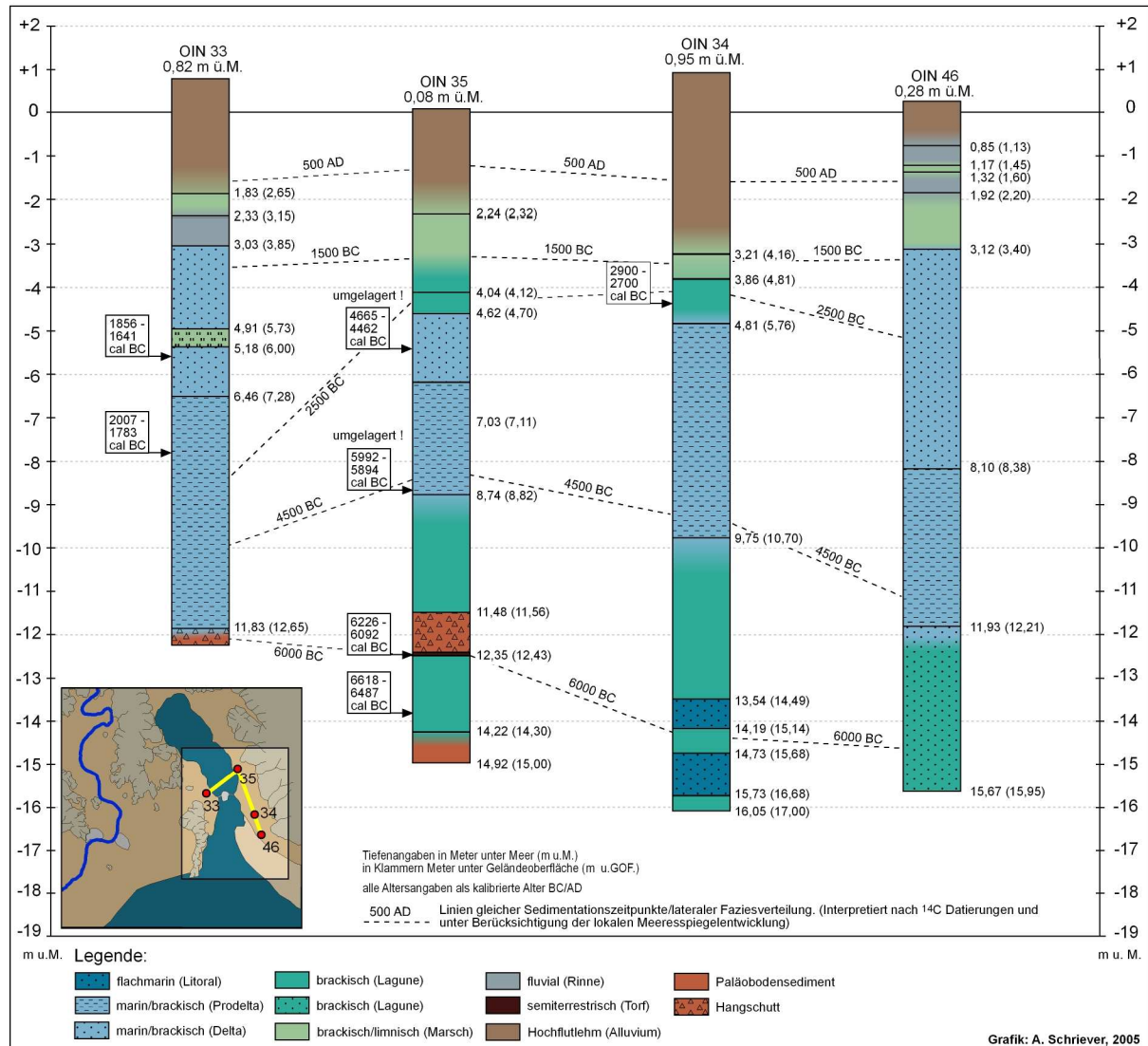
Die Basis bildet ein fleischfärblich-grauer, mittel toniger Schluff mit vereinzelt marinen Fossilfragmenten. Er reicht bis 15,73 m u. M. Die geochemischen Werte sprechen für die Ablagerung in eine brackisch-marinen Milieu, so dass das Sediment als lagunäres Sediment angesprochen werden kann.

Es wird von einem grauen, schwach schluffigen Feinsand überdeckt, der ebenfalls marine Fossilfragmente enthält (u.a. ein Fragment eines Seeigels, *Echinoidea*). Die Leitfähigkeitswerte und die Konzentration von Na<sup>+</sup> steigen an, was einen erhöhten Salzwassereinfluss anzeigt (Abb. A 34 b). Es handelt sich um ein flachmarin(-brackisches) Sediment aus dem Sublitoral-/Litoralbereich.

Zwischen 14,73 und 14,19 m u. M. schließt sich erneut ein mittel toniger Schluff an, der in seiner Zusammensetzung dem Lagunensediment an der Basis entspricht.

Im Hangenden folgt bis 13,54 m u. M. wieder ein dunkelgrünlich-grauer, schwach schluffiger Feinsand, der sehr zahlreiche marine Molluskenfragmente und komplette Individuen enthält. Auch in diesem Fall entsprechen die sedimentologischen und geochemischen

Gegebenheiten dem bereits beschriebenen Sandpaket, was bedeutet, dass es sich wiederum um ein Sediment aus dem Sublitoral-/Litoralbereich handelt.



Es folgen nach oben bis 9,75 m u. M. grau bis hellgrauer, teilweise fleischfarben geflammter, mittel toniger Schluff, der vor allem im oberen Bereich sehr fossilarm bzw. fossilleer ist. Es fällt auf, dass einige Werte der geochemischen Analyse stark schwanken, so zum Beispiel der Orthophosphatgehalt, das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis oder der Anteil an organischer Substanz (Abb. A 34 b). Das deutet zusammen mit der Faunenarmut auf wechselnde, ungünstige ökologische Bedingungen hin. Insgesamt ist auch dieses Sediment als Ablagerung eines brackisch-marinen Stillwassermilieus zu bezeichnen.

Es wird ab 9,75 bis 4,81 m u. M. durch eine Wechsellagerung aus schluffigem Feinsand und feinsandigem Schluff überlagert. Die einzelnen Lagen sind relativ geringmächtig und es fällt auf, dass das Sediment nur sehr wenige makroskopisch erkennbare Fossilfragmente ent-

hält. Auch hier ist davon auszugehen, dass ungünstige ökologischen Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung geherrscht haben. Die geochemischen Parameter wie Leitfähigkeit, pH-Wert, Orthophosphatgehalt, Calciumcarbonatgehalt, zeigen deutliche Schwankungen in diesem Profilabschnitt (Abb. A 34 b). Dies stützt die vorstehende These schlechter ökologischer Bedingungen insofern, als dass sie sehr wechselnd waren, was den Aufbau einer stabilen Faunengesellschaft nicht ermöglichte. Die häufigen Wechsel im Sedimentationsgeschehen sind ein deutlich Hinweis auf den Prodelta-Charakter dieses Sediments.

Von 4,81 bis 3,21 m u. M. schließt sich erneut weißlich-fleischfärblich-grau laminiertes, mittel toniger Schluff an. Er enthält zahlreiche zum Teil schilllagenähnliche Anreicherungen von marinen Mollusken und Molluskenfragmenten (u.a. *Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Cerithium* sp., *Bittium* sp., *Cyclope neritea*). Zusammen mit den Ergebnissen der geochemischen Analyse zeichnet sich ein Bild eines flachen, marin-brackischen Lagunen-Milieus, dass zu Beginn durch höheren Salzwasseranteil gekennzeichnet ist. Die Datierung von Resten organischen Materials in 4,35 m u. M. ergab für diese Phase ein Alter von 2900 – 2700 cal BC (Tab. 12). Ab etwa 3,86 m u. M. überwiegen die Hinweise auf Süßwasser (Mollusken) und das Sediment bekommt den Charakter einer verlandenden Lagune mit marschähnlichem Charakter.

Ab 3,21 m u. M. wandelt sich der Ablagerungsraum erneut und es dominieren limnisch-fluviale Faziestypen, die unter dem Begriff Hochflutlehm zusammengefasst werden (Abb. 72).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	$1\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 33/13+PR	6,43	5,61	Pflanzenrest	UTC 13203	-26,3	3422+/-41	1856 - 1641 cal BC
OIN 33/20+PR	8,71	7,89	Pflanzenrest	UTC 13204	-25,5	3569+/-39	2007 - 1783 cal BC
OIN 34/14 PR	5,30	4,35	Pflanzenrest	UTC 13695	-28,3	4220+/-50	2900 - 2700 cal BC
OIN 35/10+PR	5,62	5,54	Pflanzenrest	UTC 13205	-8,8	5716+/-46	4665 - 4462 cal BC
OIN 35/16M	8,65	8,57	Mollusken	UTC 13206	-0,2	7447+/-49	5992 - 5894 cal BC
OIN 35/23+PR	12,43	12,35	Torf	UTC 13207	-27,8	7330+/-50	6226 - 6092 cal BC
OIN 35/27M	13,83	13,75	Mollusken	UTC 13208	-2,2	8060+/-50	6618 - 6487 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt F  
 Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 12: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt F**

Das abschließende Profil des Transekts F ist OIN 46 (N38°24,533', E21°23,017'). Die Bohrung wurde ca. 2 km süd-südöstlich von OIN 34 aus 0,28 m ü. M. niedergebracht und erreichte eine Tiefe von 15,95 m u. GOF. (entspricht 15,67 m u. M.). Sie liegt im Bereich der Schwemmniederung, der sich direkt unterhalb, quasi zu Füßen der antiken Stadt (Neu-) Pleuron befindet.

Das Profil beginnt mit einem aus grauem, mittel tonigem Schluff bestehenden Sediment, das schwach laminiert ist und durchgehend Feinsandbeimengungen aufweist. Es reicht bis 11,93 m u. M. und ist auffallender Weise nahezu makrofossil frei. Hohe Leitfähigkeitswerte sowie eine hohe  $\text{Na}^+$ -Konzentration sprechen für eine Ablagerung unter marinen Bedingungen, die hohen  $\text{K}^+$ -Konzentration, der hohe pH-Wert und der hohe Orthophosphatgehalt wei-

sen indes auf deutlichen Süßwassereinfluss hin (Abb. A 46 b). Auch der Feinsand deutet auf episodischen bis periodischen Eintrag von Flusswasser hin. Ohne weitere Untersuchungen, beispielsweise der Mikrofauna, ist die Zuordnung des Sediments zu einem Ablagerungsmilieu schwierig (vgl. Kap. 7.1). Aufgrund des deutlich vorhandenen Süßwassereinflusses handelt es sich wohl um eine marin-brackische Fazies, zum Beispiel einer Lagune mit weiter Öffnung zum Meer, die episodisch oder periodisch im distalen Überflutungsbereich eines Flusses liegt.

Es schließt sich bis 8,10 m u. M. eine Wechsellagerung aus grauem, mittel tonigen Schluff und Feinsand (teilweise schluffigem Feinsand) an. Die geochemischen Parameter entsprechen in etwa dem unterlagernden Sediment, wobei die Werte der elektrischen Leitfähigkeit nach oben hin signifikant ansteigen. Ebenso nimmt die Anzahl an marinen Fossilresten nach oben hin zu, was für die Konsolidierung der ökologischen Verhältnisse spricht. Das Sediment entspricht einer Ablagerung im Prodelta-Bereich, wobei durch den steigenden Meeresspiegel die Umgebung, in der das Sediment abgelagert worden ist, deutlich marin geprägt ist.

Von 8,10 bis 3,12 m u. M. dominiert grau-bunter Mittelsand, der auch Grobsandbeimengungen aufweist. Der Sand ist gut sortiert und enthält kleine Fragmente mariner Mollusken. Die geochemischen Analyseergebnisse deuten auf eine Anlagerung in marinem Milieu hin, sodass von einer starken Deltaschüttung auszugehen ist. Dass es sich um Sande aus dem Litoral handelt, ist unwahrscheinlich, da nur kleine Molluskenfragmente auftauchen, aber die Möglichkeit der litoralen Aufarbeitung fluvio-deltaisch abgelagerter Sande besteht.

Darauf folgt bis 1,90 m u. M. ein stark schluffiger Feinsand mit einzelnen Mittelsandlagen. Das Sediment repräsentiert eine heterogene Overbankmarsh-Sedimentation, in der sich ruhige Phasen mit bewegteren abwechseln.

Im Hangenden folgt bis 0,85 m u. M. ein von Feinsand dominiertes Sediment, in das zwischen 1,32 und 1,17 m u. M. Lagen mittel tonigen Schluffs eingelagert sind. Fehlende marine Fauna sowie die eindeutig auf Aussüßung hinweisenden geochemischen Daten belegen eine fluviale Fazies. Somit kann das Sediment als Ablagerung eines mit geringer Geschwindigkeit bzw. periodisch/episodisch fließenden Gerinne (teilweise beträchtliche Schluffanteile im Feinsand) interpretiert werden, wobei der eingeschaltete Schluff Ruhephasen in der Fluss-tätigkeit anzeigt.

Von 0,85 m u. M. bis zur Profiloberkante findet sich der ubiquitäre Hochflutlehm (Abb. 72).

#### **7.4.1.4 Transekt G**

Der Bereich um die Lagune von Etoliko wird nach Süden vom Transekt G begrenzt, das in das südliche Delta überleitet (Kap. 7.5, Abb. 65). Das Transekt verläuft in einer generellen nordost-südwest Ausrichtung und beginnt einige hundert Meter westlich des Aghios Nikolaos-Höhenzugs mit dem Profil OIN 32 als Anschlussprofil zu Transekt D. Etwa 2 km südlich folgt Profil OIN 18 und Transekt G setzt sich mit dem etwa 1,5 km entfernten Profil OIN 51 im Küstenbereich der Lagune von Mesolongi fort. Es folgt das etwa 2 km nordwest-

lich in der Nähe der Stadt Neochori gelegene Profil OIN 17 und das Profil OIN 16, etwa 4 km südwestlich von OIN 17, bildet den Abschluss des Transekts G und den Übergang zum Transekt H im südlichen Abschnitt des Untersuchungsgebiets (Abb. 65, Kap. 7.4). Da Profil OIN 32 bereits im Rahmen von Transekt D beschrieben wurde beginnt die Darstellung der sedimentologischen Befunde des Transekts G mit dem Profil OIN 18.

Das Profil OIN 18 (N38°24,167', E21°18,900') wurde etwa 1 km westlich des südlichen Ausläufers des Aghios Nikolaos Höhenzugs erbohrt (Abb. 65, Kap. 7.4). Die Bohrung wurde aus einer Höhe von 1,58 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 12,50 m u. GOF. (entspricht 10,92 m u. M.).

Das Profil OIN 18 beginnt an der Basis mit feinsandigem Mittelsand, der ab 10,62 m u. M. in schwach schluffigen Feinsand übergeht und bis 8,75 m u. M. reicht. Das Material ist grau-bunt bis grau und mäßig gut sortiert. Es finden sich marine Fossilfragmente sowie Holz- und Pflanzenreste. Die geochemische Auswertung der Sedimentproben ergibt das Bild eines marin-brackischen Ablagerungsraums. Es handelt sich somit um ein Sediment, welches im distalen Deltafront-Bereich abgelagert wurde.

Darüber folgt von 8,75 bis 6,96 m u. M. grauer, teilweise fleischfärblich-weißlich-grünlich laminiertes, mittel bis stark toniger Schluff, mit einer schilllagenartigen Ansammlung mariner Molluskenfragmente (vor allem *Tellina* sp., *Cerithium* sp., *Conus* sp.) und kompletter Individuen zwischen 8,42 und 8,32 m u. M. Darüber lässt die Anzahl stark nach. Schwankende geochemische Kennwerte sprechen für wechselnde ökologische Bedingungen in einer Stillwassersituation. Dies spricht dafür, dass es sich um die Ablagerung einer Lagune, also einer brackischen-lagunären Fazies handelt.

Der Schluff wird von 6,96 bis 6,09 m u. M. von einem Sandpaket überlagert, das hauptsächlich aus grau bis grau-bunten Feinsand besteht, aber auch Mittel- und Grobsandmaterial enthält. Im oberen Bereich finden sich zudem schluff- und organikreiche Bändchen. Anhand der Funde von Fossilfragmenten (vor allem *Cerastoderma glaucum*) ist das Sediment einem fluvio-deltaischen Ablagerungsraum zuzuordnen und als Deltasand zu bezeichnen.

Das folgende Sediment entspricht von der Zusammensetzung dem mittel tonigen Schluff zwischen 6,09 und 4,19 m u. M. Auch hier finden sich schilllagenähnliche Anreicherungen von Fossilfragmenten (*Cerastoderma glaucum*, *Cerithium* sp., *Bittium* sp.). Es handelt sich erneut um die Ablagerungen einer flachen Lagune.

Von 4,19 bis 2,19 m u. M. folgen erneut grau-bunte Fein- und Mittelsande, die sehr gut sortiert sind. Auffällig ist, dass sie keine Makrofossilien enthalten. Die geochemischen Daten weisen auf einen Anstieg der Süßwasserzufuhr hin, was insgesamt für eine fluviale Ablagerung spricht.

Es schließt sich grauer, zum Teil fleischfärblich-weißlich-grünlich laminiertes, mittel toniger Schluff an. Die Abwesenheit mariner Fossilfragmente und die signifikanten Veränderungen in den Parametern Leitfähigkeit, pH-Wert und K<sup>+</sup>-Konzentration zeigen eine

Aussüßung des Ablagerungsmilieus an (Abb. A 18 b). Es handelt sich um eine limnische Fazies, die unter bestimmten Umständen gelegentlich noch durch Salzwasser beeinflusst worden ist, ein typischer Flankensee.

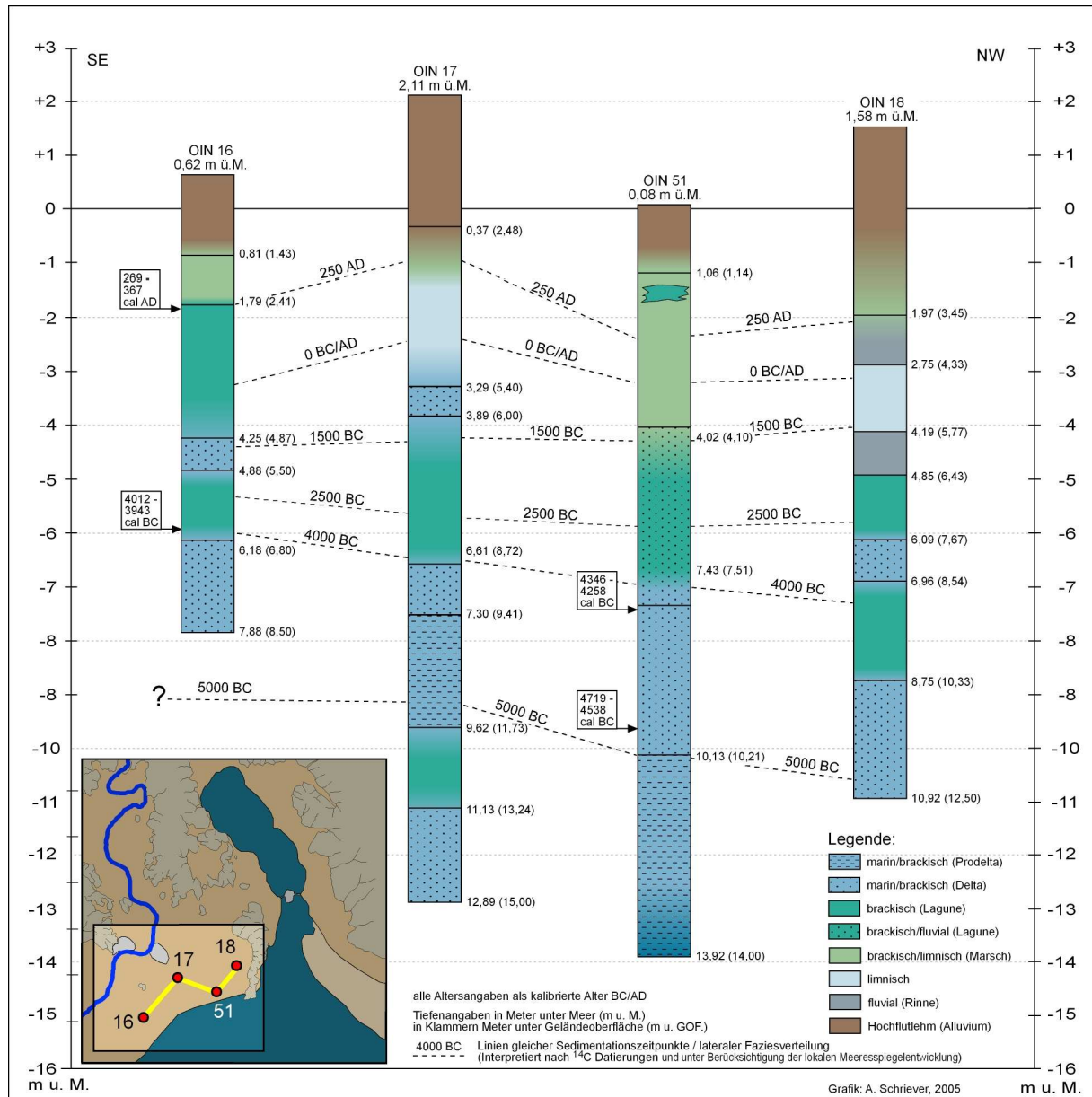


Abb. 73: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts G

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Ab 2,75 m u. M. folgt bis 1,97 m u. M. ein schluffig toniger Feinsand. Er ist homogen, enthält Pflanzenreste und sehr vereinzelt Fossilfragmente bis 0,4 cm. Die geochemischen Daten bestätigen, dass es sich auch hierbei um ein fluvial-terrestrisches Sediment eines kleineren Flusses, beispielsweise eines Seitenarms des Acheloos, handelt.

Ab 1,97 m u. M. lagert ein sehr kompaktes, teilweise stark toniges Sediment, dass für sehr ruhige Sedimentationsverhältnisse spricht. Dabei handelt es sich um Hochflutablagerungen, die sehr flussfern abgelagert worden sind, da nur die kleinsten Korngrößenfraktionen sedi-



mentiert wurden. Unterbrochen wird das Sediment zwischen 0,60 und 0,03 m u. M. durch eine leicht feinsandhaltige Lage, die das Ergebnis eines singulären oder episodischen Ereignisses wie zum Beispiel ein Uferdammdurchbruch (crevasse splay) sein kann (Abb. 73).

Das Transekt G setzt sich nach Südwesten mit dem Profil OIN 51 (N38°23,300', E21°18,350') fort. Die Bohrung wurde ca. 1,8 km entfernt von OIN 18, etwa 500 m landeinwärts der Küstenlinie der Lagune von Mesolongi aus 0,08 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 14,00 m u. GOF. (entspricht 13,92 m u. M.).

Die Basis des Profils bildet bis 10,13 m u. M. eine Wechsellagerung. Diese beginnt mit mittel tonigem Schluff, in den bis zu 1,0 cm mächtige Feinsandlagen eingeschaltet sind. Nach oben hin dominiert zusehends der Feinsand und das Sediment geht ab 10,92 m u. M. in einen schluffigen Feinsand über. Es finden sich nur sehr vereinzelt kleine Molluskenfragmente. Die geochemischen Analyseergebnisse weisen sehr hohe Werte bei der elektrischen Leitfähigkeit und der Na<sup>+</sup>-Konzentration auf, was für eine Ablagerung in marinem Milieu spricht. Es handelt sich um den Übergang von einem flachmarinen zu einem marin-brackischen, prodeltaischen Sedimentationsmilieu.

Die Prodeltablagerungen werden ab 10,13 m u. M. von einem Sandpaket überlagert, das sich zunächst aus Feinsand zusammensetzt, dann in einen grobsandigen Mittelsand über geht, um bei 7,43 m u. M. wieder mit einem Feinsand abzuschließen. Die geochemischen Daten entsprechen denen der unterlagernden Prodeltasedimente, so dass das Sandpaket eindeutig einer Deltaschüttungsphase zuzuordnen ist. Die Deltasedimente wurden kurz oberhalb ihrer Basis (bei 9,59 m u. M.) und im oberen Bereich (bei 7,45 m u. M.) datiert. Beide Datierungen wurden an Pflanzenresten durchgeführt. Die Basis der Sande datiert auf 4719 – 4538 cal BC und der obere Bereich auf 4346 – 4258 cal BC (Tab. 13), was bedeutet, dass der Acheloos<sup>46</sup> mindestens 300 Jahre hier eine Hauptschüttungsrichtung hatte.

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	<sup>14</sup> C-Alter (BP)	1 $\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 16/7M	2,50	1,88	Mollusken	UTC 12325	-3,9	2061+/-42	269 - 367 cal AD
OIN 16/18M	6,55	5,93	Mollusken	UTC 12324	-11,1	5552+/-40	4012 - 3943 cal BC
OIN 51/19PR	7,53	7,45	Pflanzenrest	UTC 13712	-25,3	5450+/-50	4346 - 4258 cal BC
OIN 51/23PR	9,67	9,59	Pflanzenrest	UTC 13711	-27,4	5780+/-80	4719 - 4538 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt G  
Labomr.: UTC (Universität Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 13: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt G**

Der Sand wird von 7,43 bis 4,02 m u. M. von einem sehr heterogenen Sediment überlagert, das als Hauptkomponenten Feinsand und mittel tonigen Schluff aufweist. Es beginnt mit überwiegend Feinsand, in den Lagen von weißlich-fleischfärblich grauem, mittel tonigem Schluff eingebettet sind. Nach oben hin geht die Dominanz des Feinsands zugunsten einer Wechsellagerung zurück. Ab 5,83 bis 4,58 m u. M. dominiert die schluffige Komponente das

<sup>46</sup> Aufgrund der Sandmenge kommt nur ein Mündungsarm des Acheloos als Sedimentlieferant in Frage.

Sediment, um anschließend wieder durch eine Wechsellagerung abgelöst zu werden. Auffällig ist die Armut an Makrofossilresten, die auf schlechte ökologische Bedingungen im Ablagerungsmilieu hinweisen. Dies wird durch die Ergebnisse der geochemischen Analyse bekräftigt, die sehr hohe Werte der elektrischen Leitfähigkeit sowie der  $\text{Na}^+$ -Konzentration aufweisen (Abb. 74). Es muss sich um einen vom Meer abgetrennten Bereich gehandelt haben, in dem sich die für das Wachstum einer Makrofauna ungünstigen Bedingungen entwickeln konnten, was in einer gut durchlüfteten Meeresbucht sicher nicht der Fall gewesen wäre. Alles spricht für eine brackisch-lagunäre Fazies. Dabei handelt es sich vermutlich um eine Lagune, die im Mündungsbereich eines Flussarms durch Seitenversatz oder ähnliche küstenmorphologische Prozesse entstanden ist. Die langsame Verschiebung der Korngrößenanteile von Grob nach Fein weist auf einen abnehmenden periodisch/episodischen Eintrag durch den Fluss hin. Die hohen Leitfähigkeitswerte sind vermutlich auf die eine erhöhte Salinität zurückzuführen, die durch das Zusammenspiel von mangelndem Wasseraustausch und hoher Verdunstung im Sommer entsteht, wie man es auch noch rezent in flachen, distalen Bereichen der Lagune von Mesolongion beobachten kann.

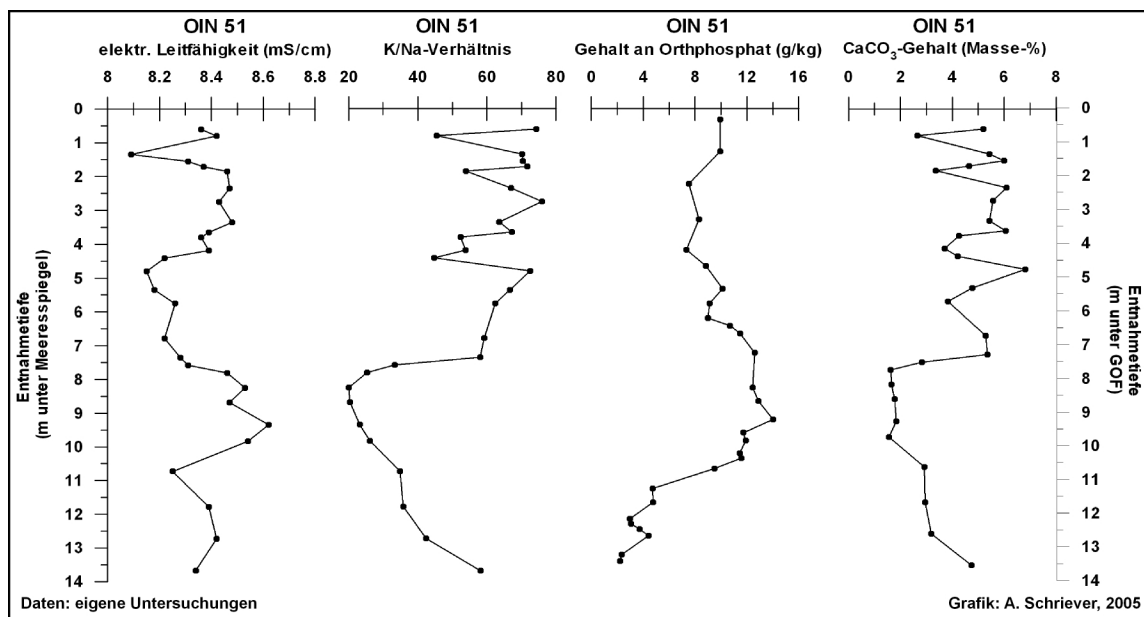


Abb. 74: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 51

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Oberhalb von 4,02 m u. M. ist mittel toniger Schluff die Hauptfraktion. Immer wieder sind Feinsandbeimengungen zu verzeichnen, die für episodischen Überflutungen sprechen. Die geochemischen Analysen deuten auf noch auf einen gewissen Salzgehalt hin, der aber kontinuierlich abnimmt. Bis 1,06 m u. M. kann man von einer marschähnlichen Sedimentation sprechen, die aus der langsamen Verlandung einer Lagune hervorgegangen ist. erste Funde von Süßwasserfauna bei 1,59 m u. M. deuten auf den Wechsel zu einem limnisch-terrestrischen (fluvialen) Ablagerungsraum hin.

Zwischen 1,57 und 1,34 m u. M. findet sich eine an marinen Molluskenfragmenten sehr reiche Schicht (u.a. *Cyclope neritea*, *Tellina* sp. und *Cerastoderma glaucum*). Diese Schicht kann nur durch eine kurzzeitige marine Ingression oder durch ein Extremereignis wie einem Tsunami abgelagert worden sein. Eine Ingression ist wahrscheinlicher, da die Bohrung in der Nähe des Verlaufs der Katouna-Störung liegt und durchaus z. B. ein coseismisches Ereignis von begrenzten räumlichen Auswirkungen und ein dadurch bedingtes Vordringen des Meeres in die Lagune vorstellbar ist.

Oberhalb dieser fossilführenden Schicht geht das Sediment in einen Hochflutlehm über (Abb. 73).

Das Transekt wird mit dem Profil OIN 17 (N38°23;700', E21°17,183') fortgesetzt. Es liegt etwa 2 km ost-nordöstlich von Profil OIN 51, ca. 2 km südwestlich der Stadt Neochori. Die Bohrung wurde aus 2,11 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 15,00 m u. GOF (entspricht 12,89 m u. M., Abb. 75).

Das Profil beginnt an seiner Basis mit gut sortiertem, grau-buntem Mittelsand, der auch Grobsand enthält. Der Sand reicht bis 11,13 m u. M. und geht nach oben hin in einen schluffigen Feinsand über, der marine Molluskenfragmente (*Cerastoderma glaucum*) enthält. Zwischen 12,43 und 12,24 m u. M. ist eine Schicht aus grauem, mittel tonigem Schluff eingeschaltet, die für eine kurzzeitige, relativ abrupte Änderung der Sedimentationsverhältnisse spricht. Die mikrofaunistische Ausstattung des Sediments ist sehr dürftig. Es finden sich nur Einzelklappen von *Cyprideis torosa* (Brackwasserart) und feine organische Bestandteile mit Faserstruktur. Die Struktur des Sandes weist auf die Lieferung durch einen Fluss hin. Die geochemischen Daten deuten ebenfalls auf ein fluvio-marines (marin-brackisches) Ablagerungsmilieu hin. Die Korngrößenverteilung in der Vertikalen signalisiert eine Deltaschüttung, die langsam ausläuft und kurzzeitig durch eine Stillwassersedimentation ersetzt wird, die auf spontane Veränderungen im Flussverlauf, ggf. Uferdammbbruch o.ä., zurückzuführen ist.

Das Sediment wird nach oben hin bis 9,62 m u. M. von einem grauen, mittel tonigem Schluff überdeckt, der im unteren Bereich teilweise schilllagenartige Ansammlungen von marinen Fossilfragmenten aufweist. Nach oben nimmt die Fossilhäufigkeit ab. Die Mikrofaunaanalyse zeigt eine typische Brackwasservergesellschaftung mit *Cyprideis torosa*, *Cypridopsis* sp., *Loxoconcha stellifera* (Ostracoden), *Hydrobia* sp. (Gastropode) (Abb. A 17 d). Auch die geochemischen Parameter weisen eindeutig auf einen brackisch-lagunären Ablagerungsraum hin, vor allem das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis ist signifikant erhöht (Abb. A 17 b). Die zahlreich vorhandenen, aber relativ kleinen Fossilfragmente sprechen für teilweise gute, aber auch schwankende Verhältnisse im Milieu, was ebenfalls durch die Variation der geochemischen Analyseergebnisse bestätigt wird.

Ab 9,62 bis 7,30 m u. M. schließt sich ein inhomogenes, durch Wechsellagerungen zwischen Feinsand und Schluff geprägtes Sediment an. In den Abschnitten mit überwiegendem Schluffanteil finden sich zum Teil zahlreiche marine Fossilfragmente und komplette Indivi-

duen. Dazu kommen Funde von Seegras (*Posidonia oceanica*). Die geochemischen Kennwerte schwanken stark und die Mikrofaunaanalyse weist ein eher brackisches Milieu hin, so dass hier von einem Prodeltasediment auszugehen ist, wobei die übergeordnete Sedimentationseinheit wahrscheinlich einer Lagune entspricht, in die dann der Fluss seine Sedimente ablagert.



**Abb. 75: Foto des Profils OIN 17 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Oberhalb folgt bis 6,61 m u. M. feinsandhaltiger, grau-bunter, gut sortierter Mittelsand. Zum Teil wurde das Sediment beim Bohrvorgang aus der Sonde gespült, da der Sand in diesen Kernabschnitten offensichtlich keine bindigeren Materialien wie Schluff oder Ton enthält. Im vorhandenen Material findet sich einige Schluff- sowie Grobsandbändchen und ein Holzrest. Die Mikrofauna (*Cyprideis torosa*, *Leptocythere* sp., *Hydrobia* sp., Abb. A 17 d)

repräsentiert einen brackischen Ablagerungsraum mit auflebender Sedimentation. Dementsprechend ist das Sediment als Ablagerung einer Deltaschüttung anzusprechen.

Es folgt erneut grünlich grauer, teilweise fleischfärblich-weißlich laminiertes, mittel bis stark toniger Schluff mit zahlreichen marinen Molluskenfragmenten und kompletten Individuen. Das Sediment reicht bis 3,89 m u. M. und es treten Reste von pflanzlichem Material auf, bei dem es sich vermutlich um *Posidonia oceanica* handelt. Auffällig ist ein Bereich zwischen 5,73 und 5,29 m u. M., in dem nur sehr wenige Fossilreste vorkommen. Dies spricht zusammen mit den geochemischen und mikrofaunistischen Befunden für Wechsel in den ökologischen Bedingungen, die sich hier hauptsächlich in Salinitätsschwankungen äußern. Insgesamt ein ruhiges brackisch-lagunäres Ablagerungsmilieu, wie in einer Lagune typisch.

Zwischen 3,89 und 3,29 m u. M. dominiert wiederum Mittelsand, der nach oben in einen schluffig tonigen Feinsand übergeht. Die Stratigraphie deutet auf eine fluviale Ablagerung hin, bei der die Fließgeschwindigkeit langsam nachlässt und Stillwasserphasen auftreten. Die Mikrofaunaanalyse weist ein brackisch-fluviales Milieu aus, das zum Teil limnische Stillwasserelemente enthält. Demnach fand die Sedimentation wahrscheinlich im Übergangsbereich von Deltafront zu Deltatop (oder auch Deltaebene) statt.

Von 3,29 bis 0,37 m u. M. folgt ein heterogenes, rostfärblich braunes Sediment, dessen Hauptkomponente Schluff ist, in dem aber auch Fein- bis Grobsandelemente eine Rolle spielen. Die geochemischen Daten zeigen eindeutig eine Aussüßung an, was durch die Mikrofaunaanalyse bestätigt wird (Abb. A 17 d). Demnach handelt es sich um den fluvialen Eintrag in ein stehendes limnisches Gewässer. Im oberen Bereich ändert sich die Charakteristik des Sediments und es treten wieder brackische Faunenelemente auf, so dass von einem Wechsel zwischen brackischem und brackisch-limnischem Milieu auszugehen ist. Dies spiegelt sich ebenfalls in den geochemischen Parametern wieder (kurzzeitig steigende Leitfähigkeit, sinkendes  $K^+/Na^+$ -Verhältnis, Abb. A 17 d). Makroskopisch erkennbare Fossilfragmente treten in diesem Abschnitt nur in Form einer stark verwitterten Klappe von *Cerastoderma glaucum* auf. Es handelt sich um einen Ablagerungsraum der periodisch, respektive episodisch, von Süß- und Salzwasser überflutet werden kann, und somit einen marschähnlichen Charakter aufweist. Ab 0,37 m u. M. folgt ein klassisches Hochflutsediment (Abb. 73).

Das Transekt schließt mit Profil OIN 16 (N38°22,417', E21°15,833') ab. Die Bohrung wurde etwa 4 km südwestlich von OIN 17 aus 0,62 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 8,50 m u. GOF. (entspricht 7,88 m u. M.). Sie liegt etwa 1,8 km von der Lagune von Mesolongion entfernt.

Die Basis von 7,88 bis 6,18 m u. M. wird durch grau-bunten, äußerst gut sortierten Mittelsand und ab 7,42 m u. M. durch mittelsandigem Feinsand gebildet. Im unteren Abschnitt ist der Sand nahezu steril, es treten keine makro- und kaum mikroskopisch sichtbare Faunenelemente auf, was für die Ablagerung in direkter Flussmündungsnähe spricht, da sich sonst eine stabilere Fauna ausgebildet hätte. Die geochemischen Kennwerte deuten aber auf jeden

Fall auf eine Ablagerung in marinem Umgebungsmilieu, d.h. relativ hohe Leitfähigkeit, hohe Menge an  $\text{CaCO}_3$ , niedrige  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ - und  $\text{Ca}^{2+}/\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnisse (Abb. 76), also auf eine klassische Deltasituation hin. Im oberen Abschnitt des Sediments finden sich noch kleinere marine Molluskenfragmente sowie eine Lage mit Holzkohlefragmenten.

Nach oben schließt sich bis 4,88 m u. M. grünlich grauer, teilweise fleischfärblich laminierter, mittel toniger Schluff an, der alle Charakteristika einer Lagunenablagerung aufweist. Die Mikrofaunaanalyse ergab eine brackische Faunengesellschaft (*Cyprideis torosa*, *Loxoconcha stellifera*, *Haynesina* sp., Abb. A 16 d)), mit *Chara-Oogonien* als Hinweis auf stärkeren Süßwassereinfluss. Makroskopisch finden sich zahlreiche marine Molluskenfragmente und vollständige Exemplare, teilweise in Lebendstellung (z.B. *Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp. *Dosinia exoleta*). An der Basis dieser Schicht konnte eine marine Muschel (*Tellina planata*, komplettes Individuum) auf 4012 – 3943 cal BC datiert werden (Tab. 13), was somit das Ende der Deltaschüttung und den Beginn der lagunären Sedimentation markiert.

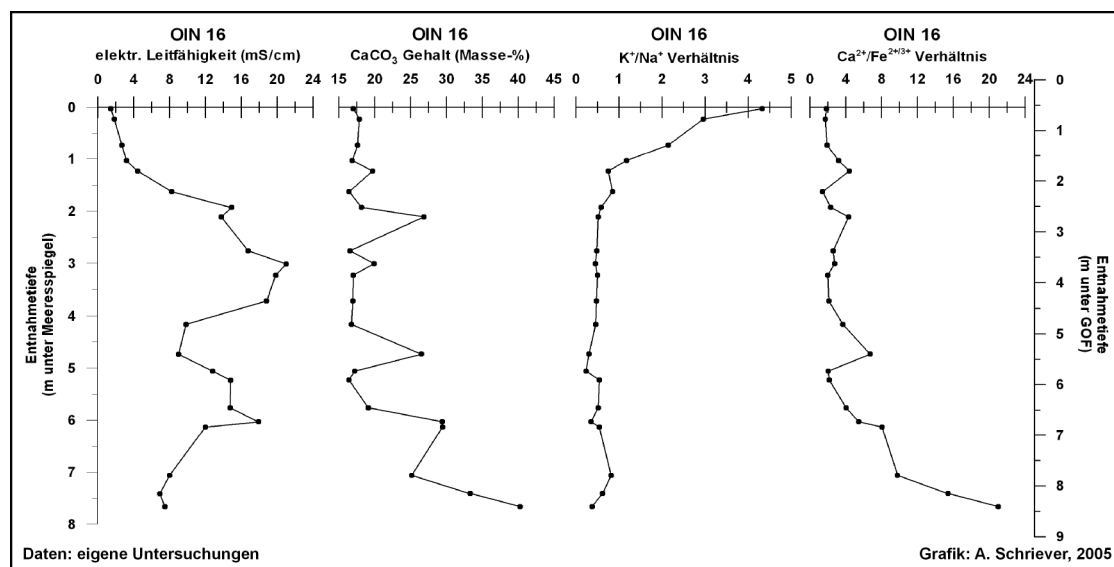


Abb. 76: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 16

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Zwischen 4,88 und 4,25 m u. M. folgt erneut mittelsandiger Feinsand, der sehr kompakt und gut sortiert ist. Ausweislich mikrofaunistischer und geochemischer Analyse handelt es sich um Ablagerungen einer marin-brackischen Fazies, die als Deltasande zu bezeichnen sind.

Im Hangenden lagert grün grauer, stark toniger Schluff, der bis 1,79 m u. M. reicht. Im oberen Abschnitt tritt eine grünlich-weißlich-fleischfärbliche Laminierung auf. Im Sediment befinden sich im unteren und oberen Abschnitt sehr viele marine Molluskenfragmente (v.a. *Tellina* sp. und *Cerastoderma glaucum*) und komplette Individuen bis hin zu schilllagentartigen Anreicherungen. Die mikrofaunistische Ausstattung entspricht der eines brackischen Milieus, mit deutlichen Zeigern für einen erhöhten Süßwassereinfluss (*Hydrobia* sp.). Innerhalb des Sediments nimmt die Salinität nach oben hin ab, was sowohl durch die Mikrofaunaanalyse als auch durch die geochemischen Untersuchungen belegt wird. Die Datierung eines

kompletten Exemplars von *Cerastoderma glaucum* bei 1,88 m u. M. ergab ein Alter von 269 – 367 cal AD (spätromische Epoche, Tab. 13)

Ab 1,79 bis 0,81 m u. M. ist das Sediment deutlich weniger fossilführend, nur noch wenige kleine marine Molluskenfragmente treten auf. Die Aussüßung schreitet fort. In der Mikrofaunazusammensetzung zeigen sich limnische Vertreter. Im oberen Bereich des Sedimentabschnitts tritt vermehrt Feinsand auf, der in Wechsellagerung mit dem mitteltonigen Schluff liegt, was für eine periodische bzw. episodischen Überflutung spricht. Das ist marschähnlich und geht ab 0,81 m u. M. in einen Hochflutlehm über, der nur sehr wenig bis gar keinen Feinsand mehr aufweist und damit eine distale Lage zum Fluss dokumentiert.

Das Transekt G zeigt eine typische Abfolge von ruhigeren Sedimentationsphasen und bewegteren, die bis zu einer massiven Sandablagerung im direkten Deltafront-Bereich gehen. Der Wechselspiel zwischen auflebender und schwacher Akkumulation liegt in den natürlichen Laufverlagerungen der Mündungsarme des Acheloos begründet und zeichnen die typische Entwicklung in einem Delta des Vogelfuß-Typs nach.

### 7.4.2 Die Befunde der Lagunenbohrung ETO1b

Der Bohrkern ETO 1b (N 38°29,128', E 21°18,758') wurde im Profundalbereich der Lagune von Etoliko abgeteuft. Die Wassertiefe betrug etwa 26,70 m. Mit fünf Einsätzen einer 2m-Bohrkammer mit Kunststoffrohren konnten bei einer Überlappung von jeweils 20 cm ein 9 m langer Sedimentkern erbohrt werden. Der Kern wurde vor dem Öffnen mit Hilfe eines Computer-Tomographen untersucht. Die Computer-Tomographie erfolgte am Klinikum der Philipps-Universität Marburg durch Prof. Dr. H.-J. Wagner (vgl. Abb. 77). Anschließend wurde der Kern geöffnet und fotografiert sowie analog zu den terrestrischen Bohrkernen

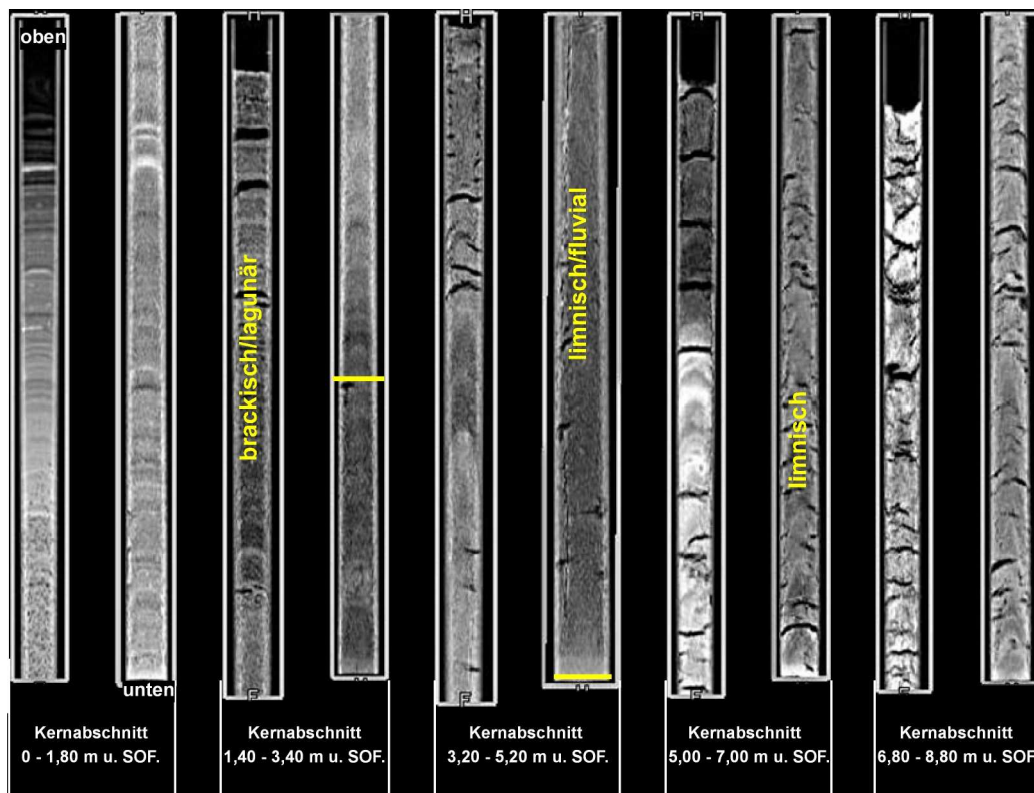


Abb. 77: Computer-Tomographie-Bild des Bohrkerns ETO 1b mit fazieller Einteilung

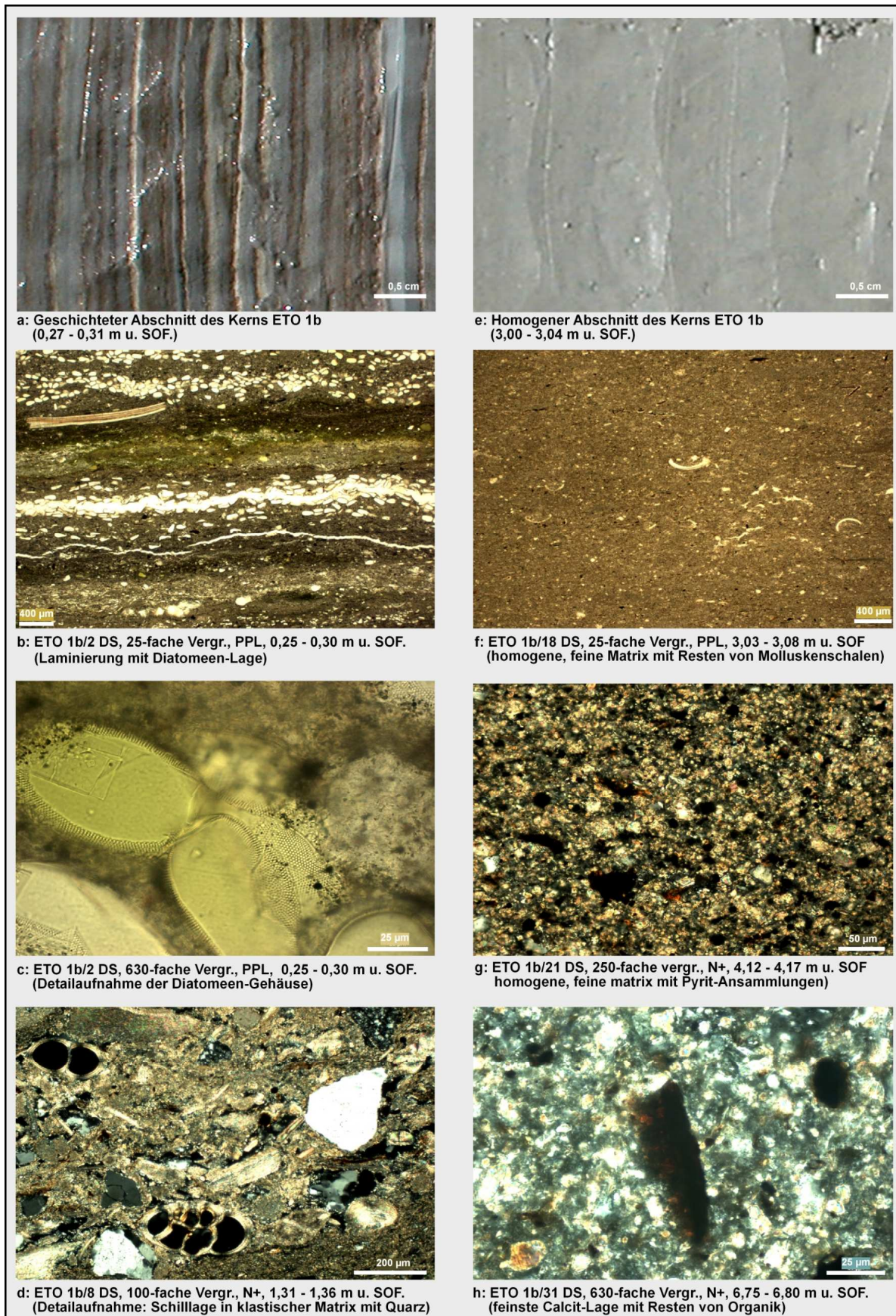
(Aufnahme: H.-J. Wagner, Klinikum der Philipps-Universität Marburg, bearbeitet)

angesprochen und systematisch beprobt. Dabei standen neben den Proben zur geochemischen Analyse solche für die mikrofaunistische und die palynologische Analyse und die Radiokohlenstoffdatierung im Vordergrund. Darüber hinaus wurden zahlreiche Sedimentproben zur Anfertigung von Dünnschliffen für mikromorphologische und mineralogische Untersuchungen entnommen.

Der Bohrkern ist klar in drei Abschnitte gegliedert (SCHRIEVER et al. 2007, VÖTT et al. 2007c):

- Abschnitt A von 9,00 – 5,12 m u. SOF. (Meter unter Sedimentoberfläche)
- Abschnitt B von 5,12 – 2,99 m u. SOF.
- Abschnitt C von 2,99 – 0 m u. SOF.





**Abb. 78:** Bildtafel mit Ausschnitt- und Dünnschliff-Fotos des Profils ETO 1b

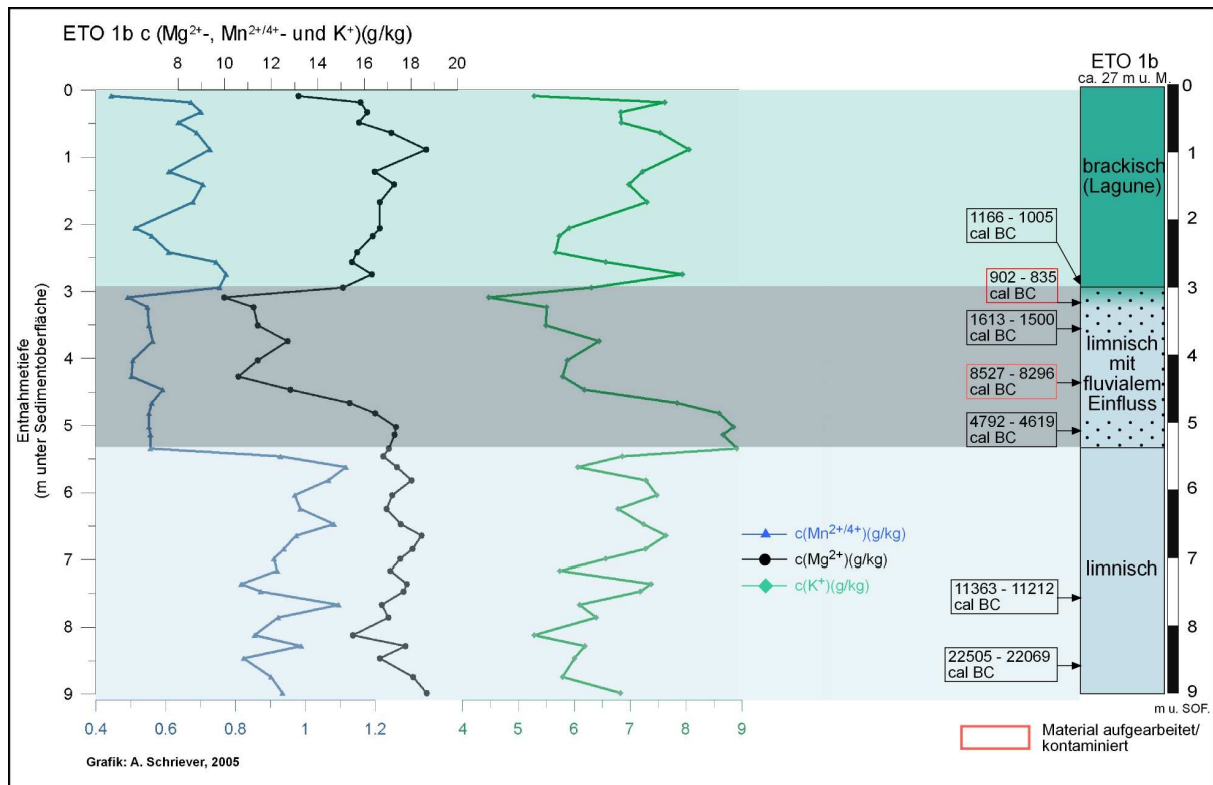
PPL: Aufnahme mit normaler Durchlichtbeleuchtung, N+: Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren

(Fotos: a, e: A. Schriever, b-d und f-h: A. Vött und A. Schriever)

Der basale Abschnitt A erscheint im Überblick relativ homogen und ist von oliv-grauer Färbung. Man erkennt makroskopisch bereits eine leichte Laminierung, die im Dünnschliff eindeutig hervortritt. Die makroskopisch erkennbaren Laminae sind fleischfärblich-grau oder grau und variieren in ihrer Größe stark (wenige Millimeter bis vier cm) und haben zum Teil einen bereits mit der Fingerprobe feststellbaren Feinsandgehalt. Im Dünnschliff zeigen sich statt der Farbunterschiede vor allem die Unterschiede in der Textur sehr deutlich. Die einzelnen Schichten bestehen aus sehr feinem, calcitischem Material (Abb. 78 h) und aus Feinsandablagerungen, die mehr oder weniger kantig bis schwach kantengerundet sind. Die Sandanteile bestehen aus Calcit, teilweise aber auch aus Quarz. Es ist hervorzuheben, dass die makroskopisch sichtbare Laminierung sich nicht immer mit der mikroskopisch nachgewiesenen Schichtung deckt. Innerhalb einer mit bloßem Auge sichtbaren Schicht können mehrere mikroskopisch sichtbare Lagen eingebettet sein. Das Ergebnis der mikrofaunistischen Untersuchung zeigt eindeutig limnische Verhältnisse in diesem Abschnitt des Kerns. Es fanden sich nur Süßwasserarten *Candona neglecta*, *Candonopsis* sp., *Darwinula stevensoni* und *Iliocypris* sp. (vgl. Abb. A 71 MF). Die ökologischen Bedingungen sind allerdings als eingeschränkt zu bezeichnen, wie die arten- und individuenarme Zusammensetzung dokumentiert. Die Entstehung dieser Wechsellagerung ist sehr wahrscheinlich auf eine saisonale Rhythmik zurückzuführen, die ihre Ursache in der Abhängigkeit der lokalen hydrologischen Verhältnisse vom mediterranen Klima hat. Die feinen calcitischen, im Dünnschliff nahezu amorph erscheinenden Lagen haben ihren Ursprung in der Trockenzeit und entstehen durch die biogene epilimnische Carbonatausfällung des Wassers. Dabei wird dem Wasser durch die vermehrte Photosynthesetätigkeit des Phytoplanktons CO<sub>2</sub> entzogen. Dies führt zu einer Erhöhung des pH-Werts, das Kalk-Kohlensäure-Verhältnis verschiebt sich in Richtung des Carbonats, welches dann ausfällt (vgl. SCHWOERBEL 1971: 67f.). Die gröberen, klastischen Lagen werden durch periodisch fließende Revmata in den See eingetragen. Diese münden vor allem aus östlicher Richtung vom Arakythos-Gebirgszug kommend in das Becken ein. Entsprechend der hydrologischen Verhältnisse geschieht die Sedimentation der gröberen Lagen vornehmlich in der Regenzeit. Es kann aber auch während der Trockenzeit immer wieder zu Starkregenereignissen kommen, die dann eine Einschwemmung von groben Material über die Revmata in den See auslösen. Daher ist die mikroskopisch sichtbare Schichtung nicht Ausdruck des Wechsels von Regen- und Trockenzeit, sondern von autochtoner Sedimententstehung und allochtoner Sedimentanlieferung, die auch in der Trockenzeit, also der Phase der epilimnischen Carbonatausfällung, vorkommen kann (Abb. 78 f-h). Aus diesem Grund macht eine Auszählung der Lagen, abgesehen von der Tatsache, dass es nicht möglich war, keinen Sinn. Nicht zuletzt dokumentiert die Erhaltung der Laminierung, dass es keine bioturbate Durchmischung der Sedimente gegeben hat, was für ungünstige ökologische Bedingungen (Sauerstoffmangel) spricht, wie ja bereits durch die Mikrofaunaanalyse bestätigt (s.o.).

Im folgenden Abschnitt B (5,12 – 2,99 m u. SOF.) ist eine Laminierung makroskopisch nicht zu erkennen (Abb. 78 e). Der Kern wirkt homogen und ist grau gefärbt. Neben dem Fehlen einer Laminierung zeigen sich weitere signifikante Änderungen zu Abschnitt A erst in der Auswertung der mikrofaunistischen, mikromorphologischen und geochemischen Analysen der Sedimentproben. Die ökologischen Bedingungen im Milieu verbessern sich. Zu den oben genannten limnischen Ostracodenarten treten *Amnicythere* sp. und *Cyclocypris* sp. hinzu.

Darüber hinaus gibt es Einzelfunde zweier mariner Ostracodenarten, nämlich *Aurila* sp. und *Loxoconcha* sp. (Abb. A 71 MF), die anzeigen, dass die Möglichkeit besteht, dass ab dieser Phase Meerwasser bis ins Profundal des Sees gelangen kann und somit die trennende Schwelle zwischen dem Meer/der Lagune im Süden und dem See nicht mehr sehr breit und/oder hoch ist. Die Individuenzahl der gefundenen Arten nimmt zu, was ebenfalls für eine Verbesserung der ökologischen Bedingungen spricht. Die mikromorphologische Auswertung zeigt einige Unterschiede innerhalb des Abschnitts B. Zunächst dominiert sehr feines, homogenes, calcitisches Material, das ab etwa 4,30 – 3,50 m u. SOF. durch ebenfalls homogenes Material, allerdings mit größeren Anteilen von organischer Substanz und Pyrit (Abb. 78 g). Letzteres ist postsedimentären Ursprungs und ist durch bakterielle Reduktion organischen Materials im schwefelhaltigen Milieu (große Gipsvorkommen im direkten Einzugsbereich der heutigen Lagune von Etoliko, vgl. Kap 3.2) unter Sauerstoffabschluss zu erklären. Darüber hinaus zeigen sich in diesem Abschnitt wieder gröbere Sedimentanteile, die die Größe von Grobschluff und Feinsand erreichen. Die Verbesserung der ökologischen Situation muss durch eine signifikante Veränderung der Rahmenbedingungen zu Stande gekommen sein, da der aus Abschnitt A bekannte Zyklus der meist trockenzeitlichen epilimnischen Carbonatausfällung und dem regenzeitlichen Eintrag von Grobmaterial nicht mehr existent ist. Es handelt sich um den bereits in den terrestrischen Bohrungen nachgewiesenen Einfluss des Acheloos auf den See. Dieser Einfluss ist zunächst nur episodisch-/periodischer Natur, wenn der Acheloos in der Regenzeit genug Wasser führte, so dass es zu einem Abfluss in den See kommen konnte. Die damit gegenüber dem bis dahin dominierenden Revma-Zufluss deutlich gesteigerte Zufuhr von Frischwasser führt zu einer Verbesserung des Sauerstoffhaushalts im See, was sich in einer verbesserten ökologischen Situation niederschlägt. Neben der Zunahme des mikrofaunistischen Bestands ist vor allem die nun offensichtlich stattfindende Bioturbation, die das Konservieren von Sedimentationslagen verhindert, hervorzuheben. Ein weiterer eindeutiger Hinweis auf einen größeren Wechsel in den Bedingungen ergibt sich aus den Ergebnissen der geochemischen Analysen. Die Konzentration von Metallionen im Sediment nimmt signifikant ab (Abb. 79), was ebenfalls die erhöhte Frischwasserzufuhr und den damit einhergehenden Verdünnungseffekt bestätigt. Dies setzt bereits bei etwa 5,35 m u. SOF. ein und damit vor 4700 BC, wie eine nur wenig höher gelegene Datierung belegt (s.u., Abb. 79). Innerhalb des Abschnitts B zeichnet sich in den geochemischen Auswertungen ein Muster ab, dass die



**Abb. 79: Einteilung der Fazies für Profil ETO 1b mit Radiokohlenstoffdatierungen und der Konzentration ausgewählter Metall-Ionen**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Radiokohlenstoffdatierungen siehe Tab. 14, Grafik: A. Schriever)

Befunde der terrestrischen Bohrungen erneut bestätigt. Im mittleren Teil des Abschnitts B zwischen 4,30 und 3,50 m u. SOF., der sich durch gröbere Sedimentanteile und mehr organisches Material auszeichnet (s.o.), ist die Metallionenkonzentration gegenüber dem Rest des Abschnitts B nochmals geringer. Die Gesamtheit aller Befunde sprechen dafür, dass der mittlere Sedimentabschnitt durch permanenten Zufluss des Acheloos entstanden ist. Der Fluss bringt größere Mengen an größerem Material, ins Profundal gelangt hauptsächlich Grobschluff, und organische Reste aus denen dann postsedimentär Pyrit entstehen kann (vgl. Abb. 78 g). Die weiter herabgesetzte Metallionenkonzentration bestätigt den gegenüber einem periodischen Einfluss verstärkten Verdünnungseffekt. Eine Radiokohlenstoffdatierung terminiert das Ende des fluvialen Einflusses auf etwa 1166 – 1005 cal BC.

Der Abschnitt C des Kerns ETO 1b, von 2,00 – 0,00 m u. SOF., unterscheidet sich grundlegend von den beiden bereits beschriebenen Teilen. Der Kernabschnitt weist eine klar sichtbare Laminierung auf, die aus zwei, im obersten Abschnitt teilweise auch aus drei verschiedenen Lagen besteht (Abb. 78 a). Hauptsächlich tritt immer eine Doublette aus einer weißen und einer grauen Schicht auf. Im oberen Kernabschnitt tritt, wie bereits erwähnt, noch eine dunkelbrau-schwarze Lage hinzu, die auf der weißen Schicht aufliegt, so dass ein Lagen-Triplet entsteht. Diese Schichtung ist bereits im Computer-Tomographiebild zu erkennen (Abb. 77). Die Größe der Einzellagen variiert von einigen Millimetern bis in den Submilli-

meterbereich, wobei die geringmächtigeren dominieren. Die verschiedenen Sub-Schichten entstehen durch jahreszeitlich bedingte Ereignisse, so dass davon auszugehen ist, dass eine Zweier/Dreier-Lage einen Jahreszyklus repräsentiert (vgl. ZOLITSCHKA 1998: 7). Die Lagendoublets, bzw. -triplets, wurden mehrfach von verschiedenen Personen ausgezählt, wobei die zum Teil sehr geringe Dicke und der im unteren Teil des Abschnitts C stärker werdende parabelförmige Verzug des Kerns aufgrund der Reibung an der Bohrkammerinnenseite die Auszählung erschwerten. Die Ergebnisse variieren von ~ 1350 bis ~ 1480 Lagendoublets (-triplets). Neben den „zähltechnischen“ Schwierigkeiten können Fehler bei der Gewinnung des Kerns, oder durch Störungen der Schichtung (Erosionseffekte o.ä.) auftreten, so dass eine verlässliche Zählung und damit absolute Altersbestimmung nur unter optimalen Voraussetzungen möglich ist. Im Fall dieses Kerns treten größere Diskrepanzen zur Radiokohlenstoffdatierung auf (s.u.), somit sind die Ergebnisse der Auszählung nicht als absolute Datierungsmöglichkeit zu nutzen (vgl. Abb. 78 a-d).

Die weißen Lagen bestehen aus sehr feinem calcitischen Material, das teilweise eine nahezu amorphe Matrix bildet. Sie entstehen während der Trockenzeit durch die bereits oben beschriebene hydrochemische Kalkausfällung. Vor allem im oberen Bereich enthalten sie zum Teil zahlreiche Reste von Diatomeen-Schalen (Abb. 78 c). Diese haben ihre Blüte meistens im Frühjahr, so dass das Absterben der Algen und damit die Sedimentation ihrer Schalen und der Beginn der epilimnischen Carbonatausfällung direkt aufeinander folgen und sich auf diese Weise eine charakteristische helle Schicht ausbilden kann. Die weißen Lagen zeigen im oberen Teil des Abschnitts zusätzlich oft eine Schicht faserig aussehender Reste von Algen an ihrer Basis (Abb. 78 b). Die im oberen Teil hinzutretenden dunklen Lagen zeichnen sich durch einen hohen Anteil organischen Materials aus. Die grauen Lagen repräsentieren mit ihrem deutlich höheren Gehalt an gröberem Material die regenzeitliche Sedimentationsphase. Sie enthalten zusätzlich wesentlich mehr Reste organischen Materials, was auf die Einschwemmungen des Materials von den umliegenden Hängen durch die einsetzenden Winterregen zurückzuführen ist, denn während der Sommermonate gelangt nur sehr wenig organisches Material in das Gewässer.

Die Laminierung ist äußerliches Zeichen für eine dramatische Veränderung der ökologischen Verhältnisse, denn sie ist nur darauf zurückzuführen, dass der Sauerstoffgehalt für bodenwühlende Organismen nicht mehr ausreicht und somit eine Bioturbation verhindert wird. Das bedeutet also, dass die Zirkulation im Gewässer nicht mehr den kompletten Wasserkörper umfasst (holomiktisch), sondern nur noch Teile (meromiktisch). Die mikrofaunistische Auswertung der Proben aus Kernabschnitt C gibt Aufschluss darüber, was zu der sehr dramatischen Änderung der ökologischen Verhältnisse geführt hat. Ab 2,80 m u. SOF. tauchen zahlreiche Arten von Ostracoden und Foraminiferen auf, die ihre Hauptverbreitung im Brackwasser aufweisen. Hier sind vor allem *Cyprideis torosa* (Ostracode) und *Ammonia beccarii* (Foraminifere) zu nennen (vgl. Abb. A 71 MF.). Hinzu treten als Bivalven

*Cerastoderma glaucum*<sup>47</sup> und *Mytilus* sp., die in brackischem bis marinen Milieu gleichermaßen vorkommen. Damit ist eindeutig nachgewiesen, die Basis des Abschnitts C in 2,99 m u. SOF. die Phase anzeigt, in der der holozäne Meeresspiegelanstieg für einen Anschluss des bis dato existierenden Sees an die südlich gelegene Lagune von Mesolongi sorgt. Der Salzgehalt des einströmenden Wassers verhindert eine vollständige Durchmischung und dadurch kommt es zu einem fortwährenden Sauerstoffdefizit am Gewässergrund. Die anoxischen Bedingungen befördern die Bildung von Pyrit und verhindern die Bioturbation und dadurch kann es zur Ausbildung bzw. Konservierung der oben beschriebenen Laminierung kommen. Die geochemischen Daten deuten daraufhin, dass der Süßwassereinfluss teilweise erheblichen Schwankungen unterlag. So ist davon auszugehen, dass der Acheloos immer wieder größere Mengen Süßwasser in die Lagune von Etoliko gebracht hat. Dies wird durch die Aussage von MILLINGEN (1831: 47, zitiert nach WOODHOUSE 1897: 151) bestätigt, der davon berichtet, dass der Acheloos bei starkem Hochwasser durch sein ehemaliges Bett in Richtung Osten in die Lagune von Etoliko abfließt.

Probename	Tiefe (m u. SOF.)	Material	Labornr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ Alter	1 $\sigma$ max; min (cal BC)
ETO 1b/76+ $^{14}\text{C}$	8,60	angereicherter Pollen	Kia24960	-25,8	20250 +/-170	22.505 – 22.069
ETO 1b/16 $^{14}\text{C}$	7,55	angereicherte Organik	Erl7761	-26,3	11371+/- 87	11.363 – 11.212
ETO 1b/43 PAP	5,14	angereicherte Organik.	Erl7762	-29,3	5850 +/- 56	4792 - 4619
ETO 1b/35 PAP	4,34	angereicherte Organik.	Erl7763	-28,8	9178 +/- 76	8527 - 8296
ETO 1b/9 $^{14}\text{C}$	3,54	angereicherte Organik.	Erl7764	-27,8	3277 +/- 49	1613 - 1500
ETO 1b/25+ $^{14}\text{C}$	3,20	angereicherter Pollen	Kia24961	-27,5	2745 +/- 25	902 - 835
ETO 1b/8 $^{14}\text{C}$	2,93	angereicherte Organik	Erl7765	-28,0	3221 +/- 49	1166 - 1005

Radiokohlenstoffdatierungen der Kerne ETO 1b  
 Labornr.: (Kia) Universität Kiel, (Erl) Universität Erlangen-Nürnberg, (UTC) University of Utrecht

**Tab. 14: Radiokohlenstoffdatierungen des Profils ETO 1b**

Es wurden in allen Kernabschnitten Proben für eine Radiokohlenstoffdatierung entnommen. Dabei handelte es sich um Sedimentproben, aus denen unbestimmtes organisches Material oder Pollenkörner angereichert wurden, um eine AMS-Datierung zu ermöglichen. Diese Probenform ist natürlich nicht optimal, aber die Ergebnisse zeigen bis auf zwei Ausnahmen gute Ergebnisse in einer zu erwartenden Alter/Tiefen-Relation (vgl. Tab. 14).

Die Datierungen des Kerns sind in mehrfacher Hinsicht von großer Bedeutung:

(i) Das Ergebnis der Basisdatierung ergab 22.505 – 22.069 cal BC (vgl. Tab. 14), was bedeutet, das nicht nur die holozänen Sedimente durchteuft wurden, sondern sogar Sedimente aus der Zeit des LGM erreicht worden sind, das macht den Kern zu einem für die Region einzigartigen Befund.

(ii) Die Sedimentationsraten waren im Abschnitt A, der die rein limnische Phase des Gewässers repräsentiert, extrem niedrig. Sie betragen zwischen 8,60 (ca. 22.300 cal BP) und 7,55 m u. SOF. (ca. 11.300 cal BC) nur 0,01 cm/a und zwischen 7,55 und 5,14 m u. SOF. (ca.

<sup>47</sup> Es gibt am rezenten Ufer der Lagune von Etoliko Abschnitte, die einen nur aus Schalenresten von *Cerastoderma glaucum* bestehenden Strand aufweisen.

4700 cal BC) nur 0,04 cm/a. Dies untermauert nochmals die Ergebnisse aus der mikromorphologischen Analyse, dass der regenzeitliche Zufluss aus den Revmata nicht zu einer stärkeren Sedimentation (im Profundal) geführt hat, sondern während dieser Phase die epilimnische Kalkausfällung während der Trockenzeit im Sommer die Hauptquelle des abgelagerten Materials war.

(iii) Die beiden Fälle von Altersinversionen bei 4,34 (ca. 8400 cal BC, vermutlich auf Umlagerung zurückzuführen) und 3,20 m u. SOF. (ca. 870 cal BC, vermutlich Kontamination der Pollen durch Algen o.ä.) liegen in Abschnitt B, der sich durch periodische, bzw. kontinuierlich Beeinflussung des Gewässers durch den Acheloos auszeichnet. Dies könnte vor allem im ersten Fall eine Erklärung sein, da es wahrscheinlicher ist, dass solch „altes“ Material durch Erosion und Transport des Acheloos ins Profundal des Gewässers gelangt ist, als dass es über Revmata von den Hängen eingeschwemmt wurde.

(iv) Trotz des nachgewiesenen Acheloos-Eintrags nehmen die Sedimentationsraten in Abschnitt B nicht übermäßig zu. So liegt die Rate zwischen 5,14 und 3,54 m u. SOF. (ca. 1550 cal BC) mit 0,05 cm/a nur unwesentlich über denen aus Abschnitt A. Erst zwischen 3,54 und 2,99 m u. SOF. (ca. 1200 cal BC) nimmt die Sedimentationsrate auf 0,13 cm/a zu. Ob diese Zunahme bereits auf eine langsam zunehmende Beeinflussung durch den steigenden Meeresspiegel und damit auch häufiger eindringendes Meerwasser (v.a. bei Stürmen) zurückzuführen ist, bleibt Spekulation.

(v) Die Datierung an der Basis des laminierten Abschnitts C steht, wie bereits thematisiert, im Widerspruch zu den ausgezählten Lagen in diesem Kernabschnitt. Bei der Annahme, dass es sich um eine jahresabhängige Schichtung handelt, wäre der Beginn der Laminierung bei einem Auszählungsergebnis von etwa 1400 Lagen auf etwa 600 AD festzusetzen. Damit entsteht eine Diskrepanz von 1800 Jahren zum Radiokohlenstoff-Alter. Dafür gibt es mehrere Erklärungsmodelle. Neben den bereits erwähnten Problemen wie schlichtem Verzählen oder Verlust durch bohrtechnisch bedingte Schwierigkeiten ist natürlich auch vorstellbar, dass es sich gar nicht um eine jahresabhängige Schichtung handelt, sondern um ein anderweitig gesteuertes System. Weiterhin können in einem so tektonisch aktiven Gebiet Diskordanzen, die auf Massenbewegungen o.ä. beruhen, nicht ausgeschlossen werden (VÖTT et al. 2007c). Nicht zuletzt könnte natürlich auch die Radiokohlenstoffdatierung fehlerhaft sein. Da sich aber das Datum von etwa 1200 cal BC für den Anschluss an der Lagune an das Meer (resp. die Lagune von Mesolongi) durch Befunde aus den umliegenden Bohrungen in etwa bestätigen lässt (z.B. Transgression der Lagunenfazies in OIN 20, abgeleitet von der Meeresspiegelkurve), ist die Möglichkeit einer fehlerhaften Datierung auszuschließen.

Zusammenfassend resultiert aus den sedimentologischen Befunden folgende Entwicklung: im ausgehenden Pleistozän existierte in der vermutlich durch karst-morphologische Vorgänge im anstehenden Gips entstandenen Senke nördlich der heutigen Stadt Etoliko ein Süßwassersee (Karstwassersee). Ab spätestens 4700 BC gelangt episodisch/periodisch Flusswasser aus dem Acheloos in den See, wenn der Fluss bei Hochwasser die Schwelle im Süden über-

schreitet. Dieser periodische Zufluss wird irgendwann durch einen permanenten Zufluss ersetzt, der seinerseits ab etwa 1500 BC wieder einen episodisch-periodischen Charakter annimmt. Ab spätestens 1200 BC überschreitet der Meeresspiegel „in Form der Lagune von Mesolongi“ die trennende Schwelle und aus dem See wird die Lagune von Etoliko.

### **7.4.3 Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext**

Die Befunde der 14 terrestrischen Bohrungen der Transekte D – G (Abb. 65, Kap. 7.4) und der Bohrung im Profundal der Lagune von Etoliko zeigen sehr deutlich, dass die Entwicklung des Acheloos-Deltas im östlichen Abschnitt des Arbeitsgebiets einen sehr heterogenen Verlauf genommen hat. Nimmt man den aktuellen Flussverlauf als Anhaltspunkt, so ist das Gebiet nordöstlich der Städte Katochi und Neochori, in dem sich die Transekte D und E befinden, am weitesten von der rezenten Mündung entfernt. Daher war davon auszugehen, dass, ungeachtet des heutigen Flussverlaufs, hier eine frühe Phase des Deltavorbau zu finden ist.

Zur besseren Übersicht werden die Befunde in zwei Abschnitten erörtert: (a) die Befunde aus dem Gebiet linksseitig des Acheloos, das durch die Höhenzüge von Aghios Ilias und Aghios Nikolaos von der Lagune von Etoliko und dem nördlichen Bereich der Lagune von Mesolongi getrennt wird (Transekte D und G) und (b) die Befunde im und östlich des Durchlasses zwischen Aghios Ilias und Aghios Nikolaos, aus dem unmittelbaren Umfeld der Lagune von Etoliko und der nordöstlichen Uferzone der Lagune von Mesolongi (Transekte E und F).

#### **7.4.3.1 Der westliche Bereich**

Alle Bohrungen aus dem westlich der beiden von Norden nach Süden verlaufenden Höhenzüge Aghios Ilias und Aghios Nikolaos liegenden Gebiet zeigen in großer Tiefe fluvio-deltaische Ablagerungen. Vor allem in den Profilen westlich des Aghios Nikolaos-Höhenzugs (in älterer Literatur auch Katzas (-Berge) genannt), OIN 32, 18, 51 und 17, befinden an den Basen in bis zu 15,11 m u. M. (OIN 32) eindeutig Sedimente prodeltaischer und deltaischer Herkunft. Das Alter dieser tief gelegenen, vermutlich ersten Deltaschüttungsphase konnte leider nicht direkt mittels einer Radiokohlenstoffdatierung bestimmt werden. Die Datierung eines Pflanzenrests im Profil OIN 51 in 9,59 m u. M. ergab ein Alter von 4719 – 4538 cal BC. Daraus lässt sich ableiten, dass die deutlich tiefer gelegenen Ablagerungen wesentlich älter sind. Aus der oben genannten Datierung ergibt sich unter der Berücksichtigung der lokalen relativen Meeresspiegelentwicklung (vgl. Kap. 6.1.3) eine Wassertiefe zum Zeitpunkt der Sedimentation von etwa 2 – 3 Metern. Nimmt man diesen Wert als Maßstab, so ergibt sich für die tiefstgelegenen Prodelta- und Delta-Ablagerungen in den Profilen OIN 17, 32 und 51 ein Alter von etwa 6500 BC. Diese Alterseinstufung ist natürlich nur als Näherungswert zu sehen und müsste durch weitere Untersuchungen bestätigt werden, jedoch passt sie sehr gut zu der Annahme von STANLEY & WARNE (1994), dass die Abnahme der Meeresspiegelanstiegsrate im mittleren Holozän zum Beginn von Deltaentwicklung weltweit führte. Wir



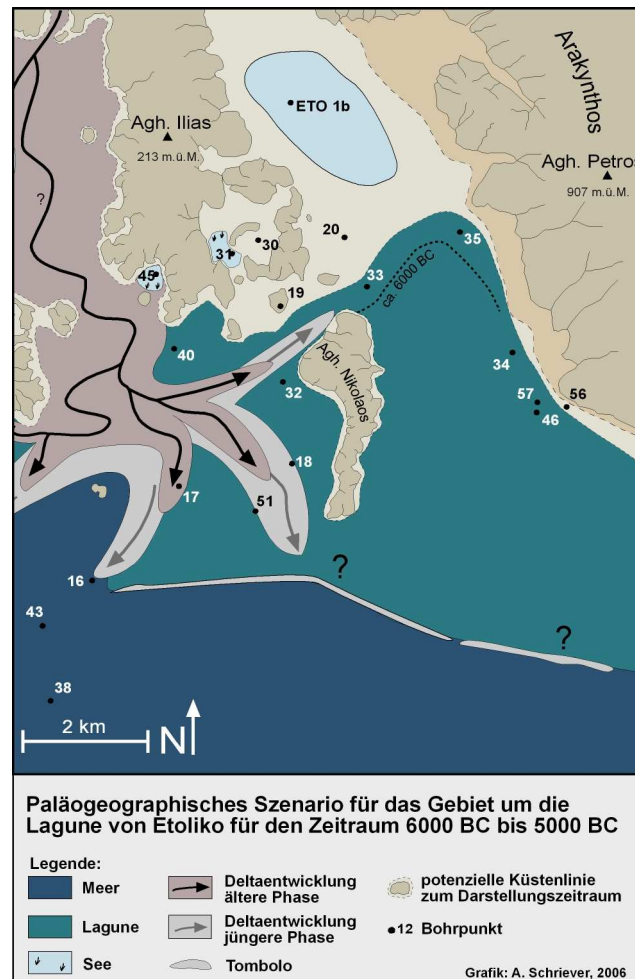
können demnach annehmen, dass es sich bei den erbohrten Sedimenten um die initialen holozänen Deltaablagerungen des Acheloos handelt. Mit diesem sehr frühen Deltavorstoß geht wahrscheinlich schon die Abtrennung einer Lagune einher, was dazu führt, dass das Milieu nordöstlich davon bereits zu diesem sehr frühen Zeitpunkt brackisch-lagunären Charakter annimmt (Abb. 80).

Die flächendeckende Deltasedimentation dauert in diesem Gebiet bis etwa 4000 BC an, wobei es Bereiche stärkerer Sedimentation in Nachbarschaft von Zonen mit Stillwassersedimentation gibt. Es ist als ein klassisches Vogelfuß-Delta ausgebildet. Vor allem an der Westflanke des Aghios Nikolaos-Höhenzugs (OIN 18, 32) zeigen sich Phasen ruhigerer Sedimentation in durch Deltaarme abgeteilten Lagunen. Ab 4000 BC bis etwa 1500 BC zeichnet sich der südliche Abschnitt (OIN 16, 17, und 51) durch die Ablagerung lagunären Materials aus. In dieser Zeit findet der Hauptabfluss des Acheloos in zwei andere Richtungen statt und zwar zum einen etwa dem heutigen Verlauf folgend nach Südwesten, was sich in starker Deltadynamik im Bereich der Insel Trikardo (vgl. Kap. 7.3) bemerkbar macht. Zum Anderen durchströmt ein weiterer Deltaarm die Lücke zwischen den Höhenzügen Aghios Ilias im Norden und Aghios Nikolaos im Süden (Abb. 65, Kap. 7.4) nach Osten in Richtung der heutigen Lagune von Etoliko (s.u.). Dadurch können sich im südlichen Teil der Paracheloitis ruhigere Sedimentationsbedingungen etablieren. Die fluviale Beeinflussung kommt nicht gänzlich zum Erliegen. Sandablagerungen in der Bohrung OIN 51 zeugen von einem permanenten Eintrag flussbürtigen Sediments. Die Profile OIN 16 und OIN 18 weisen ebenso Phasen von Deltasedimentation in diesem sonst durch lagunäre Sedimentation bestimmten Zeitraum auf.

Nach etwa 1500 BC gehen die Bedingungen der lagunären Sedimentation in eine marschähnliche, durch saisonale Überflutungen dominierte Verlandungsphase über. Es etablieren sich für eine solche Landschaft typische Restseen (OIN 17, 18, 32). Dieser Übergang ist von entscheidender Bedeutung, da damit auch die Möglichkeit entsteht, dass der Mensch dieses Gebiet agrarisch in Wert setzen kann. Dass dies zeitlich ins Späthelladikum datiert ist aus geoarchäologischer Sicht von erheblicher Bedeutung, da die Befunde aus dem Umfeld Oiniadais eine bisher unbekannte Besiedlung des Deltas zu dieser Zeit beweisen und damit die Frage nach möglicher anthropogener Einflussnahme auf den Flussverlauf (s.u.) an Bedeutung gewinnt.

An seinem südöstlichen Ende ist in den Höhenzug Agios Ilias ein annähernd kreisrundes Becken namens Valtos Glossis eingesenkt, dessen Südumrahmung sich in kleinere Hügel aufgelöst hat. Dabei handelt es sich vermutlich, ähnlich wie beim Becken der Lagune von Etoliko, um eine Lösungsform im Gipskarst (Doline/Einsturzdoline). Dieser Bereich bleibt trotz seiner Nähe zum im Süden vorbei fließenden Mündungsarm in seiner Entwicklung von fluvialen Einflüssen unberührt. Profil OIN 31 aus dem südwestlichen Teil dieser Struktur offenbart zunächst limnische Ablagerungen, die ab ca. 5550 BC durch semiterrestrische Ablagerungen abgelöst werden. Anschließend wird das Becken durch den steigenden

Meeresspiegel etwa 4700 BC an die Lagune angeschlossen. Diese Phase wird ab etwa 2550 BC erneut durch Torfwachstum beendet. Danach etablieren sich erneut limnische Verhältnisse. Die durch die Lage gut konservierten und vor Erosion geschützten küstennahen Torfe ergaben hervorragende Daten zur Rekonstruktion des Meeresspiegelanstiegs im Bereich der Lagune von Etoliko (vgl. Kap. 6.1.3).



**Abb. 80: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 6000 BC bis 5000 BC**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

### 7.4.3.2 Der östliche Bereich

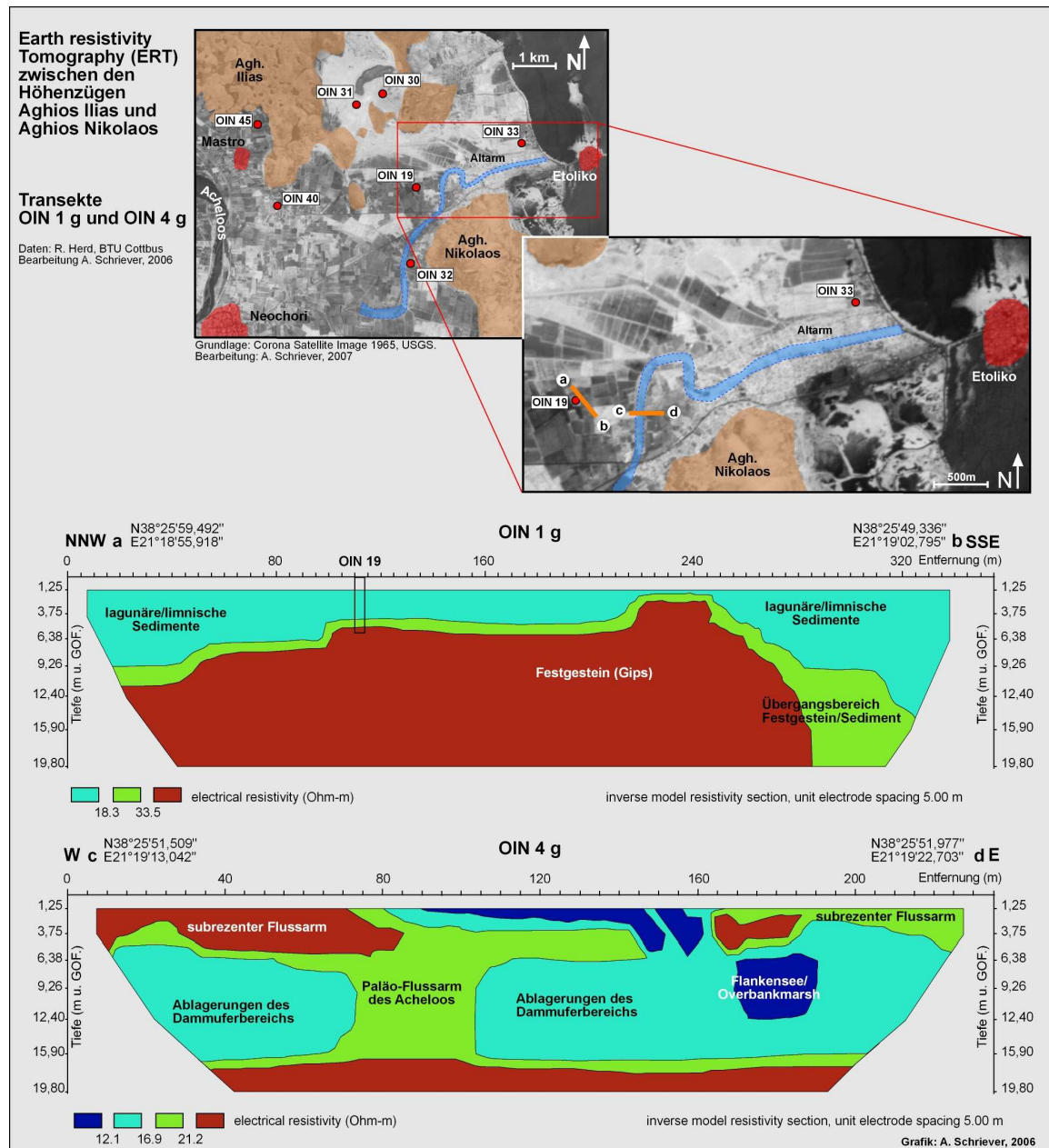
Die geographische Schlüsselstelle in der Entwicklung des Acheloss-Deltas im Bereich der Lagune von Etoliko und der südlich anschließenden Lagune von Mesolongi stellt der schmale Durchlass zwischen den beiden bereits genannten Höhenzügen dar. VÖTT et al. (2007c) bezeichnen ihn als Paracheloitis-Lowland-Pass. Er repräsentiert die einzige Möglichkeit für den Acheloo, das Gebiet um die heutige Stadt Etoliko zu erreichen und sowohl im Corona-Satellitenbild als auch im Gelände sind noch Spuren von Altarmen in diesem Bereich zu finden (Abb. 81). Die Bohrung OIN 19 wurde etwa in der Mitte abgeteuft und erreichte nach nur 6 m u. GOF. den anstehenden Fels, in diesem Fall Gips, der unweit der Bohrung auch abgebaut

wird. Geoelektrische Untersuchungen mittels ERT konnten belegen, dass die Festgesteinschwelle von OIN 19 noch weiter nach Süden reicht und etwa 120m südöstlich von OIN 19 sogar bis nahe an die heutige Oberfläche reicht (Abb. 81). Das bedeutet, dass die Lücke, durch die der Acheloos von Westen nach Osten fließen konnte, nur etwa 800 m bis 1 km breit gewesen sein kann, woraus vermutlich eine relativ hohe Fließgeschwindigkeit resultierte.

Die tief liegenden Prodelta-Ablagerungen im Profil OIN 33, das nur etwa 200 m vom rezenten Ufer der Lagune von Etoliko erbohrt wurde, belegen einen sehr frühen Durchfluss eines Mündungsarms des Acheloos durch den beschriebenen Zwischenraum zumindest in episodischer bis periodischer Form. Da die Sedimente in einer Tiefe von 11,83 m u. M auf litoral aufgearbeitetem Schwemmfächermaterial (vermutlich pleistozänen Alters) aufliegen, ist im Vergleich zur Meeresspiegelkurve ein Alter von etwa 5500 – 5000 BC für diese ersten flussbürtigen Sedimente auf der Ostseite der beiden Höhenzüge durchaus denkbar. Die Befunde aus dem Lagunen Kern ETO 1b stützen diese Annahme, da dort ein erster episodischer Einfluss des Acheloos für einen Zeitpunkt vor 4700 BC nachzuweisen ist. Auch die ersten prodeltaischen Ablagerungen auf der Ostseite der heutigen Lagune von Etoliko im Bereich von OIN 35 korrespondieren in ihrer Tiefenlage sehr gut mit diesem Zeitrahmen (vgl. Abb. 69, Kap. 7.4.1.2).

Die genaue Topographie in diesem Gebiet zu rekonstruieren erweist sich als äußerst schwierig. Im Profil OIN 33 wechseln prodeltaische mit litoralen Sedimenten ab, was durch eine Verlagerung des Flussverlaufs erklärt werden kann. Solche Laufänderungen können zum Beispiel auf die Interaktion mit dem steigenden Meeresspiegel oder auf strukturelle Gegebenheiten des unterlagernden Festgesteins, das heute durch Sediment überdeckt ist, zurückgeführt werden. Auch die Bohrung OIN 19 belegt die komplexen küstenmorphologischen Verhältnisse. Obwohl das Profil nur wenige hundert Meter nördlich des Flussarms liegt, zeigen sich keinerlei Hinweise auf fluviale Beeinflussung. Der Meeresspiegel erreicht den Punkt der Festgesteinsschwelle etwa um 2000 BC und es etablieren sich lagunäre Verhältnisse, die anschließend durch limnische abgelöst werden. Zu dieser Zeit ist der Acheloosarm, der den Durchlass von West nach Ost durchfließt, noch aktiv. Dass sich keine Hinweise auf fluviale Einflüsse finden, spricht für eine äußerst hohe Stabilität des Mündungsarms bzw. seiner Dammufer, vermutlich durch eine relativ hohe Fließgeschwindigkeit begründet, so dass sich ein rein lagunäres Milieu in mittelbarer Entfernung einstellen konnte.

Im ERT-Bild (Abb.81) werden die Befunde aus den Bohrungen eindrucksvoll bestätigt. Es zeigt sich ein klar definierter Paläolauf des Acheloos in der korrespondierenden Tiefe. Die Widerstandsbeiwerte zeigen einen relativ scharf umrissenen Kanal, der in seiner Ausprägung mit den Vermutungen, die sich aus den Profilen ergaben, übereinstimmt. Er ist im tieferen (älteren) Abschnitt relativ schmal und setzt sich klar gegen seine Umgebung ab. Dies stützt die Annahme einer vermutlich hohen Fließgeschwindigkeit und stabiler Dammuferverhältnisse. Die jüngeren, subrezentem Rinnen sind wesentlich ausladender und entsprechen eher dem Bild eines auf einer Deltaebene mäandrierenden Flusslaufs. Zum

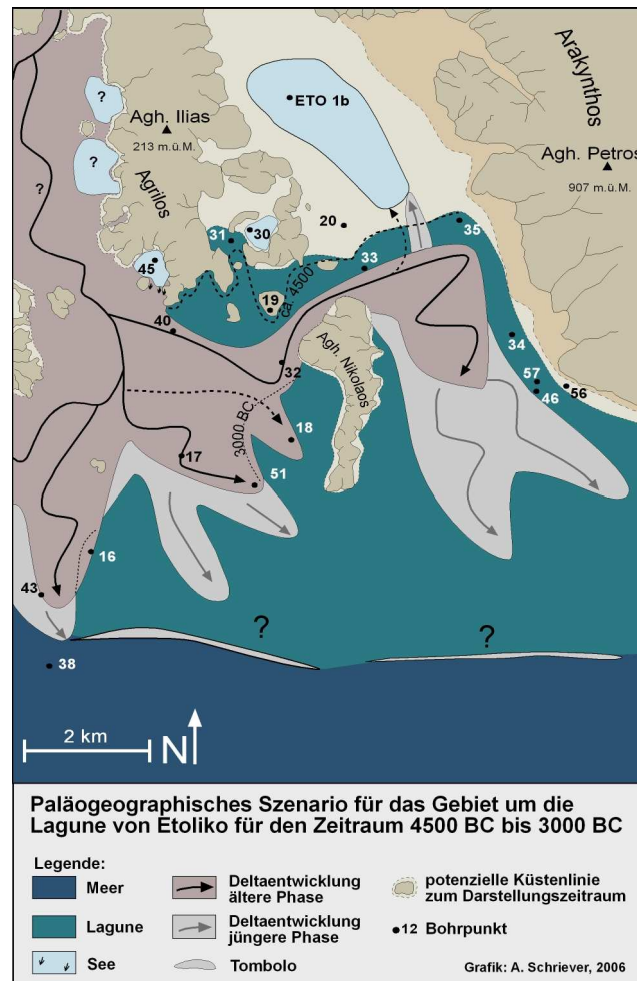


**Abb. 81: Earth Resistivity Tomography (ERT) – Transecte OIN 1 g und 4g zwischen den Höhenzügen Aghios Ilias und Aghios Nikolaos**

(Daten: R. Herd, BTU Cottbus, Grafik A. Schriever, veändert/ergänzt nach VÖTT et al. 2007c)

Zeitpunkt ihrer Entstehung ist die Ausgangstopographie durch die angelieferten Sedimente bereits verdeckt und der Fluss hat einen größeren Raum mit geringer Neigung zur Verfügung.

Die Befunde aus dem Lagunen Kern ETO 1b dokumentieren einen nachweisbaren fluvialen Einfluss auf den damals im nördlich anschließenden Becken vorhandenen See von etwa 4700 bis 1200 BC. Er beginnt als episodisch-periodischer Einfluss, dem ein direkter Zufluss folgt, der wieder episodisch endet. Im Osten, im Profil OIN 35, lagern die ersten Deltasedimente, die einen permanenten Zufluss dokumentieren, mit ihrer Basis in etwa 6,00 m u. M. Daraus resultiert im Abgleich mit der Meeresspiegelkurve, dass sich frühestens ab etwa 3600 BC ein

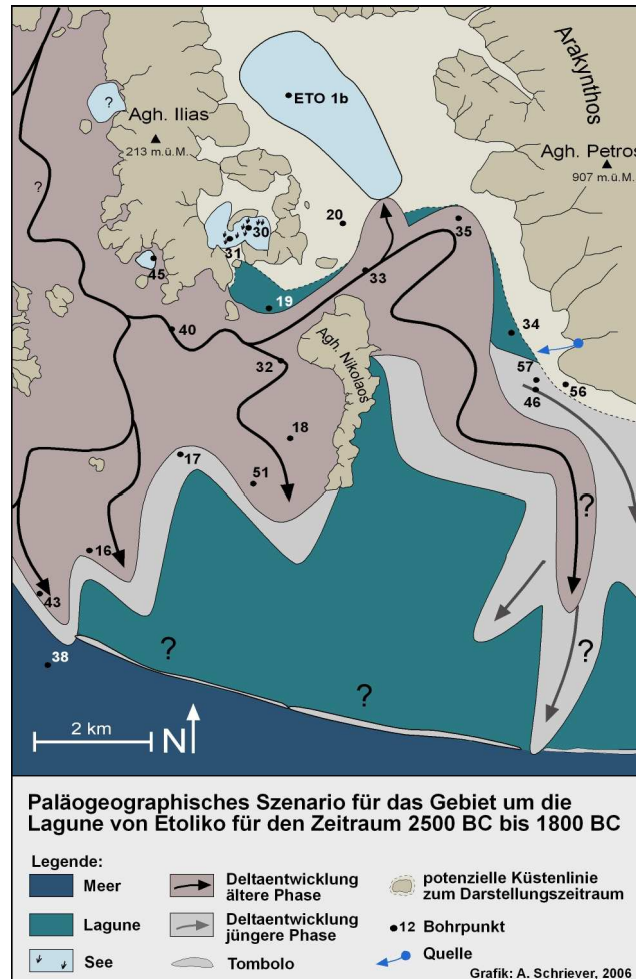


**Abb. 82: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 4500 BC bis 3000 BC**

(Quelle: eigene Daten, Grafik: A. Schriever)

durchgehender Zufluss etablieren konnte. Damit beginnt der Deltavorbau in das Gebiet der heutigen Lagune von Mesolongi (Abb. 82). Dieser Deltavorbau lässt sich vor allem an der Ostseite der Lagune deutlich erkennen und nachweisen. Bereits im Corona- und auch im Landsat-Satellitenbild lässt sich dort ein bedeutender Altarm in Form eines Mäanders diagnostizieren. In diesem Bereich liegen heute ausgedehnte Salzgewinnungsanlagen, so dass der ehemalige Verlauf nicht durch Bewuchs oder Kultivierung unkenntlich gemacht worden ist. Die fluviale Tätigkeit wird durch die sedimentologischen Befunde bestätigt. Während OIN 34 vor allem Prodeltasedimente aufweist, lassen sich die flussbürtigen Ablagerungen im Profil OIN 46 (in unmittelbarer Nähe des im Satellitenbild sichtbaren Altarms abgeteuft) von einer Tiefe von 11,93 m u. M. bis 3,12 m u. M. verfolgen und dokumentieren eine starke fluviale Dynamik, die für ein erhebliches Deltawachstum spricht. Mit Hilfe der Meeresspiegelkurve und der Daten aus den Nachbarbohrungen lässt sich die Dauer des Deltavorbaus bis zum Ende des 2. Jtsd. v. Chr. datieren. Anschließend etabliert sich eine marschähnliche Sedimentationsdynamik auf der Deltaebene. Es finden sich darin immer wieder Sandablagerungen, die einen weiter andauernden fluvialen Einfluss dokumentieren. Das korrespondiert mit den Befunden aus dem Transekt E und den Berichten aus dem 19. Jh.

(MILLINGEN 1831: 47, zitiert nach WOODHOUSE 1897:151), die davon zeugen, dass der Acheloos bei Hochwasser immer wieder seinem alten Bett in Richtung Osten folgte und somit in den Bereich der heutigen Lagune von Mesolongi einströmte.



**Abb. 83: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 2500 BC bis 1800 BC**

(Quelle: eigene Daten, Grafik: A. Schriever)

Dieser Umstand bedingt zusätzlich, dass die Altarme trotz des Meeresspiegelanstiegs in der rezenten Topographie noch so gut zu sehen sind. Noch heute existiert im Stadtgebiet von Etoliko auf der Westseite ein Altarm, der von Fischern und anderen Bootsbesitzern als eine Art Hafen genutzt wird. Er erstreckt sich, heute künstlich begradigt, mehrere hundert Meter ins Landesinnere, ist aber mit Sicherheit natürlichen Ursprungs.

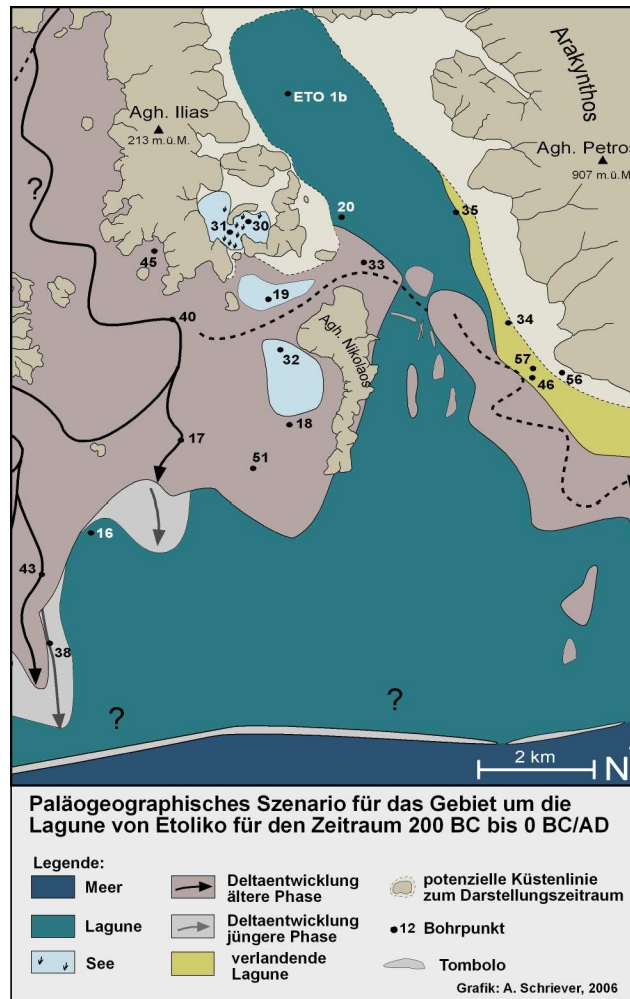
Die Ausdehnung der Deltaebene im Bereich der heutigen Lagune von Mesolongi ist aus den vorliegenden Daten nicht genau zu rekonstruieren. Nimmt man die antiken Quellen und die des 19. Jh. hinzu, wird deutlich, dass dort eine nicht unerhebliche Landfläche existiert haben muss. In den antiken Quellen wird stets die Fruchtbarkeit der Paracheloïtis hervorgehoben, die den Landstrich zu einer von den Aitolern und Akarnanen hart umkämpften Region machte (Abb. 83).

Von den Quellen des 19. Jh. hat die Seekarte von WHARTON (1892, vgl. Abb. 26, Kap. 6.2.2) einen besonders hohen Informationsgehalt. Die in dieser Karte an den Rändern der Lagune von Mesolongi („Missolonghi Lake“) verzeichneten „Mudbanks“ sind wahrscheinlich Reste der überfluteten Deltaebene und der „Channel for large boats“, der einige Kilometer südwestlich von Mesolongi den damals noch vollständigen Strandwall durchbricht und das offene ionische Meer erreicht, ist vermutlich nichts anderes als die ehemalige Hauptabflussrinne des Acheloos in dieser Region. Um diese Hypothesen stichhaltig belegen zu können, bedürfte es weiterer Bohrungen in der Lagune oder zumindest auf den noch vorhandenen Sandbänken.

### 7.4.3.3 Der Kampf des Herakles mit dem Flussgott Acheloos – eine Sage mit realem Hintergrund?

Wie an verschiedenen Stellen bereits erwähnt, ist mit der fluvialen Dynamik des Acheloos im Gebiet der Paracheloitis eine Sage des Herakles verknüpft. In der Sage kämpft Herakles mit dem Flussgott Acheloos, der oft als stierköpfige Schlange dargestellt wird, um Deianeira, die Tochter des Oineus, König von (Alt-) Pleuron und Kalydon. Herakles besiegt Acheloos und bricht ihm ein Horn ab (laut *Eustathios Dion. Per. 431* das linke, zitiert nach OBERHUMMER 1887: 17, Philippson 1958: 407). Herakles gibt dem Acheloos das Horn zurück und bekommt dafür von ihm das Horn der Amaltheia (das Füllhorn), was er Oineus zum Geschenk macht.

Bereits *Strabon (X, 2,20)* interpretiert die Sage dahingehend, dass sich dabei um Flussregulierungsmaßnahmen gehandelt habe, um große Teile der Paracheloitis trockenzulegen und damit urbar und so zum Füllhorn zu machen (vgl. VÖTT et al. 2007c). Diese Auffassung stützen viele Historiker (vgl. Kap. 3.7). Die meisten der Herakles-Sagen werden mittlerweile als Hinweise auf anthropogene Veränderungen der Umwelt gedeutet (MAHLER: 1998). Da die Herakles-Mythologie ihren Ursprung vermutlich in der Bronzezeit, also dem Helladikum hat, sind unsere Ergebnisse von besonderem Wert für die Einordnung der Sage in einen realen Kontext. Der kontinuierliche Deltavorbau im Gebiet der heutigen Lagune von Mesolongi kommt zwischen 1500 und 1200 BC zum Erliegen. Es existieren aber Hinweise auf fortdauernde episodische Flusstätigkeit. Beides passt sehr gut zum Kern der Sage und zur Überlieferung Strabons, dass durch Umleitung des Acheloos fruchtbares Land, nämlich die nun nicht mehr jeden Winter überschwemmte Deltaebene, entstanden ist, und dieses eventuell künstlich durch das alte Flussbett bewässert wurde. Dass Herakles das Füllhorn (das Land) Oineus schenkte, entbehrt ebenfalls nicht einer gewissen Logik, wird (Alt-) Pleuron doch in unmittelbarer Nähe, östlich der heutigen Lagune von Mesolongi vermutet (WOODHOUSE 1897: 127 ff.). Der schmale Küstenstreifen, der heute kultiviert werden kann, war für die damalige Zeit sicher nicht ausreichend und somit gutes Ackerland vermutlich dringend notwendig und stets willkommen (Abb. 84).



**Abb. 84: Paläogeographisches Szenario für das Gebiet um die Lagune von Etoliko für den Zeitraum von 200 BC bis 0 BC/AD**

(Quelle: eigene Daten, Grafik: A. Schriever)

Die Zusammenhänge zwischen Mythologie und landschaftlicher Veränderung durch den Menschen schlüssig zu beweisen ist wahrscheinlich unmöglich, jedoch erlaubt die Koinzidenz der verschiedenen Befunde eine „fundierte“ Spekulation.

#### 7.4.4 Diskussion

Wie bereits im vorhergehenden Kapitel erörtert, ist es bereits den Berichten verschiedener Autoren aus dem 19. Jh. zu entnehmen, dass ein Arm des Acheloos nach Osten in Richtung Etoliko (damals: Anatoliko) floss und weiter nach Süden in Richtung Mesolongi entwässerte. Die in dieser Hinsicht reichhaltigsten Angaben macht MILLINGEN (1831: 47ff., zitiert nach WOODHOUSE 1897: 151), der nicht nur berichtet, dass das ehemalige Flussbett bei ausgeprägtem Hochwasser noch von diesem genutzt wird (s.o.), sondern dass die Stadt Etoliko auf acheloos-bürtigen Sandinseln erbaut sei. Zur Lagune von Mesolongi führt er aus, dass die mit nur sehr wenig Wasser bedeckten, vom Acheloos aufgeschütteten Flächen in der Nähe der Stadt Mesolongi einen perfekten Schutz boten, da sie für ortsunkundige Seeleute ein sicheres



Navigieren unmöglich machten, was ohnehin nur in Booten ohne Kiel möglich sei. Damit beschreibt Millingen eine Situation, die bis heute in einer ähnlichen Form vorhanden ist. Weite Teile der Lagune sind nur von einigen Dezimeter Wasser bedeckt. Größere Boote können sich nur in einem tieferen Kanal bewegen, der vermutlich den alten Flusslauf nachzeichnet (vgl. vorheriges Kap.) und an den Rändern der Lagune stehen Stelzenhäuser von Fischern, die nur in kiellosen Booten erreichbar sind (vgl. Abb. 28 b, Kap. 7.1). Auch POUQUEVILLE (1826) macht Angaben zu einem Altarm, der nach Osten geflossen sei. PHILIPPSON (1958: 350 ff.) bezeichnet die Lagune von Mesolongi ebenfalls als eine durch den Meeresspiegelanstieg überflutete Deltaebene des Acheloos.

Auch zur Entstehung der Lagune von Etoliko haben die Autoren bestimmte Vorstellungen. So vermutet WOODHOUSE (1897 167, Anmerkung 2), dass die Lagune von Etoliko vulkanischen Ursprungs ist. RATH (1882) berichtet von einer signifikanten Schwefelwasserstoffexhalation, die vor allem die Fischerei an der Lagune durch den Tod vieler Fische in Mitleidenschaft gezogen habe. Von ähnlichen Ereignissen wissen auch die heutigen Anwohner (v.a. die Fischer) zu berichten. In einem Gespräch wurde uns von deutlichen Verfärbungen des Wassers und üblen Geruch sowie Fischsterben berichtet. Noch heute ist die Lagune überregional für ihren Fischreichtum bekannt, vor allem Aale werden als einzigartige Delikatesse geschätzt. Daher werden Störungen in der Ökologie der Lagune, die sich auf den Fischbestand auswirken, besonders beobachtet und sofort registriert. Die Schwefelwasserstoffexhalationen sind vermutlich durch die Verwitterungsprozesse im anstehend Gips zu erklären

In den neueren Arbeiten über das Acheloos-Delta wird die ostwärts gerichtete Entwässerung des Acheloos ebenfalls beschrieben. PIPER & PANAGOS (1981: 117) weisen für den Osten des Deltas, basierend auf Satellitenbildern und morphologischen Kartierungen, zahlreiche Altarme aus. Als wichtigsten in diesem Gebiet bezeichnen sie den Arm, der am Ostrand durch die heutige Lagune in Richtung Mesolongi verläuft. Sie vermuten, dass dieser fluvialen Tätigkeit die Entstehung der Inseln südwestlich von Mesolongi, in der heutigen Klisova-Lagune, zuzuschreiben sind. Sie schätzen das Alter auf mehrere tausend Jahre. Als Ursache für die Überschwemmung der Deltaebene führen sie, neben dem steigenden Meeresspiegel, eine fortdauernde Absenkung des Gebiets von etwa 0,5 mm/a an (PIPER & PANAGOS 1981: 131).

Ebenfalls auf Satellitenbilder stützen sich die Arbeiten von FOUACHE (1999) und FOUACHE et al. (2005)<sup>48</sup>. Auch hier ist der Entwässerung des Acheloos in Richtung der Lagunen von Etoliko und Mesolongi beschrieben. FOUACHE et al. (2005: 289) datieren die aktive Phase des Flussarms auf 2500 BP. Dieses Alter ist ebenfalls eine Schätzung und nicht durch Radiokohlenstoffdatierungen o.ä. abgesichert.

---

<sup>48</sup> In Bezug auf den hier diskutierten Ostteil des Deltas. FOUACHE et al. (2005) teufte zwei Bohrungen ab, die aber im Bereich Oiniadai und im nordwestlichen Bereich des Deltas liegen (vgl. Kap.7.2.3 & 7.3.3).

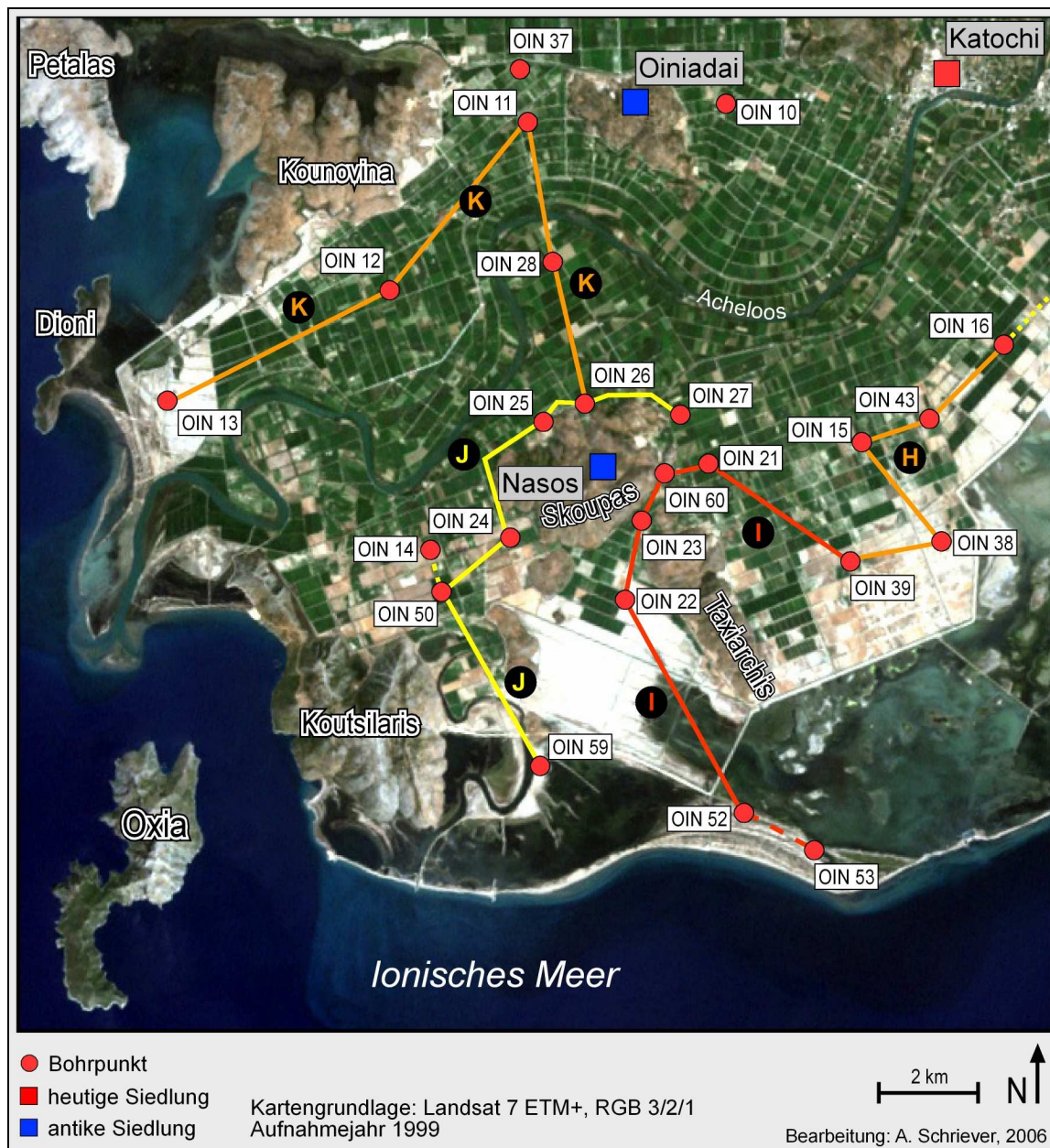
Den ersten sedimentologischen Beleg der Aktivität des Acheloos in diesem Bereich der Lagunen im Osten liefert VILLAS (1984: 115 ff., Fig. 33), die in einer Bohrung, die unweit des in den Kapiteln 7.4.1 und 7.4.3 beschriebenen Profils OIN 35 abgeteuft wurde, Deltafrontsedimente findet und diese auf 5720 cal BP (3770 cal BC) datiert. Die Daten wurden mit Hilfe von des Calib 5.0 Programms (REIMER et al. 2004) neu kalibriert und mit dem marinen Reservoireffekt von 402 Jahren korrigiert, was zu einem Ergebnis von 3477 – 3185 cal BC ( $1\sigma$ -Standardabweichung) führte (VÖTT et al. 2007c). Dieses Ergebnis korrespondiert sehr gut mit dem von uns indirekt datierten Beginn eines permanenten Durchflusses um 3600 BC, wobei der indirekte (Prodelta-) Einfluss, der mit den vorliegenden Daten auf etwa 4700 BC datiert werden kann, von VILLAS (1984: 104) unberücksichtigt bleibt, weil die Bohrung Ach 3 mit etwa 4,50 m u. M. dafür zu flachgründig war. Hingegen stimmt das Ende des fluvialen Einflusses, das Villas ohne dies näher zu erläutern auf 3200 BP (1250 BC) festlegt mit den hier präsentierten Ergebnissen wieder überein.

Der Beweis der Existenz einer überfluteten Deltaebene im Bereich der heutigen Lagune von Mesolongi gelang CHRONIS et al. (1991) mit Hilfe von marinen seismischen Profilen entlang der Nordküste des Golfs von Patras. Sie entdeckten Deltasedimente, die auf der ehemaligen Landoberfläche des letzten Glazials (Marine Isotope Stage 2) aufgelagert sind. Sie schätzten das Alter der Ablagerung auf 5000-3600/2700 BP, wobei sie sich an den Daten von Villas (1984, s.o.) orientierten. CHRONIS et al. (1991: 207) gehen für den Off-shore Bereich von einer durchschnittlichen Senkungsrate von 1 – 2 mm/a aus, also deutlich mehr als von PIPER & PANAGOS für das Land angenommen wird (vgl. VÖTT et al. 2007c).

Zusammenfassend kann fest gehalten werden, dass die hier vorgestellten Ergebnisse die bereits von anderen Autoren aufgestellte Vermutung, es handle sich bei der Lagune von Mesolongi um eine abgesunkene und durch den Meeresspiegel überfluteten Teil der Deltaebene des Acheloos, bestätigen und erstmals der Beginn und das Ende der fluvialen Tätigkeit eindeutig datiert werden konnte. Unter den oben genannten Autoren muss meines Erachtens Alfred Philippson besonders hervor gehoben werden, da er durch reine Beobachtung und Quellenstudium die Genese der Lagune von Mesolongi exakt beschrieben hat.

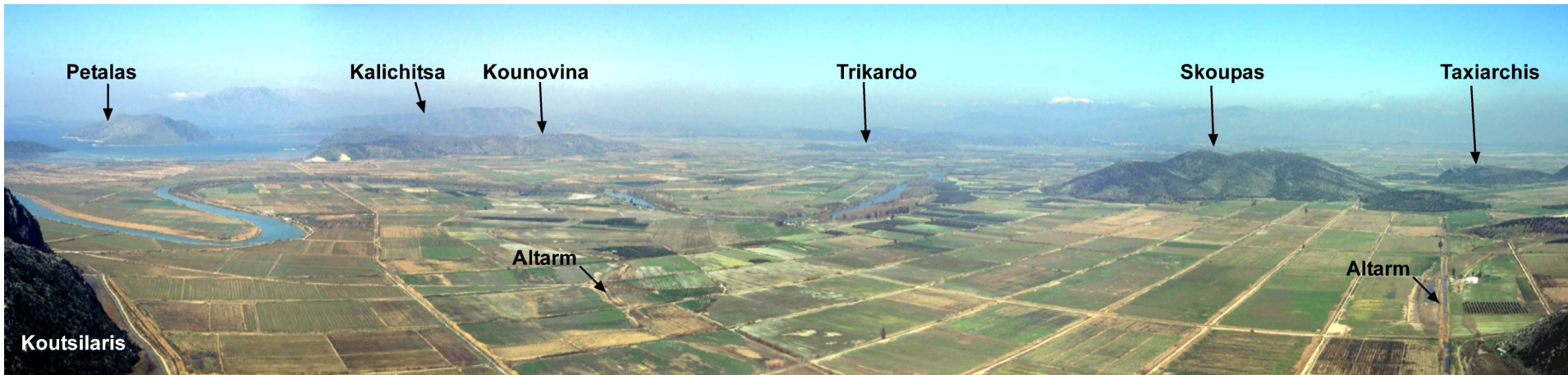
## 7.5 Entwicklung der Deltaebene im Süden des Untersuchungsgebiets

Der Süden des Deltas wird von drei ehemaligen Echinadeninseln dominiert (Abb. 85, Kap. 7.5.1). Die Insel Koutsilaris bildet die südlichste Spitze der Deltaebene und ist von Norden und Osten durch Sedimentanlieferung landfest geworden. Etwa 2,5 km nordöstlich liegt



**Abb. 85: Übersichtskarte der Bohrpunkt-Transecte Süden des Arbeitsgebiets**  
 (Ausschnittvergrößerung aus der Abb. 29, Kap. 7.1)

Kartengrundlage: Landsat 7 ETM+, RGB 3/2/1, Aufnahmejahr 1999, Bearbeitung: A. Schriever



**Abb. 86: Panorama von der ehemaligen Insel Koutsilaris Richtung Nord**

(Fotos und Bearbeitung: A. Schriever)

Skoupas, auf der MURRAY (1985: 97 ff.) die Reste der antiken Wehranlage Nasos lokalisiert. Es handelt sich um eine Filialgründung der Stadt Oiniadai, um weiterhin die Kontrolle über den Golf von Patras zu behalten, als der Hafenzugang Oiniadais zunehmend von Verlandung bedroht war. Nur wenige hundert Meter südöstlich liegt die langgestreckte ehemalige Insel Taxiarchis, die mit ihrer Südspitze an die westlichsten Ausläufer der Lagune von Mesolongi grenzt. Die Abbildung 86 zeigt ein von Koutsilaris aus aufgenommenes Panorama mit Blickrichtung Nord auf den jüngsten Deltabereich.

Als noch nicht durch Sedimente „eingefangene“ Insel liegt Oxia ca. 1,8 km südwestlich von Koutsilaris. Die schroffe Insel ist weithin sichtbar und spielte 1571 bei der Schlacht von Lepanto eine wichtige Rolle, als die Schiffe der „Heiligen Allianz“ aus Venezianern, Spaniern und dem Vatikan sich hinter der Insel versteckt hielten, um aus diesem Hinterhalt anschließend die osmanische Flotte vernichtend zu schlagen.

Ein im Landsat-ETM-Satellitenbild gut sichtbarer Altarm dokumentiert, dass bis in jüngste Zeit ein Flusslauf zwischen den ehemaligen Inseln Koutsilaris und Skoupas verlaufen ist und dieser Teil der Deltaebene wahrscheinlich noch nicht sehr alt ist. Diese Frage und die Entwicklung im Bereich des aktuellen Unterlaufs des Acheloos stehen bei der Auswertung der 22 Bohrungen, die in diesem Bereich abgeteuft wurden, im Mittelpunkt. Von ihnen sind 19 in die Transekte H, I, J und K eingebunden (Abb. 85).

## 7.5.1 Geomorphologisch-sedimentologische Befunde

### 7.5.1.1 Transekt H

Das Transekt H schließt sich direkt an das Transekt G an. Es beginnt mit Profil OIN 16, das bereits im Rahmen der Profilbeschreibung des Transekts G erläutert wurde und das Bindeglied zwischen dem Raum um die Lagune von Etoliko und dem südlichen Deltabereich darstellt (vgl. Abb. 85, Kap. 7.5).

Transekt H setzt sich mit dem Profil OIN 43 (N38°21,700', E21°15,100') nach Südwesten hin fort. Die Bohrung liegt etwa 1,8 km von OIN 16 entfernt und wurde aus 0,44 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 13,00 m u. GOF. (entspricht 12,56 m u. M).

Die Basis bildet ein Sedimentpaket, das mit einer Wechsellagerung aus grauem, feinsandigem Schluff und tonigem, schwach feinsandigem Schluff beginnt. Ab 11,56 m u. M. dominiert feinsandiger Schluff, in dem die Sandkomponente gut sortiert und das Sediment insgesamt kompakt und schwach laminiert ist. Es treten nur vereinzelt Molluskenfragmente auf. Es handelt sich um ein Sediment aus dem Übergang von einem flachmarinen zu einem marin-brackischen Ablagerungsraum im Prodelta-Bereich. Die wird durch die geochemischen Parameter untermauert. Auffällig ist eine relativ hohe Konzentration von  $K^+$ , die eigentlich für verstärkten Süßwassereintrag spricht. Die ebenfalls hohen  $Na^+$ -Konzentrationen weisen dagegen eindeutig auf marine Verhältnisse hin (Abb. A 43 b). Beides zusammen deutet wechselnde Bedingungen an, wie sie für den Prodelta-Bereich typisch sind.

Das Prodelta-Sediment wird von 8,94 bis 4,05 m u. M. durch einen grau-bunten mittelsandigen Grobsand überlagert, der marine Molluskenfragmente und komplette Individuen (*Cyclope neritea*, *Cerithium* sp.) enthält. In einigen Abschnitten ist der Sand bohrtechnisch bedingt durch Grundwasser ausgespült, was den geringen Gehalt an bindigem Material widerspiegelt. Der Sand repräsentiert eine starke Deltaschüttungsphase, da vor allem Grobsand abgelagert wurde. Die Datierung von organischem Material in 8,86 m u. M. ergab ein Alter von 4903 – 4795 cal BC (Tab. 15) und markiert somit den Beginn des direkten Achelooseinfluss in diesem Bereich. Eine weitere Datierung an einer marinen Gastropode der Gattung *Bittium* in 4,52 m u. M. ergab ein Alter von 4098 – 3976 cal BC (Tab. 15), was innerhalb eines fluvial abgelagerten Sediments nur mit einer Umlagerung älteren Materials in diese Position zu erklären ist, da der Meeresspiegel zu diesem Zeitpunkt etwa 1 m tiefer lag.

Oberhalb der Deltasande folgt ab 4,05 m u. M. mit einer scharfen stratigraphischen Grenze ein heterogenes Sediment, das mit einem fleischfärblich-grauen, tonigen Schluff beginnt und über eine Wechsellagerung aus grauem, schluffigem Feinsand und tonigem Schluff in einen rostfärblichen Feinsand übergeht. Die Ablagerungen spiegeln die Wechsel zwischen ruhigeren und bewegteren Sedimentationsbedingungen wider. Die scharfe Grenze zwischen Sanden einer Deltasedimentation und einem tonigen Schluff markiert einen plötzlichen Abbruch der fluvialen Tätigkeit und das Einsetzen einer Stillwasserphase. Das ist nur durch größere Veränderungen, wie ein Dammuferdurchbruch oder ähnliches, weiter flussaufwärts zu erklären. Auffällig ist, dass sich in diesem Sediment keine Makrofaunareste befinden. Dies könnte auf schwankende, instabile ökologische Bedingungen hinweisen, die durch die geochemischen Analysen allerdings nicht zwingend belegt werden. Insgesamt handelt es sich um ein Prodelta-Sediment bzw. die Ablagerungen in einer langsam verlandenden Rinne.

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	1 $\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 16/7M	2,50	1,88	Mollusken	UTC 12325	-3,9	2061+/-42	269 - 367 cal AD
OIN 16/18M	6,55	5,93	Mollusken	UTC 12324	-11,1	5552+/-40	4012 - 3943 cal BC
OIN 39/10M	3,82	3,53	Mollusken	UTC 13211	-1,1	2450+/-42	189 - 81 cal BC
OIN 39/14+PR	5,78	5,49	Pflanzenrest	UTC 13212	-27,9	2104+/-33	168 - 59 cal BC
OIN 39/24PR	13,25	12,96	Posid. oceanica	UTC 13213	-13,0	2552+/-33	331 - 231 cal BC
OIN 43/12M	4,96	4,52	Mollusken	UTC 13698	-1,3	5605+/-37	4098 - 3976 cal BC
OIN 43/17OS	9,30	8,86	org. Mat.	UTC 13697	-27,3	5970+/-36	4903 - 4795 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt H  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 15: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt H**

Darüber schließt sich ab 1,77 m u. M. wieder ein gut sortierter, grau-hellbrauner Feinsand mit Mittelsandkomponente an. Zahlreiche Anzeichen einer hydromorphen Überprägung weisen das Sediment als fluviale Ablagerung einer Rinne der vorgerückten Deltaebene aus. Ab 0,80 m u. M. werden die Rinnensande von einem Hochflutlehm überlagert (Abb. 87).

Das Transekt H setzt sich mit dem Profil OIN 38 (N38°20833', E21°15,133') fort, das etwa 2 km südlich von OIN 43 aus 0,01 m ü. M. erbohrt wurde. Die erreichte Tiefe betrug 15,00 m u. GOF (entspricht 14,99 m u. M.).

Der größte Teil des Profils, von der Basis in 14,99 bis 5,14 m u. M., besteht aus einem Sediment, dessen Hauptbestandteil grauer, schluffiger Feinsand ist. Zwischen 11,62 und 9,54 m u. M. ist das Material tonhaltiger. Das Sediment enthält im Abschnitt zwischen etwa 12,50 und 9,50 m u. M. zahlreiche Reste von Seegras (-matten) (*Posidonia oceanica*). Nach oben hin treten vermehrt mittel tonige Schluffbändchen auf, die häufigere Wechsel in der Sedimentationsdynamik anzeigen. Marine Makrofaunareste, wie *Cerastoderma glaucum*, *Pecten* sp., *Cerithium* sp., kommen über das gesamte Sediment verteilt vor, allerdings im Bereich der Seegrasreste gehäuft. Hohe Leitfähigkeitswerte und sehr niedrige Werte beim  $K^+/Na^+$ -Verhältnis sprechen für einen flachmarinen Ablagerungsraum. Die größeren Feinsandabschnitte deuten auf flussbüriges Material hin. Dass es sich um Sedimente aus den Litoral handelt ist unwahrscheinlich, da die Laminierung und der Schluffgehalt dagegen sprechen. Viel mehr handelt es sich um Ablagerungen im Übergang von einer flachmarinen Buchtsituation zu einer Prodelta-Sedimentation. Die ökologischen Bedingungen waren über weite Strecken gut, so dass sich eine reichhaltige und für flachmarine Verhältnisse typische Flora und Fauna<sup>49</sup> etablieren konnte.

Ab 5,14 m u. M. folgt ein sandiges Sediment, das im unteren Abschnitt bis etwa 4,35 m u. M. aus Feinsand und anschließend aus Mittelsand aufgebaut wird. Der Sand ist gut sortiert, kompakt und enthält zahlreiche Pflanzenreste, die häufig in Lagen angeordnet sind. Im oberen Abschnitt, vor allem zwischen 3,44 und 3,28 m u. M., ist feineres Material in Form von mittel tonigem Schluff eingeschaltet, der mit sehr zahlreichen marinen Fossilfragmenten und Pflanzenresten durchsetzt ist. Die Anzahl der Molluskenfragmente nimmt im gesamten Sedimentabschnitt nach oben hin zu. Die Ablagerung feineren Materials deutet erneut auf einen zwischenzeitlichen Zusammenbruch der fluvio-deltaischen Sedimentationscharakteristik hin. Es handelt sich insgesamt um Deltafrontablagerung, die unter wechselnden Fließgeschwindigkeiten zustande gekommen sind und vermutlich in einer relative geringen Wassertiefe sedimentiert wurden.

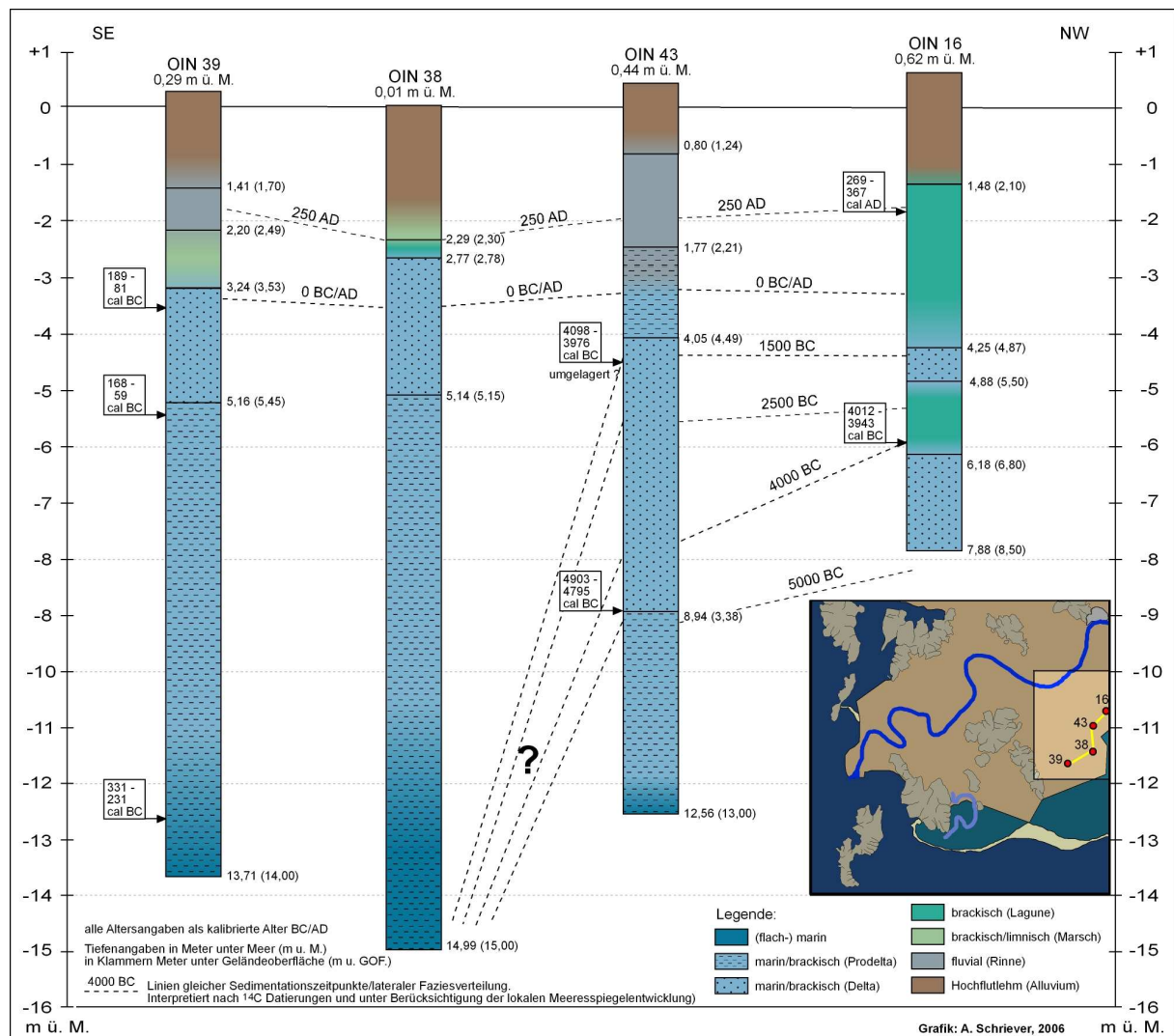
Es schließt sich von 2,77 bis 2,29 m u. M. ein hell-grünlich grauer, mittel toniger Schluff an, der sehr zahlreiche Molluskenfragmente und komplette Individuen enthält. Eine deutliche Erhöhung der Leitfähigkeitswerte deutet auf einen Wechsel von einem eher fluvial geprägten zu einem brackisch-lagunären Milieu hin.

Es folgt bis zur Profiloberkante ein Hochflutsediment, der im unteren Bereich laminierten, fleischfärblich-braunen, mittel tonigen Schluff, der einer marschähnlichen Sedimentation entstammt. Im Hochflutsediment sind zum Teil feinsandhaltigere Lagen eingeschaltet, die aus

---

<sup>49</sup> Dabei muss es sich nicht zwangsweise um eine Meeresbucht gehandelt haben. Nach eigener Anschauung aus dem Umfeld des Untersuchungsgebiets (Lagunen im Bereich des Sundes von Lefkas) wächst *Posidonia oceanica* nicht nur im vollmarinen, sondern auch im lagunären Milieu.

größeren, singulären Überflutungsereignissen wie Dammuferdurchbrüche (crevasse splays) resultieren (Abb. 87).



**Abb. 87: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts H**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Das Transekt H wird in west-südwestliche Richtung mit dem Profil OIN 39 (N38°20,667', E21°14,300') abgeschlossen, das etwa 1,80 km entfernt von OIN 38 aus 0,29 m ü. M. erbohrt wurde. Die erreichte Tiefe betrug 14,00 m u. GOF. (entspricht 13,71 m u. M., Abb. 88).

Zunächst fällt die sehr starke stratigraphische und fazielle Ähnlichkeit zum Profil OIN 38 auf. Bis auf eine Ablagerung von Rinnensanden im oberen Profilbereich sind die Profile quasi identisch.

OIN 39 beginnt mit feinsandigem, tonigen Schluff, der alle Charakteristika eines flach-marinen Ablagerungsmilieus aufweist. Es finden sich Reste von *Posidonia oceanica*, marine Makrofaunenelemente und auch die geochemischen Parameter weisen auf die Akkumulation in einem Meeresbucht hin.



Die Datierung von *Posidonia oceanica*-Resten aus 12,96 m u. M. ergab ein Alter von 331 – 231 cal BC (Tab. 15). Dies ist für die Tiefenlage ein sehr junges Alter und ist mit den anderen Datierungen aus dem Transekt H nur schwer in Verbindung zu bringen. Die Möglichkeit, dass es sich um einen Fehler bei der Radiokohlenstoffdatierung handelt, ist relativ gering, da eine weitere Datierung aus dem oberen Abschnitt der Prodelta-Ablagerung bei 5,49 m u. M. ebenfalls für ihr Alter von 168 – 59 cal BC sehr tief liegt (Tab. 15, s.u.), was damit auch für eine junge Sedimentation spricht. Dies impliziert enorme Sedimentationsraten, gerade weil es sich nicht nur um Grobmaterial handelt.



Abb. 88: Foto des Profils OIN 39 mit fazieller Einteilung

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Das Material wird von einem grauen, mittel tonigen Schluff abgelöst, der Feinsandlagen bis 4 cm Mächtigkeit enthält. Die Laminierung ist auf den Einfluss fluvialer Schüttungen zurückzuführen, die das Sediment als eine typische Prodelta-Ablagerung charakterisieren. Die

nach oben hin zunehmenden Feinsandlagen dokumentieren die langsame Annäherung der Deltafront sehr eindrucksvoll. Der Feinsandanteil dominiert ab etwa 7,00 m u. M. und der Schluff tritt nur noch in Bändchen auf. Es häufen sich Funde von Pflanzenresten, die ebenfalls in Lagen angeordnet sind. Insgesamt reichen die Prodelta-Ablagerungen bis 5,16 m u. M. und die bereits erwähnte Datierung belegt für das Ende der prodeltaischen Phase etwa das erste Jahrhundert vor Christus.

Oberhalb werden sie von grauem Feinsand überlagert, der im unteren Bereich zunächst Mittelsandlinsen und -bändchen enthält und im oberen Abschnitt (3,71 bis 3,24 m u. M.) eine deutliche, permanente Mittelsandbeimengung. Die geochemischen Daten zeigen einen steigenden Süßwassereinfluss (Leitfähigkeit) und es sind organikreiche Lagen eingebettet. Das Sediment entspricht den zu erwartenden Ablagerungen der sich im Liegenden ankündigenden Deltafront. Die Datierung einer marinen Muschel (*Dosinia exoleta*, komplettes Individuum) aus 3,53 m u. M. ergab ein Alter von 189 – 81 cal BC (Tab. 15), was in etwa dem gerade diskutierten Alter der oberen Prodelta-Ablagerungen entspricht. Die leichte Altersinversion könnte man durch die bei der  $^{14}\text{C}$ -Methode auftretenden Fehlerquellen (vgl. Kap. 5.3) erklären, insbesondere, weil mit organischem Material und Muschelschalen unterschiedliche Materialien untersucht worden sind. Es ist aber durchaus möglich, dass beide Datierungen korrekt sind, je nachdem, in welchen Bereich der  $1\sigma$ -Fehlerspanne das „wirkliche“ Alter der Probe fällt und wie groß die Sedimentationsrate (s.o.) ist.

Von 3,24 m u. M. an dominiert wieder grauer, fleischfärblich-weißlich laminiertes, mittel toniger Schluff, der aber immer noch Feinsandbeimengungen, oft als Lagen ausgebildet, aufweist. Eine durch die geochemischen Daten (verringerte Leitfähigkeit, höheres  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ -Verhältnis, Abb. A 39 b) belegte Aussüßung spricht für ein brackisch-limnisches, marschähnliches Sedimentationsmilieu, in dem periodische, flussbürtige Überflutungen für Feinsandeintrag sorgen.

Mit einer scharfen farblichen und stratigraphischen Grenze folgt nach oben hin braun-bunter Sand, der von Mittel- in Feinsand übergeht. Das Sediment ist frei von makroskopisch sichtbaren marinen Faunaresten und auch die geochemischen Daten weisen darauf hin, dass es sich hier um eine fluviale Ablagerung der Deltaebene handelt. Der abrupte Farb- und Fazieswechsel spricht für das Vorhandensein einer Erosionsdiskordanz an dieser Stelle. Die Flusssande ersetzen ein anderes, vermutlich einer Stillwassersedimentation entstammendes Material durch Erosion und anschließende Akkumulation.

Ab 1,41 m u. M. folgt mit der Ablagerung von braunem Lehm der rasche Übergang in eine Hochflutsedimentation (Abb. 87 und 88).

Die sedimentologischen Ergebnisse der Profile des Transekts H sind spektakulär. Da die letzten beiden Profile, OIN 38 und 39, stratigraphisch und faziell nahezu identisch sind, können, auch ohne Datierungen für das Profil OIN 38 zu haben, die beiden in ihrer zeitlichen Dimension verglichen werden. Demnach gibt es einen überaus deutlichen Wechsel in den

sedimentologischen Gegebenheiten zwischen dem Profil OIN 43 und OIN 38. Die Gründe dafür können vielfältig sein und sollen im Kapitel 7.5.3 ausführlich diskutiert werden.

### 7.5.1.2 Transekt I

Im Westen von Transekt H schließt sich Transekt I an. Das Profil OIN 39 verbindet beide miteinander. Transekt I verläuft zunächst von OIN 39 nach Nordwesten zum Profil OIN 21. Von dort mit den Profilen OIN 60, 23 und 22 zwischen den ehemaligen Inseln Taxiarchis im Südosten und Skoupas im Nordwesten hindurch und endet mit Profil OIN 52 auf der meerabgewandten Seite des Strandwallsystems, das die westlichen Ausläufer der Lagune von Mesolongi und das Ionische Meer voneinander trennt (vgl. Abb. 85, Kap 7.5).

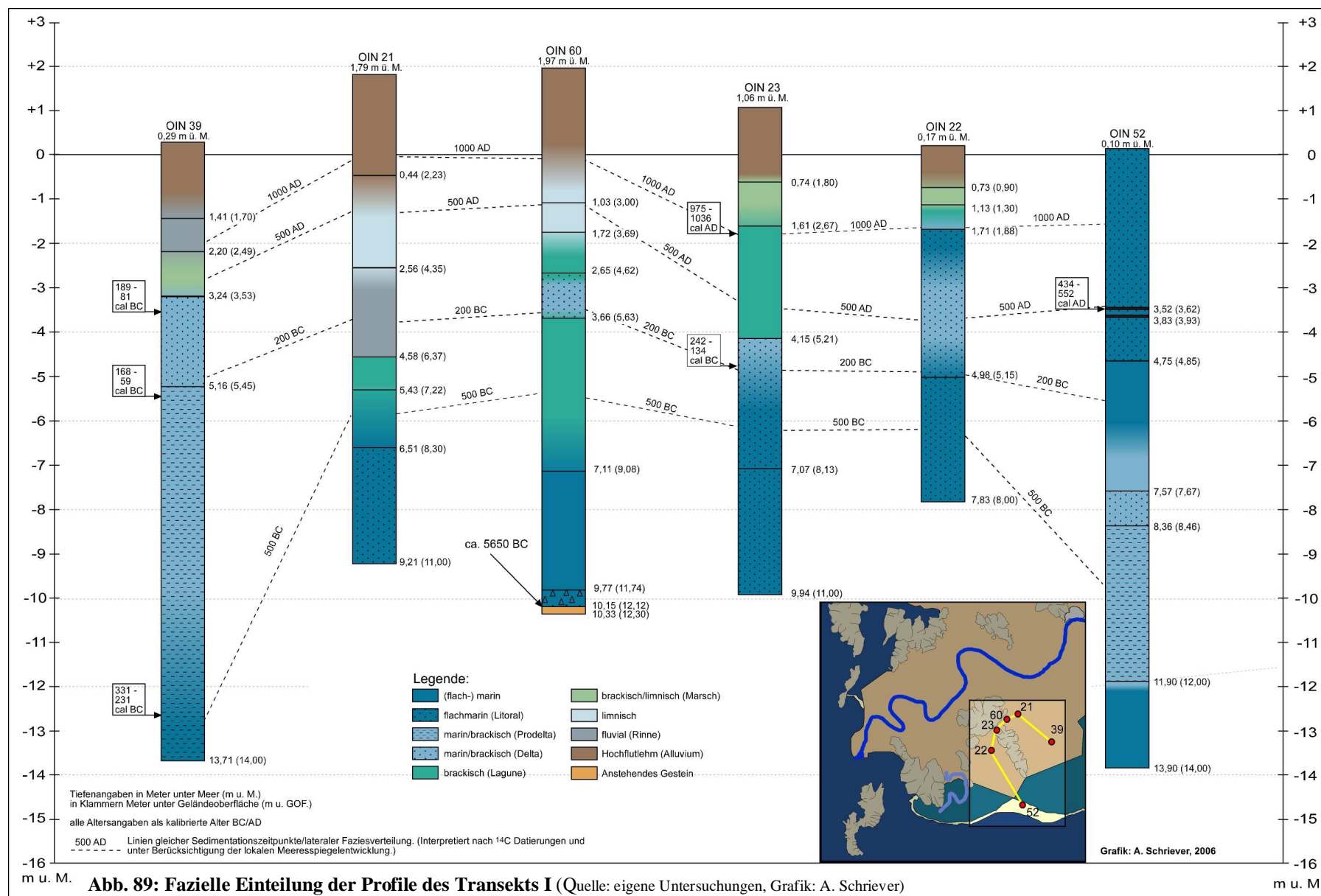
Das Profil OIN 39 wurde im Rahmen der Ausführungen zu Transekt H bereits beschrieben (s.o.), so dass die Beschreibung des Transekts I mit OIN 21 beginnt.

Das Profil OIN 21 (N38°21,450', E21°12,633') wurde aus 1,79 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 11,00 m u. GOF. (entspricht 9,21 m u. M.). Es beginnt mit dunkelgrauem, sehr kompakten Feinsand, der im unteren Abschnitt vereinzelt schluffreichere Partien enthält. Das Sediment riecht stark nach H<sub>2</sub>S und es finden sich carbonatisch-verfestigtes Material, das an Beachrock erinnert. Eine eindeutige Bestimmung ist nicht möglich. Nach oben hin nimmt die Anzahl mariner Fossilfragmente zu (vor allem *Tellina* sp.) und der Sand ist sehr gut sortiert. Die geochemischen Kennwerte, wie hohe Leitfähigkeit, niedriges K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup>-Verhältnis, hohes Ca<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+/3+</sup>-Verhältnis und niedriger Orthophosphatgehalt sprechen für eine Ablagerung unter marinen Bedingungen (Abb. A 21 b). Es handelt sich um Ablagerungen einer litoralen/sublitoralen Fazies, wie ein Strand oder eine Sandbarre, sie reichen von der Basis bis 6,51 m u. M.

Darüber nimmt der Anteil an Feinmaterial (Schluff) immer mehr zu, was für ruhigere Sedimentationsverhältnisse spricht. Die Zahl der marinen Molluskenfragmente (unter anderem Klappen von *Venus verucosa*) nimmt ebenfalls zu. Die geochemischen Analysen deuten auf eine sukzessive Abnahme der Salinität hin, so dass das Sediment einen Übergang von marinen zu lagunären Verhältnissen nachzeichnet.

Ab 5,43 m u. M. folgt grauer, mittel toniger Schluff zum Teil mit einer fleischfärblichen Laminierung. Es treten schilllagenähnliche Anreicherungen mariner Molluskenfragmente und kompletter Individuen auf. Die oben bereits beschriebene Tendenz zur Abnahme der Salinität setzt sich fort, so dass das Sediment als brackisch-lagunäre Ablagerung angesprochen werden kann.

Mit einer sehr scharfen stratigraphischen Grenze setzt grau-bunter Mittelsand als nachfolgendes Sedimentpaket ein. Er ist gut sortiert, enthält Hydromorphie-Merkmale und ist fossilieer. Es ist davon auszugehen, dass es sich auch hierbei um eine Erosionsdiskordanz handelt. Fluviale Erosion hat unter anderen Bedingungen abgelagertes Material ausgeräumt



**Abb. 89: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts I** (Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

und Rinnensande akkumuliert (vgl. OIN 39). Die Färbung des Sandes verändert sich kontinuierlich und es dominieren im oberen Bereich des Sediments Braun-Töne. Dies deutet darauf hin, dass sich der Sedimentationsraum von der Deltafront zur Deltaebene verlagert hat. Die Vorgänge müssen sich in jedem Fall sehr küstennah abgespielt haben, denn auch eine fluviale Erosion unterhalb des damaligen Meeresspiegels ist möglich (pers. Mitteilung, J. C. Kraft, August 2005). Der Sand reicht bis 2,56 m u. M.

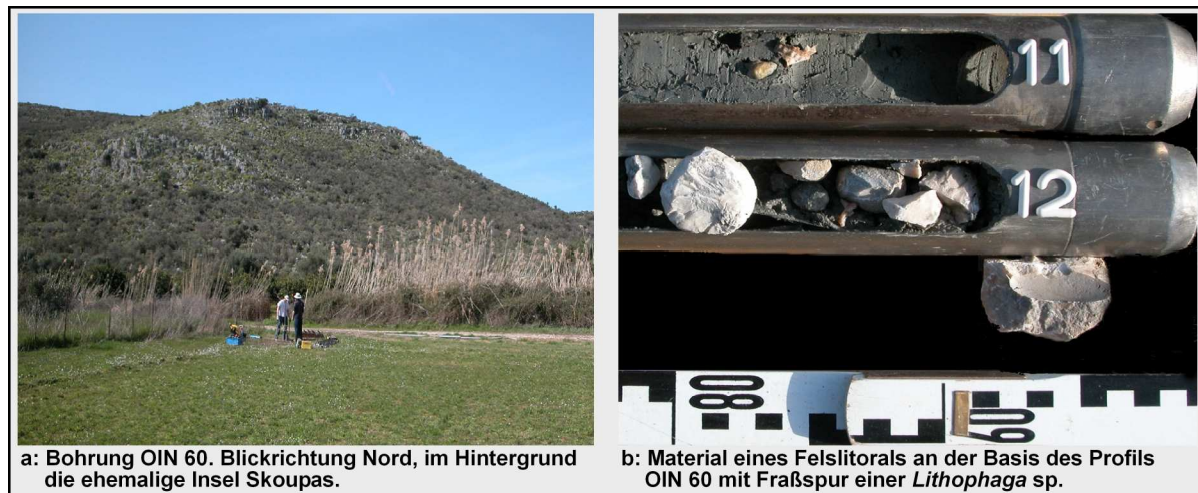
Mit einer kurzen Übergangszone, bestehend aus einer Wechsellagerung aus mittel tonigem Schluff und Feinsand, schließt sich bis 0,44 m u. M. ein Stillwassersediment aus stark tonigem Schluff an. Es ist grünlich-weißlich-fleischfärblich-braun laminiert. Niedrige Leitfähigkeitswerte, ein sehr hoher Wert für das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis und ein sehr niedriges  $Ca^{2+}/Fe^{2+/3+}$ -Verhältnis zeigen limnische Verhältnisse an. Das Sediment ist durch Bodenbildungsprozesse beeinflusst, was durch hohe Konzentrationen pedogener Stoffe wie  $Fe^{2+/3+}$  und  $Mn^{2+/4+}$  deutlich wird. Diese Prozesse können postsedimentär oder aber auch mehr oder weniger synchron zur Ablagerung stattgefunden haben, da es sich um Sedimente einer verlandenden Flussrinne handelt und die Wasserbedeckung von der Saisonalität der Niederschläge abhängig gewesen ist.

Ab 0,44 m u. M. folgt eine Ablagerung, die einer fluvialen Hochflutdynamik entstammt (Abb. 89).

Als nächstes Profil des Transekts I folgt OIN 60 (N38°21,367', E21°12,150'), das etwa 1 km westlich von OIN 21 erbohrt wurde. Es liegt nur ca. 150 m von der ehemaligen Insel Skoupas entfernt und in der Nähe der von MURRAY (1985: 97 ff.) beschriebenen Ruinen, die er der Wehranlage Nasos zuordnet. Die Bohrung wurde aus einer Höhe von 1,97 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 12,30 m u. GOF. (entspricht 10,33 m u. M.)

Das Profil beginnt von 10,33 bis 10,15 m u. M. mit einem Sediment, bestehend aus einem Gemisch aus bohrerfüllenden Kalksteinbruchstücken und einem braunen, tonigen Schluff, der als Bodensediment anzusprechen ist. Es handelt sich um das anstehende Kalksteinmaterial, das zum Beispiel in Form einer Hangschuttdecke o.ä. in das Bodensediment eingearbeitet ist.

Darüber schließt sich eine Schicht aus Kalksteinbruchstücken verschiedener Größe an, die Zeichen bioerosiver und biokonstruktiver Überarbeitung zeigen. Es findet sich die Fraßspur einer Steindattel (*Lithophaga* sp., Abb. 90 b) und Material mit *Bryozoen*- und *Vermetiden*-Bewuchs. Die Schicht, die bis 9,77 m u. M. reicht, ist demnach eindeutig einer marinen Fazies zuzuordnen und zwar dem Felslitoral. Da sich im Liegenden eindeutig Paläobodensediment findet, handelt es sich um ein Zeugnis der marinen Transgression.



**Abb. 90: Umgebungs- und Detailfoto der Bohrung OIN 60**

(Fotos: a & b: A. Schriever)

Im Hangenden folgt bis 7,11 m u. M. grünlich-grauer mittel toniger Schluff, mit zahlreichen marinen Molluskenfragmenten einer typisch flachmarinen Vergesellschaftung, zum Beispiel Klappen von *Arca noae*, *Pecten* sp., *Mytilus* sp. und *Hexaplex trunculus* (Herkuleskeule). Dazu finden sich Reste von *Posidonia oceanica*-Matten. Ab 7,95 ist dem Schluff Feinsand beigemischt. Bei den geochemischen Daten fällt auf, dass das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis hohe Werte aufweist, was eigentlich für den Einfluss von Süßwasser spricht, der aber aufgrund der Lage nicht mit einem fluvialen Einfluss erklärbar ist. Möglich ist eine Zufuhr durch Karstwasser, wie es häufig entlang der akarnanischen Küste zu beobachten ist, wenn Karstquellen durch den holozänen Meeresspiegelanstieg überflutet wurden, aber durch ihre Unabhängigkeit vom Grundwasserpegel weiter schütten. Insgesamt eine flach marine Fazies mit gut entwickelter, typischer Faunengesellschaft.

Ab 7,11 m u. M. folgt grauer, mittel toniger Schluff, der nur noch wenige marine Molluskenfragmente enthält und nach oben eine fleischfärbliche Laminierung zeigt. Die geochemischen Kennwerte deuten auf einen langsam zunehmenden Einfluss von Süßwasser hin, vor allem der weiter steigende Wert des  $K^+/Na^+$ -Verhältnisses und der leicht abnehmende Leitfähigkeitswert (Abb. A 60 b). Die Daten sprechen für einen Übergang von einer marinen zu einer marin-brackischen und brackisch-lagunären Fazies.

Das Sediment wird mit einer scharfen stratigraphischen Grenze bei 3,66 m u. M. von einem grau-bunten feinsandigen Mittelsand abgelöst. Das folgende, bis 2,65 m u. M. reichende sandige Sediment ist sehr inhomogen. Es sind mehrere geringmächtige Lagen tonigen Schluffs eingelagert, aber es enthält auch Grobsandlagen. Den obersten Abschnitt der Ablagerung bildet wiederum gut sortierter, grau-bunter Mittelsand. Es finden sich wenige, aber auch in den Sandlagen vertretene Reste mariner Mollusken. Es handelt sich um einen fluvialen Eintrag in Form einer sehr flachen Deltaschüttung, die relativ unvermittelt eingesetzt haben muss, da Prodeltaelemente im Liegenden fehlen. Die scharfe stratigraphische Grenze erlaubt noch eine weitere Interpretation, nämlich dass es sich um eine Rinne im unmittelbaren Mün-

dungsgebiet handelt, die durch Erosion ältere Sedimente (wie zum Beispiel Prodelta-sedimente) ausgeräumt hat und durch die Sandablagerungen ersetzt hat. Durch variierende Wasserführung lassen sich auch die Feinsedimente erklären. Insgesamt ein komplexer Profilabschnitt.

Es schließt sich bis 1,72 m u. M. ein grauer, nach oben hin gräulich-fleischfarben laminiertes, mittel toniger Schluff an, der zum Teil schilligenähnliche Anreicherungen mariner Fossilfragmente (vor allem *Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp. und *Cerithium* sp.) enthält. Das Sediment zeigt alle Eigenschaften einer brackisch-lagunären Fazies, im oberen Abschnitt mit Zeichen der Verlandung (marschähnlich).

Bei 3,69 m u. M. kündigt ein deutlicher Farbwechsel des Sediments ein neues Ablagerungsmilieu an. Der mittel tonige Schluff ist bläulich-hellgrau und marine Fossilfragmente fehlen, bis auf eine stark verwitterte Klappe von *Cerasoderm glaucum*, völlig. Die Ablagerung ist auch ausweislich der geochemischen Ergebnisse als die einer limnischen Fazies zu verzeichnen.

Ab 1,03 m u. M. verlandet das Gewässer zusehens und wird von einer Hochflutablagerung abgelöst, in der eine braune schluffige Feinsandlage zwischen 0,37 und 0,79 m ü. M. ein singuläres Ereignis, wie ein kurzzeitiges Wiederaufleben einer fluvialen Tätigkeit oder einen Dammuferdurchbruch, dokumentiert (Abb. 89).

Im Transekt I folgt das Profil OIN 23 (N38°21,000', E21°11,967'), dass zwischen den ehemaligen Inseln Skoupas und Taxiarchis abgeteufelt wurde. Die Entfernung zu dem nordöstlich gelegenen Profil OIN 60 beträgt knapp 1 km.

Die Bohrung erfolgte aus einer Höhe von 1,06 m ü. M. und es wurde eine Tiefe von 11,00 m u. GOF (entspricht 9.94 m u. M.) erreicht.

Die Basis des Profils bilden verhältnismäßig gut sortierte graue Feinsande, die vereinzelt nicht identifizierbare Pflanzenreste enthalten. Die geochemischen Daten, vor allem hohe Leitfähigkeit, hohe Werte beim  $\text{Ca}^{2+}/\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnis und niedrige beim  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ -Verhältnis, sprechen eindeutig für einen marinen Ablagerungsraum. Das Sediment ist sehr homogen aufgebaut. Trotz dieser Homogenität zeigen einige geochemische Analyseergebnisse eine graduelle Veränderung. Vor allem der Wert der elektrischen Leitfähigkeit wird kontinuierlich

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	1 $\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 23/7M	2,90	1,84	Mollusken	UTC 12328	-3,0	1405+/-39	975 - 1036 cal AD
OIN 23/13M	5,73	4,67	Mollusken	UTC 12327	-1,7	2490+/-36	242 - 134 cal BC
OIN 39/10M	3,82	3,53	Mollusken	UTC 13211	-1,1	2450+/-42	189 - 81 cal BC
OIN 39/14+PR	5,78	5,49	Pflanzenrest	UTC 13212	-27,9	2104+/-33	168 - 59 cal BC
OIN 39/24PR	13,25	12,96	Posid. oceanica	UTC 13213	-13,0	2552+/-33	331 - 231 cal BC
OIN 52/8PR	3,63	3,53	org. Mat.	UTC 13712	-26,5	1552+/-37	434 - 552 cal AD

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt I  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

Tab. 16: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt I

niedriger sowie auch die Konzentration von  $\text{Na}^+$ , aber auch die der Süßwasserzeiger  $\text{K}^+$  und  $\text{Fe}^{2+/3+}$ , was einer graduellen Aussüßung durch Süßwassereintrag eigentlich entgegen spricht, sondern auf einen andersartigen „Verdünnungseffekt“ hindeutet (Abb. 91). Die Lage der Bohrung zwischen den beiden Inseln, legt die Vermutung nahe, es könnte sich um Ablagerungen wie die einer Sandbarre oder eines Tombolos handeln.

Ab 7,07 m u. M. kündigt sich ein Fazieswechsel an, denn es treten vermehrt organikreiche Lagen und nach oben hin Mittelsand-Beimengungen auf. Die Änderungen vollziehen sich sehr langsam und lassen sich mit Hilfe der geochemischen Ergebnisse nur schwer nachzeichnen (Abb. 91). Eine Differenzierung zwischen flachmarinem Sublitoral und distaler Deltafront ist hier fließend, wobei die auftauchenden Lagen für eine Periodizität, wie sie durch eine dem Jahresgang der hygrischen Bedingungen folgende Deltasedimentation entstehen können, sprechen. Die Datierung einer kompletten marinen Muschel (*Dosinia exoleta*) bei 4,67 m u. M. ergab ein Alter von 242 – 134 cal BC (Tab. 16), was laut Meeresspiegelkurve einer Sedimentation in ca. 1,5 m Wassertiefe entspricht (Mittelwert, vgl. Abb. 22, Kap. 6.1.3). Das bedeutet, dass erste Anzeichen fluvialen Einflusses in diesem Bereich etwa in den Beginn der römischen Herrschaft über Griechenland fallen. Nach oben hin läuft das Sediment in eine Wechsellagerung aus schluffigem Feinsand und schwach tonigem Schluff aus.

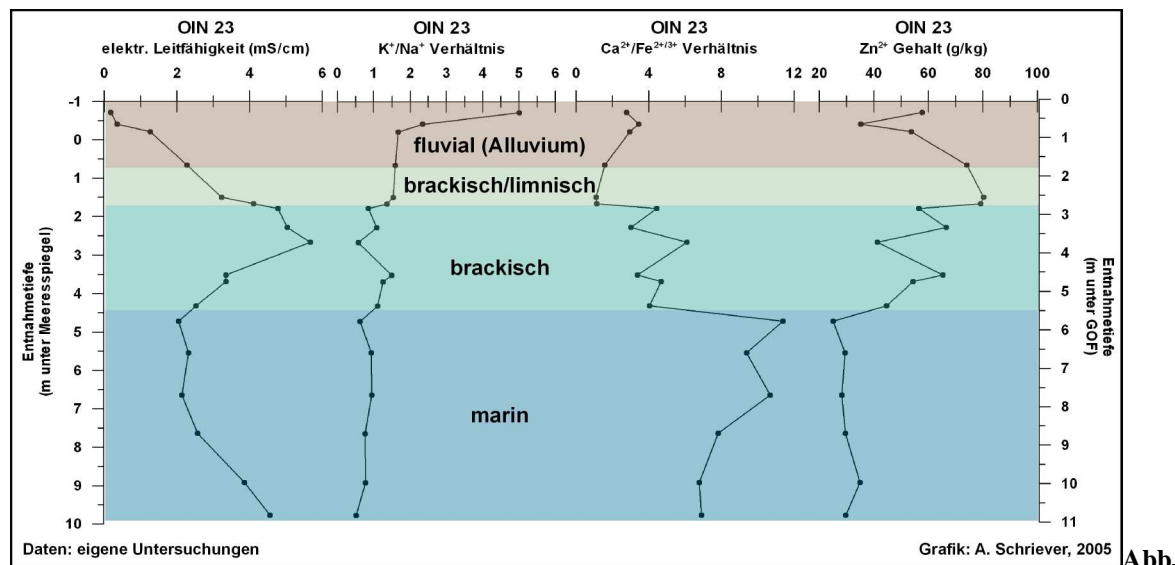


Abb. 91: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 23 mit fazieller Einteilung

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Es folgt im Hangenden von 4,15 bis 1,61 m u. M. grauer, mittel toniger Schluff, der sehr zahlreiche, teilweise schilllagenähnliche Anreicherungen von Molluskenfragmenten einer typischen Lagunenvergesellschaftung enthält. *Cerastoderma glaucum* und *Tellina* sp. dominieren. Schwankende Werte in der geochemischen Analyse signalisieren wechselnde ökologische Bedingungen, die zusammen mit den faunistischen Befunden und den im Gegensatz zu den vorherigen sehr ruhigen Sedimentationsverhältnissen eindeutig auf eine brackisch-



lagunäre Fazies hinweisen. Die Datierung einer *Cerastoderma glaucum* bei 1,84 m u. M. ergab für die letzte Phase der lagunären Ablagerung ein Alter von 975 – 1036 cal AD (Tab. 16).

Anschließend verlandet ab 1,61 m u. M. die Lagune zusehends und es wird ein sehr feines, aus schluffigem Ton bestehendes Sediment abgelagert. Eine laminierte Struktur deutet erneut auf wechselnde Bedingungen hin, die zum Beispiel von periodischen Überflutungen im Winter und Trockenfallen im Sommer herrühren können.

Ab 0,74 m u. M. lagert ein Hochflutsediment, das zwischen 0,35 und 0,61 m ü. M. nochmals Feinsand enthält, der wiederum einem kurzfristigen Ereignis wie einem Dammuferbruch oder ähnlichem zuzuordnen ist (Abb. 89).

Das im Transekt folgende Profil OIN 22 (N38°20,567', E21°11,717') wurde etwa 1,8 km süd-südwestlich von OIN 23 aus 0,17 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 8,00 m u. GOF (entspricht 7,83 m u. M.).

Die Basis bildet grauer, gut sortierter Feinsand, der nur sehr vereinzelt kleine Fossilsplitter marinen Ursprungs enthält. Es handelt sich um die Ablagerung einer flach-marinen Fazies, deren Sedimentation im Sublitoral stattgefunden hat.

Ab 4,98 m u. M. setzt eine graduelle Veränderung der Ablagerung ein, der einen Wechsel in den Sedimentationsverhältnissen anzeigt. Statt grauem Feinsand findet sich bunt-grauer Mittelsand, in den Feinsandlagen eingelagert sind und der nach oben in Grobsand über geht. Es treten vermehrt Pflanzenreste auf, vor allem von *Posidonia oceanica*. Der oberste Abschnitt der sandigen Ablagerungen wird wiederum vom grau-buntem Mittelsand gebildet und reicht bis 1,71 m u. M. Die deutliche Änderung in der Korngrößenverteilung zugunsten größerer Materials ist auf höhere Energie im Sedimentationsraum zurückzuführen. Die hat zwei Gründe. Zum einen eine vermutlich geringer werdende Wassertiefe, was zu erhöhter Beeinflussung der Sedimentation durch Wellenenergie führt. Ein Hinweis darauf ist das Auftreten von Seegras (*Posidonia oceanica*). Der zweite Grund ist das Hinzutreten fluvialen Einflusses, der eindeutig durch die Ergebnisse der geochemischen Analyse, wie zum Beispiel ein deutlich abfallender Wert der elektrischen Leitfähigkeit und eine signifikante Erhöhung des  $K^+/Na^+$ -Verhältnis, zu belegen ist (Abb. A 22 b). Es handelt sich demnach um ein Sediment, das im marin-brackischen Milieu im Bereich der Deltafront abgelagert und sehr wahrscheinlich litoral aufgearbeitet wurde, wie beispielsweise eine Mündungsbarre oder ähnliches.

Zwischen 1,71 und 1,13 m u. M. schließt sich ein deutlich feineres, von einem schluffigen Feinsand nach oben in mittel tonigen Schluff übergehendes Sediment an. Die Farbe ändert sich von einem bläulich-grau an der Basis der Ablagerung zu einem beige-grau mit fleischfärblicher Laminierung an deren Oberseite. Im oberen Bereich findet sich eine schilllagenähnliche Anreicherung mariner Molluskenfragmente, vor allem *Cerastoderma glaucum* und *Cerithium* sp.. Auffällig ist das Auftreten von Süßwasserfossilfragmenten bereits bei 1,53 m u. M. Das Sediment repräsentiert eine kurze Lagunenphase. Die Lagune war sehr flach und

episodisch so stark von Süßwasser beeinflusst, dass auch Süßwassermollusken existieren konnten.

Es folgt ab 1,13 ein marschähnliches Verlandungssediment, welches an 0,73 m u. M. in einen Hochflutlehm übergeht (Abb. 89).

Das Transekt I endet mit dem Profil OIN 52 (N38°18,600', E21°13,117'). Es wurde etwa 4,5 km südöstlich von OIN 22 auf der lagunenwärtigen Seite des die südwestlichen Bereiche der Lagune von Mesolongi vom ionischen Meer abtrennenden Strandwallsystems abgeteufelt. Die Bohrung erfolgte aus einer Höhe von 0,10 m ü. M. und erreichte eine Tiefe von 14,00 m u. GOF. (entspricht 13,90 m u. M.).

An der Basis liegt bis 11,90 m u. M. feinsandig schluffiges Material, das in seiner Zusammensetzung variiert, wobei es nur um die Frage der Dominanz von Feinsand oder Schluff geht. Es finden sich zahlreiche Bändchen mit organischer Substanz und keine Fossilfragmente. Während die geochemischen Daten eindeutig für die Ablagerung in einem rein marinen Milieu sprechen, könnte man die vorhandene, leichte Schichtung in Bezug auf die Korngröße und die organische Substanz als ganz entfernten prodeltaischen Einfluss interpretieren. Wahrscheinlicher ist allerdings, dass es sich eher um saisonale Effekte handelt, welche die marinen Sedimentationsverhältnisse direkt beeinflussen. Denkbar wäre zum Beispiel die Differenzierung zwischen Winter und Sommer, da im Winter durch höhere Windgeschwindigkeiten tiefer reichende Wellen erzeugt werden, die die Sedimentationsvorgänge durch höhere Energie beeinflussen, gerade in einer exponierten Lage wie der von OIN 52.

Ab 11,90 m u. M. nimmt die Laminierung des Sediments, mit Ausnahme eines Abschnitts zwischen 9,71 und 9,13 m u. M., deutlich zu. Die Lagen sind teilweise relativ mächtig (bis 8 cm). Auch die Zahl der Lagen mit organischer Substanz nimmt zu. Diese Schicht geht bis 8,36 m u. M. und sie ist bis auf den Fund einer einzelnen Klappe einer marinen Muschel fossilfrei. Geochemisch ändert sich am Aufbau des Sediments nichts, ein geringfügig fallender Wert für die elektrische Leitfähigkeit sowie eine graduelle Zunahme beim  $K^+/Na^+$ -Verhältnis lässt keinen eindeutigen Schluss auf einen Fazieswechsel zu. Dennoch hat das Sediment einen anderen Charakter und der entspricht eher einer distalen Prodelta-Ablagerung.

Von 8,36 bis 7,57 m u. M. folgt ein grau-bunter Mittelsand, der Feinsand- und Schlufflinsen enthält sowie Holzreste. Das Sediment ist schwer einzuordnen, da es sich sowohl um Material einer Deltaschüttung als auch eines Strands handeln kann. Ein leichter Anstieg des  $K^+/Na^+$ - sowie der Rückgang des  $Ca^{2+}/Fe^{2+/3+}$ -Verhältnisses könnten auf einen erhöhten Süßwassereinfluss hindeuten (Abb. A 52 b), was durch die prodelta-ähnliche Struktur des Sediments im Liegenden gestützt wäre.

Im Hangenden schließt sich bis 4,75 m u. M. ein schluffiger Feinsand an. Im unteren Abschnitt noch schwach laminiert, ist er ab etwa 6,50 m u. M. gut sortiert und kompakt und enthält einzelne Pflanzenreste und kleine Molluskenfragmente. Hierbei handelt es sich um eine Sublitoralfazies.

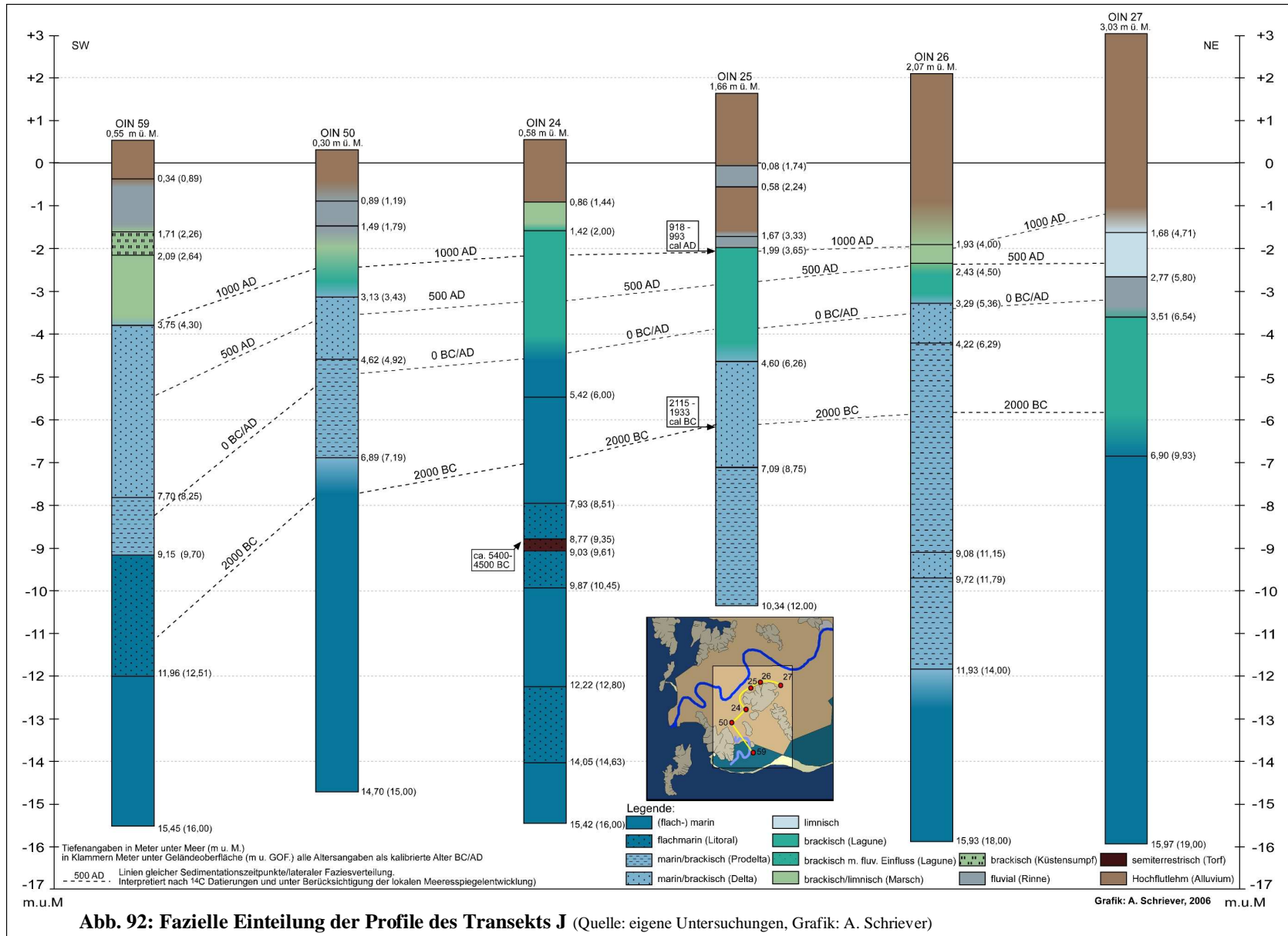
Mit dem Wechsel zu mittelsandigem Feinsand mit zahlreichen Molluskenfragmenten beginnt die litorale Fazies des Strandwallsystems, die sich bis zur Profiloberkante fortsetzt. Die Korngrößenzusammensetzung variiert und im oberen Bereich tauchen beachrock-artig verfestigte Konglomerate auf. Die Datierung von organischem Material aus einem Bändchen mit Pflanzenresten bei 3,52 m u. M. ergab ein Alter von 434 – 552 cal AD (Tab. 16). Da es sich um Rückstände terrestrischer Pflanzen handelt, stammen sie aus einer Ruhephase, in der der Strandwall bewachsen war. Demnach ist das Material der Probe über dem damaligen Meeresspiegel abgelagert worden (Abb. 89). Vergleicht man die Daten mit der Meeresspiegelkurve (Abb. 22, Kap. 6.1.3), hat es allerdings den Anschein, dass der Meeresspiegel einige Dezimeter höher lag. Dies dokumentiert sehr gut die Absenkung des südlichen Bereichs der Acheloos-Deltaebene, die PIPER & PANAGOS (1981: 131, vgl. Kap. 7.2.3) mit etwa 0,5 mm/a angeben.

### 7.5.1.3 Transekt J

Das zweite Transekt in diesem Teil des Untersuchungsgebiets ist das Transekt J. Es verläuft entlang der Nord- und Westflanke der ehemaligen Insel Skoupas von Nordost nach Südwest und endet an einem noch wassergefüllten, heute in einem Lagunenumfeld liegendem Altarm des Acheloos, östlich der ehemaligen Insel Koutsilaris (Abb. 85, Kap. 7.5). Das Transekt umfasst die sechs Profile OIN 27, 26, 25, 24, 50 und 59 (Abb. 92).

Die Bohrung OIN 27 (N38°21,800', E21°12,300') wurde vor der Ostspitze der ehemaligen Insel Skoupas aus 3,03 m ü. M. abgeteuft. Als eine der längsten Bohrungen erreichte sie eine Tiefe von 19,00 m u. GOF (entspricht 15,97 m u. M.).

Die ersten 9 m Sediment, von 15,97 bis 6,90 m u. M. sind überaus homogen. Es handelt sich um einen mittel bis stark tonigen Schluff, der eine der weißlich-grünlich-fleischfärblich hellgrau laminiert bzw. geflammt ist. Bis auf sehr seltene Funde, beispielsweise die Klappe einer *Venus verucosa* in 10,32 m u. M., ist das Sediment nahezu fossilfrei. Es zeigt eine leichte Bläschenbildung, die auf Gasbildung bei Druckentlastung zurückzuführen ist. Die geochemischen Analyseergebnisse sprechen für eine marines Ablagerungsmilieu, wobei leicht erhöhte Werte des  $K^+/Na^+$ -Verhältnis sowie niedrige Werte des  $Ca^{2+}/Fe^{2+/3+}$ -Verhältnis auf Süßwassereintrag hindeuten könnten (Abb. A 27 b). Möglich wäre, neben einem sehr schwachen Zulauf von Süßwasser durch einen Fluss (Korngrößen gröber als Schluff fehlen), noch der Zustrom von Karstwasser über das Karstwassersystem der nahen Insel Skoupas. Dies könnte zum Beispiel für die erhöhte Konzentration von Fe-Ionen mitverantwortlich sein, da diese als Lösungsreste nach der Kalkverwitterung im Residuallehm vorkommen und über den Karstwasserabfluss ins Meer gelangen könnten. Insgesamt handelt es sich um die Ablagerung einer sehr ruhigen,



marinen Sedimentation, die durch die Lage im Strömungsschatten der Insel im Osten begünstigt worden ist.

Bei 6,90 m u. M. ändern sich stratigraphischen Verhältnisse zunächst nicht. Es bleibt bei mittel bis stark tonigem Schluff als Korngrößenzusammensetzung und auch die Färbung bleibt, bis auf einige rein hellgraue Partien, die gleiche wie im unterlagernden Sedimentabschnitt. Sehr deutlich ändern sich dagegen einige Schlüsselparameter der geochemischen Ergebnisse, so zum Beispiel der langsam ansteigende Wert des  $K^+/Na^+$ -Verhältnis, was auf eine zurückgehende  $Na^+$ -Konzentration zurückzuführen ist, oder die deutlich abnehmende elektrische Leitfähigkeit (Abb. A 27 b). Hinzu tritt eine nach oben hin langsam zunehmende Anzahl an Molluskenfragmenten, was belegt, dass es sich um ein Sediment einer Übergangsphase von einer relativ tiefen, marinen Bucht zu einer Lagune handelt. Abgeschlossen ist diese Transformation ab 4,97 m u. M. Ab hier treten sehr zahlreiche Molluskenfragmente und komplette Individuen auf, die stellenweise schilllagenähnliche Ansammlungen bilden. Dabei dominieren vor allem Muscheln der Gattung *Tellina*.

Ab 3,51 m u. M. tritt stark schluffiger Feinsand als eine neue stratigraphische Einheit auf. Der Sand ist ockerlich-grau gefärbt und trägt deutliche Zeichen hydromorpher Überprägung (Eisenflecken). Es ist davon auszugehen, dass die Sedimentation dieses Sandes im Übergangsbereich von Deltafront zu Deltaebene stattfand. Es finden sich keinerlei marine Faunenelemente, aber die geochemischen Parameter deuten darauf hin, dass es noch eine nach oben abnehmende Beeinflussung durch Salzwasser gab.

Ab 2,77 m u. M. ändert sich der Charakter des Sediments wieder grundlegend, denn es folgt ein stark schluffiger Ton, der nach oben hin in einen stark tonigen Schluff über geht. Funde von Süßwassermolluskenfragmenten und die klaren Anzeichen einer fortschreitenden Aussüßung innerhalb der geochemischen Kennwerte belegen, dass es sich um den Wechsel zu weitestgehend limnischen Verhältnissen handelt. Da die Bohrlokalität in relativer Nähe zur ehemaligen Insel Skoupas gelegen ist, kann es sich bei dem vorliegenden Sediment um das eines Flankensees handeln.

Ab etwa 1,68 m u. M. schließt sich die sehr mächtige Lage eines Hochflutlehms an, die relativ inhomogen ist und ab 0,40 m ü. M. vorwiegend durch braune, schluffige Sande geprägt ist, was für die Nähe zum Fluss spricht. Dies ist der Grund für enorme Sedimentationsraten in diesem Bereich der Deltaebene (Abb. 92).

Das nächste Profil im Transekt J ist OIN 26 (N38°21,950', E21°11,350'). Die Bohrung wurde an der Nordflanke der ehemaligen Insel Skoupas, am Ausgang einer in die Insel eingreifenden Bucht abgeteuft. Die Höhe, aus der die Bohrung stattfand, betrug 2,07 m ü. M. und es wurde eine Tiefe von 18,00 m u. GOF. (entspricht 15,93 m u. M.) erreicht.

Die ersten vier Meter des Profils bis 11,93 m u. M. sind durch ein sehr homogenes Sediment gekennzeichnet, das sich aus grauem, zum Teil farblich leicht laminiertem, mittel tonigen Schluff zusammensetzt. Das Material enthält nur im unteren Abschnitt sehr wenige

marine Fossilfragmente. Es handelt sich um eine marine Fazies, was durch die geochemischen Analyseergebnisse bestätigt wird.

Es schließt sich bis 9,72 m u. M. eine Wechsellagerung aus mittel tonigem Schluff und schluffigen Feinsanden an. Die Sande sind eindeutig flussbürtiger Natur. Sie spiegeln die einsetzende Prodelta-Sedimentation wieder. Die geochemischen Kennwerte schwanken sehr stark, auch korngößenunabhängige Werte wie das  $\text{Ca}^{2+}/\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnis (Abb. A 26 b). Es finden sich keine Fossilfragmente.

Zwischen 9,72 und 9,08 m u. M. findet sich gut sortierter, grau-bunter, schluffiger bis mittelsandiger Feinsand. Er repräsentiert eine erste Phase, in der die fluviale Komponente für eine gewisse Zeit innerhalb der alternierenden Grob- und Feinmaterialsedimentation überwiegt. Ob es sich dabei um die Ablagerung eines einzigen Extremereignis, wie eine sehr starke Wasserführung mit einhergehender stärkerer Sedimentation, handelt oder einen länger bestehenden Einfluss des Deltas, kann nicht unterschieden werden.

Darüber schließt sich bis 4,22 m u. M. erneut eine Wechsellagerung wie bis 9,72 m u. M. an, in der sandige Komponenten nach oben hin immer deutlicher dominieren, aber innerhalb der sandigen Pakete stets noch Schluffbändchen zu finden sind. Die starken Schwankungen innerhalb der verschiedenen geochemischen Analysewerte bestätigen den stratigraphischen Befund, dass es sich um die klassischen Wechsellagerung einer Prodelta-Sedimentation handelt. Die nach oben gerichtete Zunahme des Sandanteils dokumentiert die immer geringer werdende Entfernung zum Fluss. Die Sandpartien enthalten zum Teil Pflanzenreste, Fossilfragmente finden sich nur sehr wenige, was darauf hindeuten könnte, dass die ökologischen Bedingungen zu schwankend waren, um eine reiche Fauna etablieren zu können.

Von 4,22 bis 3,29 m u. M. folgt gut sortierter, grau-bunter Mittelsand mit Feinsandbeimengungen, der aufgrund deutlich vorhandener Oxidationsspuren dem Übergangsbereich zwischen Deltafront und Deltaebene zuzuordnen ist.

Mit einem Übergangshorizont aus feinsandigem, schwach tonigem Schluff schließt sich ein klar als Sediment einer brackisch-lagunären Fazies identifizierbarer, dunkel-grauer, mittel toniger Schluff an. Er enthält zum Teil schilllagenartige Anreicherungen und wirkt allein aufgrund der enthaltenen Fossilsplitter grusig. Es finden sich vor allem Fragmente von *Tellina* sp., *Cerastoderma glaucum*, *Cerithium* sp., *Bittium* sp., aber auch von *Cyclope neritea* und *Hexaplex trunculus*. Dazu treten Kalkkonkretionen und Holzreste, die darauf hinweisen, dass es sich um ein Sediment aus einem vermutlich flachen, ufernahen Bereich einer Lagune handelt.

Das von 2,43 bis 1,83 m u. M. folgende Sediment ist ein stark toniger Schluff, der ockerfärblich-weißlich-grünlich-fleischfärblich laminiert ist. Es treten Fragmente von Süßwassergastropoden auf, die das Sediment eindeutig als vom Süßwasser dominiert charakterisieren. Den geochemischen Daten ist zu entnehmen, dass es sich nicht um eine rein limnische Fazies handelt, sondern um einen brackisch-limnischen Übergangsbereich. Die Ablagerung entspricht der eines periodisch überfluteten, marschähnlichen Sedimentationsraums.

Ab 1,93 bis zu seiner Oberkante wird das Profil durch ein Hochsediment abgeschlossen, das keine größeren Überflutungszeichen mehr zeigt, sondern sich nahezu ausschließlich aus Feinmaterial zusammensetzt. Diese Tatsache weist für die jüngere Sedimentationsgeschichte eine in Bezug auf den Fluss distale Position nach (Abb. 92).

Das Transekt wird nach Südwesten durch das Profil OIN 25 (N38°21,800', E21°10,833') fortgesetzt. Die Bohrung wurde in der nächsten Bucht der ehemaligen Insel Skoupas aus 1,66 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 12,00 m u. GOF (entspricht 10,34 m u. M.).

Von der Basis bis 7,09 m u. M. dominiert grauer, stark schluffiger Feinsand. Er ist immer wieder durchsetzt mit mittel tonigen Schluff- und Pflanzenrestbändchen. Das Material riecht stark nach H<sub>2</sub>S und das Material ist sehr kompakt gelagert. Es finden sich nur ganz vereinzelt marine Molluskenfragmente. Die Befunde der geochemischen Analyse (Abb. A 25 b) stützen die stratigraphischen Befunde, dass es sich um eine marin-brackische Fazies einer Prodelta-Ablagerung handelt. Da die Sandfraktion sehr deutlich vertreten ist und die Schluffpartien eher geringmächtig ausfallen, ist davon auszugehen, dass der Fluss zum Zeitpunkt der Sedimentation bereits relativ nahe an den Bohrpunkt herangerückt war oder letzterer direkter in der Schüttungsrichtung lag als beispielsweise bei OIN 26 (s.o.).

Ab 7,09 m u. M. folgt sehr gut sortierter, grau-bunter Mittelsand, der ab 5,92 m u. M. in Feinsand übergeht. Dabei handelt es sich um Deltafrontablagerungen. Das Sediment ist insgesamt fossilarm. Es finden sich immer wieder Abschnitte mit geringmächtigen Lagen unterschiedlicher Sandfraktionen, die auf Schwankungen in der Wasserführung deuten. Die Sandablagerung reicht bis 4,60 m u. M. Die Datierung eines Pflanzenrests aus 6,18 m u. M. ergab ein Alter von 2115 – 1933 cal BC (Früh- bis Mittelhelladikum, Tab. 17).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	<sup>14</sup> C-Alter (BP)	1 $\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 25/9M	3,75	2,09	Mollusken	UTC 12330	-1,2	1455+/-36	918 - 993 cal AD
OIN 25/19+PR	7,84	6,18	Pflanzenrest	UTC 12329	-22,3	3637+/-41	2115 1933 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt J  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 17: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt J**

Es schließt sich von 4,60 bis 1,99 m u. M. dunkel grünlich-grauer, mittel toniger Schluff an, der teilweise deutlich fleischfärblich geflammt ist. Die Zahl der marinen Molluskenfragmente nimmt nach oben hin deutlich zu und bildet ab etwa 2,80 m u. M. mehrere schilllagenähnliche Anreicherungen, die von deutlich fossilärmeren Lagen unterbrochen sind. Die Faunenzusammensetzung entspricht dem typischen, bereits häufig aufgetauchten Bild der marin-brackischen Zusammensetzung mit Vertretern von *Cerastoderma glaucum*, *Tellina* sp., *Dosinia exoleta*, *Cerithium* sp., aber auch *Acanthocardia* sp. Parameter wie elektrische Leitfähigkeit oder Gehalt an organischer Substanz zeigen einen deutlichen Anstieg, der für die Sedimentation in einer flachen, nährstoffreichen Lagune spricht. Die Lagune muss phasenweise sehr gut durchlüftet gewesen sein, da sich sonst die Fauna nicht in dieser Weise hätte

ausbreiten können. Die fossilärmeren Schichten sprechen dagegen für ökologisch ungünstigere Perioden, die zum Beispiel durch geringere Frischwasserzufuhr und eine daraus resultierende Hypersalinität hervorgerufen worden sein könnten. Die Datierung eines kompletten Exemplars von *Cerastoderma glaucum* aus 2,09 m u. M. ergab ein Alter von 918 – 993 cal AD (Tab. 17) für die jüngste Phase der Lagunensedimentation.

Das Feinsediment wird von 1,99 bis 1,67 m u. M. durch einen gräulich-braunen schluffigen Feinsand überlagert. Er enthält ebenfalls marine Molluskenfragmente und komplette Individuen, aber auch deutliche Merkmale hydromorpher Überprägung, wie Eisen- und Manganflecken und Konkretionen. Die Ablagerung des Sandes fand wahrscheinlich im Übergangsbereich zwischen Deltafront und Deltaebene statt und er zeigt somit Kennzeichen beider Ablagerungsräume.

Ab 1,67 m u. M. folgen Ablagerungen, die aus einer typischen Hochflutdynamik resultieren, unterbrochen zwischen 0,58 und 0,08 m u. M. von gräulich-braun laminiertem, gut sortiertem schluffigen Sand, der eine erneute fluviale Phase repräsentiert (Abb. 92).

Das Profil OIN 24 (N38°21,767', E21°10,483') ist die Fortsetzung des Transekt J nach Süd-Südwest. Die Bohrung wurde in einer Bucht im Südwesten der ehemaligen Insel Skoupas etwa 1,8 km entfernt von OIN 25 aus 0,58 m ü. M. abgeteuft. Die erreichte Tiefe betrug 16,00 m u. GOF. (entspricht 15,42 m u. M.).

Die Basis des Profils bildet ein Sediment, das zunächst bis 14,84 m u. M. aus einer Wechsellagerung aus grauem, schluffigem Feinsand und hell grauem, mittel tonigem Schluff besteht und dann bis 14,05 m u. M. in einen schlecht(!) sortierten feinsandigen Mittelsand übergeht. Die eindeutige Einordnung des Sediments ist schwierig. Einerseits spricht die Wechsellagerung aus gröberem und feinerem Material für die Ablagerung unter prodeltatischen Verhältnissen, mit dem anschließenden Übergang in Sande einer Deltaschüttung. Andererseits zeichnen die geochemischen Werte relativ gleichmäßige marine Ablagerungsverhältnisse nach. Dazu kommt der Vergleich mit den umliegenden Profilen und der bereits beschriebenen Deltaentwicklung, die gegen einen direkten Flusseintrag, zumindest des Acheloos, in dieser Position und Tiefenlage sprechen. Wahrscheinlicher ist die Genese als Sediment im flachmarin-sublitoral Bereich, für die auch die Nähe zur ehemaligen Insel Skoupas spricht. Die Laminierung und schlechte Sortierung könnte auf unterschiedliche Wellenaktivität im Winter und Sommer zurückzuführen sein. Ein Problem, das bereits an anderer Stelle thematisiert wurde, ist die Unkenntnis der Untergrundtopographie der ehemaligen Inseln, die eine Einschätzung beispielsweise der Wassertiefe schwierig machen.

Es folgt von 14,05 bis 12,22 m u. M. gut sortierter, grauer Feinsand, der einem sublitoralen (evtl. litoralen) Ablagerungsmilieu (Vorstrand/Sandbarre) entstammt. Daran schließt sich bis 9,87 m u. M. wiederum eine Wechsellagerung aus grauem mittel tonigem Schluff und schluffigem Feinsand an, deren wechselnde Ablagerungsbedingungen evtl. auf erste Ferneinflüsse des Acheloos oder aber durch andere Effekte zurückzuführen sind. Die geochemische



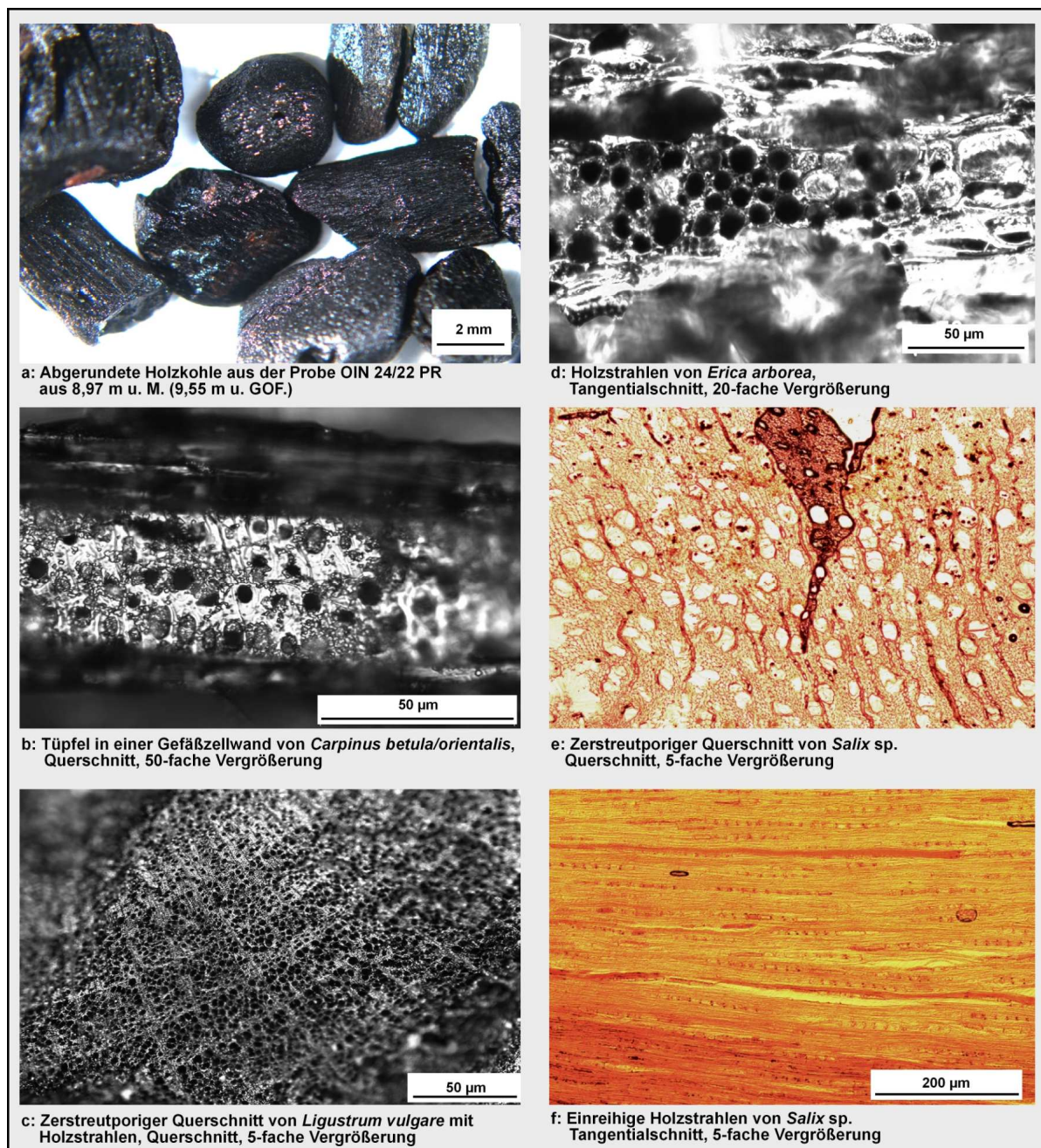
Auswertung des Sediments ergibt keinen Hinweis auf signifikanten Süßwassereintrag, so dass Flusseintrag in direkter Form hier auch ausscheidet.

Es schließt sich bis 9,03 m u. M. ein grauer, gut sortierter feinsandiger Mittelsand an, der einzelne marine Molluskenfragmente enthält. Diese Ablagerung entspricht einem Übergang zwischen sulitoral und litoral Fazies. Überlagert wird diese zwischen 9,03 und 8,77 m u. M. von einer Schicht aus Pflanzenresten, die teilweise torfähnlichen Charakter hat und mit mittelsandigen Feinsandlagen durchsetzt ist. Sie enthält sehr große Holzstücke (bis 5 cm) und kleine Holzkohlefragmente. Beim Holz handelt es sich um *Salix* sp., die Holzkohlefragmente setzen sich aus *Carpinus* sp. (möglich *Carpinus betulis*, Hainbuche), *Ligustrum vulgare* (Gemeiner Liguster) und evtl. *Erica arborea* (Baumheide, nicht eindeutig zu bestimmen, vgl. Abb 93). Bis 7,93 m u. M. folgt ein zunächst mittelsandiger- und anschließend schluffiger Feinsand, der ebenfalls zahlreiche Holz- und Holzkohlefragmente enthält (Abb. 93 a). Die Fundsituation der Holz- und Pflanzenreste sowie der Holzkohle spricht eindeutig für die Ablagerung als ein Strand- beziehungsweise strandnahes Sediment in einem relativ geschütztem Umfeld. Die Lage im Südwesten der ehemaligen Insel ist besonders geschützt. Die im Südwesten vorgelagerte, mit einem schmalen Ausläufer nach Norden reichende Insel Koutsilaris schützt gegen den direkten Einfluss des Ionischen Meeres. Im Südosten liegen zwei namenlose, kleinere Inseln und schließen den Bereich von dort aus gegen Einflüsse aus dieser Richtung ab. Die Anlieferung des pflanzlichen Materials erfolgte sicherlich fluvial, über die Entfernung zur Mündung des Flusses gibt das Sediment jedoch nur wenig Aufschluss. Ausgehend von dieser Annahme muss die Holz-/Torflage in einem gewissen Schwankungsrahmen um den Meeresspiegel abgelagert worden sein und dadurch lässt sich das Alter auf einen Bereich von 5400 bis 4500 cal BC schätzen.

Zwischen 7,93 und 5,42 m u. M. lagert dunkel grünlich-grauer mittel toniger Schluff, der sehr viele marine Molluskenfragmente und vollständige Individuen enthält. Ihre Zahl nimmt nach oben hin zu und im oberen Sedimentabschnitt finden sich zum Teil schilllagenähnliche Fossilanreicherungen. Die Artenzusammensetzung ist sehr reichhaltig, unter anderem finden sich Fragmente von *Pecten* sp., *Tellina* sp., *Venus* sp., *Cerastoderma glaucum*, *Cerithium* sp. sowie ein nicht näher zu bestimmendes *Bryozoen-* oder *Anthozoen*fragment. Hierbei handelt es sich um Stillwasserablagerungen einer flachmarinen Fazies. Der Übergang zu dem darüber liegendem, unter brackisch lagunären Verhältnissen abgelagertem Sediment ist fließend, wobei ab 5,42 m u. M. eine fleischfärbliche Laminierung auftritt.

Innerhalb des fleischfärblich-grau laminiertem, mittel tonigen Schluffs ab 5,42 m u. M. nimmt ab ca. 3,00 m u. M. die elektrische Leitfähigkeit signifikant ab und dokumentiert eine verstärkt einsetzende Aussüßung des Milieu. Eine letzte schilllagenähnliche Fossilanreicherung bei ca. 1,80 m u. M. markiert das Ende der brackischen Verhältnisse.

Ab 1,42 m u. M. folgt ein mittel schluffiger Ton, der Feinsandlaminae enthält. Die geochemischen Analyseergebnisse zeigen einen deutlichen Umschlag zu Süßwasserverhältnissen, vor allem durch einen starken Anstieg des  $K^+/Na^+$ -Verhältnisses



**Abb. 93: Mikroskopische Detailfotos von Holz und Holzkohle aus der Probe OIN 24/22 PR aus 8,97 m u. M. (9,55 m u. GOF.)**

(Fotos: O. Nelle, Kiel, Foto e) ohne Maßstab)

sowie den Abfall der elektrischen Leitfähigkeit (Abb. A 24 b). Es handelt sich um ein Sediment, das unter marschähnlichen, zuweilen limnischen Verhältnissen abgelagert wurde.

Oberhalb von 0,86 m u. M. setzt eine relativ feinkörnige, homogene, auf größere Entfernung zum Fluss hinweisende Hochflutablagerung ein.

Das nächste Profil des Transekts J ist OIN 50 (N38°20,267', E21°09,967'). Die Bohrung wurde etwa 1,7 km südwestlich von OIN 24, nur wenige hundert Meter von der Nordost-

flanke der ehemaligen Insel Koutsilaris aus 0,30 m ü. M. abgeteuft. Sie erreichte eine Tiefe von 15 m u. GOF. (entspricht 14,70 m u. M., Abb. 94).



**Abb. 94: Foto des Profils OIN 50 mit fazieller Einteilung**

(Foto und Bearbeitung: A. Schriever)

Das Profil beginnt mit einem mächtigen Paket aus grauem, mittel tonigen Schluff, der wenige Feinsandbändchen enthält. Die Fossilführung des Materials ist gering und es finden sich immer wieder Lagen mit angereicherter organischer Substanz. Der bis 7,63 m u. M. reichende Schluff ist geochemisch sehr homogen. Insgesamt handelt es sich um eine marine

Fazies, die eher größeren Wassertiefen von mehreren Metern zuzuordnen ist. Von 7,63 bis 6,89 m u. M. nimmt der Feinsandgehalt des Sediments deutlich zu.

Ab 6,89 m u. M. schließt sich eine von Feinsand dominierte Wechsellagerung mit mittel tonigem Schluff an, der nur noch in weniger mächtigen Lagen auftritt. Das Material ist weiterhin geochemisch relativ einheitlich, bis auf kleinere Schwankungen des Carbonatgehalts, und ebenfalls relativ fossilarm. Es gehört zu einer Prodelta-Fazies, wobei der Ablagerungsraum ausweislich der geochemischen Daten noch eindeutig als marin zu bezeichnen ist.

Im Hangenden folgt ab 4,62 m u. M. grauer, gut sortierter, kompakter Feinsand mit einigen feinen Lagen angereicherter Organik und wenigen marinen Fossilfragmenten. Die Sandablagerung reicht bis 3,13 m u. M. und die geochemischen Kennwerte wie Leitfähigkeit und  $K^+/Na^+$ -Verhältnis zeigen eine deutliche Tendenz zur Aussüßung des Sediments (Abb. A 50 b). Es handelt sich um den distalen Bereich einer Deltafrontschüttung in eine stillmarine Bucht.

Darüber lagert zwischen 1,13 und 1,49 m u. M. mittel bis stark toniger Schluff, der auffällig grünlich-fleischfärblich-grau laminiert ist und nur wenige Fossilfragmente enthält. Die im unterlagernden Horizont beginnende Aussüßung setzt sich fort, so dass im oberen Abschnitt des Sediments quasi limnische Verhältnisse gegeben sind. Es handelt sich demnach um einen Übergangs-/Verlandungshorizont von brackisch-lagunären zu (brackisch) limnischen Verhältnissen.

Von 1,49 bis 0,89 m u. M. folgt braun-bunter, gut sortierter Mittelsand, der eindeutig einer Rinnensedimentation zuzuordnen ist, und bis zur Oberkante des Profils von Hochflutablagerungen überlagert wird.

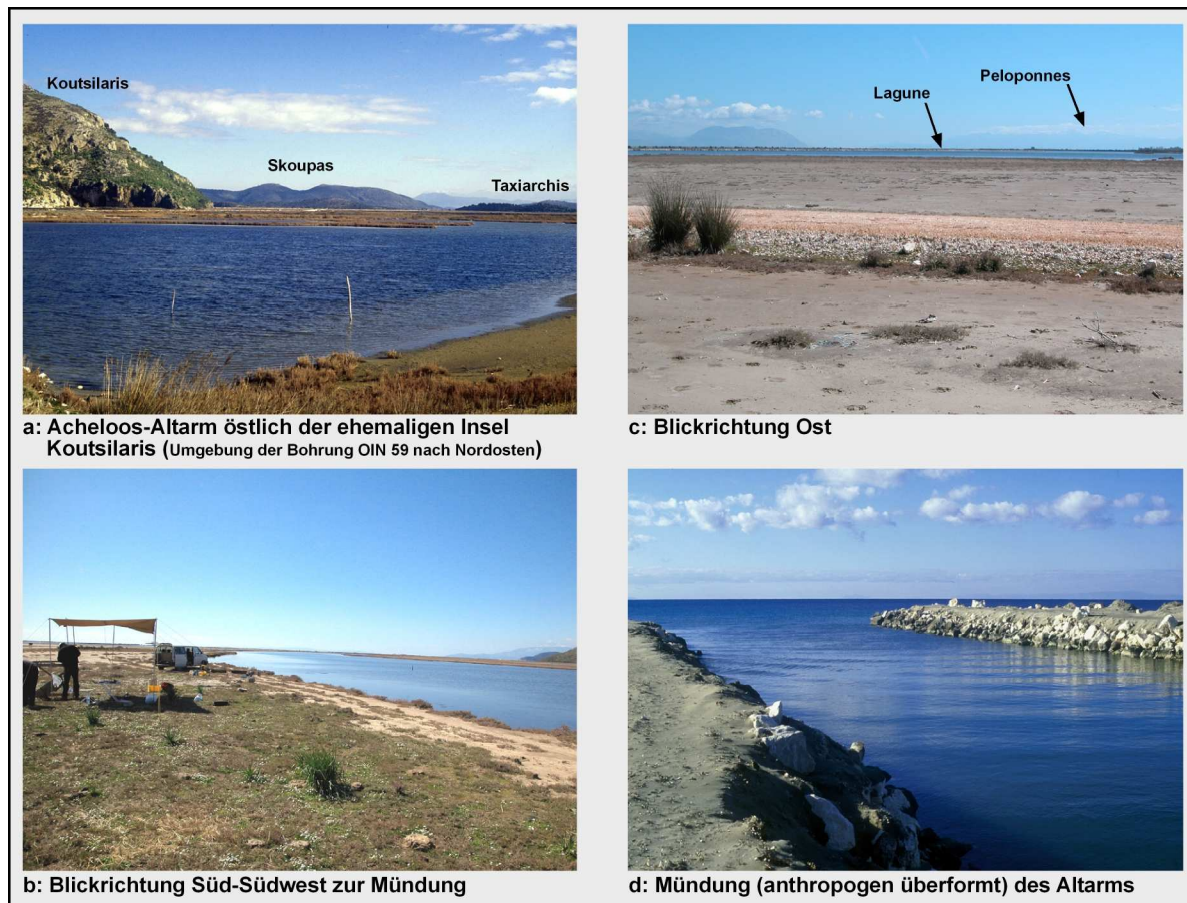
Das Transekt J wird durch das Profil OIN 59 (N38°18,850', E21°10,733') abgeschlossen, das am Ostufer des noch heute mit Wasser gefüllten Altarms östlich der ehemaligen Insel Skoupas erbohrt wurde. Es wurde aus 0,55 M ü. M. erbohrt und erreichte eine Tiefe von 16,00 m u. GOF. (entspricht 15,45 m u. M.). Auf beiden Seiten des Altarms begleiten ihn etwa 100 – 150 m breite Zonen, die über dem aktuellen Meeresspiegel liegen und aus Hochflut- bzw. Marschsediment aufgebaut sind. (Abb. 85, Kap. 7.5 und Abb. 95). Der Altarm steht aktuell über eine Art Wehranlage<sup>50</sup> in dem künstlich verstärkten Strandwall im Süden mit dem ionischen Meer in Verbindung und ist bis auf wenige Dezimeter Wasserbedeckung bereits verlandet.

Von der Basis bis 11,96 m u. M. dominieren weißlich-fleischfärblich-grauer, laminiertes/geflammtes, mittel toniger Schluff und stark schluffiger Feinsand, teilweise in Wechsellagerung. Die sandigen Abschnitte sind stark glimmerhaltig und es finden sich nur sehr wenige unbestimmbare Fossilfragmente. Sehr hohe Leitfähigkeitswerte zeigen eindeutig

---

<sup>50</sup> An der Mündung des Altarms nutzt eine Fischezuchtstation die optimalen Bedingungen, die der Altarm und die umliegenden Lagunenbereiche bieten.

marine Ablagerungsbedingungen. Ein absinkender Wert für das  $K^+/Na^+$ -Verhältnis (Abb. A 59 b), der absolut gesehen jedoch ohnehin niedrig ist, könnte auf sehr schwachen Süßwasserzufluss hindeuten, der ausweislich der Ergebnisse der umliegenden Bohrungen nicht dem Acheloos zugeordnet werden kann, sondern von Karstwasser herrühren könnte.



**Abb. 95: Umgebung der Bohrung OIN 59 am Altarm des Acheloos östlich der ehemaligen Insel Koutsilaris**

(Fotos: a-d: A. Schriever)

Oberhalb von 11,96 m u. M. schließt sich grauer, zum Teil fleischfärblich-grauer schluffiger Feinsand an, der ab 9,95 m u. M. in reinen Feinsand übergeht. Das Sediment enthält zahlreiche Bändchen mit feinen Organikresten. Die geochemischen Parameter zeigen eindeutig, dass es sich um ein marines Ablagerungsmilieu gehandelt hat und dass das Sediment dem Sublitoral/Litoral zugerechnet werden kann.

Zwischen 9,15 und 7,70 m u. M. folgt wiederum schluffiger Feinsand, der Lagen von mittel tonigem Schluff enthält. Die Färbung bleibt fleischfärblich-grau. Es etabliert sich demnach ein wechselhaftes Milieu aus bewegten und ruhigen Phasen, das nicht mehr einem Hochenergiemilieu wie dem Litoral zugeordnet werden kann. Die sedimentologischen Befunde sprechen für eine prodeltaische Ablagerung, wobei eine saubere Trennung zwischen marin-brackischer Prodelta-Fazies und mariner Flachwasserfazies hier sehr schwer fällt.

Ab 7,70 bis 3,75 m u. M. lagert gut sortierter Feinsand, der zum Teil deutliche Mittelsandkomponenten enthält. Zwischen 6,17 und 4,73 m u. M. wurde das Sediment durch Grundwassereinwirkung aus der Bohrsonde gespült, was nahe legt, dass es sich um relativ reinen Sand gehandelt haben muss, der kaum bindige Stoffe wie Ton und Schluff enthalten hat. Im vorhandenen Sediment finden sich viele Abschnitte mit zahlreichen Lagen angereicherter organischer Substanz. Auch hier deutet die geochemische Situation eindeutig auf marine Verhältnisse als Ablagerungsmilieu hin. Die Zusammenschau mit anderen Profilen macht aber deutlich, dass es sich um distale Ablagerungen einer Deltaschüttungsphase handelt.

Im Hangenden lagert bis 1,71 m u. M. vorwiegend mittel toniger Schluff mit Bereichen mit schluffigem Feinsand. Das Sediment ist deutlich laminiert und fleischfärblich-grau gefärbt. Ab 2,09 m u. M. finden sich zahlreiche, bis 4cm große Holzfragmente. Die Ablagerung entstammt einem flachen, vorwiegend marinem Milieu. Die geochemischen Ergebnisse deuten zwar auf eine Abnahme der Salinität hin (geringere Leitfähigkeit, steigendes  $K^+/Na^+$ -Verhältnis), aber diese erreicht sicherlich nicht das Niveau bei dem man von Aussüßung o.ä. sprechen kann. Es handelt sich eher um ein marschähnliches Milieu, in dem sich zeitweise eine Vegetation mit Gehölzen halten konnte oder dieses angeschwemmt wurde.

Nach diesem Sediment folgt bis 0,89 m u. M. gräulich-brauner Feinsand, der zu den Sedimenten des noch sichtbaren Altarms gehört, der in den topographischen Karten des HELLENIC MILITARY GEOGRAPHICAL SERVICE noch als „palio potamos“, alter Fluss, eingezeichnet ist. Antiken Karten zu Folge fand noch im 16 Jhr. AD eine Entwässerung über die Rinne statt (FOUACHE 1999).

Oberhalb des Sandes setzt sich das Profil bis zu seiner Oberkante mit Flussmarsch/Dammufersedimenten fort.

#### 7.5.1.4 Transekt K

Das letzte Transekt aus dem südlichen Bereich der Acheloos-Deltaebene ist Transekt K. Es schafft die Verbindung zu den Teilarbeitsgebieten im Nordwesten und rund um die antike Hafenstadt Oiniadai. Es beinhaltet außerdem mit OIN 28 und 13 die dem aktuellen Lauf des Acheloos nahegelegensten Profile. Transekt K setzt sich insgesamt aus den Profilen OIN 26, 28, 11, 12 und 13 zusammen und verläuft von der Nordflanke der ehemaligen Insel Skoupas über den Acheloos hinweg nach Nord-Nordwest bis in den Bereich zwischen den beiden ehemaligen Inseln Triardo (Oiniadai) im Osten und Kounovina im Westen. Von dort läuft es entlang der Südostflanke Kounovinas parallel zur aktuellen Hauptabflussrichtung des Acheloos bis zum Küstenabschnitt östlich der Insel Dioni. (Abb. 85, Kap. 7.5)

Das Transekt K beginnt mit dem Profil OIN 26 an der Nordflanke von Skoupas. Dieses Profil wurde bereits im Rahmen der Darstellung des Transekts J beschrieben. Transekt K wird nach Nord-Nordwest mit dem Profil OIN 28 (N38°23,083', E21°11,167') fortgesetzt. Die

Bohrung wurde etwa 1 km südlich des Acheloos auf der Innenseite eines großen Mänders aus 2,77 m ü. M. abgeteuft und es wurde eine Tiefe von 15,00 m u. GOF. (entspricht 12,23 m u. M.) erreicht.

Das Profil beginnt mit grau-buntem Mittelsand, der ab 11,20 m u. M. in Grobsand übergeht, der zunächst bis 7,86 m u. M. reicht. Im unteren Abschnitt finden sich zum Teil sehr zahlreiche marine Molluskenfragmente, vor allem Gastropoden der Gattungen *Cerithium* und *Bittium* sowie die Bivalve *Cerastoderma glaucum* und Reste organischen Materials. Die geochemischen Analyseergebnisse zeigen starken Einfluss von Süßwasser an, so dass es sich nicht um eine litorale Fazies, sondern eine marin-brackische Delta-Fazies handelt. Die Energie muss relativ groß gewesen sein, da hauptsächlich Grobsand abgelagert wurde, was auch den proximalen Deltafrontbereich schließen lässt. Als zeitlichen Rahmen ergab eine Radiokohlenstoffdatierung eines Holzfragments aus 11,95 m u. M. ein Alter von 2031 – 1925 cal BC (Tab. 18).

Probenname.	Tiefe (m u. GOF.)	Tiefe (m u. M.)	Material	Lab.Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (ppm)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)	1 $\sigma$ max.; min. (cal BC/AD)
OIN 11/19M	6,2	4,98	Mollusken	UTC 12322	0,9	2363+44	79 cal BC - 23 cal AD
OIN 11/28PR	9,34	8,12	Posid. oceanica	UTC12321	-15,9	3323+37	1373 - 1293 cal BC
OIN 12/18M	7,7	6,1	Mollusken	UTC 12368	0,7	1687+26	681 - 721 cal AD
OIN 13/10PR	3,53	3,42	Pflanzenrest	UTC 12323	-27,9	365+37	1469 - 1626 cal AD
OIN 28/4PR	2,35	0,42 m ü. M.	Pflanzenrest	UTC 12332	-29,0	152+42	1672 - 1940 cal AD
OIN 28/28PR	14,72	11,95	Holz	UTC 12331	-21,7	3628+40	2031 - 1925 cal BC

Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt K  
Labomr.: UTC (Universiteit Utrecht); Alter cal AD kursiv

**Tab. 18: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Transekt K**

Zwischen 7,89 und 7,71 m u. M. lagert eine Schicht aus fleischfarben-hellgrau laminierem, mittel tonigen Schluff, in dem zahlreiche Fossilfragmente wie *Cerithium* sp. und *Tellina* sp. vorkommen. Diese Schicht resultiert aus einem plötzlichen Wechsel in den Sedimentationsbedingungen. Die Grobmaterialzufuhr bricht zusammen und es etabliert sich kurzzeitig ein brackisch-lagunäres Milieu, wie zum Beispiel in einer Interdistributary Bay. Als Grund hier für sind normale Prozesse der fluvialen Morphodynamik, wie Laufverlagerung durch einen Dammuferbruch (Crevasse splay) zu nennen.

Ab 7,71 m u. M. folgt erneut grau-bunter Grobsand. Zwischen 7,37 und 5,70 m u. M. sind große Mengen des Materials durch Grundwassereinwirkung aus der Bohrsonde gespült worden, was wie schon in anderen Profilen mit hohem Sandanteil auf eine geringe Bindigkeit des Sandes hinweist, er also keine größeren Ton- oder Schluffanteile enthalten hat. Die geochemischen Daten zeigen einen deutlichen Milieuwechsel an. Der Einfluss von Süßwasser beginnt zu dominieren, was gerade am  $\text{K}^+/\text{Na}^+$ -Verhältnis und an der elektrischen Leitfähigkeit deutlich wird (Abb. A 28 b). Als endgültigen Übergangspunkt von einer brackisch-marinen, fluvio-deltaischen Sedimentation zu einer rein fluvialen ist etwa 5,62 m u. M. zu nennen, da von diesem Punkt aufwärts keinerlei marine Faunenreste mehr zu finden sind. Insgesamt muss aber auch in Betracht gezogen werden, dass es sich ab 5,62 m u. M. um die

Folgen einer Erosionsdiskordanz handelt und eine jüngere Flussrinne sich in älteres Material eingetieft und damit erodiert hat (Abb. 96).

Bis 0,01 m u. M. schließt sich nahezu reiner Sand an, dessen Zusammensetzung von vornehmlich Grobsand im unteren Abschnitt, zu Feinsand im obersten Bereich des Sedimentpakets wechselt. Ab 0,01 m u. M. geht das Sediment mit einem Übergangshorizont aus schluffigem Feinsand in eine Hochflutablagerung über, die aus hauptsächlich stark schluffigem Ton besteht. Dass das Sediment sehr rasch so fein wird, ist als Folge der Ablagerung an der Innenseite eines Mäanderbogens zu sehen. Eine Datierung von Pflanzenresten aus 0,42 m ü. M. ergab ein Alter von 1672 – 1940 cal AD. (Tab. 18)

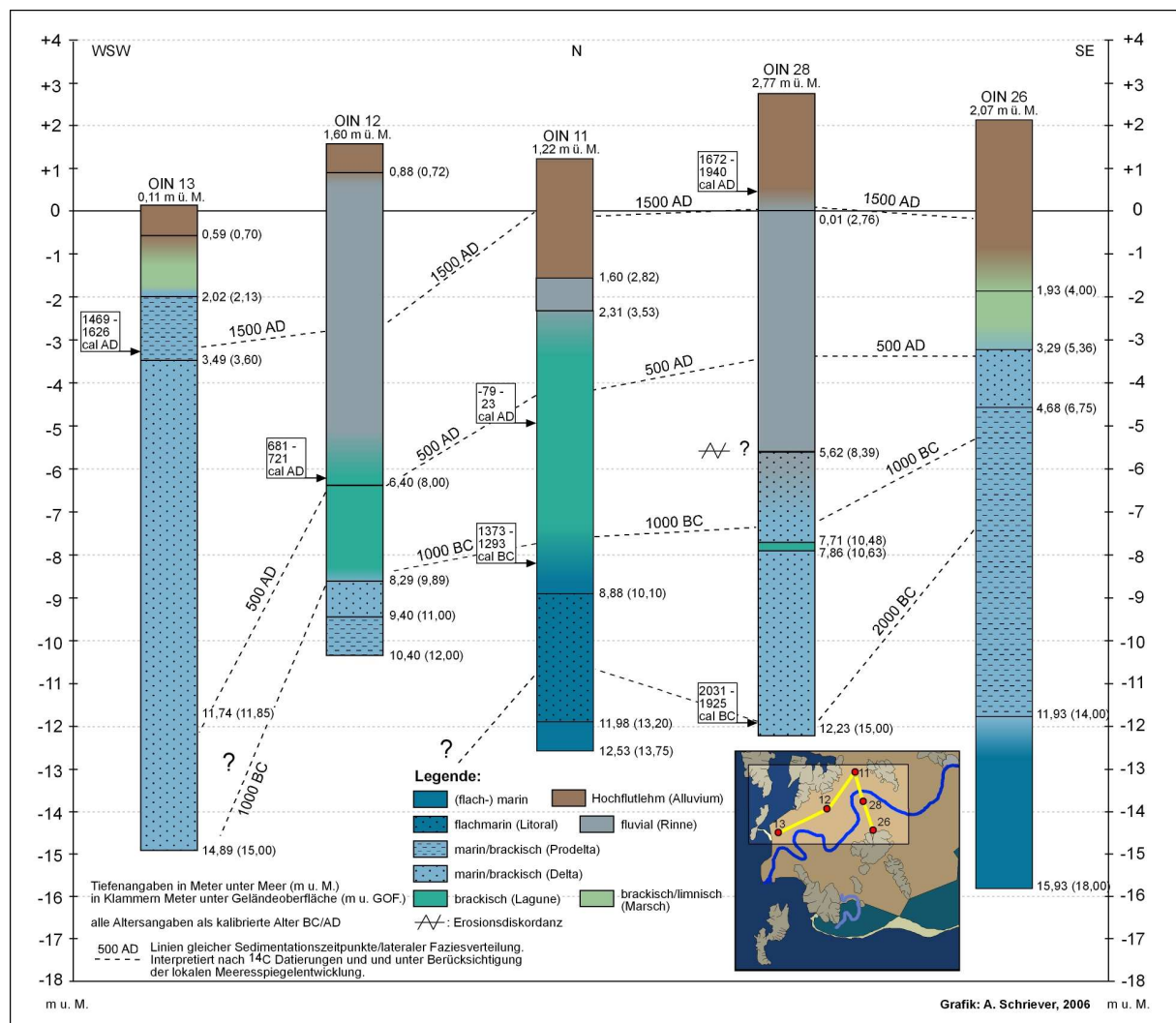


Abb. 96: Fazielle Einteilung der Profile des Transekts K

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Das Transekt K wird mit Profil OIN 11 (N38°24,233', E21°10,667') fortgesetzt, das etwa 2,6 km nord-nordwestlich von OIN 28 erbohrt wurde. Es wurde zwischen den ehemaligen Inseln Kounovina im Westen und Triardo, auf der die antike Hafenstadt Oiniadai liegt, aus 1,22 m ü. M. abgeteuft und erreichte 13,75 m u. GOF. (entspricht 12,53 m u. M.).



Die Basis des Profils bildet ein grauer, schluffiger Feinsand, der arm an marinen Fossilien ist. Die geochemische Zusammensetzung spricht für eine marines Ablagerungsmilieu, vor allem ein hoher Carbonatgehalt, niedrige  $K^+$ - und  $Zn^{2+}$ -Konzentration sowie relativ geringer Gehalt an Orthophosphat (Abb. A 11 b). Demnach handelt es sich um eine flachmarine Fazies.

Im Hangenden folgt von 11,98 bis 8,88 m u. M. ein Mittelsand mit wechselnd ausgeprägtem Feinsandanteil, der eine nach oben zunehmende Zahl an marinen Fossilfragmenten enthält. Unter anderem kommen Klappen und kleinere Fragmente von *Cerastoderma glaucum* und *Pecten* sp. sowie die Gastropode *Cyclope neritea* vor. Die geochemischen Daten entsprechen dem des unterlagernden Sediments und daher handelt es sich um eine Ablagerung aus dem Sublitoral/Litoral. Die Lage zwischen den ehemaligen Inseln macht es wahrscheinlich, dass es sich um eine Sandbarre oder einen Tombolo handelt.

Ab 8,88 m u. M. ändert sich der Charakter des Sediments vollkommen. Es schließt sich bis 2,31 m u. M. mittel bis stark toniger Schluff an, der von unten nach oben von einer bläulich-grauen Färbung über grünlich-grau zu einer fleischfärblich-weißlich-grauen Laminierung wechselt. Bis 7,95 m u. M. finden sich extrem viele Reste von *Posidonia oceanica*. Dieser Abschnitt ist eindeutig ein Rest einer ausgeprägten Seegrassmatte. Er enthält darüber hinaus sehr zahlreiche marine Fossilfragmente. Da die geochemischen Kennwerte auf wachsenden Süßwassereinfluss hindeuten, ist davon auszugehen, dass es sich um eine marin-brackisch bis brackisch-lagunäre Stillwassersituation gehandelt hat. Die Datierung eines Seegrassrests aus 8,12 m u. M. ergab ein Alter von 1373 – 1293 cal BC (Tab. 18) für den oberen (jüngsten) Bereich der Seegrassmatte. Ab 7,95 m u. M. ist das Sediment relativ fossilarm. Erst ab etwa 5,33 m u. M. nimmt der Fossilgehalt deutlich zu und es finden sich schilllagenähnliche Anreicherungen einer typisch lagunären Faunengesellschaft aus z. B. *Cerastoderma glaucum*, *Nucula nucleus*, *Tellina* sp., *Acanthocardia* sp. und verschiedenen Gastropoden. Die Datierung einer vollständigen *Nucula nucleus* aus 5,62 m u. M. ergab ein Alter von -79 – 23 cal AD (Tab. 18) für diesen Bereich. Zwischen 4,45 und 3,95 m u. M. treten wenige Feinsandbeimengungen auf. Ab 3,78 m u. M. ist das Sediment deutlich fleischfärblich-grünlich-weißlich-grau laminiert und besteht aus vorwiegend stark schluffigem Ton. Es handelt sich um den Übergang von einer lagunären Sedimentation in eine eher marschähnliche. Im obersten Sedimentabschnitt zeigen erste Feinsandlagen einen erneuten Wechsel in den Sedimentationsbedingungen.

Von 2,31 bis 1,60 m u. M. lagert ein Feinsand, der streckenweise Mittelsand und Schluffkomponenten enthält. Dabei handelt es sich um fluviale Ablagerungen, die ab 1,60 m u. M. in ein vornehmlich aus stark tonigem Schluff bestehendes Hochflutsediment übergehen (Abb. 96).

Das nächste Profil im Transekt K ist OIN 12 (N38°22,950', E21°09,217'), das 3,8 km südwestlich von OIN 11, wenige hundert Meter südöstlich der ehemaligen Insel Kounovina

erbohrt worden ist. OIN 12 wurde aus 1,60 m ü. M. abgeteuft und erreichte eine Tiefe von 12,00 m u. GOF (entspricht 10,40 m u. M.).

Das Profil beginnt mit grauem schluffigen Feinsand, der mit mittel tonigen Schlufflagen durchsetzt ist. Er enthält nur wenige kleine Fossilfragmente. Die geochemischen Parameter deuten auf einen marinen bis leicht brackisch-marinen (erhöhtes  $K^+/Na^+$ -Verhältnis) Ablagerungsraum hin und es handelt sich somit um ein klassisches Prodeltasediment.

Ab 9,40 m u. M. wird es von Mittelsand abgelöst. Dieser enthält marine Fossilfragmente, unter anderem *Pecten* sp. und *Cerastoderma glaucum*, und Holzkohlestückchen. Nach oben wird das Sediment deutlich feiner und es finden sich zahlreiche Reste von *Posidonia oceanica*. Die geochemische Analyse spricht für marinen, höchstens leicht brackisch-marinen Ablagerungsraum, was dafür spricht, dass es sich um den distalen Bereich einer Deltaschüttung handelt. Die Abgrenzung zu einer Litoral-Fazies ist nicht eindeutig, letztere aber aufgrund der Lage des Profils nicht anzunehmen.

Es folgt zwischen 8,29 und 6,40 m u. M. ein fleischfärblich-grünlich-weißlich-grau laminiertes, mittel toniger Schluff, der im unteren Abschnitt noch einige wenige Fossilfragmente enthält, nach oben hin aber nahezu fossilfrei ist. Der deutlich geringer werdende Wert für die Leitfähigkeit weist auf steigende Süßwasserzufuhr hin (Abb. A 28 b). Der abnehmende Fossilgehalt und der abnehmende Gehalt an organischer Substanz weisen auf schlechte ökologische Bedingungen, wahrscheinlich schwankende Salinität, hin.

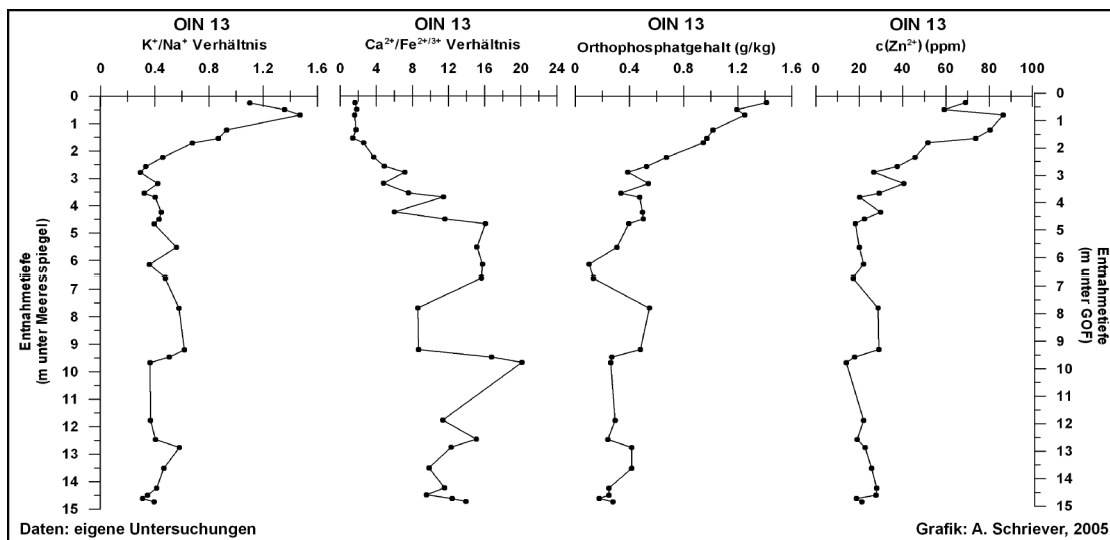
Ein Übergangshorizont mit schluffigem Feinsand, aber auch stark tonigem Schluff leitet ab 6,40 m u. M. zu einem Mittelsand über, der mit wechselnden Grob- und Feinsandbeimengungen bis 0,88 m ü. M. reicht. Bis 5,61 m u. M. finden sich noch zahlreiche Fossilfragmente in dem grau-bunten Sand und die Datierung einer Klappe von *Dosinia exoleta* aus 5,62 m u. M. ergab ein Alter von 681 – 721 cal AD (Tab. 18). Nach oben hin ist der Sand quasi steril und geht ab 0,00 m u. M. in einen schluffigen Feinsand über. Es handelt sich um fluviale Sande, die einen langen Zeitraum relativ konstanter Ablagerungsbedingungen dokumentieren.

Bis zur Profiloberkante folgt ein Hochflutsediment (Abb. 96).

Den Abschluss des Transekts K bildet Profil OIN 13 (N38°22,217', E21°07,000'), das etwa 6 km südwestlich von OIN 12, nur wenige hundert Meter von der Küste entfernt gegenüber der Insel Dioni aus 0,11 m ü. M. erbohrt wurde. Die erreichte Tiefe betrug 15,00 m u. GOF. (entspricht 14,89 m u. M.).

Nahezu das gesamte Profil ist von Sand geprägt. Von der Basis bis 3,49 m u. M. lagern Sande in verschiedener Zusammensetzung. Bis 14,57 m u. M. dominiert Mittelsand, dem Grobsand beigemischt ist. Es folgt bis 11,74 m u. M. Feinsand, der teilweise mit Lagen von angereichertem Material in Wechsellagerung liegt. Mit einer scharfen Grenze folgt oberhalb von 11,74 m u. M. grau-bunter Grobsand mit Mittelsandbeimengung, der bis 9,28 reicht. In diesem Profilabschnitt wurden große Teile des Sediments durch Grundwassereinwirkung aus

der Bohrsonde gespült. In den vorhandenen Grobsandabschnitten finden sich zahlreiche marine Molluskenfragmente, vor allem Gastropoden. Von 9,28 bis 4,54 m u. M. bestimmt wieder Mittelsand das Bild. Der Fossilgehalt schwankt sehr stark, ebenso die Menge der eingelagerten Reste organischen Materials. Von 4,54 bis 3,49 m u. M. dominiert erneut Feinsand, der nahezu fossilleer ist. Die häufigen, graduellen Wechsel in der Sedimentationsdynamik spiegeln sich auch in den geochemischen Analyseergebnissen wieder (Abb. 97). Sie schwanken sehr stark, wobei natürlich zu berücksichtigen ist, dass durch die großen, bohrtechnisch bedingten Bohrverluste einige Profilabschnitte unbeprobt sind. Insgesamt handelt es sich um Deltasande, die unter wechselnden Bedingungen in marinem Milieu abgelagert worden sind. Solche Bedingungen entstehen durch Verlagerung der Mündung, jahreszeitliche Schwankungen in der Wasserführung u.ä.



**Abb. 97: Ausgewählte geochemische Analyseergebnisse des Profils OIN 13**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Es schließt sich ab 3,49 ein schluffiger Feinsand an, der deutlich laminiert ist und immer wieder Einschaltung von mittel tonigem Schluff aufweist. Auch dieser Horizont zeigt so gut wie keine Makrofossilreste. Ausweislich einer Radiokohlenstoffdatierung von Pflanzenresten aus 3,42 m u. M. datiert das Material auf 1469 – 1626 cal AD (Tab. 18). Die Sedimente entsprechen den Ablagerungen einer auslaufenden Deltaschüttung und können als Prodelta-Sedimente oder Interdistributary Bay-Sedimente angesprochen werden.

Nach oben gehen sie in einen stark schluffigen Ton über, der eine marschähnliche Verlandungssequenz repräsentiert. Er ist fleischfärblich laminiert und zeigt geochemisch deutliche Zeichen der Aussüßung.

Ab 0,59 m u. M. folgt ein Hochflutsediment (Abb. 96).

## 7.5.2 Bedeutung der Befunde im geoarchäologisch-paläogeographischen Kontext

Die im vorherigen Kapitel vorgestellten sedimentologischen Ergebnisse repräsentieren die jüngste Phase der Deltaentwicklung. Aus geoarchäologisch/paläogeographischer Sicht sind verschiedenen Aspekte von hervorgehobener Bedeutung. Zum einen wird auf der ehemaligen Insel Skoupas die Wehranlage Nasos vermutet (MURRAY 1985: 97 ff., s.o.) und daraus resultiert die Frage nach den paläogeographischen Gegebenheiten der Anlage, die vermutlich in der Mitte des dritten Jh. v. Chr. erbaut wurde (MURRAY 1985: 106). Zum anderen ist die Frage nach der Genese des Strandwalls, der von der Südspitze der heutigen Halbinsel Koutsilaris nach Osten verlaufend die Lagune von Mesolongi vom offenen Meer trennt, ungeklärt. Bevor die sedimentologischen Ergebnisse betrachtet werden, soll zunächst die Lage der rezenten Mündung in ihrer jüngeren Entwicklung beleuchtet werden.

### 7.5.2.1 Die Lage der rezenten Mündung

Die Lage der aktuellen Mündung kann als relativ stabil bezeichnet werden. FOUACHE et al. (2005: 287) weisen darauf hin, dass alle Karten, die nach 1822 (Karte von Le Chevalier Lapie, zitiert nach FOUACHE et al. 2005) angefertigt wurden, die Acheloos-Mündung etwa in ihrer heutigen Position zeigen, und dass sie bereits auf einer venezianischen Karte aus dem späten 16. Jh. etwa in diesem Gebiet verzeichnet ist. Auch in der Karte von WHARTON (1892, Abb. 26, Kap. 6.2.2) wird die Mündung im Vergleich zur heutigen Position nur nach Norden verschoben gezeigt (vgl. PIPER & PANAGOS 1981: 120 ff.). Es gibt zwei Gründe dafür, dass sich die Mündung nicht weiter nach Westen vorgebaut hat. Zum einen hat die Mündung des Acheloos mit seiner rezenten Position eine Region des Meeres erreicht, in der die Küste steil abfällt und schnell eine Wassertiefe von 30 – 40 m erreicht wird. Dadurch kommt es nicht mehr zu einem schnellen Vorbau des Deltas. Zum anderen ging die aktuellste Veränderung in der Sedimentationsdynamik mit der Errichtung verschiedener Staudämme im Oberlauf des Acheloos ab 1959 einher (vgl. Kap. 3.5). Seit dieser Zeit ist die Sedimentfracht signifikant zurück gegangen, was einem weiteren Deltavorbau entgegensteht.

Wie erwartet zeigen die meisten Bohrprofile im südlichen Bereich des Acheloos-Deltas große Anteile von marinen Sedimenten, die in geschützten Lagen zum Teil bis nahe an die heutige Landoberfläche (OIN 22, OIN 23) reichen. Dies ist ein erster Hinweis darauf, dass die Verlandung dieses Bereichs noch nicht sehr lange zurückliegt. Ein weiterer Beweis dafür, dass der Deltaabschnitt tatsächlich sehr jung ist, sind die Datierungen, die an Proben aus den Profilen durchgeführt worden sind. Die Radiokohlenstoffdatierungen zeigen Alter, die von 331 – 231 cal BC (OIN 39) bis 1672 – 1940 cal AD (OIN 28) reichen (vgl. Tab. 15 - 17). Ausnahme sind die aus den Profilen OIN 43 und 16, die im Übergangsbereich zum östlichen Deltaabschnitt liegen und die Basisdatierung aus OIN 28 sowie OIN 11, die am deutlichsten in Richtung des zentralen Deltabereichs orientiert ist.

### 7.5.2.2 Der Übergang zum Ostteil des Deltas (Transekte I und H)

Die Ergebnisse aus dem Übergangsbereich zum in Kapitel 7.4 beschriebenen Osten des Deltas sind sehr überraschend. Das Profil OIN 43 aus dem Transekt H fügt sich zunächst gut in das Bild an der Südostflanke des Deltas ein. Es korrespondiert mit dem Profil OIN 16, welches die Verbindung zu Transekt G (Abb. 65, Kap. 7.4) darstellt. An der Basis von OIN 43 finden sich Sedimente einer marinen Fazies, die in Prodeltaablagerungen übergehen. Ab 4903 - 4795 cal BC (8,86 m u. M., Tab. 15) etabliert sich der Deltaeinfluss, was belegt, dass während dieser frühen Phase die Deltafront vermutlich aus direkter Nordrichtung bis in dieses Gebiet reichte. Die beiden Profile, die sich südlich (OIN 38, ca. 2 km entfernt) bzw. südwestlich (OIN 39, ca. 4 km entfernt) anschließen, sind in sich ebenfalls sehr homogen, zeigen sie doch beide nach einer sehr langen Periode prodeltaischer Ablagerungsverhältnisse, die etwa ab 331 - 231 cal BC (12,96 m u. M., Tab. 15) marine Sedimente ablösen. Ab etwa 5,16 m u. M. folgt der Wechsel zu Deltasedimenten, der in Profil OIN 39 auf ca. 168 - 59 cal BC (5,49 m u. M., Tab. 15) datiert werden konnte (Abb. 89, Kap. 7.5.1.2). Die Tiefenlage der Datierungen des Profils 39 und OIN 43 zeigen dramatische Unterschiede auf relativ engem Raum, da die Tiefenlage der Datierung aus Profil OIN 43 (8,86 m u. M., 4903 - 4795 cal BC, Tab. 15) im Profil OIN 39 einem Alter zwischen maximal 300 BC und minimal etwa 0 BC/AD entsprechen würde. Die Datierung der Probe aus der Bohrung OIN 43 erfolgte an nicht identifizierbarem organischen Material. Dabei könnte es sich natürlich um älteres Material handeln, das durch fluviale Erosion aufgenommen und in einem deutlich jüngeren Sedimentationskomplex wieder abgelagert worden ist. Betrachtet man den sedimentologischen Kontext durch den Vergleich mit der Nachbarbohrung OIN 16, so erscheint das Alter in dieser Tiefenlage jedoch sehr plausibel. Es fügt sich nicht nur in den chronostratigraphischen Rahmen von OIN 16 ein, sondern auch in den des gesamten Transekts G, das von OIN 16 nach Nordosten verläuft (vgl. Abb. 65, Kap. 7.4, OIN 51: 9,59 m u. M., 4719 - 4538 cal BC, Tab. 13). Auch die Datierung aus 12,96 m u. M. in der Bohrung OIN 39 gibt keinen Anlass, einen Fehler im Datierungsprozess zu vermuten. Beim datierten Material handelt es sich um Reste von *Posidonia oceanica*. Eine Verlagerung von jüngerem Material in eine solche Tiefe wäre nur mit einer massiven Erosionsdiskordanz zu erklären, für die es sedimentologisch aber keinerlei Hinweise gibt. Darüber hinaus ist eine umfangreichere Verlagerung von Seegras-Resten nicht sehr wahrscheinlich, da es aufgrund seiner Morphologie nur durch rasches „zusedimentieren“ in den Ablagerungen erhält und nicht zersetzt wird.

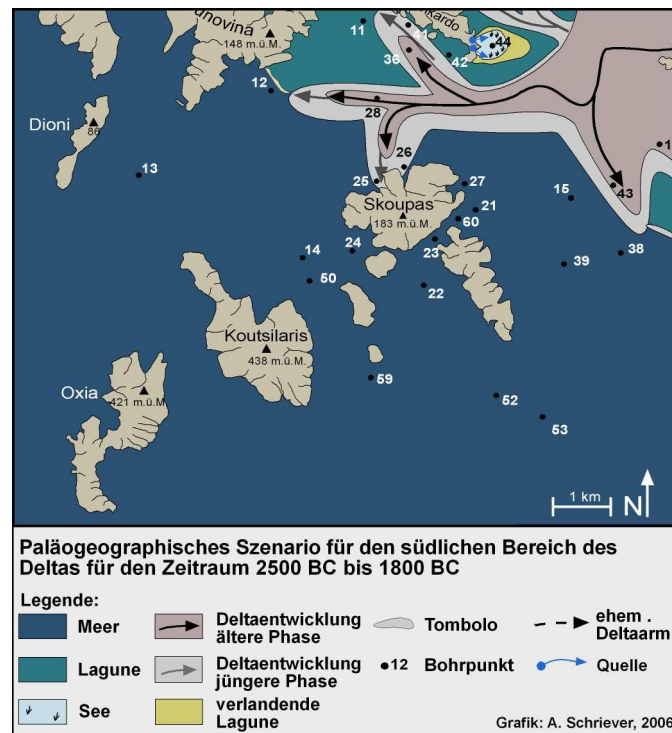
Wenn doch eine Fehldatierung vorliegt, ist es trotz der eben genannten Einwände aufgrund des sedimentologischen Kontextes zu erwarten, dass das Alter der Seegrasprobe aus dem Profil OIN 39 deutlich unterbestimmt worden ist, was dann vermutlich auf Kontamination mit „jüngerem Kohlenstoff“ im Vorbereitungsprozess zur Datierung zurückzuführen ist. Geht man jedoch von der Annahme aus, dass die Datierungen korrekt sind, muss sich zwischen den Bohrungen OIN 43 und OIN 39 etwas befinden, das diese enormen Unterschiede erklärt. Dabei könnte es sich um eine Festgesteinsstruktur (Insel) handeln, die die beiden Se-

dimentationsräume solange voneinander getrennt, bis sie komplett im Sediment verschwunden war. Ein topographischer Hinweis darauf könnte der zwischen OIN 39 und OIN 43 markant zurückspringende Rand der heutigen Deltaebene sein. Diese ist zwar auf Eindeichung zurückzuführen, jedoch könnten die natürlichen Gegebenheiten den Verlauf des Deichs vorgezeichnet haben. Diese Hypothese ließe sich nur durch weitere Untersuchungen z. B. mit Hilfe von ERT oder anderen geophysikalischen Methoden sowie weiteren Bohrungen verifizieren oder falsifizieren.

Die dritte Möglichkeit eine solche Diskrepanz in der Alter-Tiefenrelation zu erhalten, stellt ein lokal begrenztes tektonisches Ereignis dar. Auch hierfür gibt es allerdings in keinem der umliegenden anderen Profile irgendeinen Hinweis, so dass diese Möglichkeit nahezu ausgeschlossen werden kann.

### 7.5.2.3 Die Verlandung der Insel Skoupas

Die Befunde im Bereich der ehemaligen Insel Skoupas sind in zweifacher Hinsicht von Bedeutung. Zum einen kann die Verlandungsgeschichte der Insel durch zahlreiche Bohrungen sehr gut rekonstruiert werden. Insgesamt acht Profile wurden rund um die Insel erbohrt (Transecte I und J, vgl. Kap. 7.5.1.2 und 7.5.1.3), aus denen vier Datierungen mittels der Radiokohlenstoffmethode gewonnen werden konnten. Das Verlandungsszenario der Insel ergänzt das der Insel Triardo sehr gut (vgl. Kap. 7.3.2). Im mittleren Holozän liegt Skoupas noch als freie Echinadeninsel am nördlichen Rand des Golfs von Patras. Die frühesten Hinweise auf fluvialen Einfluss in Form von Prodeltaablagerungen finden sich in den Profilen OIN 25 und OIN 26 ab einer Tiefe von etwa 11 m u. M. Die beiden Profile wurden in kleinen Buchten der Insel abgeteuft, die sich mehr oder weniger direkt nach Norden öffnen. Da in den Profilen aus den Buchten auf der Ostseite (OIN 27) und Südwestseite (OIN 24) keine korrespondierenden Prodelta-sedimente auftauchen, wurde die Insel offensichtlich aus direkter Nordrichtung durch einen Mündungsarm des Acheloos angeströmt. Deltäische Ablagerungsverhältnisse etablieren sich an der Nordküste ab etwa 2000 BC bzw. etwas früher (Abb. 98, vgl. Abb. 92, Kap. 7.5.1.3). Im Profil OIN 24, in einer relativ geschützten Lage in einer Bucht im Südosten, finden sich Hinweise auf fluvialen Einfluss in indirekterer Form als in den im Norden liegenden Profilen. In einer Tiefe von etwa 9 m u. M. finden sich in einem litoralem Ablagerungsmilieu Holz- und Holzkohlereste, die mittels Flusstransport ins weitere Umfeld gelangt sein müssen, da es sich um Arten wie *Carpinus betula* (Hainbuche) und *Ligustrum vulgare* (Liguster) oder *Erica* sp. (ev. *arborea*, Baumheide) handelt, die ihren Ursprung flussaufwärts hatten (Abb. 93, vgl. VÖTT et al 2007b). Zusammen geschwemmt und abgelagert wurden sie dann im Strandbereich einer Stillwasser-Bucht. Dass dies an der Südwestseite der Insel geschah, lässt sich vermutlich auf Strömungsdynamik (Strömungsschatten) zurückführen. Das Alter lässt sich nur indirekt bestimmen, aber es müsste sich bei einer Sedimentation etwa in Meeresspiegelniveau um einen Zeitrahmen von etwa 5400 bis 4500 BC handeln.



**Abb. 98: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 2500 BC bis 1800 BC**

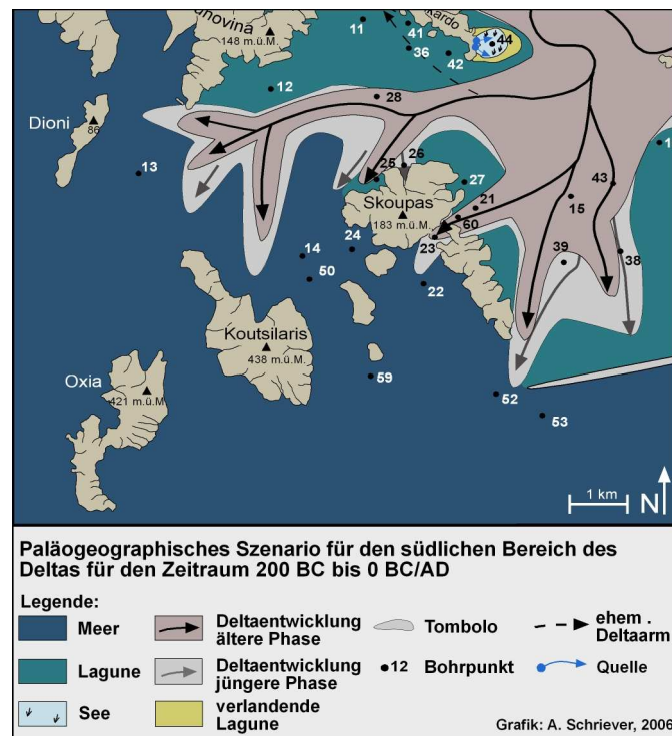
(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Um 2000 BC herrschen auf der Ostseite der Insel bereits marin-brackische bis lagunäre Verhältnisse, da der Zugang zum offenen Meer durch den oben beschriebenen Deltavorstoß im Norden der Insel deutlich eingeschränkt war und auch im Osten im Bereich der Bohrung OIN 43 ein Mündungsarm nach Süden verlief (s.o.). Auf der Südwest- und Südseite existieren zu diesem Zeitpunkt noch marine Bedingungen (vgl. Abb. 92, Kap. 7.5.1.3).

Eine signifikante Veränderung erfährt das Gebiet südlich der Insel Skoupas ab ca. 200 BC (vgl. VÖTT et al. 2007b). Ab etwa diesem Zeitpunkt entwässert ein aus Osten (OIN 21) kommender Mündungsarm durch den schmalen Korridor zwischen Skoupas und der unmittelbar südöstlich liegenden Insel Taxiarchis in den Meeresbereich zwischen diesen beiden Inseln und der im Südwesten liegenden Insel Koutsilaris (vgl. Abb. 85, Kap. 7.5 und Abb. 89, Kap. 7.5.1.2). Im Bereich des Durchflusses zwischen den beiden Inseln hatten sich durch die Einflüsse der von Osten und Norden vordringenden Mündungsarme bereits vor 200 BC brackisch-lagunäre Verhältnisse etabliert. Der Hauptzufluss erfolgte vermutlich etwa im Bereich der Bohrung OIN 21 und lässt sich bis in Süden zum Profil OIN 22 verfolgen (Abb. 99).

Dies ist von besonderem Interesse, da die von MURRAY (1985: 97 ff.) auf der Insel Skoupas lokalisierte Festung Nasos im Osten der Insel liegt (vgl. Abb. X Lage der Festung Nasos), in Sichtweite unserer Bohrung OIN 60. Da Murray die Errichtung der Festung in die Mitte des dritten Jh. v. Chr. datiert, bedeutet dies, dass Nasos genau zu dem Zeitpunkt errichtet wurde, als der Acheloos diese Position erreichte. Ob die beiden Ereignisse in einem kausalen Zusammenhang stehen oder nicht kann ohne weitere Daten natürlich nicht bewiesen

werden. Wenn es den Gründern von Nasos um einen möglichst offenen Zugang zum Meer gegangen wäre, hätten sie sich ebenso gut für Koutsilaris entscheiden können, auf deren Westseite es hervorragende Standorte für eine Festung wie Nasos gegeben hätte. Geht man aber davon aus, dass zu dieser Zeit der Zugang zum Nordhafen Oiniadais bereits langsam aber



**Abb. 99: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 200 BC bis 0 BC/AD**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

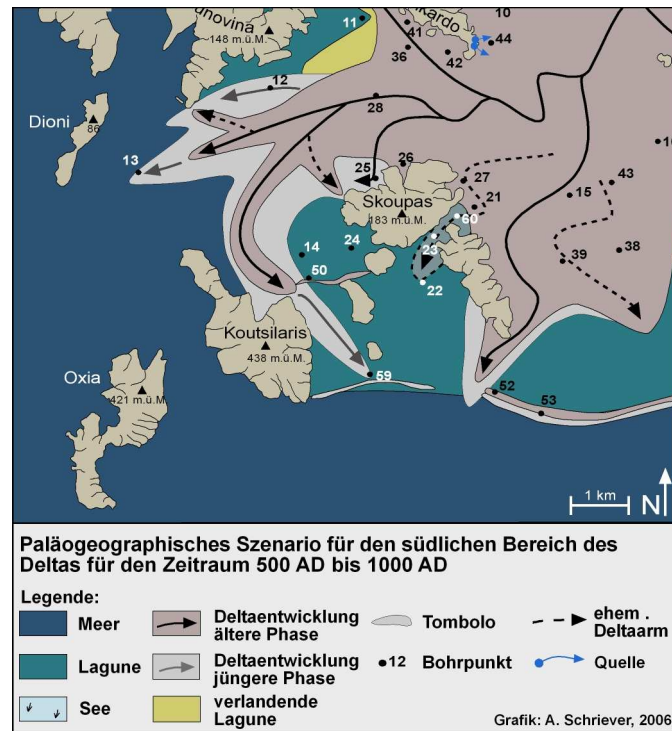
sicher gefährdet war, dann liegt nahe, dass der Zugang zur Stadt über den Acheloos immer wichtiger werden würde. Mit der Lage auf der Insel Skoupas an dieser Stelle konnten die Erbauer also zwei Effekte gleichzeitig erzielen: (i) Sie hatten offenen Zugang zum Meer und (ii) Sie lagen in der Nähe der Flussmündung und konnten so schnell in die Stadt gelangen oder vermutlich sogar deren Zugang von der Festung aus kontrollieren. Damit wäre die strategische Position optimal.

Dadurch, dass der Hauptarm des Acheloos weiter nach Westen vordringt, hört die Beeinflussung im Norden der Insel Skoupas zum Ende des ersten Jtsd. v. Chr. auf und es etablieren sich lagunäre Verhältnisse, die bis ins Mittelalter andauern. Erst dann ist die Insel von der Nordseite her komplett von der Deltaebene erreicht (vgl. Abb. 92, Kap. 7.5.1.3).

Die Südwestseite der Insel Skoupas bleibt sehr lange von Sedimentablagerungen verschont. Im Profil OIN 24 finden sich außer den in einem litoralen Milieu zusammengeschwemmten Holz- und Holzkohlepartikeln in etwa 9,00 m u. M. keine weiteren sedimentologischen Hinweise auf direkten fluvialen Einfluss. Bis etwa zur Zeitenwende herrschen marine Verhältnisse, die danach langsam in lagunäre übergehen. Die Sedimente einer zumindest noch phasenweise überfluteten Marschlandschaft reichen bis in nur 1,44 m u. GOF.



Landwirte, die wir im Rahmen der Bohrungen befragen konnten, berichteten von Stellen in der Nähe der Insel, die noch bis in die 1970er Jahre mit dem Boot erreichbar gewesen seien. Diese Information fügt sich gut in das Bild ein, da der Süden des Deltas zu den Gebieten zu zählen ist, die als letzte eingedeicht und trocken gelegt worden sind.



**Abb. 100: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 500 AD bis 1000 AD**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

An Hand der weiter westlich und südlich gelegenen Profile OIN 50 und OIN 59 wird deutlich, dass der Mündungsarm des Acheloos vermutlich in einem Bogen aus Nordosten kommend entlang der Nordflanke von Koutsilaris nach Südosten geflossen ist und so den Bereich um OIN 24 nicht beeinflusst hat. Aus der Bohrung OIN 50, die in direkter Nachbarschaft zu einem subrezenten Altarm gebohrt worden ist (Abb. 7 d, Kap. 3.3), lässt sich ableiten, dass die Deltafront das Gebiet zwischen den Inseln Skoupas und Koutsilaris erstmals etwa im 2. oder 3. Jh. n. Chr. erreicht und in Richtung Südosten vordringt. Ab diesem Zeitpunkt beginnt sich vermutlich auch das Strandwallsystem auszubilden, das noch heute die im Osten anschließende Lagune von Mesolongi vom offenen Meer abtrennt (Abb.100).

#### 7.5.2.4 Das Strandwallsystem

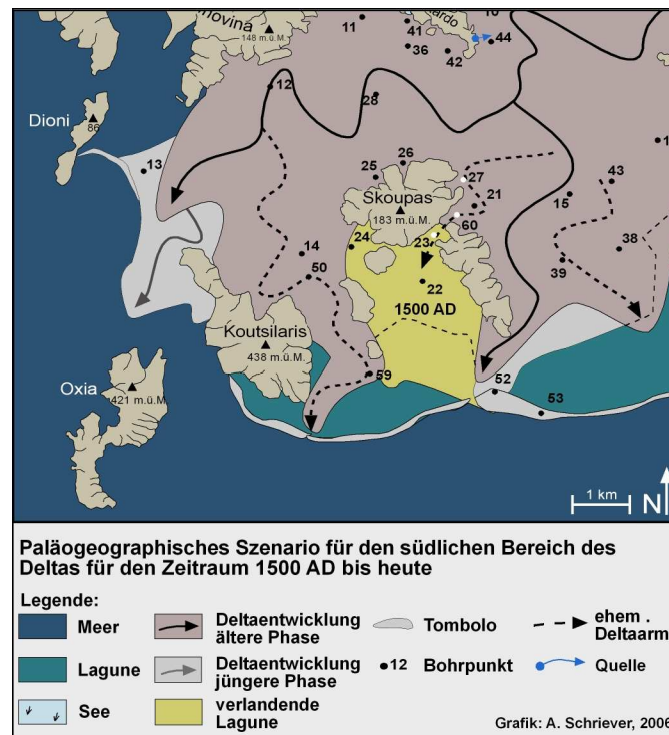
Das von der Südspitze der Insel Koutsilaris ausgehende Strandwallsystem ist eine der auffälligsten küstenmorphologischen Formen im Gebiet des Acheloos-Deltas. Mit seiner Genese sind verschiedene Fragestellungen verknüpft, die direkt mit den sedimentologischen Befunden zusammen hängen. Zum Beispiel zeigen nahezu alle im Bereich der heutigen Lagunen von Mesolongi und Etoliko erbohrten Profile (OIN 32, 34, 35, 17, 46) in ihren zum Teil sehr

tief liegenden Basisablagerungen bereits brackisch-lagunäre Verhältnisse. Daraus resultiert, dass schon im mittleren Holozän eine Abtrennung vom offenen Meer existiert haben muss. Über die Entstehung einer solchen Abtrennung bzw. die Entstehung des aktuellen Strandwallsystems existieren verschiedene Auffassungen. PHILIPPSON (1958: 350), mutmaßt, dass das Material von der Mündung durch eine Art Tiefenströmung an der Insel Koutsilaris vorbei transportiert wird und erst an der Südspitze wieder an die Oberfläche kommt um den Strandwall zu bilden. FOUACHE et al. (2005) zeichnen das Strandwallsystem in ihr Szenario für 2500 BP in exakt der gleichen Ausprägung wie heute ein, ohne Bezug zum Deltavorbau. VÖTT et al. (2007b) zeigen die Möglichkeit auf, dass es sich um Sedimente des pleistozänen Acheloos handelt, die zum Zeitpunkt des Meeresspiegeltiefststands ca. 40 km südlich abgelagert worden sind und die durch den schnellen Meeresspiegelanstieg aufgearbeitet und so sukzessive nach Norden transportiert wurden. Ähnliches berichten AMOROSI et al. (2004, 2005) für das Po-Delta. Eine weitere Möglichkeit stellt die „normale“ Genese eines solchen Strandwalls dar. Die Entwicklung des aktuellen Strandwallsystems könnte mit dem Beginn der fluvialen Sedimentation an der Ostflanke der Insel Koutsilaris eingesetzt haben (s.o.). Der im Satellitenbild (vgl. Abb. 2, Kap. 3.1) sichtbare Altarm wird in die Zeit des 16. bis 17. Jh. datiert (vgl. PIPER & PANAGOS 1981, VILLAS 1984, FOUACHE et al. 2005). Die von ihm gelieferten Sedimente sind für die heutige Ausprägung des Strandwalls verantwortlich. Die Befunde der Bohrung OIN 52 auf der meerabgewandten Seite weisen aber darauf hin, dass der Beginn der Strandwallgenese in dieser Position irgendwann zwischen etwa 200 BC und 500 AD begonnen haben muss. In diese Zeitfenster passt das Vorrücken des oben bereits beschriebenen Mündungsarms von Nordwesten her, der in etwa einen ähnlichen Verlauf genommen haben dürfte wie der noch heute sichtbare aus dem 16./17. Jh.

Dies deckt natürlich nicht den Zeitraum ab, der nötig ist um, die brackisch-lagunären Verhältnisse aus den tief gelegenen Faziesabschnitten der oben genannten Profile rund um die Lagune von Mesolongi zu erklären. Für diesen Bereich wäre, wie in Kap.7.4.3 bereits beschrieben, das Szenario einer Strandwallbildung im Rahmen des normalen Deltawachstums denkbar und zwar durch den sehr frühen Vorstoß eines Mündungsarms westlich des Aghios Nikolaos-Höhenzugs (OIN 17, 51, 32).

#### **7.5.2.5 Der jüngste Delta-Abschnitt**

Die Profile des Transekts K entlang des rezenten Unterlaufs zeigt noch einmal die hohe Dynamik eines Deltas. Das Profil OIN 28 repräsentiert das Sedimentationsgeschehen der Hauptrinne. Diese hat sich in ältere Sedimentschichten eingegraben. So findet man lagunäre Stillwassersedimente (OIN 11) und fluviale Ablagerungen in direkter Nachbarschaft. An den Bohrungen OIN 12 und 13 und einer weiteren Bohrung (Ach 2, MARIOLAKOS et al. 2004) lassen sich die enormen Sedimentationsraten an der Haupt-Deltafront verdeutlichen. Im Falle von OIN 12 werden von ca. 700 AD bis heute 7,70 Meter Sediment fluvialer Herkunft abgelagert. Das entspricht einer Sedimentationsrate von 6,00 m/ka. Dafür die Basis der



**Abb. 101: Paläogeographisches Szenario für den südlichen Bereich des Deltas für den Zeitraum von 1500 AD bis heute**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Bohrung OIN 13 keine Datierung vorliegt, kann eine Sedimentationsrate nicht bestimmt werden, aber es ist davon auszugehen, dass diese noch deutlich größer war. Dies wird durch die Resultate aus dem Profil Ach 2 von MARIOLAKOS et al. (2004) belegt, das etwa 2 km südlich, auf der anderen Seite des Acheloos, direkt in der Nähe des rezenten Flusslaufs abgeteuft wurde. Eine Radiokohlenstoffdatierung von Pflanzenresten aus 19,33 m u. GOF. ergab 1229 – 1288 cal AD (vgl. VÖTT et al. 2007b). Daraus resultiert eine Sedimentationsrate von etwa 28,00 m/ka. Diese enorme Rate lässt den Rückschluss zu, dass vermutlich spätestens seit dem Mittelalter die Hauptabflussmenge des Acheloos bereits entlang des heutigen Laufs Richtung Meer abgeflossen ist und der auf das 16./17. Jh. datierte (s.o.) Altarm auf der Ostseite der Insel ehemaligen Insel Koutsilaris nur ein Nebenabfluss war (Abb. 101).

### 7.5.3 Diskussion

Im Gegensatz zu den anderen bereits diskutierten Bereichen des Acheloos-Deltas, ist dem Süden bislang relativ wenig Aufmerksamkeit zu Teil geworden. In ihrer Auswertung von Luftbildern und Feldbeobachtungen beschäftigen sich PIPER & PANAGOS (1981) für diesen Teil des Deltas hauptsächlich mit den jüngsten Befunden zur Verlagerung der rezenten Mündung. Dabei weisen sie vor allem auf die Entwicklung einer Mündungsbarre hin, die sich erst nach 1960 gebildet hat. Dies führen sie auf den Bau der Staudämme im Oberlauf zurück, die dafür sorgen, dass es im Winter nicht mehr zu starken Abflussspitzen kommt, die die Ausbildung einer Mündungsbarre verhindern (PIPER & PANAGOS 1981: 123 f.). Die Mündungsbarre

ist auf den Landsat 7-Satellitenbildern und im Foto sehr gut zu erkennen (Abb.2, Kap. 3.1, Abb. 10 c, Kap. 3.5).

VILLAS (1984: 107 ff.) hat eine ca. bis 5,20 m u. GOF. reichende Bohrung in ähnlicher Lage wie OIN 13 abgeteuft und die Sedimente als typisch für ein Deltafront-Sequenz beschrieben. Sie kommt zum Schluss, dass das Deltaebene diese Position etwa 800 – 500 BP (1150 – 1450 BC) erreicht hat. Dies korrespondiert gut mit unseren Ergebnissen sowie den Angaben von MARIOLAKOS et al. (2004). Die Entwicklung in der Umgebung der ehemaligen Insel Skoupas wird von VILLAS mangels Bohrungen in diesem Gebiet nicht näher erörtert. So beschreibt sie nur den noch sichtbaren Altarm aus dem 16./17. Jh., nicht aber die Deltavorstöße entlang der Ostflanke von Skoupas (ca. 200 BC) und an der Ostflanke von Koutsilaris (ca. 200 – 300 AD).

In seinem Aufsatz zur Lokalisierung von Nasos kommt MURRAY (1985: 99 ff.) zu dem Ergebnis, dass die Reste eine antiken Festung auf der ehemaligen Insel Skoupas von ihrer architektonischen Ausführung her in das 3. Jh. v. Chr. zu datieren seien. Er beschreibt die Lage als strategisch perfekt, da von dort aus sowohl das Meer als auch der Flusszugang zur Stadt Oiniadai zu überwachen gewesen sei und es sich darüber hinaus um einen guten Ankerplatz gehandelt habe. Murray diskutiert auch andere Möglichkeiten zur Lokalisierung von Nasos, so zum Beispiel LEAKE (1835: 589), der Nasos auf der Insel Petala (heute Petalas) vermutet, oder HEUZEY (1860: 457), BURSIAAN (1862: 122), LOLLING (1876/77: 207) und OBERHUMMER (1887: 33), die Nasos auf dem Hügel Panagia in der ehemaligen Lagune von Oiniadi (Lesini-Marsch) vermuten. MURRAY (1985: 100) hält dem entgegen, dass weder an der einen noch an der anderen Stelle Ruinen gefunden worden seien, die zur Überlieferung von Nasos passen. Unsere Ergebnisse belegen zusätzlich, dass der Hügel Panagia, der ca. 8 km nördlich Oiniadais liegt, zum Zeitpunkt der vermuteten Errichtung und Nutzung von Nasos bereits so stark verlandet war, dass es keine Alternative zu Oiniadai dargestellt hätte.

FOUACHE (1999) und FOUACHE et al. (2005) beschreiben für den Süden des Deltas (den Bereich der Transekte H – K, Kap.7.5.1) ebenfalls in erster Linie die Veränderungen der aktuellen Mündung und weisen darauf hin, dass diese vermutlich seit dem 16. Jh. n. Chr. relativ stabil ist (vgl. Kap. 7.5.2.3). Auch sie datieren den noch sichtbaren Altarm ins 16./17. Jh. n. Chr. Wie im vorherigen Kapitel erwähnt, zeichnen FOUACHE et al. (2005: 289) ein Szenario für 2500 BP, in dem der Strandwall im Süden des Deltas bereits in gleicher Art wie heute existiert. Sie begründen dies damit, dass nur die übergeordneten geomorphologischen Formen seit der Antike stabil geblieben seien und nennen als Beispiele die Echinaden-Inseln und den Strandwall, der die größte Ausdehnung der Lagunen markieren würde. Unsere Ergebnisse zeigen, dass 2500 BP (450 BC) der Strandwall in seiner jetzigen Form noch nicht existierte, sondern in diesem Bereich (flach) marine Verhältnisse geherrscht haben. Das heute dominierende Strandwallsystem bildet sich frühestens ab etwa 200 BC, vermutlich aber eher später. Die Hypothese von VÖTT et al. (2007b), der Strandwall sei als aufgearbeitetes Material eiszeitlicher Acheloos-Sedimente durch den raschen Meeresspiegelanstieg in Strandwallform

nordwärts gewandert, lässt sich aus den Befunden im Süden des Deltas weder widerlegen noch bestätigen. Die Alter der in den Profilen OIN 17 und 16 gefundenen lagunären Ablagerungen liegen bei mehr als 5000 BC (OIN 17) bzw. ca. 4000 BC (OIN 16, vgl. Tab. 13). Diese sprechen für eine sehr frühzeitige Abtrennung vom offenen Meer (vgl. Kap. 7.4.3.1), die durch einen wie von VÖTT et al. (2007c) postulierten Vorgang hervorgerufen worden sein könnte. Die in Kap. 7.4.1.4 ausführlich diskutierten sedimentologischen Befunde zeigen, dass der Bereich um die Bohrungen OIN 17 und OIN 51 zu den ältesten Delta-Abschnitten überhaupt zählt, mit fluvialen Ablagerungen deutlich älter als 5000 BC. Somit ist eine Abtrennung einer Lagune durch vom Acheloos zu dieser Zeit geliefertes Material in so früher Zeit durchaus denkbar. Es ist demnach möglich, dass sich mit jeder Generation von Deltavorstößen, die sich im Bereich der heutigen Lagune von Mesolongi mehr oder weniger von Nordosten nach Südwesten „bewegen“, neue Strandwallsysteme gebildet haben, die anschließend durch den steigenden Meeresspiegel in Kombination mit den Verlagerungen der Hauptmündungsarme von der sich nach Süden ausdehnenden Lagune überdeckt wurden.

Die weitere Entwicklung wird durch den Vergleich der Karte aus dem 19. Jh. und den aktuellen Satellitenbildern deutlich. Die östlichen Abschnitte des Strandwallsystems, das die Lagune von Mesolongi vom Golf von Patras abtrennt, sind durch den Anstieg des Meeresspiegel bereits zerstört bzw. überflutet worden. Steigt der Meeresspiegel weiter und setzt sich auch die Absenkung des südlichen Deltabereichs fort, muss damit gerechnet werden, dass auch die heute noch vorhandenen Strandwallreste zerstört werden könnten, was unabsehbare Folgen für den gesamten südlichen und östlichen Bereich des Acheloos-Deltas haben würde.

## **7.6 Zusammenschau der Ergebnisse und Darstellung paläogeographischer Verlandungsszenarien für das gesamte Untersuchungsgebiet**

Mit den vorliegenden Daten ist es möglich, die Paläo-Umweltbedingungen und die geographische Verteilung der unterschiedlichen Ablagerungsräume des Acheloos-Deltas in verschiedenen Zeitabschnitten zu rekonstruieren. Dabei ist zu beachten, dass es sich bei den Bohrungen um Punkt-Daten handelt, deren Gültigkeit somit auf einen relativ engen Raum begrenzt ist. Um dieser methodischen Problematik wirksam zu begegnen, wurden in den Gebieten, wo eine hohe räumliche Auflösung aufgrund der gegebenen Fragestellung (v.a. die paläogeographische Situation der antiken Hafenstadt Oiniadai) wichtig war, mehr Bohrungen abgeteuft als in anderen. Hinzu kam die Earth Resistivity-Tomography (vgl. Kap. 5.6 und Kap. 7.2.2 ff.), die als geophysikalische Methode auch dazu dient Informationen über einen größeren Raum zu erhalten, als es ein einzelnes Bohrprofil leisten kann.

Um die notwendige Interpolation der punktuellen Daten in die Fläche so exakt wie möglich zu gestalten, kommen alle vorgestellten Methoden zum Einsatz. Dabei spielen gerade bei der kartographischen Darstellung die Auswertung von historischen Karten und antiken Schriftquellen eine große Rolle, denn mit ihrer Hilfe können die Daten aus den Feld- und Labor

befunden vor allem bei geoarchäologischen Fragestellungen hervorragend ergänzt werden. Als Beispiel sei an dieser Stelle nochmals die Schilderung des Peloponnesischen Krieges von Thukydides genannt, der von Angriffen auf die Stadt Oiniadai berichtet, die auch von Land aus geführt worden sind, was bedeutet, dass Oiniadai zu dieser Zeit (431 - 404 v. Chr.) nicht mehr auf einer Insel (Trikardo) gelegen haben kann.

Die Ergebnisse werden in sechs Szenarien zusammen gefasst, die jeweils einen bestimmten Zeitraum, z. B. 6000 – 5000 BC, umfassen. Diese Darstellungsweise wurde aus verschiedenen Gründen gewählt. Zum einen ist die Entwicklung des Acheloos-Deltas zu komplex und räumlich differenziert, um sie in einer einzigen Darstellung nachzeichnen zu können, so wie es MÜLLENHOFF (2005: 215) für das Delta des Büyük Menderes in der Westtürkei vorgelegt hat. Auf die Darstellung von punktuellen Zeitschnitten in Einzelabbildungen (6000 BC, 5000 BC, 4500 BC etc.) wurde verzichtet, da die Dynamik der Delta-Entwicklung auf diese Weise nicht hinreichend betont werden konnte. In der gewählten Form wird der Anfang des Zeitraums durch die dunklere und das Ende durch die hellere Farbgebung markiert, so dass die Entwicklung auf den ersten Blick deutlich wird. Entscheidend für die Auswahl der Zeiträume, für die ein Szenario entwickelt werden konnte, war das Vorhandensein von aussagekräftigen Radiokohlenstoffdatierungen. Ausschnitte der Darstellungen wurden bereits in verschiedenen vorhergehenden Kapiteln verwendet.

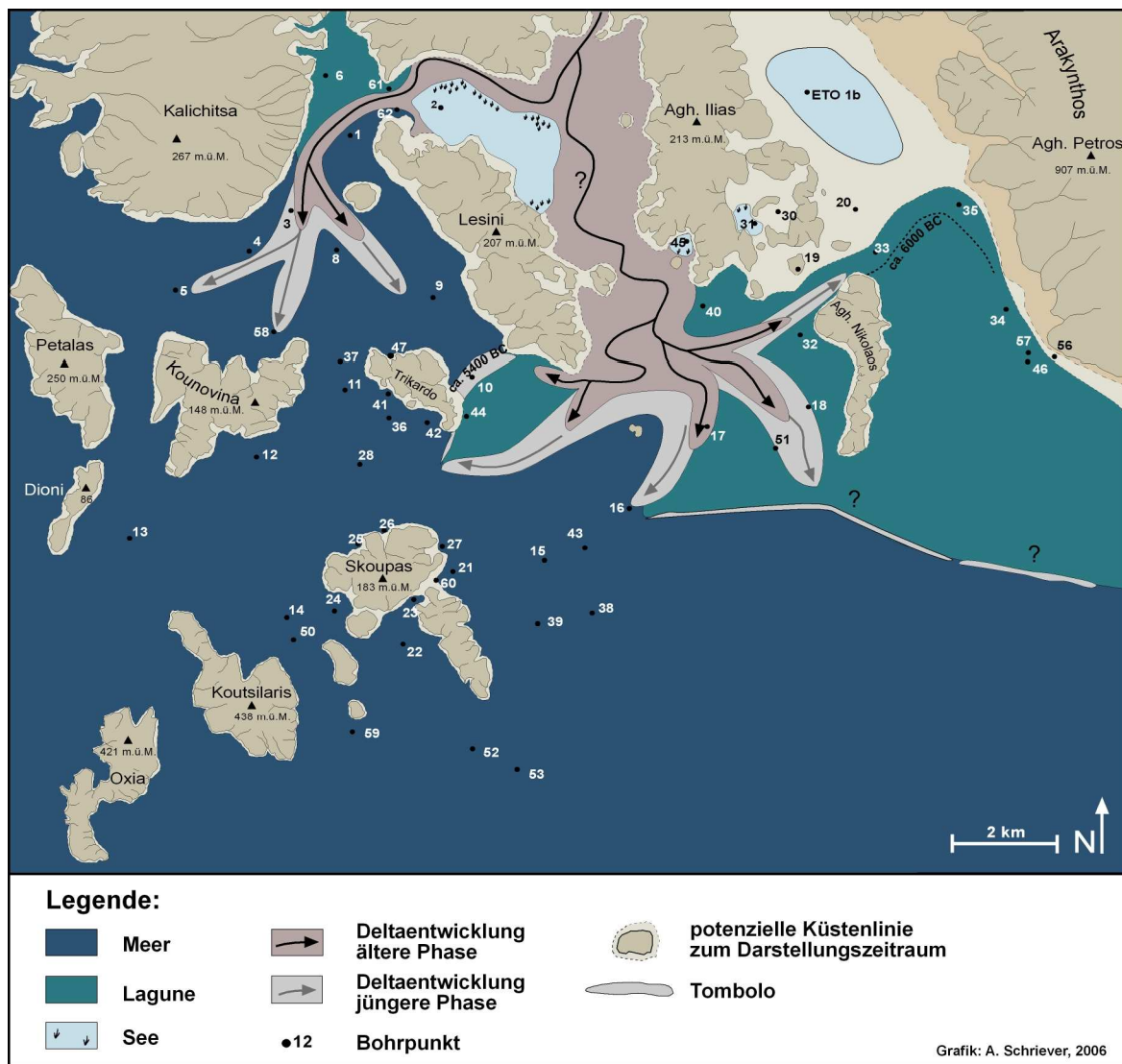
### 7.6.1 Paläogeographisches Szenario 6000 bis 5000 BC

Die ältesten Signale eindeutig datierter fluvialer Tätigkeit stammen aus den Profilen OIN 1, 4 und OIN 51. Es handelt sich um Prodeltasedimente, die im Profil OIN 1 auf 5984 – 5742 cal BC datieren. Im Falle von OIN 4 und OIN 51 konnten Sedimente, die oberhalb der Prodeltablagerungen liegen, auf 4452 – 4361 cal BC (OIN 4) und 4719 – 4538 cal BC (vgl. Kap. 7.2 und 7.4, Tab. 4 und 13) datiert und damit das Alter der fluvialen Ablagerungen indirekt bestimmt werden. Damit handelt es sich bei den Bereichen um diese Bohrungen herum um die ältesten Abschnitte des Deltas. Demnach hat es zwischen 6000 BC und 5000 BC einen Mündungsarm gegeben, der in das Gebiet westlich des Lesini-Höhenzugs einströmte und einen der in relativ direkter Südrichtung (südlich des Aghios Ilias-Höhenzugs) entwässerte (Kap. 7.4.3.1). Diese ersten Zeugnisse des Deltawachstums korrelieren zeitlich sehr gut mit dem von STANLEY & WARNE (1994) postulierten Beginn holozänen Deltawachstums.

Die Resultate aus den anderen Profilen im Nordwesten lassen Schluss zu, dass sich in diesem Gebiet im 6. Jt. v. Chr. ein Vogelfußdelta entwickelte. Die Rahmenbedingungen dafür waren gegeben, da die drei Inseln Petalas, Kounovina und Triardo diesen Bereich sehr effektiv gegen das offene Meer abschirmen und dadurch ruhige Verhältnisse gegeben waren (Abb. 102). Es finden sich Spuren der fluvialen Sedimentation dieses Zeitraums bis in die Nordhafenbucht Oiniadais (Trikardo, vgl. Kap. 7.3.1.1).

Im Gebiet südlich des Aghios Ilias-Höhenzugs gibt es ebenfalls verschiedene Mündungsarme, die in ganz unterschiedliche Richtungen verlaufen. Am auffälligsten ist der in Richtung

Osten, der in die schmale Lücke zwischen Agios Ilias-Höhenzug im Norden und Aghios Nikolaos-Höhenzug im Süden vorstößt und vermutlich bereits vor 5000 BC Prodelta-sedimente im Bereich des Profils OIN 33 ablagert (vgl. Kap. 7.4.1.2 und 7.4.3.2). Auch nach Südwesten baut sich ein Mündungsarm vor, der bereits um etwa 5400 BC für die Entstehung eines Tombolos zwischen dem Lesini-Höhenzug und der Insel Trikardo verantwortlich war (Abb. 102).



**Abb. 102: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 6000 BC bis 5000 BC**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Neben den direkt nachweisbaren fluvialen Einflüssen sind die zahlreichen Funde von lagunären Ablagerungen im Osten des Delta-Bereichs in diesem Zeitraum von Bedeutung. Alle Profile östlich des Aghios Nikolaos-Höhenzugs zeigen an ihrer Basis lagunäre Ablagerungen, ebenso die Profile OIN 32 und 40, die westlich von ihm liegen. Das bedeutet, dass es bereits eine Barriere existieren muss, die diese Bereiche vom offenen Meer abtrennt. Ob es sich dabei um Ablagerungen des pleistozänen Acheloos handelt, wie VÖTT et al. (2007b) postulieren,

oder um einen Strandwall, der während des holozänen Deltavorbaus entstanden ist, resp. entsteht, ist ohne weitere Untersuchungen und Radiokohlenstoffdatierungen nicht zu klären.

### 7.6.2 Paläogeographisches Szenario 4500 – 3000 BC

In dem Zeitabschnitt zwischen 4500 und 3000 BC ergeben sich signifikante Änderungen in der Morphologie des sich langsam ausbreitenden Acheloos-Deltas. Während sich der zentrale Deltabereich entlang der sich schon vorher abzeichnenden Verläufe der einzelnen Mündungsarme moderat weiter vergrößert, zeigen sich im Nordwesten und im Osten starke Modifikationen. Im Nordwesten etabliert sich eine große Lagune, die sehr lange persistieren und die paläogeographisch/geoarchäologische Situation entscheidend prägen wird (Lagune von Oiniadai, vgl. Kap. 7.2.2.3). Die Abgrenzung gegen das Ionische Meer wird vermutlich durch litoral aufgearbeitetes Material der fluvialen Phase gebildet (Abb. 103).

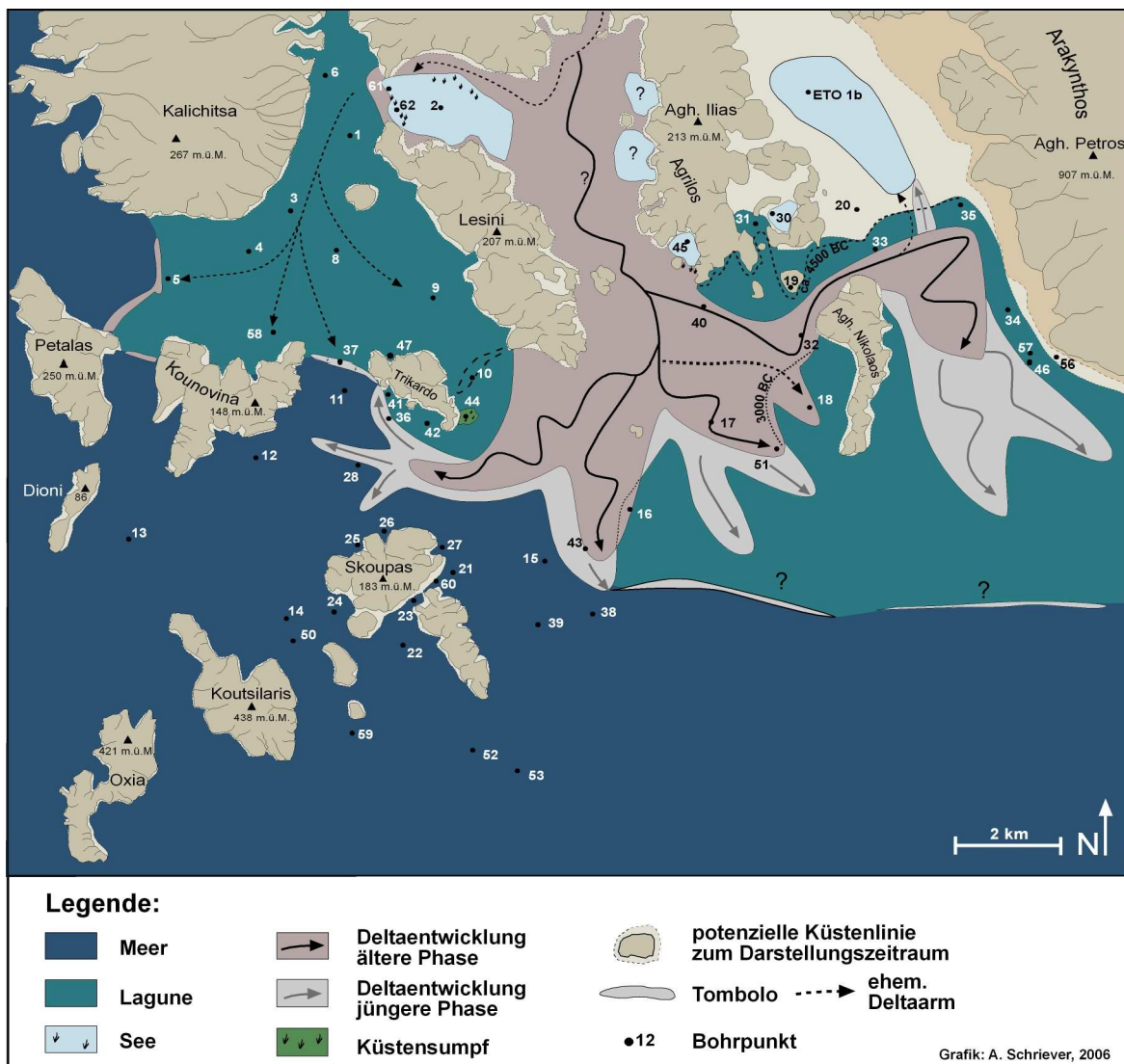


Abb. 103: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 4500 BC bis 3000 BC

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)



Ganz anders präsentiert sich die Situation im Osten des Deltas. Der bereits im Zeitrahmen von 6000 – 5000 BC beschriebene Mündungsarm, der durch die Lücke zwischen Aghios Ilias- und Aghios Nikolaos-Höhenzug vorstößt, erfährt eine deutliche Weiterentwicklung. Die Bohrungen am Fuß des Arakynthos-Gebirgszugs (OIN 34, 35, 46 und 57) zeigen deutliche fluviale Einflüsse, die nur von einem in der Nähe vorbei strömenden Mündungsarm des Acheloos herrühren können. Wie weit sich dieser Einfluss im Laufe des dargestellten Zeitrahmens nach Süden ausdehnt, kann ohne weitere Untersuchungen in der heutigen Lagune von Mesolongi nur vermutet werden. Durch die Bohrung ETO 1b, die in der Lagune von Etoliko abgeteuft wurde, konnte gezeigt werden, dass ein Arm des Acheloos während des abgebildeten Zeitraums zunächst periodisch und später kontinuierlich in das von einem Karstsee eingenommene Becken hinein geflossen ist (vgl. Kap. 7.4.2 und 7.4.3.2).

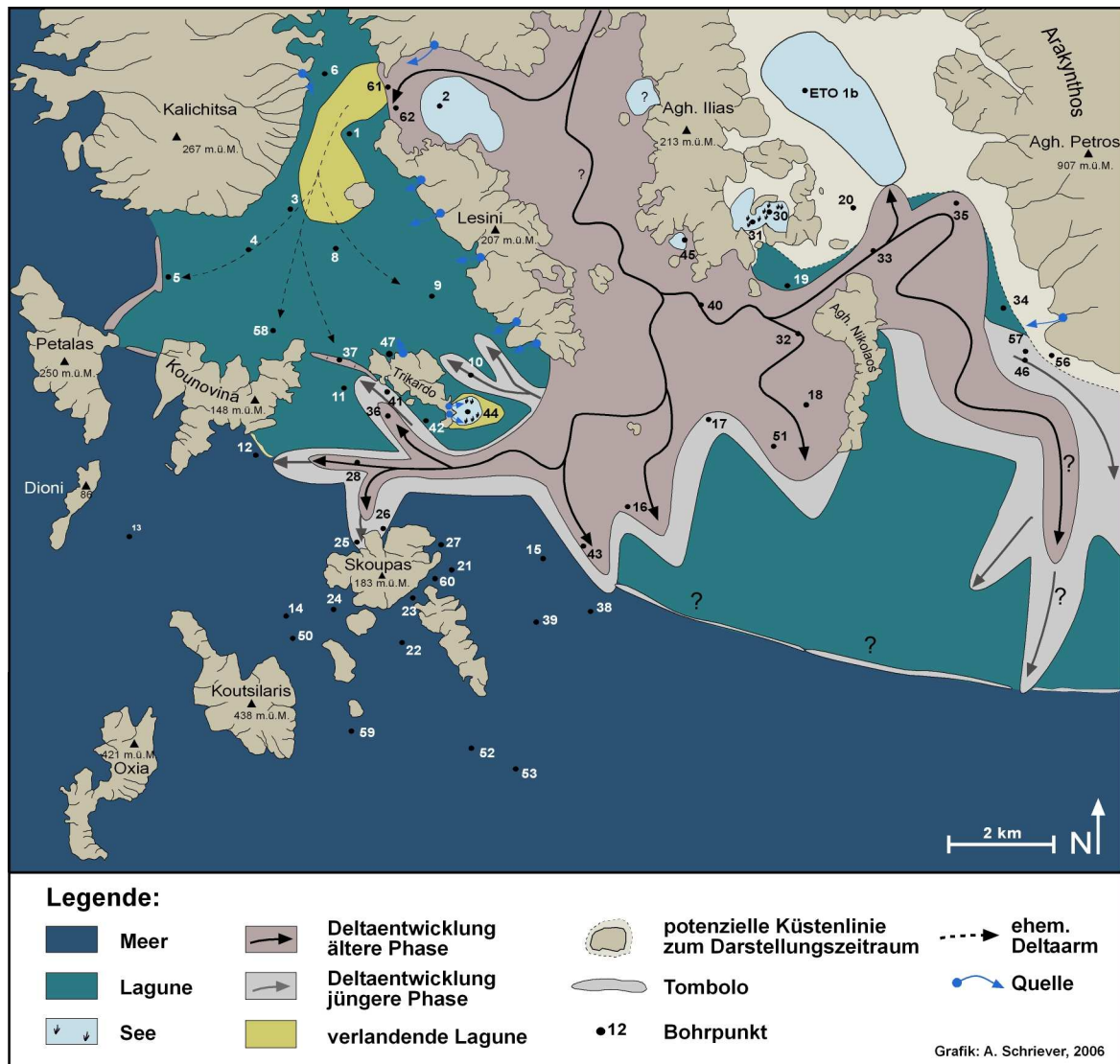
Auch im zentralen Teil wird zudem die ungeheure Dynamik eines Deltas deutlich. Während im Bereich der Bohrung OIN 18 um 4500 BC noch ein eindeutiger Vorstoß des Deltas zu finden ist, haben sich um 3000 BC an dieser Stelle wieder lagunäre Verhältnisse etabliert. Im Süden der Insel Triardo stößt ein Mündungsarm nach Westen vor, der um 3000 BC bis an die Insel heranreicht und sie so gänzlich vom offenen Meer abtrennt. Bereits seit dieser Zeit ist die Insel also nur noch über ein Lagunensystem erreichbar (vgl. Kap. 7.3.2.2 und Abb. 103).

### **7.6.3 Paläogeographisches Szenario 2500 – 1800 BC**

Auch in diesem Zeitrahmen findet die dominante Entwicklung im Osten des Acheloos-Deltas statt. Die Ergebnisse der Bohrung ETO 1b belegen, dass es in diesem Zeitraum ein direktes Einströmen eines Acheloosarms in den zu diesem Zeitpunkt noch nicht an die Lagune angeschlossenen Karstsee gegeben hat. Vereinzelt Funde von Salz- bzw. Brackwasser anzeigenden Ostracoden machen deutlich, dass die Schwelle zwischen der Lagune im Süden und dem Karstwassersee nicht mehr besonders groß ist und v.a. gegen Ende des Zeitrahmens im Zuge von Stürmen o.ä. Ereignissen Salzwasserschübe in den See geraten können. Im Südosten hat sich die Deltaebene vermutlich weiter vorgebaut. In welchem Rahmen dies geschieht kann, wie bereits erwähnt, nur durch weitere Forschungsarbeit geklärt werden. Die flussbürtigen Sedimente in Profil OIN 46 belegen jedoch zweifelsfrei einen erheblichen fluvialen Einfluss (Abb. 104 .vgl. Kap. 7.4.3.2), mit dem ein deutliches Vorrücken der Deltaebene einhergegangen sein dürfte. Der Verlauf der Hauptabflussrinne in diesem Bereich entspricht vermutlich dem heutigen Kanal, durch den es größeren Booten möglich ist, in die Lagune von Mesolongi einzufahren. Diese Vermutung wird durch den Vergleich von Satellitenbildern und alten Karten gestützt (vgl. Kap. 6.2.2).

Im zentralen Deltabereich ist das Vorrücken wesentlich weniger stark ausgeprägt als im eben beschriebenen Ostteil. Der westliche Mündungsarm rückt weiter in Richtung der Insel Kounovina vor und ein nach Süden gerichteter Mündungsarm erreicht die Nordküste der Insel

Skoupas. Der die Südwestflanke der Insel Trikardo entlang führende Arm rückt weiter vor und auch im Norden der Insel beginnt ein Flussarm in die nordwestlich gelegene Lagune vorzustoßen. Daraus resultieren im Osten Trikardos extrem ruhige Bedingungen, die die Ausbildung eines Küstensumpfs ermöglichen (vgl. Kap. 7.3.2.1).



**Abb. 104: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 2500 BC bis 1800 BC**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Die Lagune im Nordwesten Trikardos beginnt vermutlich entlang des ehemaligen Verlaufs des Flussarms von Norden her marschartig zu Verlanden. Diese verläuft vermutlich nicht gleichmäßig, einige Bereiche werden z.B. durch Karstwasserzufluss länger offen gehalten.

#### 7.6.4 Paläogeographisches Szenario 200 BC – 0 BC/AD

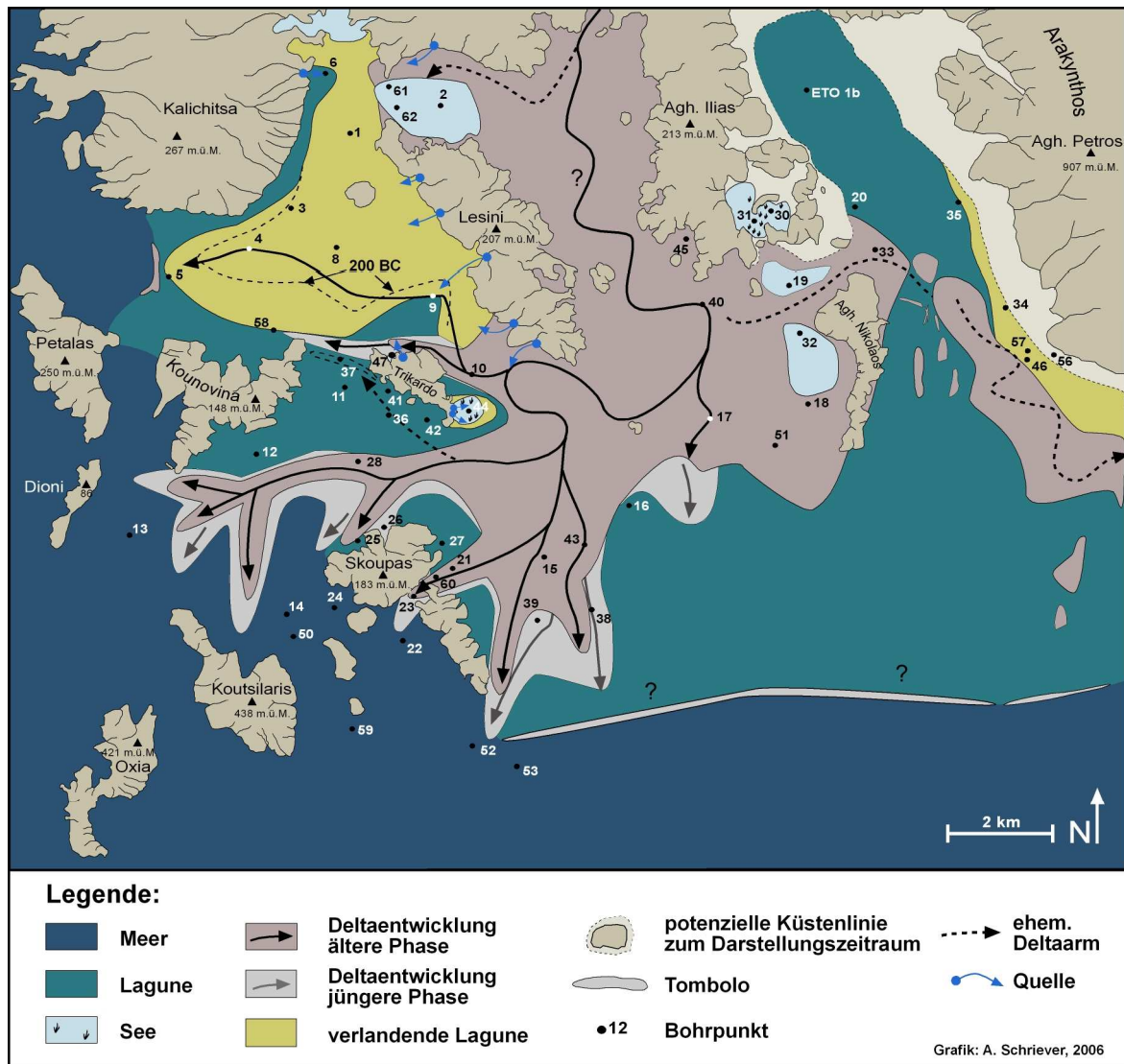
Dieser Zeitraum ist von besonderem Interesse für die Erstellung eines paläogeographischen Szenarios, weil es sich um den Zeitabschnitt handelt, zu dessen Beginn die Schiffshäuser Oiniadai noch intensiv genutzt worden sind und nur wenige Jahrzehnte später die Berichterstattung über die Stadt endgültig aussetzt.

Im Jahre 219 v. Chr. eroberte der makedonische König Philipp V. die Stadt und baute die Festungsanlagen aus und integrierte den Hafen in die Wehranlage der Stadt (vgl. Kap. 7.3.3.3). Kurze Zeit später, 189 v. Chr., eroberten sie die Römer und die historischen Aufzeichnungen zu Oiniadai versiegen (vgl. Kap. 3.8.3 und 6.2.1).

Die Befunde aus der Bohrung OIN 47 direkt vor den Schiffshäusern zeigen, dass es exakt dieser Zeitraum ist, in dem die Verlandung der Insel soweit voranschreitet, dass der Zugang zum Hafen über die Lagune nicht mehr möglich war, weil sich bereits ein Flankensee in der Hafengebucht gebildet hatte (vgl. Datierung der limnischen Sedimentbasis 170 – 1 cal BC, Tab. 6., Kap. 7.3.1.1). Das bedeutet, dass in der abgebildeten Zeitspanne ein Mündungsarm des Acheloos an der Nordseite Trikardos vorgerückt ist und zur Abtrennung des Hafens geführt hat (Abb. 105), was sicherlich der Hauptgrund dafür war, dass Oiniadai Bedeutung relativ plötzlich gegen Null gesunken ist. In diesem Zeitraum vergrößert sich zudem die Fläche der Lagune von Oiniadai im Nordwesten der Insel, die von der Verlandung betroffen ist, beträchtlich. Beschleunigend wirkt dabei auch der fluviale Eintrag durch nördlich der Insel verlaufende Nebenarme des Acheloos, die den Sedimenteintrag deutlich erhöhen.

Im östlichen Bereich des Deltas haben sich bereits um 1200 BC erneut signifikante Änderungen in der Geographie des Deltas ergeben. Der Mündungsarm des Acheloos im Bereich der heutigen Lagune von Mesolongi hört zu etwa diesem Zeitpunkt auf, durchgehend in diese Richtung zu entwässern und der Meeresspiegel überschreitet die Schwelle zum Becken von Etoliko, so dass der dort gelegene Karstwassersee zur Lagune von Etoliko wird. In den folgenden Jahrhunderten beginnt der Meeresspiegel nach dem Ende des permanenten fluvialen Einflusses langsam die zuvor gebildete Deltaebene zu überfluten (Abb. 105) In Zeiten größeren Hochwassers tritt der Acheloos jedoch immer wieder aus seinem neuen Hauptbett heraus und der alte Flussverlauf wird reaktiviert. Dadurch bleiben einige Altarme im Osten des Deltas bis in die heutige Zeit gut sichtbar (vgl. Kap. 7.4.3.2). Die initiale Flusslaufverlagerung wird der Sage nach dem Herakles zugeordnet (Kap. 7.4.3.3).

Es ist davon auszugehen, dass durch die eben beschriebene Laufveränderung wieder deutlich mehr Flusswasser und Sediment in die südlichen und südwestlichen Deltabereiche gelangt. Dies zeigt sich im Vergleich der Situation um 1800 BC (vorheriges Szenario) mit der von 200 BC (Beginn dieses Szenarios). Der Mündungsarm, der südlich der Insel Trikardo verläuft, hat die Südspitze der Insel Kounovina erreicht. Im Osten der Insel Skoupas erstreckt sich ein weiterer Arm nach Süden bis zur Insel Taxiarchis. Der Bereich zwischen beiden letztgenannten Inseln wird ebenfalls ab etwa 200 v. Chr. fluvial beeinflusst. Insgesamt hat die Intensität der Sedimentation im Südwesten in den letzten Jh. v. Chr. deutlich zugenommen.



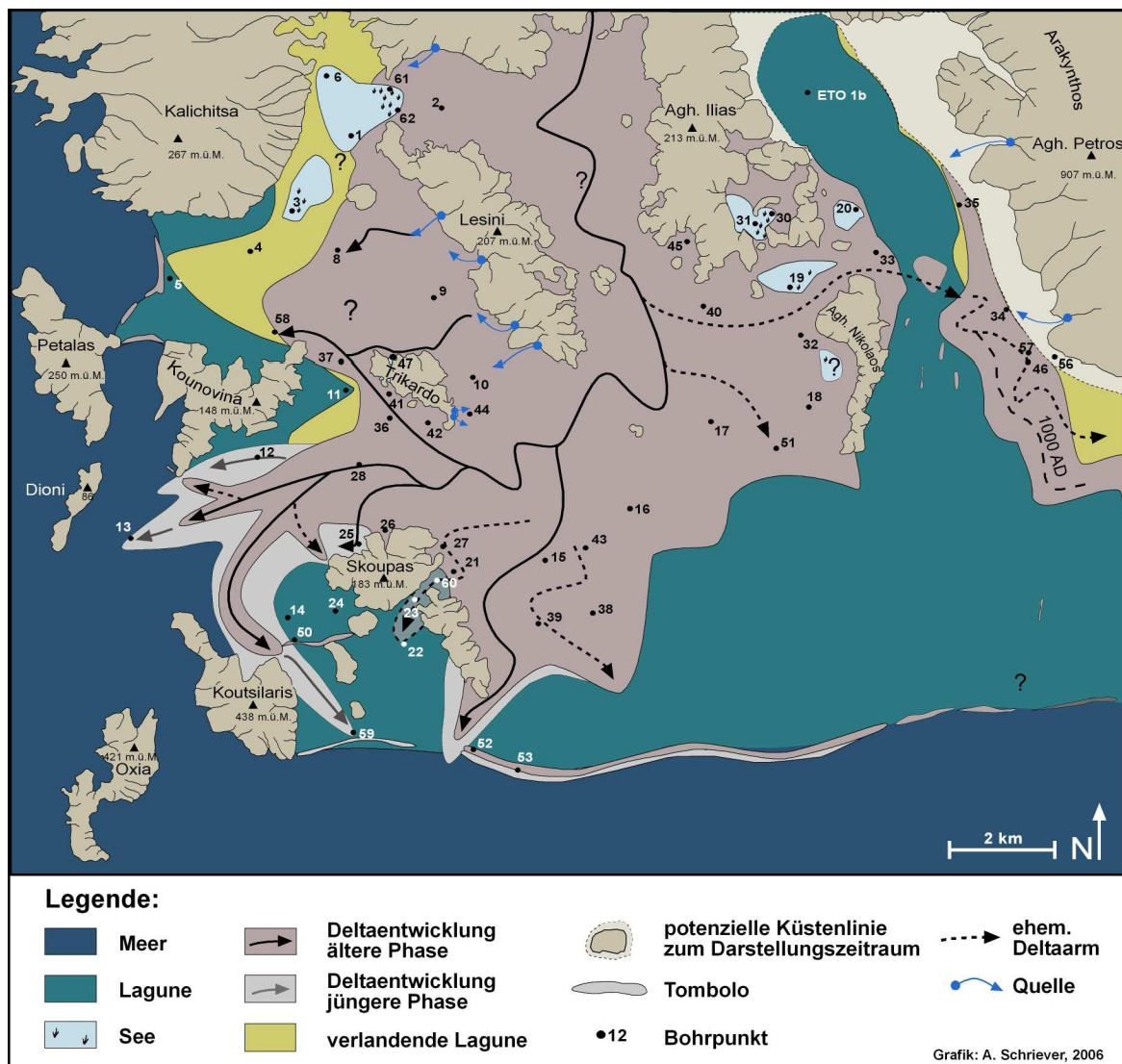
**Abb. 105: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 200 BC bis 0 BC/AD**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

### 7.6.5 Paläogeographisches Szenario 500 – 1000 AD

Ab dem fünften Jh. n. Chr. verlagert sich das Sedimentationsgeschehen und damit das weitere Wachstum des Acheloos-Deltas nach (West-)Südwesten in den Bereich zwischen die Inseln Kounovina und Koutsilaris. Während sich ein Hauptabflussarm südlich der Insel Kounovina weiter nach Westen vorschiebt, strömt ein anderer in Richtung Süden auf die Nordflanke der Insel Koutsilaris zu und später südöstlich daran vorbei. Der bis dato noch offen-marine Bereich südlich der Insel Skoupas wird vermutlich durch die Bildung eines Strandwalls durch die von Norwesten angelieferten Sedimente vom Ionischen Meer abgetrennt und es entsteht auch hier eine Lagune. Ein noch aktiver Mündungsarm verläuft vermutlich entlang der Süd-

spitze der Insel Taxiarchis. Durch die von diesem Arm gelieferten Sedimente beginnt sich das akkretionäre Strandwallsystem auszubilden, welches noch heute existiert (Abb. 106).



**Abb. 106: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 500 AD bis 1000 AD**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grafik: A. Schriever)

Im nordwestlichen Deltagebiet schreitet die Verlandung der Lagune von Oiniadai weiter fort. Die entstehende Landschaft hatte vermutlich einen marschähnlichen Charakter, da sie in der Regenzeit überflutet war. Es ist davon auszugehen, dass neben dem Wasser, das von Nebenarmen des Acheloos geliefert wurde, auch durch Karstquellen am Fuß der verlandeten Inseln und des Lesini-Höhenzugs vor allem im Winter größere Wassermengen zur Verfügung gestellt wurden. Dies führte zu einem sehr heterogenen Landschaftsbild, geprägt von kleineren und größeren Gerinnen, Restseen etc., welches sicherlich durch immer wieder vorkommende Überflutungen durch das Meer, wie etwa bei Sturmfluten, weiter modifiziert worden ist (Abb. 106).

Im Osten des Acheloos-Deltas kam es vermutlich immer seltener zu regelmäßigem fluvialen Einfluss durch einen periodisch durchflossenen Altarm, obwohl davon auszugehen ist, dass bei starkem Hochwasser der Fluss sein altes, nach Osten gerichtetes Bett wieder genutzt hat, wie es noch von Autoren aus dem 19. Jh. beschrieben wurde (vgl. Kap. 7.4.4). Das dominierende Element der küstenmorphologischen Veränderungen dürfte jedoch der Meeresspiegelanstieg und die damit einhergehende Überflutung der ehemaligen Deltaebene gewesen sein. Wie weit sich die ehemalige Deltaebene noch ausgedehnt hat, könnte nur durch Unterwasser-Bohrungen im Bereich der Lagune von Mesolongi geklärt werden.

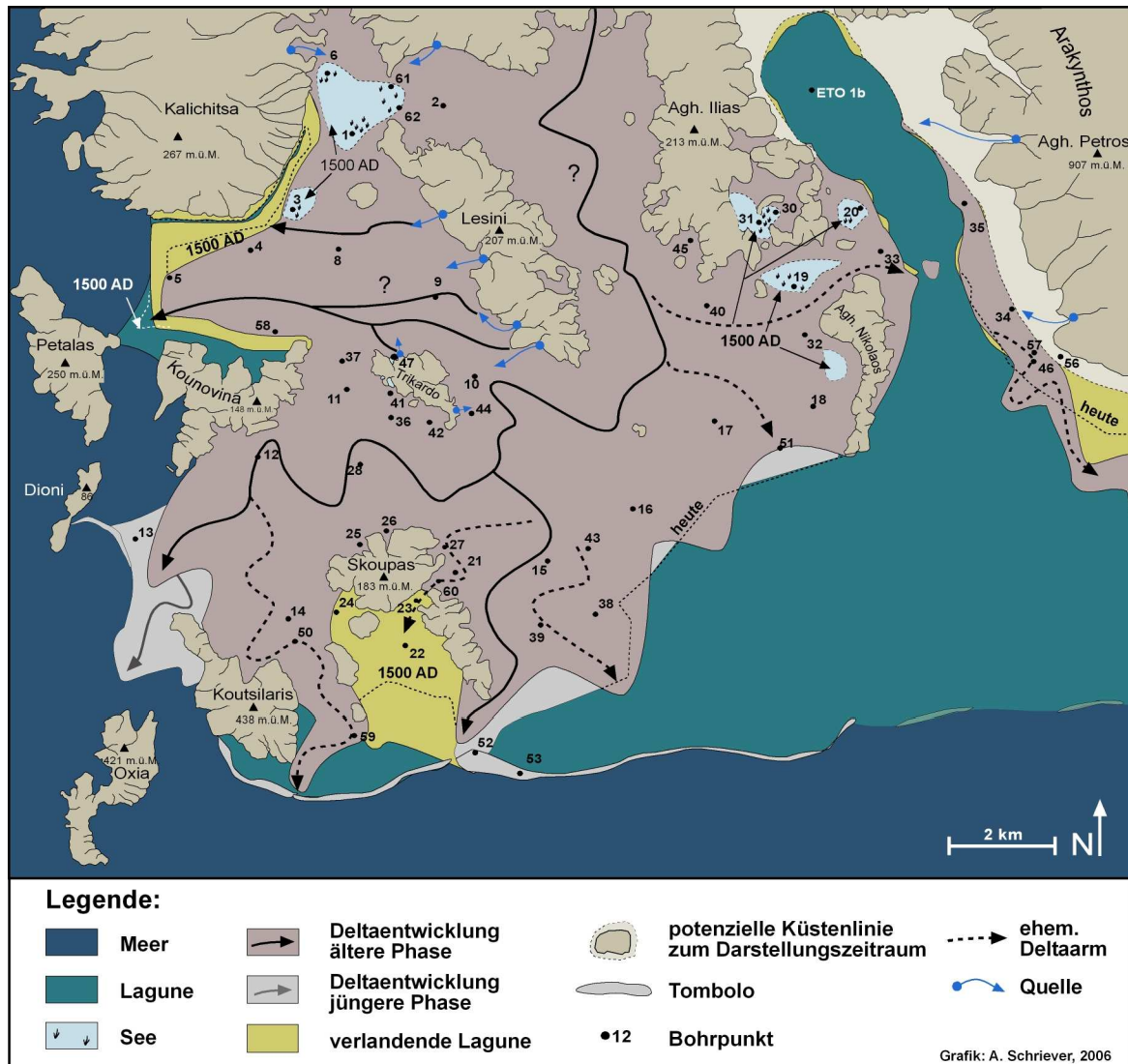
### **7.6.6 Paläogeographisches Szenario 1500 AD bis zur Gegenwart**

Seit dem Mittelalter konzentriert sich das Deltawachstum auf den äußersten südwestlichen Bereich im Umfeld der Insel Koutsilaris (Abb. 106). Wie in Kap. 7.5.2.5 und 7.5.3 bereits diskutiert, sind für dieses Gebiet seit etwa 700 AD enorme Sedimentationsraten festgestellt worden. Der Grund dafür, dass sich das Delta seit dem Mittelalter nur noch relativ wenig weiterentwickelt hat, ist vor allem darin zu suchen, dass die Flussmündung in einen Meeresbereich vorgedrungen ist, in dem der Meeresboden steil abfällt. Dadurch kommt es nur zu einem sehr langsamen horizontalen Delta-Wachstum, da zunächst am Delta-Hang sedimentiert wird.

In der jüngsten Geschichte des Acheloos-Deltas kommt es wie bereits mehrfach erwähnt zu einer weiteren Modifikation des Sedimentationsgeschehens. Durch den Bau der Staudämme im Oberlauf des Flusses gelangt deutlich weniger Sediment zur Flussmündung, denn vom nächstgelegenen Staudamm bei Stratos im Aitolo-akarnanischen Becken hat der Fluss nur noch wenige Dutzend Kilometer und wenige Dutzend Höhenmeter zurückzulegen. Dadurch kann er im Vergleich zu früher kaum noch eine nennenswerte Sedimentfracht aufnehmen. Aus diesem Grund ist eher unwahrscheinlich, dass die heute noch freiliegende Insel Oxia in absehbarer Zeit durch die Sedimente des Acheloos landfest gemacht werden wird.

Im Nordwesten des Deltas ist die Verlandung der Lagune von Oiniadai nahezu abgeschlossen und es hat sich eine sumpfige, im Winter überschwemmte Ebene gebildet, die von mindestens einem größeren Gerinne durchflossen wird, welches durch Karstquellen am Fuße des Lesini-Höhenzugs und Tri kardos gespeist wird (Abb. 106). Dies ist im Prinzip das Bild, das dieser Bereich bis zur Trockenlegung und Urbarmachung ab den 1950er Jahren bot (vgl. Kap. 6.2.2). Seit der Eindeichung und systematischen Melioration des Gebiets haben sich nochmals signifikante Veränderungen ergeben. Die Melioration führte zur Senkung der Landoberfläche, bzw. verstärkte diese Entwicklung, so dass heute weite Teile unterhalb des Meeresspiegels liegen (vgl. Kap. 7.2.2). Die planmäßige Anlage großer Felder und die modernen, sich durch hohen Grad an Mechanisierung auszeichnenden Bearbeitungsmethoden überprägen die ehemaligen morphologischen Strukturen, wie alte Rinnen, immer nachhaltiger, so dass diese im Satellitenbild heute kaum noch zu erkennen sind. In älteren

Aufnahmen, wie z.B. dem Corona-Satellitenbild von 1965, lassen sich diese noch gut erkennen und konnten in die geomorphologische Karte aufgenommen werden (vgl. Kap. 3.3, und Abb. 46, Kap. 7.2.2.5).



**Abb. 106: Paläogeographisches Szenario des Acheloos-Deltas für den Zeitraum von 1500 AD bis zur Gegenwart**

(Quelle: eigene Untersuchungen, Grifik: A. Schriever)

Im Süden und im Osten zeigen sich seit dem Mittelalter nur noch geringfügige Veränderungen, die in erster Linie mit dem ab ca. 1500 AD beschleunigten Meeresspiegelanstieg in Zusammenhang stehen (vgl. Kap. 6.1.3). Im Bereich der heutigen Lagune von Mesolongi hat der Meeresspiegelanstieg zu einer völligen Überschwemmung der ehemaligen Deltaebene geführt (Abb. 106). Es ist davon auszugehen, dass heute bereits weitere Teile überspült wären, würden sich nicht durch einen Deich davor geschützt. Augenfälligstes Beispiel dafür ist nicht zuletzt der Strandwall, der die Lagune vom Golf von Patras trennt. Auf der Karte von WHARTON (1892) ist er noch als durchgängig verzeichnet, im modernen Satellitenbild hat er sich vor allem im östlichen Bereich bereits in kaum nennenswerte Sandbänke aufgelöst. Diese Auflösung ist dem sowohl dem steigenden Meeresspiegel als auch dem Versiegen des

Materialnachschiebs durch den Mündungsarm des Acheloos, der bei der Insel Koutsilaris ins Meer mündete, zuzuschreiben. Dadurch ist mit einem Übergewicht mariner Erosion gegenüber Akkumulation durch z.B. Strandversatz zu rechnen.

## 8 Zusammenfassung

Ein Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die Entwicklung des Acheloos-Deltas in seiner ganzen Komplexität zu beschreiben und in den paläogeographisch-geoarchäologischen Kontext des östlichen Mittelmeerraums einzuordnen. Dabei sind neben den geomorphologisch-sedimentologischen Untersuchungen noch zahlreiche andere Methoden zum Einsatz gekommen, die es ermöglichen sollten, ein präzises Bild vom Aufbau und Wachstum des Deltas und seiner ökologischen Gegebenheiten zu zeichnen. Ein weiterer Schwerpunkt lag auf den geoarchäologischen Fragestellungen in Zusammenhang mit der antiken Hafenstadt Oiniadai, deren Ruinen heute auf einem Hügel im Zentrum der Deltaebene zu finden sind, die aber über einen Zugang zum Meer verfügt haben muss, wie die Überreste antiker Schiffshäuser eindrucksvoll belegen. Das letzte und nicht minder wichtige Ziel bestand darin eine verlässliche Kurve zum relativen lokalen Meeresspiegelanstieg zu erstellen. Dadurch ergab sich die Möglichkeit das Acheloos-Delta in seiner diesbezüglichen Dynamik mit anderen Regionen des östlichen Mittelmeerraums zu vergleichen und bewerten.

Im Gebiet des Acheloos-Deltas wurden 70 terrestrische Schlaghammerbohrungen mit Tiefen zwischen 3,68 und 22,00 m unter Geländeoberfläche abgeteuft. Zusätzlich konnte in der nordöstlich an das Acheloos-Delta angrenzenden Lagune von Etoliko mit Hilfe einer schwimmenden Bohrplattform aus dem Profundal ein Sedimentkern gewonnen werden. Die Wassertiefe an der Bohrstelle betrug ca. 26,70 m und die Bohrung erreichte eine Tiefe von 9,00 m unter Sedimentoberfläche. Aus den insgesamt 71 Bohrkernen wurden 80 Proben unterschiedlichen Materials mit Hilfe der Radiokohlenstoffmethode datiert. Die Kerne wurden im Gelände nach geologisch/bodenkundlichen Methoden angesprochen, digital fotografiert und systematisch beprobt. Im Labor wurden 13 verschiedene geochemische Parameter in einem standardisierten Untersuchungsverfahren bestimmt, die zur Bestimmung der Ablagerungsverhältnisse des Sediments genutzt wurden. Darüber hinaus wurden an ausgewählten Profilen eine Mikrofossilanalyse oder eine Untersuchung der Makroreste durchgeführt. Zusätzlich zu den sedimentologischen kam als geophysikalische Untersuchungsmethode die Earth Resistivity Tomography (ERT) zum Einsatz. Das gesamte Delta-Gebiet wurde morphologisch kartiert und es wurden zur Unterstützung der Interpretation polychrone Satellitenbilder verschiedener Aufzeichnungssysteme verwendet (Kap. 5).

Im Zusammenhang mit den geoarchäologischen Fragestellungen lag neben den genannten Methoden der physischen Geographie ein Schwerpunkt auf der Interpretation antiker Quellen wie z. B. den Schriften von *Thukydides* und *Strabon* sowie der Auswertung von Sekundär



literatur aus dem 19. Jh. Dabei handelte es vor allem um Reiseberichte, archäologische Beschreibungen und Darstellungen mit militärgeographischem Hintergrund (Kap. 6.2).

Die Entwicklung des Acheloos-Deltas ist nicht mit der anderer Deltas im Mittelmeerraum zu vergleichen. Der Fluss mündet weder ins offene Meer noch in eine relativ geschützte Bucht, sondern in das Archipel der Echinaden-Inseln. Dabei handelt es sich um die „untergetauchte“ südliche Verlängerung des akarnanischen Gebirges. Dadurch ergeben sich für die Sedimentationsvorgänge verschiedene Modifikationen, die die Genese des Deltas mitgestaltet haben. Dazu gehörten das heute durch Sedimente bedeckte präholozäne Relief, das den Flussverlauf beeinflussen konnte und die aus dem Meer herausragenden Inseln, welche die Strömungsverhältnisse des Flusses und des Meeres beeinträchtigten.

Zur Rekonstruktion des holozänen Meeresspiegelanstiegs wurden 14 Radiokohlenstoffdatierungen herangezogen, von denen 13 an Proben von küstennahen Torfen und eine an einem Holzrest gewonnen wurden, um eine möglichst verlässliche Darstellung zu erhalten (vgl. Tab. 1, Kap. 6.1.3). Die Interpretation der Ergebnisse ergab, dass im Gebiet des Acheloos-Deltas signifikante Unterschiede in der Tiefen/Alter-Korrelation auftraten, so dass es notwendig war zwei Kurven zu erstellen. Die erste gültig für den zentralen und südwestlichen Deltaabschnitt, die zweite gültig für den nordöstliche Bereich um die Lagunen von Etoliko und Mesolongi. Die beiden Kurven verlaufen sehr ähnlich. Sie zeigen einen kontinuierlichen Anstieg des Meeresspiegels während des Holozäns. Das bedeutet, dass zu keiner Zeit der relative Meeresspiegel im Gebiet des Acheloos-Deltas über dem heutigen Niveau lag. Damit unterscheiden sich die Ergebnisse von anderen Untersuchungen im östlichen Mittelmeerraum, die häufig einen mittelholozänen Meeresspiegelhöchststand aufweisen (Kap. 6.1). Der Unterschied zwischen beiden Kurven resultiert vermutlich aus einer größeren Absenkungstendenz des nordöstlichen Delta-Bereichs. Die Proben aus diesem Gebiet liegen vor etwa 2550 cal BC zwischen 1,00 bis 1,50 m tiefer als die im zentralen Deltabereich, was mit stärkerer tektonischer Aktivität oder größerer Sedimentauflast vor diesem Zeitpunkt zusammenhängen könnte. Insgesamt zeichnen sich beide Kurven durch einen relativ konstanten Anstieg des Meeresspiegels ab 2550 cal BC aus, dessen Rate zwischen 0,44 und 0,94 m/ka liegt. Erst ab dem späten Mittelalter (13. Jh. n. Chr.) beschleunigt sich der Anstieg deutlich auf etwa 2,40 m/ka (Abb. 24, Kap. 6.1.3).

Zur besseren Übersichtlichkeit wurden die Ergebnisse der terrestrischen Bohrungen in Form von vier Teilgebieten des Deltas vorgestellt. Zunächst der Nordwesten des Deltas, dann das direkte Umfeld der antiken Hafenstadt Oiniadai, anschließend die Region im Bereich der Lagunen von Etoliko und Mesolongi im Osten des Deltas sowie zum Schluss der südlichste und damit jüngste Bereich des Acheloos-Deltas.

Die paläogeographische Entwicklung im Nordwesten des Acheloos-Deltas weist zwei besondere Aspekte auf, die mit dieser Arbeit zum ersten Mal beschrieben wurden. Zum einen hat es einen mittelholozänen Vorstoß (ca. 6000 – 4500 BC) eines Mündungsarms aus Norden gegeben. Der Vorstoß verlief zwischen dem Kalichitsa-Höhenzug im Nordwesten und dem

Lesini-Höhenzug im Osten und es bildete sich in der Bucht nördlich der Insel Triardo ein typisches Vogelfuß-Delta aus. Zum anderen etabliert sich im Anschluss an diesen Vorstoß ab 4500 BC eine sehr lang persistierende Lagune (Lagune von Oiniadai). Bereits ab dieser Zeit war die Insel Triardo und damit die später auf ihr errichtete Stadt Oiniadi nur über eine Lagune zu erreichen und nicht über das offene Meer. Die Lagune verlandete sehr langsam, vermutlich entlang des ehemaligen Deltavorstosses, von Norden bzw. Nordosten her und wandelte sich in eine sumpfige, marschähnliche Landschaft, die in der Regenzeit überflutet und von kleineren Gerinnen durchzogen war. Ab den 1950er Jahren wandeln die Maßnahmen wie Eindeichung und Melioration dieses Gebiet in eine fruchtbare Kulturlandschaft um (Kap. 7.2).

Aus geoarchäologischer Sicht ist natürlich die Deltaentwicklung im Umfeld der antiken Hafenstadt Oiniadai von besonderem Interesse. Dabei lag der Schwerpunkt auf der Frage nach dem Zugang zur Nordhafenanlage Oiniadais sowie dem Nachweis einer weiteren Hafenanlage. Die Ergebnisse zeigen, dass zur Zeit der Nutzung des Nordhafens (5. bis 1. Jh. v. Chr.) mit seinen imposanten Schiffshäusern (Werften) Oiniadai an einer Lagune lag, die die Insel Triardo von Norden und Süden umrahmte. Der nordöstliche Teil war dagegen bereits durch die Sedimente eines Mündungsarms des Acheloos, der schon vor 1000 BC etabliert war, landfest worden. Dieser Arm zweigte im Osten nur unweit der Insel vom Hauptstrom ab und brachte größere Mengen Süßwasser bis in den Nordhafen. Die Frage, ob dieser Flussarm von Menschenhand erzeugt bzw. erhalten wurde, um die Hafengebucht offen zu halten oder zu spülen, oder ob es sich um einen natürlichen Flussabzweig gehandelt hat, ist nicht zu beantworten. Am Ende des 1. Jh. v. Chr. verliert der Nordhafen den Zugang zur Lagune und verlandet seitdem (Kap. 7.3.2.1).

Unter Archäologen und Historikern ist die Frage umstritten, ob Oiniadai noch einen weiteren Hafen gehabt hat und wenn ja, wie dieser zugänglich gewesen ist. Dabei wird häufig über einen Flusshafen spekuliert. MURRAY (1982: 44) identifiziert eine Bucht im Süden der Insel als Hafen mit einem noch heute sichtbaren Pier aus roter Erde („red earth pier“). Unsere sedimentologischen Untersuchungen konnten jedoch belegen, dass das Innere dieser Bucht bis auf eine kurze Phase um 3000 BC immer von der Entwicklung außerhalb abgekoppelt war und limnische bzw. semiterrestrische Bedingungen geherrscht haben. Damit kann es sich nicht um eine Hafenanlage gehandelt haben (Kap. 7.3.3.2).

Im Südosten der Insel konnte jedoch durch Funde aus unseren Bohrungen ein weiterer Hafenplatz belegt werden. Keramikfunde bezeugen, dass mindestens seit dem ausgehenden Helladikum Menschen im Südosten der Insel Triardo gesiedelt und gewirtschaftet haben. Dieser Fund ergänzt die bisher nur spärlich vorhandenen Belege für eine helladische Besiedlung im Süden Akarnaniens und weist auf eine lange Besiedlungskontinuität der Insel Triardo hin, die ausweislich weiterer Keramikfunde vermutlich bis in die römisch-byzantinische Epoche andauerte (Kap. 7.3.2.3).

Bei der Betrachtung der Entwicklung im Osten des Acheloos-Deltas standen zwei Fragestellungen im Vordergrund: Zum einen die Genese der Lagune von Etoliko, zum anderen die sedimentologische Erfassung der noch heute im Satellitenbild nachvollziehbaren fluvialen Beeinflussung des östlich des Aghios Nikolaos-Höhenzugs gelegenen Gebiets, der heutigen Lagune von Mesolongi. Die Ergebnisse der in der Lagune abgeteuften Bohrung konnten belegen, dass seit dem ausgehenden Pleistozän zunächst ein See das vermutlich tektonisch angelegte und durch Gipskarstprozesse ausgeformte Becken erfüllt hat. Zusammen mit den Ergebnissen der umliegenden terrestrischen Bohrungen konnte belegt werden, dass seit etwa 4700 BC bei starkem Hochwasser episodisch Flusswasser in den See gelangt ist. Der fluviale Einfluss nimmt zu und es etabliert sich ein permanenter Zufluss in den See. Ab etwa 1200 BC überschreitet der Meeresspiegel die im Süden liegenden Schwelle und es entsteht die Lagune von Etoliko. Innerhalb dieses Zeitraums entwässert der Acheloos demnach zwischen dem Aghios Ilias-Höhenzugs im Norden und dem Aghios Nikolaos-Höhenzug im Süden hindurch nach Osten und schüttet im Bereich der heutigen Lagune von Mesolongi eine Deltaebene auf. Die genaue Ausdehnung dieser Ebene kann nur mit Hilfe weiterer Untersuchungen bestimmt werden. Die Interpretation von altem Kartenmaterial legt jedoch den Schluss nahe, dass weite Teile der heutigen Lagune von Mesolongi früher zur Deltaebene des Acheloos gehörten (Kap. 7.4.3).

Der Süden und Südwesten sind die jüngsten Bereiche des Acheloos-Deltas. Erst ab etwa 200 BC bringt der Fluss größere Sedimentmengen in das südliche Gebiet um die Inseln Skoupas, Taxiarchis und Koutsilaris. Ab etwa 500 AD erreicht der Deltavorbau den Westen der Insel Koutsilaris. Die angelieferten Sedimentmassen formen im Süden der Insel Skoupas einen Strandwall, der die Insel vom offenen Meer abtrennt. Dieser Mündungsarm und ein weiterer im Osten der Insel Taxiarchis liefern das Material, welches sukzessiv das noch heute existente akkretionäre Strandwallsystem aufbaut, das die Lagune von Mesolongi vom Golf von Patras trennt.

Im Südwesten lässt die Geschwindigkeit des horizontalen Deltawachstums deutlich nach, da der Fluss einen Teil des Meeres erreicht hat, in dem der Meeresboden steil abfällt. Im Bereich nördlich bzw. nordwestlich der Insel Koutsilaris dominiert der Deltavorbau erst seit dem Mittelalter. Enorme Sedimentationsraten von 6,00 bis 28,00 m/ka machen die hohe Dynamik des Deltas deutlich (Kap. 7.5.2).

Die vorliegende Arbeit zeigt die Komplexität der Entwicklung des Acheloos-Deltas. Diese wurde nicht nur durch die „klassischen“ Elemente wie Sedimentanlieferung, Wellenenergie etc. gesteuert, sondern durch viele weitere Faktoren wie Paläorelief, Strömungsanomalien durch die Inseln und lokale Tektonik beeinflusst. Zudem können anthropogene Eingriffe bereits vor und während der Antike eine wichtige Rolle in der Entwicklungsgeschichte des Acheloos-Deltas gespielt haben.

## 9 Summary

This PhD thesis discusses the origin and growth of the Acheloos River delta plain in Akarnania, north-western Greece. The development should be described within the eastern Mediterranean palaeogeographical and geoarchaeological framework. Therefore many different research methods were used to create scenarios of different timeframes as accurate as possible. An issue of special interest was the geoarchaeological setting around the ancient harbour of Oiniadai, situated on the former island Triardo in the centre of the delta plain with now around seven kilometres distance to the open sea. In classical times Oiniadai must have had an access to the Ionian Sea either directly, via a lagoon or the river which is documented by the well preserved shipsheds in the so called northern harbour. Another important issue was to illustrate the sea level evolution in this area during the Holocene and to compare it to sea level curves from other regions of the eastern Mediterranean.

Between July 2002 and September 2005 seventy terrestrial drillings were carried out in the Acheloos River delta plain. They reached a range of depth between 3.68 and 22.00 m below surface. Additionally, a drilling was made from a raft in the profundal zone of the Lagoon of Etoliko. The depth of water was approximately 26.70 m and the borehole reached a depth of 9.00 m below sediment surface. In total 80 samples from this 71 sediment cores were radiocarbon dated. In the field, the cores were photographed and samples taken out. These samples were first examined with common techniques of geomorphological and pedological fieldwork and later they were tested systematically in a laboratory with standardized geochemical methods. This produced 13 different parameters. With all these results we were able to differentiate the specific conditions under which the sediment had been accumulated. Additional samples from some cores were tested for micro-fossils and plant remains. Beyond these methods, the geoelectrical earth resistivity tomography (ERT) was used to get more information about the sedimentological structure in important regions of the Acheloos River delta plain. Polychrone satellite images of different sensor types were used as well to examine the latest changes of the delta plain in order to assist the drawing of an up-to-date geomorphological map (Chapter 5).

In a second step, the focus was laid on accounts of ancient authors like *Thukydides* and *Strabon* and travellers from the nineteenth century, especially in case of (geo-)archaeological questions (Chapter 6.2).

The sedimentological history of the Acheloos River delta is very complex due to the fact that the Acheloos River neither disembogues into the open sea nor into a calm bay, but into the archipelago of the Echinad Islands. The islands themselves are the submerged southward prolongation of the Akarnanian mountain range. Therefore there are some modifications in the sedimentation due to special sea currents and to the pre-Holocene relief which is now covered by alluvial sediments.

To reconstruct the Holocene sea level rise, 14 radiocarbon datings were used, 13 from peat samples and one from a piece of wood. Peat samples from coastal swamps gave the dating results a high reliability in reference to the position of the former sea level. The interpretation of the resulting ages (in cal BC/AD,  $1\sigma$ -range, Chapter 6.1.3) showed significant differences within the comparatively small delta plain so that it became necessary to plot two curves of relative sea level rise. The first one for the south western part and the central delta plain and the other one for the north eastern region around the Lagoon of Etoliko. At first sight the curves are quite similar. In contrast to many other curves from the eastern Mediterranean, both show no sea level maximum in the mid-Holocene close to or above the modern sea level. The presented curves show a continuous sea level rise up to the present day. The difference between the curves occur before ca. 2550 BC. Up to that time the samples from the Etoliko region lay some 1.00 to 1.50 meters deeper than the samples of the south-western and central region. This was possibly caused by local tectonics or subsidence due to sediment load. After 2550 BC the curves proceed more or less similar and show a constant sea level rise with a low rate of 0.44 to 0.94 m/ka. Since the Middle Ages (13<sup>th</sup> cent. AD), the sea level rise has been strongly accelerating with a rate of 2.40 m/ka (Fig. 24, Chapter 6.1.3).

The results of the terrestrial drillings are presented for four different parts of the delta plain: the north-western region, the vicinity of the ancient seaport Oiniadai on the former island Trikardo, the north-eastern region around the lagoons of Etoliko and Mesolongi and the southernmost and youngest part of the delta plain including the modern river mouth.

The palaeogeographical evolution of the north-western part of the Acheloos delta plain is characterized by two special aspects which are presented for the first time in this PhD thesis. The first event is the very early progradation of a distributary from the north into the bay west of the Lesini mountain range from 6000 to 4500 BC. The distributary passed the Lesini mountain range in the north and entered the bay to produce a typical birds-foot delta. After this mid-Holocene progradation the delivered sediments sealed off the bay from the open sea and a large and long lasting lagoon was formed (Lagoon of Oiniadai). Since that time the former island Trikardo (and thus the harbour of Oiniadai) could have been reached only via a lagoon and not from the open sea as some authors assumed. The Lagoon of Oiniadai later silted up from the north-east, presumably along the former distributary. It became a marshy and swampy area which was submerged in winter by small rivers fed by karstic springs and distributaries from the south-eastern direction. With diking and intensive drainage since the 1950's, it has been turned into a fertile cultivated landscape (Chapter 7.2).

From a geoarchaeological point of view, the vicinity of the ancient harbour of Oiniadai was of major interest, especially the access to the so-called northern harbour and the existence of another (river-) harbour at the southern flank of Trikardo, as it is assumed by MURRAY (1982: 44). Our results show that in the period the northern harbour and its impressive ship-sheds were used (approx. 5<sup>th</sup> to late 1<sup>st</sup> cent. BC), it could only be reached via a lagoon and not directly from the open sea. The lagoon enclosed Trikardo from the north and the south.

The northernmost part of the eastern flank was already connected to the delta plain with sediments delivered by a distributary from the east established before 1000 BC. This distributary was also freshwater supply for the northern harbour, presumably in order to improve the water conditions and to keep it open. The question if this distributary is man-made or not can not be answered now, but the whole setting suggests this. From early Roman times on, the northern harbour lost its connection to the lagoon and silted up (Chapter 7.3.3.1).

In literature, a second harbour side is often discussed and it has been speculated whether this second harbour could have been reached via the river or not. MURRAY (1982: 44) identified a small bay in the southern flank as the discussed harbour. In the inner part of this bay he found a rampart made of reddish coloured earth which he called “red earth pier”. Now our results prove that except for a short time around 3000 BC, this inner part was sealed off from the adjacent outer bay. It was dominated by limnic and swampy conditions all the time and ERT measurements reveal a rocky sill between the inner and outer bay. Therefore this bay could not have been the second harbour of Oiniadai (Chapter 7.3.3.2).

We actually found a second harbour site at the south-eastern flank of the island. Ceramic fragments and other typical remains document that since late Helladic times, people have settled on this part of the island. This complements the rare records from Helladic times for southern Akarnania. Additional findings of ceramic fragments in this region indicate a continuous settlement until late Roman to Byzantine times (Chapter 7.3.3.3).

For the eastern part of the Acheloos delta plain, there were two important questions. First, the origin and development of the Lagoon of Etoliko, second, the dimension of fluvial impact on the region east of the Aghios Nikolaos mountain range which is now covered by the Lagoon of Mesolongi. This fluvial impact is documented by some cut-off meanders which are visible on satellite images. The results of the raft-based drilling in the Lagoon of Etoliko show that the deep tectonic basin which was additionally shaped by (gypsum-) karstic effects was filled with a freshwater lake since the late Pleistocene. The composition of microfossil assemblages together with other results from the surrounding terrestrial corings led to the conclusion that after around 4700 BC the freshwater lake was episodically affected by river water inflow from the Acheloos, especially in case of strong flood events during the winter season. Later, a permanent inflow of a river branch was established. Around 1200 BC, the sea level reached the sill between the Lagoon of Mesolongi in the south and the basin in the north and the saltwater inflow caused the development of the Lagoon of Etoliko. After this time the continuous river activity stopped. That means that within this timeframe, a distributary flowed across the gap between the Agios Ilias mountain range in the north and Aghios Nikolaos mountain range in the south and caused a delta plain in the area now known as Lagoon of Mesolongi. It is not possible to give an accurate estimation of how large the extent of this delta plain was, but evidence on old maps suggests that vast parts of the present lagoon were covered by alluvial sediments (Chapter 7.4.3.2).

The south-westernmost parts of the delta plain are the youngest ones. Only starting from ca. 200 BC, the river carried significant amounts of sediment into the region around the islands of Skoupas, Taxiarchis and Koutsilaris. Since around 500 AD the delta progradation has reached the western flank of Koutsilaris. South of the island of Skoupas the delivered sediments caused a beach ridge which cut off the bay from the open sea and turned it into a lagoon. This distributary and one more near the island of Taxiarchis also provide the sediments which cause the southernmost accretional beach ridge system which sealed off the Lagoon of Mesolongi from the Ionian Sea.

The rate of horizontal delta progradation decelerated significantly when the river mouth reached the south-western region. This was caused by the steepness of the seafloor in this area. So much more sediment is needed for visible delta progradation. This is proven by the enormous sedimentation rates since the Middle Ages. North of the island of Skoupas the rate amounts to 6.00 m/ka and near the modern river mouth the rate rises up to 28.00 m/ka (Chapter 7.5.2).

This PhD thesis reflects the whole complexity of the evolution of the Acheloos River delta plain. It has not only been affected by “classical” issues like sediment supply and wave energy, but also by many different factors like palaeorelief, sea current modifications caused by the islands, local tectonics and last but not least it was affected by strong human activities probably already since Helladic times.

## 10 Περίληψη

Ένας από τους στόχους αυτής της εργασίας ήταν η περιγραφή της εξέλιξης του δέλτα του Αχελώου σε όλη του την πολυπλοκότητα και η κατάταξη του στο παλαιογραφικό – γεωαρχαιολογικό πλαίσιο της ανατολικής Μεσογείου. Πέρα από τις γεωμορφολογικές – ιζηματολογικές αναλύσεις χρησιμοποιήθηκαν και μία πλειάδα άλλων μεθόδων, οι οποίες μας επέτρεψαν να δώσουμε μία ακριβής εικόνα από την δημιουργία και ανάπτυξη του δέλτα και των οικολογικών δεδομένων του. Ένα άλλο σημείο κεντρικού ενδιαφέροντος ήταν το γεωαρχαιολογικό ζήτημα σε σχέση με το αρχαίο λιμάνι των Οινιάδων, των οποίων τα ερείπια βρίσκονται σήμερα σε ένα λόφο στο κέντρο της πεδιάδας του δέλτα. Οι Οινιάδες θα πρέπει να είχαν πρόσβαση στην θάλασσα, όπως σαφέστατα αποδεικνύουν τα ευρήματα από αρχαία καρνάγια. Ο τελευταίος αλλά όχι λιγότερο σημαντικός στόχος ήταν η κατασκευή μίας αξιόπιστης καμπύλης για την σχετική τοπική άνοδο της στάθμης της θάλασσας. Έτσι κατέστη δυνατή η σύγκριση και αξιολόγηση της δυναμικής του δέλτα του Αχελώου με άλλες περιοχές της ανατολικής Μεσογείου.

Στην περιοχή του δέλτα του Αχελώου πραγματοποιήθηκαν 70 κρουστικές κατακόρυφες γεωτρήσεις βάθους μεταξύ 3,68 και 22,00 μέτρων. Επιπλέον μπορούσαμε να αποκομίσουμε

από την βαθιά ζώνη της λιμνοθάλασσας του Αιτωλικού, που γειτνιάζει βορειοανατολικά με το δέλτα του Αχελώου, ένα πυρήνα ιζήματος. Το βάθος του νερού στο σημείο γεώτρησης ήταν 26,70μ και η γεώτρηση έφτασε σε βάθος 9,00μ κάτω από την επιφάνεια του ιζήματος. Από τους συνολικά 71 πυρήνες γεώτρησης χρονολογήθηκαν 80 δείγματα από διαφορετικό υλικό με την μέθοδο της ραδιοχρονολόγησης. Οι πυρήνες αναλύθηκαν στην ύπαιθρο σύμφωνα με γεωλογικές μεθόδους, φωτογραφήθηκαν ψηφιακά, αναλύθηκαν συστηματικά ενώ στο εργαστήριο προσδιορίστηκαν 13 διαφορετική γεωχημική παράμετρον μέσω μίας τυποποιημένης διαδικασίας εξέτασης, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό των συνθηκών ιζηματοπόθεσης. Πέραν τούτου έγιναν σε επιλεγμένες τομές μικροαναλύσεις απολιθωμάτων ή εξέταση των μάκρο υπολειμμάτων. Επιπρόσθετα προς τις ιζηματολογικές μεθόδους έγιναν και γεωφυσικές εξετάσεις του τύπου Earth Resistivity Tomography (ERT). Η συνολική περιοχή του δέλτα του Αχελώου χαρτογραφήθηκε μορφολογικά, ενώ προστέθηκαν επικουρικά για την πληρέστερη ερμηνεία πολυχρονικές δορυφορικές φωτογραφίες διαφόρων συστημάτων καταγραφής.

Αναφορικά με το γεωαρχαιολογικό ζήτημα δόθηκε πέραν των αναφερομένων μεθόδων της φυσικής γεωγραφίας ιδιαίτερη σημασία και στην ερμηνεία αρχαίων πηγών όπως π.χ. των έργων του Θουκυδίδη και του Στράβωνα, όπως επίσης και στην αξιολόγηση δευτερεύουσας βιβλιογραφίας του 19<sup>ου</sup> αιώνα. Πρόκειται κυρίως για ταξιδιωτικά απομνημονεύματα, αρχαιολογικές περιγραφές και παραστάσεις με στρατιωτικο-γεωγραφικό φόντο.

Η εξέλιξη του δέλτα του Αχελώου δεν μπορεί να συγκριθεί με αυτήν άλλων δέλτα της περιοχής της Μεσογείου. Ο ποταμός δεν εκβάλλει ούτε στην ανοιχτή θάλασσα, ούτε και σε ένα σχετικά προστατευμένο κόλπο, αλλά σε ένα νησιωτικό αρχιπέλαγος, αυτό των Εχινάδων. Πρόκειται για την «βυθισμένη» νότια προέκταση του Ακαρνανικού όρους. Από αυτό προκύπτουν για την διαδικασία ιζηματογένεσης διάφορες τροποποιήσεις, οι οποίες επηρέασαν την γένεση του δέλτα. Σε αυτό συγκαταλέγεται και την προ ολόκαινο εποχή ανάγλυφο που σήμερα καλύπτεται από ιζήματα, και το οποίο μπόρεσε να αλλάξει την διαδρομή του ποταμού και να επηρεάσει τα υψώματα, τα οποία εξείχαν από την θάλασσα ως νησιά και τις συνθήκες της ροής του ποταμού και της θάλασσας.

Προς αναπαράσταση της αύξησης της στάθμης του νερού της θάλασσας στο ολόκαινο χρησιμοποιήθηκαν 14 ραδιοχρονολογήσεις, για τις οποίες 13 δείγματα πάρθηκαν από τύρφες κοντά στην θάλασσα και ένα από υπολείμματα ξύλου, προκειμένου να έχουμε μία αρκετά σαφής εικόνα (βλ. Πιν. 1). Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων μας έδειξε, ότι στην περιοχή του δέλτα του Αχελώου υπήρξαν σημαντικές διαφορές στην συσχέτιση βάθους/ ηλικίας, όποτε ήταν απαραίτητο να κατασκευαστούν δύο καμπύλες. Η πρώτη ισχύει για το κεντρικό και



νοτιοδυτικό κομμάτι του δέλτα και η δεύτερη για την βορειοανατολική περιοχή γύρω από την λιμνοθάλασσα του Αιτωλικού και του Μεσολογγίου. Η δύο καμπύλες είναι παρόμοιες. Και οι δύο δείχνουν μία συνεχής άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά την περίοδο του ολόκαινου, αυτό σημαίνει, πως η σχετική στάθμη της θάλασσας στην περιοχή του δέλτα του Αχελώου δεν ήταν ποτέ πάνω από τα σημερινά επίπεδα. Υπάρχουν λοιπόν διαφορές με τα αποτελέσματα άλλων ερευνών στην ανατολική Μεσόγειο. Η διαφορά μεταξύ των δύο καμπυλών προκύπτει πιθανότατα από την μεγαλύτερη τάση καθίζησης της βορειοανατολικής περιοχής του δέλτα. Τα δείγματα αυτής της περιοχής χρονολογούνται περίπου στα 2550 cal BC<sup>51</sup> και βρίσκονται μεταξύ 1,00 και 1,50μ πιο βαθιά από αυτά του κεντρικού δέλτα, κάτι το οποίο μπορεί να συνδέεται με την εντονότερη τεκτονική δραστηριότητα ή την μεγαλύτερη ιζηματοπόθεση που έγινε πριν από την συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Συνολικά χαρακτηρίζονται και οι δύο καμπύλες από μία σταθερή άνοδο της στάθμης της θάλασσας από το 2550 cal BC, το ποσοστό του οποίου κυμαίνεται μεταξύ 0,44 και 0,94 m/ka<sup>52</sup>. Από τον ύστερο μεσαίωνα (13<sup>ο</sup> αι. μ.Χ.) και έπειτα επιταχύνεται ορατά η αύξηση στα 2,40 m/ka.

Για μεγαλύτερη ευκρίνεια παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων χωρισμένα σε τέσσερα γεωγραφικά τμήματα του δέλτα. Πρώτα το βορειοδυτικό τμήμα του δέλτα, μετά το άμεσο περιβάλλον του αρχαίου λιμανιού των Οινιάδων, στην συνέχεια η περιοχή στις λιμνοθάλασσες στο Αιτωλικό και Μεσολόγγι στα ανατολικά του δέλτα και τελειώνοντας η νοτιότερη και συνάμα νεότερη περιοχή του δέλτα του Αχελώου.

Η παλαιογεωγραφική εξέλιξη στα βορειοδυτικά του δέλτα του Αχελώου παρουσιάζει δύο ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, τα οποία περιγράφηκαν σε αυτή την εργασία για πρώτη φορά. Από την μία υπήρξε μία προώθηση του κλάδου εκβολής από τον Βορρά στο μέσο ολόκαινο (περ. 6000 – 4500 π.Χ.). Η προώθηση περνούσε ενδιάμεσα από τον λόφο Καληχίτσα στα βορειοδυτικά και τον λόφο Λεσίνι στα ανατολικά και έτσι σχηματίστηκε στον κόλπο βόρεια της νήσου Τρικάρδο ένα κλασσικό δέλτα σε σχήμα βεντάλιας. Από την άλλη δημιουργήθηκε έπειτα από αυτή τη προώθηση από το 4500 π.Χ. και έπειτα μία λιμνοθάλασσα (λιμνοθάλασσα των Οινιάδων) για μεγάλο χρονικό διάστημα. Ήδη από αυτή την εποχή υπήρχε πρόσβαση στο νησί Τρικάρδο και συνακόλουθα στη πόλη των Οινιάδων που χτίστηκε έπειτα εκεί, μόνο μέσω της λιμνοθάλασσας και όχι μέσω της ανοιχτής θάλασσας. Η λιμνοθάλασσα προσαμμώνεται αργά, πιθανότατα κατά μήκος της πρώην προώθησης του δέλτα, από τα βόρεια δηλαδή τα βορειοανατολικά και μετατρέπεται σε ένα ελώδες και βαλτώδες τοπίο, το

<sup>51</sup> Σημ. του μεταφραστή: καλιμπραρισμένο ως προς την ημερομηνία γέννησης του Χριστού.

<sup>52</sup> m/ka = μέτρα / 1000 χρόνια

οποίο πλημμύριζε την περίοδο των έντονων βροχοπτώσεων και γέμιζε με μικρά κανάλια. Μετά το 1950 μετατρέπεται το τοπίο σε πλούσια καλλιεργήσιμη γη μέσω της κατασκευής φράγματος και άλλων εξυγιαντικών έργων.

Από γεωαρχαιολογικής άποψης έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον η εξέλιξη του δέλτα στην περιοχή γύρω από το αρχαίο λιμάνι των Οινιάδων. Το κεντρικό ενδιαφέρον βέβαια ήταν σχετικά με τον τρόπο πρόσβασης στις βόρειες λιμενικές εγκαταστάσεις των Οινιάδων, όπως και η απόδειξη ύπαρξης μίας ακόμα λιμενικής εγκατάστασης. Τα αποτελέσματα δίνουν, πως κατά την περίοδο που χρησιμοποιούταν το βόρειο λιμάνι (5<sup>ος</sup> έως 1<sup>ος</sup> αι. π.Χ.) με τα εντυπωσιακά καρνάγια του, οι Οινιάδες βρίσκονταν δίπλα στην λιμνοθάλασσα, η οποία αγκάλιαζε από τον Βορρά και από τον Νότο το νησί Τρικάρδο. Το βορειοανατολικό μέρος αντιθέτως είχε ήδη μετατραπεί σε στεριά από το προσχωματικό υλικό ενός κλάδου εκβολής του Αχελώου. Αυτός ο κλάδος χωριζόταν στα ανατολικά κοντά στο νησί από τον κύριο ποταμό και έφερνε μεγάλες ποσότητες γλυκού νερού ως το βόρειο λιμάνι. Το ερώτημα, εάν αυτός ο κλάδος έγινε με ανθρωπογενείς επεμβάσεις ώστε να παραμένει ο κόλπος του λιμανιού ανοιχτός, ή εάν πρόκειται για φυσικό κλάδο, δεν μπορεί να απαντηθεί. Στα τέλη του 1<sup>ου</sup> αι. π.Χ. χάνει το βόρειο λιμάνι την πρόσβαση στην λιμνοθάλασσα και προσχώνεται.

Οι αρχαιολόγοι και ιστορικοί δεν μπορούν να συμφωνήσουν στο εάν οι Οινιάδες είχαν και ένα δεύτερο λιμάνι, και εάν είχαν, από πού είχε πρόσβαση. Συχνά λοιπόν γίνεται λόγος για ένα ποταμίσιο λιμάνι. Ο MURRAY (1982:44) ορίζει έναν κόλπο στο νότο του νησιού ως λιμάνι, όπου ακόμα και σήμερα είναι ορατή μία προβλήτα από κοκκινόχρωμα (“red earth pier”). Οι ιζηματολογικές μας εξετάσεις έδειξαν όμως, ότι το εσωτερικό του κόλπου ήταν αποκομμένο από εξωτερικές επιρροές, εκτός από μία σύντομη περίοδο γύρω στα 3000 π.Χ., οπότε και επικρατούσαν λιμναίες συνθήκες. Από αυτό προκύπτει, πως δεν επρόκειτο για λιμενικές εγκαταστάσεις.

Στα νοτιοανατολικά του νησιού όμως μπορέσαμε λόγω των ευρημάτων από τις γεωτρήσεις μας να εντοπίσουμε ένα ακόμη λιμάνι. Κεραμικά ευρήματα μαρτυρούν, ότι τουλάχιστον από την ύστερη ελλαδική εποχή και έπειτα, η νοτιοανατολική πλευρά της νήσου Τρικάρδο κατοικούνταν και καλλιεργούνταν. Αυτό το εύρημα συμπληρώνει τις μέχρι τώρα λιγοστές αποδείξεις για ύπαρξη οικισμών κατά την ελλαδική περίοδο στα νότια της Ακαρνανίας. Επίσης αποδεικνύει την μακρά συνέχεια ύπαρξης οικισμών στο Τρικάρδο, πιθανότατα και μέχρι την ρωμαϊκή και βυζαντινή εποχή βάση και των υπόλοιπων κεραμικών ευρημάτων.

Παρατηρώντας την εξέλιξη στα ανατολικά του δέλτα του Αχελώου, τέθηκαν δύο καίρια ζητήματα: από την μία η γένεση της λιμνοθάλασσας του Αιτωλικού και από την άλλη την

ιζηματολογική εξέταση των ποταμιαίων επιδράσεων, οι οποίες φαίνονται ακόμα και σήμερα στις δορυφορικές εικόνες, της περιοχής ανατολικά του λόφου του Αγ. Νικολάου, δηλαδή της σημερινής λιμνοθάλασσας του Μεσολογγίου. Τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων που έγιναν στην λιμνοθάλασσα δείχνουν, ότι από το τέλος του Πλειστόκαινου υπήρχε κατ'αρχήν μία λίμνη μέσα στην λεκάνη που πιθανότατα δημιουργήθηκε από τεκτονική δραστηριότητα και διαμορφώθηκε από διαδικασία καρστ γύψου.

Μαζί με τα αποτελέσματα των γύρω γεωτρήσεων μπόρεσε να αποδειχθεί, ότι περίπου από το 4700 π.Χ. και σε περιπτώσεις έντονης πλημμύρας εισέρεαν περιστασιακά νερά ποτάμιας προέλευσης στην λίμνη. Η ποταμιαία επίδραση εντείνεται με τον καιρό και τελικά μετατρέπεται σε έναν μόνιμο συμβάλλοντα ποταμό. Περίπου από το 1200 π.Χ. και μετά υπερβαίνει η στάθμη της θάλασσας το όριο στο νότιο τμήμα και δημιουργείται η λιμνοθάλασσα του Αιτωλικού. Σε αυτή τη περίοδο ο Αχελώος εκβάλλει μεταξύ των λόφων του Αγ. Ηλεία στα βόρεια και του Αγ. Νικολάου στα νότια προς τα ανατολικά και έτσι προσχώνει στην περιοχή της σημερινής λιμνοθάλασσας του Μεσολογγίου ένα δέλτα. Η ακριβής εξάπλωση αυτών των ιζημάτων μπορεί να προσδιοριστεί μόνο με την βοήθεια επιπλέον εξετάσεων. Η μελέτη από παλαιούς χάρτες μας επιτρέπει να συμπεράνουμε, πως μεγάλα τμήματα της σημερινής λιμνοθάλασσας του Μεσολογγίου ανήκανε παλαιότερα στην πεδιάδα του δέλτα του Αχελώου.

Τα νεότερα τμήματα του δέλτα του Αχελώου είναι αυτά στα νότια και νοτιοδυτικά. Μετά το 200 π.Χ. φέρνει ο ποταμός μεγαλύτερες ποσότητες ιζήματος στο νότιο τμήμα γύρω από τα νησιά Σκούπος, Ταξιάρχης και Κουτσιλάρης. Περίπου το 500 μ. Χ. φτάνει η άκρη του δέλτα στα δυτικά του νησιού Κουτσιλάρης. Τα προσχωματικά ιζήματα σχηματίζουν στα νότια της νήσου Σκούπος ένα παραλιακό φράγμα, το οποίο αποκόπτει το νησί από την ανοιχτή θάλασσα. Αυτός ο κλάδος εκβολής και ένας ακόμα στα ανατολικά του νησιού Ταξιάρχης δίνουν του υλικό, το οποίο σταδιακά αναπτύσσει το παραλιακό φράγμα που υπάρχει και σήμερα και το οποίο χωρίζει την λιμνοθάλασσα του Μεσολογγίου από τον κόλπο της Πάτρας.

Στα νοτιοδυτικά μειώνεται αισθητά η ταχύτητα με την οποία αναπτύσσεται το δέλτα οριζοντίως, επειδή ο ποταμός έχει φτάσει σε ένα σημείο της θάλασσας, όπου ο πυθμένας της έχει απότομη κλίση. Στην περιοχή βόρεια και βορειοδυτικά του νησιού Κουτσιλάρης κυριαρχεί το όριο του δέλτα από τον Μεσαίωνα και μετά. Τεράστια ποσοστά ιζηματογένεσης από 6,00 μέχρι 28,00 m/ka δείχνουν ξεκάθαρα την δυναμική του δέλτα.

Η παρούσα εργασία δείχνει την πολυπλοκότητα της εξέλιξης του δέλτα του Αχελώου. Η εξέλιξη αυτή δεν συντελέστηκε μόνο με τα «κλασσικά» στοιχεία όπως απόθεση ιζήματος,

κυματική ενέργεια κλπ., αλλά και με άλλους παράγοντες όπως το παλαιοανάλυφο, ανωμαλίες στην ροή του νερού λόγω του νησιού, τοπική τεκτονική και ίσως να επηρεάστηκε από ανθρωπογενείς επεμβάσεις πριν και κατά την διάρκεια της αρχαιότητας.

## 11 Literaturverzeichnis

- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., Guilford, C. (1986): Atlas der Sedimentgesteine in Dünnschliffen. Stuttgart.
- Ad-Hoc Arbeitsgruppe (AG) Boden (Hrsg.) (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Auflage. Hannover.
- Amorosi, A., Milli, S. (2001): Late Quaternary depositional architecture of Po and Trevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology* 144, S. 357-375.
- Amorosi, A., Centineo, M. C., Colalongo, M. L., Pasini, G., Sarti, G., Vaiani, S. C. (2003): Facies Architecture and Latest Pleistocene–Holocene Depositional History of the Po Delta (Comacchio Area), Italy. *J. of Geology* 111, S. 39-56.
- Amorosi, A., Colalongo, M. L., Fiorini, F., Fusco, F., Pasini, G., Vaiani, S. C., Sarti, G. (2004): Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain for 150-ky core records. *Global and Planetary change* 40, S. 55-78.
- Amorosi, A., Centineo, M.C., Colalongo, M.L. Fiorini, F. (2005): Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy. *Marine Geology* 222–223, S. 7– 18.
- Andres, W., Wunderlich, J. (1991): Late Pleistocene and Holocene evolution of the eastern Nile Delta and comparisons with the western delta. In: Brückner, H., Radtke, U. (Hrsg.): Von der Nordsee bis zum Indischen Ozean. Ergebnisse der 8. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“. *Erdkundliches Wissen*, 105. Stuttgart, S. 121-130.
- Aubouin, J. (1959) Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale les confirm de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Geol. des Pays Hellen.*, 10.
- Aubouin, J., Brunn, J.-H., Celet, P., Dercourt, J., Godfriaux, I., Mercier, J. (1963): Esquisse de la Géologie de la Grèce. In: Fallot Memorial Volume, Société Géologique de France, S. 583-610. Paris.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., (1997): Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotope Analysis of Speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, Volume: 47, Issue: 2, S. 155-168.
- Barsch, H. (Hrsg.) (2000): Arbeitsmethoden in der Physiogeographie und Geoökologie. Gotha.
- Barsch, H., Billwitz, K. (1990): Geowissenschaftliche Arbeitsmethoden. Thun.
- Bender, A. (2005): Paläogeographische Untersuchungen zur holozänen Entwicklung des Acheloosdeltas im Umfeld der ehemaligen Echinadeninsel Skoupas (Akarnanien, NW Griechenland). Diplomarbeit am Fachbereich Geographie der Philipps Universität Marburg (unveröffentlicht).
- Berckheimer, H. (1990): Grundlagen der Geophysik. Darmstadt.
- Berkthold, P., Schmid, J., Wacker, C. (Hrsg.) (1996): Akarnanien. Eine Landschaft im antiken Griechenland. Würzburg.
- Besonen, M. R. (1997): The Middle and Late Holocene Geology and Landscape Evolution of the Lower Acheron River Valley, Epirus, Greece. Thesis submitted to the faculty of the Graduate School of the University of Minnesota. Minneapolis.

- Besonen, M. R., Rapp, G. (Rip), Jing, Z (2003): The lower Acheron River Valley: ancient accounts and the changing landscape. In: Wiseman, J., Zachos, K. (Hrsg.) (2003): Landscape archaeology in southern Epirus, Greece. Band 1. Hesperia Suppl. 32., S. 199-263.
- Bintliff, J. (2000): Landscape Change in Classical Greece: A Review. In: Vermeulen, F., De Dapper, M. (Hrsg.): Geoarchaeology of the landscapes of Classical Antiquity. International Colloquium Ghent, 23-24 Oct. 1998. Babesch Annual Papers on Classical Archaeology, Supplement 5., S. 49-70.
- Bintliff, J. (2002): Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history: a review. *World Archaeology*, Vol. (33(3), S. 417-435.
- Blackman, D.J. (1973): Evidence of sea level change in ancient harbours and coastal installations. In: Blackman, D.J. (Hrsg.): *Marine Archaeology*, S. 115-139.
- Bottema, S. (1982): Palynological investigations in Greece with special reference to pollen as an indicator of human activity. *Paläohistoria* 24, S. 258-289.
- Bottema, S. (1994): Forest, forest clearance and open land at the time of the Roman empire in Greece: the palynological record. In: Frenzel, B., Reisch, L., Weiß, M. M. (Hrsg.): Evaluation of land surfaces cleared from forests in the Mediterranean region during the time of the Roman empire. Stuttgart.
- Bottema, S. (1997): Third Millennium Climate in the Near East Based upon Pollen Evidence. In: Dalfes, H. N., Kukla, G., Weiss, H. (Hrsg.): *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*, Berlin/Heidelberg. S. 489-515.
- Bousquet, B. (1976): La Grèce occidentale; interprétation géomorphologique de l'Épire, de l'Acarnanie et des Îles ioniennes. Thèse présentée devant l'Université de Paris IV, le 6 février 1974. Université de Lille III, Atelier de reproduction des thèses.
- Bouzinou, A.; Papazismou, S.; Christianis, K., Tzedakis, K. (2000): High peat accumulation in the tectonic depression of Katouna, western Greece. *International peat journal* 10, S. 85-95.
- British Petrol Co. Ltd. (1971): The geological results of petroleum exploration in western Greece. In: IGME (Hrsg.): *The Geology of Greece* 10. Athen.
- Broadley, L., Platzman, E., Platt, J., Matthews, S. (2004): Palaeomagnetism and tectonic evolution of the Ionian thrust belt, NW Greece. In: Chatzipetros, A., Pavlides, S. (Hrsg.), *Proc. 5<sup>th</sup> Intern. Symp. Eastern Mediterr. Geol. Thessaloniki*, vol. II, S. 973-976.
- Brockmüller, S. (2005): Die holozäne Entwicklung der Küstenebene von Boukka am Ambrakischen Golf. Ein Beitrag zur Paläogeographie Akarnaniens (Nordwestgriechenland). Diplomarbeit am Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg, unveröffentlicht.
- Brockmüller, S. (2006): Die holozäne Entwicklung der Küstenebene von Boukka am Ambrakischen Golf. Ein Beitrag zur Paläogeographie Akarnaniens (Nordwestgriechenland). In: *Jahrbuch der Marburger Geographischen Gesellschaft e.V. Marburg*. S. 195-200.
- Brooks, M.; Clews, J.; Melis, N., Underhill, R. (1988): Structural development of Neogene basins in western Greece. - In: *Basin Research* 1, S. 129-138.
- Brown, S., Downie, C. (1984): Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy of Late Paleocene and Early Eocene Sediments from holes 552, 553 A, and 555, Leg 81, Deep Sea Drilling Project (Rochael Plateau). - Initial Report D. S. D. P., 81, Washington. S. 556 – 579.
- Brückner, H. (1982): Ausmaß von Erosion und Akkumulation im Verlauf des Quartärs in der Basilicata Süditalien). In: Barsch, D. (Hrsg.) (1982): *Experimente und Messungen in der Geomorphologie*. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. 43, S. 121-137.
- Brückner, H. (1983): Holozäne Bodenbildungen in den Alluvionen süditalienischer Flüsse. In: Rohdenburg, H., Mensching, H. (Hrsg.) (1983): *Beiträge zur allgemeinen Geomorphologie der Tropen und Subtropen*. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. 48, S. 99-116.
- Brückner, H. (1986): Man's impact on the evolution of the physical environment in the Mediterranean region in historical times. *Geojournal* 13/1, S. 7-17.

- Brückner, H. (1996): Geoarchäologie an der türkischen Ägäisküste – Landschaftswandel im Spiegel geologischer und archäologischer Zeugnisse. *Geographische Rundschau* 48/10, S. 568-574.
- Brückner, H., Hoffmann, G. (1992): Human-induced erosion processes in mediterranean countries. Evidences from archaeology, pedology and geology. In: *Geoöko plus*, III. Bensheim, S. 97-110.
- Brückner, H. (1997a): Coastal changes in western Turkey; rapid delta progradation in historical times. *Bulletin d'Institut Océanographique*, No. Special 18, Monaco, S. 63-74.
- Brückner, H. (1997b): Geoarchäologische Forschungen in der Westtürkei – das Beispiel Ephesos. *Passauer Schriften zur Geographie*, 15, S. 39-51.
- Brückner, H. (1998): Coastal research and Geoarchaeology in the Mediterranean Region. In: Kelletat, D. (Hrsg.): *German geographical coastal research – The last decade*. S. 235-258.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., Handel, M., van der Borg, K. (2002): Holocene landscape evolution of the Büyük Menderes alluvial plain in the environs of Myous and Priene (western Anatolia, Turkey). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl. 127, S.47-65.
- Brückner, H. (2003): Delta Evolution and Culture – Aspects of Geoarchaeological Research in Miletos and Priene. In: Wagner, G.A., Uerpmann, H. P., Pernicka, E. (Hrsg.) (2003): *Troia and the troad: scientific approaches*. Berlin.
- Brückner, H., Müller, K.H., Müllenhoff, M., Uncu, L. (2003): Modelling coastal change in space and time: The example of the Büyük Menderes delta plain in Turkey. In: Mastronuzzi, G., Sansò, P. (Hrsg.): *Puglia 2003 – Final Conference Project IGCP 437 (Coastal environmental change during sea-level-highstands: A global synthesis with implications for management of future coastal change)*, 22-28 September 2003. *GI2S Coast (Gruppo Informale Interuniversitario di Studi Costieri)*, Research Publications 4, S. 51-52.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., van der Borg, K., Vött, A. (2004): Holocene coastal evolution of western Anatolia – the interplay between natural factors and human impact. In: *CIESM (Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée) Workshop Contributions*, 24, Monaco. S. 51–56.
- Brückner, H. (2005): Holocene shoreline displacements and their consequences for human societies: the example of Ephesus in western Turkey. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* N. F., Suppl.-Bd. 137, S. 11-22.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., Gehrels, R., Herda, A, Knipping, M., Vött, A. (2006): From Archipelago to floodplain – geographical and ecological changes in Miletus and its environs during the last six millenia (Western Anatolia). *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F. Suppl. 142, S. 63-83.
- Büdel, J. (1977): *Mediterrane Flußtätigkeit seit der Frühantike (Aufbau und Verschüttung Olympias)*. In: Büdel, J.: *Klima-Geomorphologie*. Berlin, Stuttgart, S. 259-265.
- Büscher, P. (1996): Die Gründung von Nikopolis und die Umstrukturierung Akarnaniens. In: Berktold, P., Schmid, J., Wacker, C. (Hrsg.) (1996): *Akarnanien. Eine Landschaft im antiken Griechenland*. Würzburg.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. (1985) *Handbook for Soil Thin Section Description*. Wolverhampton.
- Burgheim, S. (2005): *Die holozäne Landschaftsentwicklung der Lagune von Etoliko und ihre Beziehung zum Deltavorbau des Acheloos*. Diplomarbeit am Fachbereich Geographie der Philipps Universität Marburg (unveröffentlicht).
- Bursian, C. (1862): *Geographie von Griechenland. Teil 1: das nördliche Griechenland*. Leipzig.
- Carbonel, P. (1988): Ostracods and the transition between fresh and saline waters. In: Deckker, P., Colin, J. P., Peypouquet, J. P. (Hrsg.): *Ostracoda in earth science*. Amsterdam, S. 157-173.

- Carter, R.W.G., Woodrofe, C.D. (1994): Coastal evolution. Late quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge.
- Chronis, G., Piper, D. J. W., Anagnostou, D. (1991): Late quaternary evolution of the Gulf of Patras, Greece: tectonism, deltaic sedimentation and sea-level change. *Marine Geology* 97: 191-209.
- Clement, C. A.; Hirn, P.; Charvis, M.; Sachpazi, F. (2000): Seismic structure and the active Hellenic subduction in the Ionian Islands. *Tectonophysics* 329: 141-156.
- Clews, J. E. (1989): Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece. *Journal of the Geological Society*, 146, S. 447-457.
- Cocard, M., Kahle, H. G., Peter, Y., Geiger, A., Vais, G., Felekis, S., Paradissis, D., Billiris, H. (1999): New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 172, S. 39-47.
- Dai Pra, G. Hearty, P.J. (1991): Variazioni del livello del mare sulla costa ionica salentina durante l'Olocene - Epimerizzazione dell'isoleucina in *Helix* sp. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 42, S. 311-320.
- Dany, O. (1999): Akarnanien im Hellenismus: Geschichte und Völkerrecht in Nordwestgriechenland. München.
- Davis, R. A. Jr. (Hrsg.)(1985): *Coastal Sedimentary Environments*. New York
- Delaporta, A., Spondilis, E., Baxevanakis, Y. (1990): Platyalis-Astakos: a submerged Early Helladic site in Akarnania. *Enalia Annual* 1: 44-46.
- Dodwell, E., Esq., F. S. A. (1819): *A classical and topographical tour through Greece during the years 1801, 1805 and 1806*. London.
- Dongus, H. (1963): Die Entwicklung der östlichen Po-Ebene seit frühgeschichtlicher Zeit. *Erdkunde*, 17, S. 205-222.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N., Frydas, D. (1987): Neotectonic evolution of northwestern-continental Greece. *Geologische Rundschau* 76/2, S. 433-450.
- Doutsos, T., Kokkias, S. (2001): Stress and deformation patterns in the Aegean region. *Journal of Structural Geology* 23, S. 455 - 472.
- Dunkel, A. (2005): *Geomorphologisch-sedimentologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung des Vatos-Poljes in Akarnanien/Nordwestgriechenland*. Diplomarbeit am Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg (unveröffentlicht).
- Eisma, D. (1978): Stream Deposition and Erosion by the Eastern Shore of the Aegean. In: Brice, W.C. (Hrsg.): *The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age*. London. S. 67-81.
- Ellerbrock, R. H. (2000a): Der pH-Wert von Boden und Wasser. In: Barsch, H., Billwitz, K., Bork, H. R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*, Gotha. S. 322-328.
- Ellerbrock, R. H. (2000b): Carbonatgehalt in Boden und Wasser. In: Barsch, H., Billwitz, K., Bork, H. R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*, Gotha. S. 328-332.
- Ellerbrock, R. H. (2000c): Ionenbesatz von Boden und Wasser. In: Barsch, H., Billwitz, K., Bork, H. R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*, Gotha. S. 332-339.
- Eumorphopoulos, L. (1963): Die Veränderungen des Golfes von Thessaloniki. *Geogr. Helvetika* 18, S. 269-277.
- Fairbanks, R. G. (1989): A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, S. 637-642.
- Fels, E. (1944): Landgewinnung in Griechenland. *Pettermanns Geographische Mitteilungen Ergänzungshefte* 242.

- Fischer, W. (2005): Die marine Molluskenfauna des Amvrakischen Golfes (Epirus, Griechenland). *Nachrichtenblatt der Ersten Vorarlberger Malakologischen Gesellschaft* 13, S. 75 – 80.
- Fitzpatrick, E. A. (1993): *Soil Microscopy and Micromorphology*. Cichester, New York.
- Flemming, N.C., Webb, C.O. (1986): Tectonic and Eustatic Coastal Changes During the last 10,000 Years Derived From Archaeological Data. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supp. 62, S. 1-29.
- Flemming, N. C. (1992): Predictions of Relative Coastal Sea-Level Change in the Mediterranean Based on Archaeological, Historical and Tide-Gauge Data. In: Jeftic, L; Millimann, J. D., Sestini, G. (Hrsg.): *Climatic Change and the Mediterranean Region*, S. 247-281.
- Fouache, E. (1999): L'alluvionnement historique en Grèce occidentale et au Péloponèse – géomorphologie, archéologie, histoire. *Bull, Corresp. Hellénique Suppl.* 35.
- Fouache, E., Dalongeville, R. (2004): Neotectonic impact on relative sea-level fluctuations over the past 6000 years: examples from Croatia, Greece and Southern Turkey. *CIESM (Commission Internationale pour Exploration Scientifique de la mer Mediterranee) Workshop Monogr.* 24, S. 43-50.
- Fouache, E., Dalongeville, R., Kunesch, S., Suc, J. P., Subally, D., Prieur, A., Lozouet, P. (2005) : The Environmental Setting of the Harbor of the Classical Site of Oeniades on the Acheloos Delta, Greece. *Geoarchology* 20 (3), S. 285-302.
- Freitag K. (1994): Oiniadai als Hafenstadt. Einige historisch-topographische Überlegungen. *Klio* 92, S. 212-238.
- Frenzel, P., Boomer, I. (2004): The use of ostracods from marginal marine, brakish waters as bioindicators of modern and Quarternary environmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 225/1-4, S 68-92
- Fuchs, M., Lang, A., Wagner, G. A. (2004): The history of Holocene soil erosion in the Phlious Basin, NE Peloponnese, Greece, based on optical dating. *The Holocene* 14,3, S. 334-345.
- Füchtbauer, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. Stuttgart.
- Gehrke, H. J. (1994-95): Die kulturelle und politische Entwicklung Akarnaniens vom 6.bis zum 4. Jahrhundert v. Chr. *Geographia Antiqua* 3-4, S. 41-48.
- Geyh, M. A. (1980): *Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung*. Darmstadt.
- Grove, A.T. (2001): The „Little Ice Age” and its geomorphological consequences in the Mediterranean Europe. *Climatic Change*, 48, S. 121-136.
- Grove, A.T., Rackham, O. (2001): *The Nature of Mediterranean Europe. An Ecological History*. New Haven, London.
- Hädrich, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg* 60, S. 103-137.
- Handel, M., Mostafawi, N., Brückner, H. (1999): Ostracodenforschung als Werkzeug der Paläogeographie. In: Brückner, H. (Hrsg.): *Dynamik, Datierung, Ökologie und Management von Küsten*. Beiträge der 16. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“, 21. – 23. Mai 1998, Marburg. *Marburger Geographische Schriften*, 134, S. 116-153.
- Hartge, K.H., Horn, R. (1989): *Die physikalische Untersuchung von Böden*. 2.Auflage, Stuttgart.
- Haslinger, F.; Kissling, E.; Ansorge, J. (1999): 3D crustal structure from local earthquake-tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics* 304, S. 201-218.
- Hellenic Military Geographical Service (HMGS)(1975/76): *Topographical Map 1:50.000, Sheets Ekhinades, Mesolongion, Agrinion, Astakos*.



- Hempel, L. (1981): Mensch und/oder Klima. Neue physiogeographische Beobachtungen über das Lebens- und Landschaftsbild Griechenlands seit der Eiszeit. *Hellenika Jahrbuch*, S. 61-71.
- Hempel, L. (1987): Spätglaziale und holozäne Phasen von Erosion, Akkumulation und Bodenbildung in Griechenland im Vergleich zu anderen Befunden in den Subtropen der Alten Welt. Eine Sammlung absolut und relativ datierter Funde. *Münstersche geographische Arbeiten* 26, S. 65-80.
- Hempel, L. (1988): Jungquartäre Erosion und Akkumulation im Landschaftshaushalt Griechenlands. *Geographische Rundschau* 40,4, S. 12-18.
- Hempel, L. (1990): Forschungen zur Physischen Geographie der Insel Kreta im Quartär. Göttingen.
- Herbener, S. (2005): Die holozäne Landschaftsentwicklung der Küstenebene von Astakos/Nordwest-Griechenland. Ein Beitrag zur Paläogeographie Akarnaniens mit Hilfe geographischer Methoden. Diplomarbeit am Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg, unveröffentlicht.
- Heuzey, L. (1860): *Le Mont Olympe et l'Acarnanie*. Paris.
- Höhn, A. (2000a): Organische Substanz in Boden und Wasser. In: Barsch, H., Billwitz, K., Bork, H. R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*, Gotha. S. 340-352.
- Höhn, A. (2000b): Atomabsorptionsspektroskopie (AAS). In: Barsch, H., Billwitz, K., Bork, H. R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*, Gotha. S. 352-359.
- Hoffmann, G. (1988): Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der andalusischen Mittelmeerküste. *Ber. Fachber. Geowiss. Univ. Bremen*, 2., S. 1-132.
- Hoffmann, G. (1995): Natürliche und anthropogene Einflüsse auf das holozäne Erosions- und Sedimentationsgeschehen an der andalusischen Mittelmeerküste. *Geoökodynamik*, 16, S. 197-210.
- Hofrichter, R. (Hrsg.) (2002): *Das Mittelmeer. Fauna, Flora, Ökologie. Teil 1: Allgemeiner Teil*. Heidelberg.
- Horvart, I., Glavac, V., Ellenberg, H. (1974): *Vegetation Südosteuropas*. Stuttgart.
- Ioakim, C., Christanis, K. (1997): Late Quaternary of a peat profile from the Kalodiki peatland in Epirus, Western Greece: Sedimentary and vegetational history. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 148/1, S. 95-104.
- Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME) (1986): *Geological Map of Greece 1:50.000, Blatt Ekhinades*. Athen.
- Jacobshagen, V. (Hrsg.) (1986): *Geologie von Griechenland*. Berlin.
- Jahn, R. (1997): Bodenlandschaften in subtropischer mediterraner Zonen. In: Blume H. P. (Hrsg.): *Handbuch der Bodenkunde*. 2. Erg. Lfg. 3/97, S.1-27.
- Jahns, S. (2005): The Holocene history of vegetation and settlement at the coastal site of Lake Voukaria in Acarnania, western Greece. *Vegetation History and Archaeobotany*, S. 55-66.
- Jing, Z., Rapp, G. (2003): The Coastal Evolution of the Ambracian Embayment and Its Relationship to Archeological Settings. In: Wiseman, J., Zachos, K. (Hrsg.): *Landscape archaeology in southern Epirus, Greece I*, S. 157-198.
- Kahle, H., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A., Veis, G. (2000): GPS-derived strain rate field with the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian Plates. *Journal of Geophysical Research*, 105/B10, S. 23.353-23.370.
- Kambouroglou, E., Maroukian, H., Sampsos, A. (1988): Coastal evolution and archaeology north and south of Khalkis (Euboea) in the last 5000 years. In: Raban, A. (ed.): *Archaeology of Coastal Changes*, Oxford. BAR Internat. Ser. 404, S. 71-79.
- Kastanis, D. (1965): *Bodenbildende Bedingungen und Verbreitung der Hauptbodentypen in Griechenland*. Dissertation Justus Liebig-Universität Gießen. Gießen.

- Kayan, I. (1991): Holocene geomorphic evolution of the Besik plain and changing environment of ancient man. *Studia Troica* 1, Mainz.
- Kayan, İ. (2001): Die troianische Landschaft. Geomorphologische und paläogeographische Rekonstruktion der Alluvialebenen. In: Archäologisches Landesmuseum Baden-Württemberg u.a. (Hrsg.): *Troia – Traum und Wirklichkeit*. Stuttgart, S. 309-314.
- Kayan, İ, Öner, E., Uncu, L., Hocaglu, B., Vardas, S. (2003): Geoarchaeological Interpretations of the „Troian Bay“. In: Wagner, G. A., Pernicka, E., Uerpmann, H. P. (Hrsg.): *Troia and the Troad – Scientific approaches*. Springer-Series: Natural Sciences in Archaeology., S. 379-401.
- Kelletat, D. (1975): Eine eustatische Kurve für das jüngere Holozän, konstruiert nach Zeugnissen früherer Meeresspiegelstände im östlichen Mittelmeergebiet. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Monatshefte* 6, S. 360-374.
- Kelletat, D. (2005): A Holocene sea level curve for the eastern Mediterranean from multiple indicators. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.* 137, S. 1-9.
- King, G., Bailey, G. (1985): The Palaeoenvironment of some Archaeological Sites in Greece: The Influence of Accumulated Uplift in a Seismically Active Region. *Proceedings of the Prehistoric Society* 51, S. 273-282.
- Kirsten, E. (1937): Oiniadai. In: Kroll, W. (Hrsg.): *Paulys Real-Encyclopädie der classischen Altertumswissenschaften*. 17. Band, 34. Halbband, S. 2204-2228, Stuttgart.
- Kirsten, E. (1940): Aitolien und Akarnanien in der älteren griechischen Geschichte. In: *Neue Jahrbücher für Antike und deutsche Bildung*, 1940, 8/9, S. 298-316. (Nachdruck: *Geographica Historica*, 3, S. 103-130. *Landschaft und Geschichte in der alten Welt*. Bonn).
- Kirsten, E. (1958): Beiträge zur historischen Landeskunde des westlichen Mittelgriechenlands und der vorgelagerten Inseln. In: Philippson, A. (1958): *Die Griechischen Landschaften. Eine Landeskunde*. Frankfurt. Bd.2, Teil 2, S. 558 ff.
- Kirsten, E., Kraiker, W. (1962): *Griechenlandkunde. Ein Führer zu klassischen Stätten*. 4. Auflage, Heidelberg.
- Kissel, C., Jamet, M., Laj, C (1984): Palaeomagnetic evidence of Miocene and Pliocene rotational deformations of the Aegean Area. In: Dixon, J.E., Robertson, A. H. .F. (1984) : *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Oxford.
- Klaffenbach, G. (1935): *Reise durch Mittelgriechenland und die Ionischen Inseln*. Berlin.
- Knauss, J. (1984): Die Wasserbauten der Minyer in der Kopais. Die älteste Flussregulierung in Europa; Untersuchungsergebnisse 1984. München.
- Knauss, J. (2001): Späthelladische Wasserbauten. Erkundungen zu wasserwirtschaftlichen Infrastrukturen der mykenischen Welt. Ber. Lehrst. Versuchsanst. Wasserbau Wasserwirtschaft, Techn. Univ. München 90.
- Kneisel, C. (2003): Electrical resistivity tomography as a tool for geomorphological investigations some case studies. In: Schrott, L., Hördt, A., Dikau, R.: *Geophysical Applications in Geomorphology*. *Annals of Geomorphology*. Vol. 132, S. 37-49.
- Köppen, W., Geiger, R. (1961): *Klima der Erde*. Darmstadt.
- Kolonas L. (1992): Excavations at Oiniadai. The shipsheds. *Archaïgnosia* 6: 153-159 (griechisch)
- Kontopoulos, N. (1991): The mineralogy and sedimentation environment of Neogen marly limestone Aitoloakarnania, Greece. *Geologica Balcanica* 21/3, S. 75-84.
- Kraft, J. C., Rapp, G. Jr., Aschenbrenner, S. E. (1975): Late Holocene Paleogeography of the Coastal Plain of the Gulf of Messenia, Greece, and its Relationships to Archaeological Settings and Coastal Change. *Geological Society of America Bulletin*, 86, S. 1191-1208.
- Kraft, J. C., Aschenbrenner, S. E. (1977): Paleogeographic reconstructions in the Methoni embayment in Greece. *Journal of Field Archeology* 4, S. 19-44.

- Kraft, J.C., Kayan, İ., Erol, O. (1980): Geomorphic Reconstructions in the Environs of Ancient Troy. *Science*, 209, S. 776-782.
- Kraft, J. C., Chrzastowski, M. J. (1985): Coastal stratigraphic sequences. In: Davis Jr., R. A. (Hrsg.): *Coastal sedimentary environments*. 2nd edition, New York. S. 625-663.
- Kraft, J. C., Rapp, G. R., Szemler, G. J., Tziavos, C., Kase, E. W. (1987): The pass at Thermopylae, Greece. *Journal of Field Archaeology*, 14/2, S. 181-198.
- Kraft, J. C., Kayan, İ., Brückner, H., Rapp, G. Jr. (2000): A geologic analysis of ancient landscapes and the harbours of Ephesus and the Artemision in Anatolia. *Jahreshefte des Österreichischen Archäologischen Institutes in Wien* 69, S. 175-233.
- Kraft, J. C., Rapp, G. R., Kayan, İ., Luce, J. V. (2003): Harbour areas at ancient troy. *Sedimentology and geomorphology complement to Homer's Iliad*. *Geology* 31/2, S. 163-166.
- Kraft, J. C., Kayan, İ., Brückner, H. (2005a): The sea under the ancient city of Ephesos. In: Brandt, B., Gassner, V., S. Ladstätter (Hrsg.): *Synergia. Festschrift f. F. Krinizinger*, Bd. 1, Wien, S. 147-156.
- Kraft, J. C., Rapp, G. R., Gifford, J. A., Aschenbrenner, St. E. (2005b): Coastal change and archaeological settings in Elis. *Hesperia* 74, *The journal of the American School of Classical Studies in Athens*, S. 1-39.
- Krinitzky, E. (2005): Earthquakes and soil liquefaction in flood stories of the ancient Near East. *Engineering Geology*, Vol.76, S. 295-311.
- Laigle M., Hirn, A., Sachpazi, M. (2002): Seismic coupling and structure of the Hellenic subduction zone in the Ionian Islands region. *Earth Planet Sciences Letters* 200, S. 243-253.
- Lambeck, K. (1995): Late Pleistocene and Holocene Sea Level Change in Greece and Southern Turkey: A Separation of Eustatic, Isostatic, and Tectonic Contributions. *Geophysical Journal International*, 106, S. 1022-1044.
- Lambeck, K. (1996): Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Paleolithic time. *Antiquity* 70 S. 588-611.
- Lambeck, K., Chappell, J. (2001): Sea level change through the last glacial cycle. *Science* 292: 679686.
- Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A. (2004): Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth Planet. Sci. Letters* 224, S. 563-575.
- Lambeck, K., Purcell, A. (2005): Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews* 24, S. 1969-1988.
- Landmann, G. P. (2002): *Thukydides. Der Peloponnesische Krieg*. Düsseldorf.
- Lang, F. (1994): Veränderungen des Siedlungsbildes in Akarnanien von der klassischen-hellenistischen zur römischen Zeit. *Klio*76, S. 239-254.
- Lang, G. (1905): *Untersuchungen zur Geographie der Odyssee*. Karlsruhe.
- Leake, W.M. (1835): *Travels in Northern Greece*. 4 vol., London.
- Lehmann-Hartleben, K. (1923): Die antiken Hafenanlagen des Mittelmeeres. *Beiträge zur Geschichte des Städtebaues im Altertum. Klio, Beiheft XIV (neue Folge, Heft 1)*.
- Le Pichon, X., Chamont-Rooke, N., Lallemand, S., Noomer, R., Veis, G. (1995): Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100, Nr. B7, S. 12675-12690.
- Lespez, L. (2003): Geomorphic responses to long-term land use changes in Eastern Macedonia (Greece). *Catena* 51, S. 181-208.
- Leser, H., Stäblein, G. (1975): *Geomorphologische Kartierung*. Berlin.
- Leser, H. (1977): *Feld und Labormethoden der Geomorphologie*. Berlin.
- Lenz, O.K. (2000): Paläoökologie eines Küstenmoores aus dem Eozän Mitteleuropas am Beispiel der Wulfersdorfer Flöze und deren Begleitschichten (Helmstedter Oberflözgruppe,

- Tagebau Helmstedt). Elektronische Dissertationen der Georg-August-Universität Göttingen. Göttingen. <http://webdoc.sub.gwdg.de/diss/2000/lenz/index.htm>, Zugriff: 08.01.2007
- Lienau, C. (1989): Griechenland: Geographie eines Staates der europäischen Südperipherie. Darmstadt.
- Loke, M. H. (1996): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. [Online Resource]. [www.goelectrical.com](http://www.goelectrical.com). Last update 26.06.2004. Zugriff 08.05.2006.
- Lolling, H. G. (1876/1877): Reisenotizen aus Griechenland. Neudruck 1989. Herausgegeben vom Deutschen Archäologischen Institut Athen und der Carl Haller von Hallersteingesellschaft, München, bearbeitet von B. Heinrich. Berlin.
- Luther, J. (2004): Geomorphologische Untersuchungen zur holozänen Genese der Küstenebene von Palairos (Akarnanien/Nordwestgriechenland). Diplomarbeit am Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg, unveröffentlicht.
- Luther, J. (2005): Geomorphologische Untersuchungen zur holozänen Genese der Küstenebene von Palairos (Akarnanien, Nordwestgriechenland). Jahrbuch der Marburger Geographischen Gesellschaft 2004, S. 212-218.
- Lykousis, V., Karageorgis, A. P., Chronis G. Th. (2005): Delta progradation and sediment fluxes since the last glacial in the Thermaikos Gulf and the Sporades Basin, NW Aegean Sea, Greece. *Marine Geology* 222-223, S. 381-397.
- MacKenzie, W.S., Guilford, C. (1981): Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. Stuttgart.
- MacLeod, D. A. (1980): The origin of the red mediterranean soils in Epirus, Greece. In: *Journal of Soil Science* 31, S. 125-136. Aberdeen.
- Mahler, A. (1998): Herakles als Vermittler von mythischem Andachtsraum und realem Georaum. Versuch einer historischen Ökologie der mediterranen Landschaft. Eggingen.
- Mariolakos, I., Mariolakos, D., Fountulis, I., Tziavora, A., Champilomati, A., Anagnostou, C., Sakellariou, D. (2004): Shallow sampling drillings in the Acheloos Delta area: preliminary results and radiocarbon dating. 10<sup>th</sup> Nat. Congr. Geol. Soc. Greece, Extended Abstracts, Thessaloniki, S. 496-497.
- Marriner, N., Morhange, C., Boudagher-Fadel, M., Bourcier, M., Carbonel, P. (2005): Geoarchaeology of Tyre's ancient northern harbour, Phoenicia. *J. Archaeol. Sc.* 32, S. 1302-1327.
- Marriner, N., Morhange, C., Doumet-Serhal, C., Carbonel, P. (2006): Geoscience rediscovers Phoenicia's buried harbours. *Geology*, S. 1-4.
- Mastronuzzi, G., Sanso, P. (2002): Holocene uplift rates and historical rapid sea-level changes at the Gargano promontory, Italy. *Journal of Quaternary Science*, 17/5-6, S. 593-606.
- May, M. (2005): Szenarien zur Paläogeographie der Küstenebene von Mytikas (Akarnanien, Nord-Westgriechenland) Ursachen und Folgen des holozänen Landschaftswandels. Diplomarbeit am Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg, unveröffentlicht.
- May, M. (2006): Szenarien zur Paläogeographie der Küstenebene von Mytikas (Akarnanien, Nordwestgriechenland) - Ursachen und Folgen des holozänen Landschaftswandels. *Jahrbuch der Marburger Geographischen Gesellschaft* 2005, S. 223-227.
- Mayewski, P. A., Rohling E. E., Stager, J. C, Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, D. L., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., Steig, E. J. (2004): Holocene Climate variability. *Quaternary Research* 62, S. 243-255.
- Meijninger, B. M. L. (2001): Geographic Information Systems analysis of north-western Greece. A tectonic investigation of north-western Greece by means of remote sensing analysis and digital terrain analysis. Master of Science project. University Utrecht.
- Middleton, G. V. (1973): Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Bulletin of the Geological Society of America*, 84, S. 979-987.

- Millingen, J. (1831): *Memoirs of the affairs of Greece; containing an account of the military and political events which occurred in 1823 and following years.* London.
- Mörner, N.A. (1996a): Rapid changes in coastal sealevel. *Journal of Coastal Research*, 12, S. 797-800.
- Mörner, N.A. (1996b): Sea level variability. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.* 102, S. 223-232.
- Mörner, N.A. (2005): Sea level changes and crustal movements with special aspects on the eastern Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.* 137, S. 91-102.
- Morhange, C., Blanc, F., Schmitt-Mercury, S., Bourcier, M., Carbonel, P., Oberlin, C., Prone, A., Vivent, D., Hesnard, A. (2003): Stratigraphy of late-Holocene deposits of the ancient harbour of Marseilles, southern France. *Holocene*, 13/4, S. 593-604.
- Morrison, J. S., Coates, J. F. (1990): Die athenische Triere. *Kulturgeschichte der antiken Welt* Bd. 44. Mainz.
- Müllenhoff, M. (2005): Geoarchäologische, sedimentologische und morphodynamische Untersuchungen im Mündungsbereich des Büyük Menderes (Mäander), Westtürkei. Dissertation, Philipps-Universität Marburg, *Marburger Geographische Schriften*, 241. Marburg.
- Müllenhoff, M., Handl, M., Knipping, M., Brückner, H. (2004): The evolution of Lake Bafa (Western Turkey), - Sedimentological, microfaunal and palynological results. In: Schernewski, G., Dolch, T. (Hrsg.): *Geographie der Meere und Küsten. - Coastline Reports* 1, S. 43-53.
- Müller, L (2006): Application of Earth Resistivity Tomography in Holocene Landscape Evolution Investigations (Akarnania, Northwestern Greece). Unveröffentlichte Bachelorarbeit, BTU Cottbus.
- Murray, C. W. (1982): *The coastal sites of western Akarnania – a topographical-historical survey.* Pennsylvania.
- Murray, C. W. (1985): The location of Nasos and its place in history. *Hesperia* 54: 97- 108.
- Nenninger M. (Hrsg.) (2001): *Die Römer und der Wald: Untersuchungen zum Umgang mit einem Naturraum am Beispiel der römischen Nordwestprovinzen.* Stuttgart.
- Neumann, C., Partsch, J. (1885): *Physikalische Geographie von Griechenland mit besonderer Rücksicht auf das Alterthum.* Breslau.
- Noack, F. (1916): Befestigte griechische Städte in Ätolien und Akarnanien. *Archäologischer Anzeiger*, S. 215-39.
- Oberhummer, E. (1882): *Phönizier in Akarnanien.* München.
- Oberhummer, E. (1887): *Akarnanien, Ambrakia, Amphilochien, Leukas im Altertum.* München.
- Oertel, G. F. (2005): Coastal Lakes and Lagoons. In: Schwartz, M. L. (Hrsg.)(2005): *Encyclopedia of Coastal Science*, Dordrecht, S. 260-266.
- Papadopoulos, G. A., Karastathis, V. K., Ganas, A., Pavlides, S., Fokafes, A., Orfanogiannaki, K. (2003): The Lefkada, Ionian Sea (Greece), Shock, (Mw 6.2) of 14 August 2003: Evidence for the Characteristic Earthquake from Seismicity and Ground failures. *Earth, Planets and Space*, 55/11, S. 713-718.
- Papageorgiou, S., Stiros, S. (1991): Paleoenvironmental reconstructions, earthquakes, and archaeological investigations in NW Greece. *Proceed. Sympos. Relations Archaeol. Hist. Aitolokarnania, Agrinion*, 21-23 October 1988. Agrinion, pp. 233-241 (griechisch).
- Pavlopoulos, K.; Karkanias, P.; Triantaphyllou, M., Karymbalis, E. (2003): Climate and sea-level changes recorded during late Holocene in the coastal plain of Marathon, Greece. In: Fouache, E. (Hrsg.): *The Mediterranean World Environment and History: IAG Working Group on Geo-archaeology symposium proceedings, environmental history and dynamics in Mediterranean areas.* Paris, 24.-26.04.2002, S. 453-465.
- Pavlopoulos, K.; Karkanias, P.; Triantaphyllou, M., Karymbalis, E., Tsourou, T., Palyvos, N. (2006): Paleoenvironmental Evolution of the Coastal Plain of Marathon, Greece, during

- the Late Holocene: Depositional Environment, Climate, and Sea Level Changes. *Journal of Coastal Research* 22/2, S. 424-438.
- Peltier, W.R. (2002): On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 21: 377-396.
- Penland, S., Kulp, M. A. (2005) Deltas. In: Schwartz, M. L. (2005): *Encyclopedia of Coastal Science*. Dordrecht.
- Pe-Piper, G., Piper, G. J. W. (2002): *The igneous rocks of Greece: the anatomy of an Orogen*. Berlin.
- Peter, Y., Kahle, H. G., Cocard, M., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D. (1998): Establishment of a continuous GPS network across the Kefalonia Fault Zone, Ionian Islands, Greece. *Tectonophysics* 294 (3-4), S. 253-260.
- Philippson, A. (1947a): Griechenlands zwei Seiten. *Erdkunde* 1: 144-162.
- Philippson, A. (1948): *Das Klima Griechenlands*. Bonn.
- Philippson, A. (1958): *Die griechischen Landschaften. Eine Landeskunde*. Bd. 2. Frankfurt/M.
- Piper, D. J. W.; Panagos, A. G. (1981): Growth patterns of the Acheloos and Evinos deltas, western Greece. *Sedimentary Geology* 28, S. 111-132.
- Piper, D. J. W.; Panagos, A. G., Kontopoulos, N., Spilioutopoulo, M. (1982): Coastal processes and morphology, Gulf of Patras, Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 26,3: 365-374.
- Pippan, T. (1976): Überblick über die Geologie Festlandgriechenlands und des Peloponnes. In: Riedl, H. (Hrsg.): *Beiträge zur Landeskunde von Griechenland*. Salzburg, S.59-90.
- Pirazzoli, P. A. (1991): *World atlas of holocene sea-level changes*. Elsevier Oceanography Series 58. Amsterdam.
- Pirazzoli, P. A. (1996): *Sea-level changes – the last 20.000 years*. Chichester.
- Pirazzoli, P. A. (2005): Marine erosion features and bioconstructions as indicators of tectonic movements, with special attention to the eastern Mediterranean area. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, Suppl. 137, S. 71-77.
- Pope, K. O., van Andel, T.-H. (1984): Late quaternary alluviation and soil formation in the southern Argolid: its history, causes and archaeological implications. *Journ. of Archaeol. Science*, 11, S. 281-306.
- Poppe, G.-T., Goto, Y. (1991): *European seashells*. Vol. 1. Polyplacophora, Caudofoveata, Solenogastra, Gastropoda. Wiesbaden.
- Pouqueville, F. C. H. L (1826): *Voyage de la Grèce III*. Paris.
- Poulos, S. E.; Lykoussis, V., Collins, M. B. (1995): Late Quarternary evolution of Amvrakikos Gulf, Western Greece. *Geomarine letters* 15 (1), S. 9-16.
- Poulos, S. E.; Chronis, T. (1997): The importance of the river systems in the evolution of the Creek coastline. *Bulletin de L'Institut océanographique, Monaco*, n° spécial 18: 75-96.
- Poulos, S. E., Kapsimalis, V., Tziavos, Ch., Pavlakis, P., Leivatidis, G., Collins, M. (2005): Sea-level stands and Holocene geomorphological evolution of the northern deltaic margin of Amvrakikos Gulf (western Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, Suppl. 137, S. 125-145.
- Raban, A. (1979): Die antiken Häfen des Mittelmeeres. In: Schäfer, J., Simon, W. (Hrsg.): *Strandverschiebungen in ihrer Bedeutung für Geowissenschaften und Archäologie*. Ruperto Carola Sonderheft 1981. Heidelberg, S. 73-84.
- Radtke, U., Schellmann, G. (2006): Uplift history along the Clermont Nose Traverse on the west coast of Barbados during the last 500,000 years - implications for palaeo-sea level reconstructions. *Journal of Coastal Research*, 22 (2), S. 350-356.
- Raphael, C. N. (1978): The Erosional History of the Plain of Elis in the Peloponnese. In: Brice, W.C. (Hrsg.): *The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age*. London, S. 51-66.

- Rath, G. von (1882): Über eine Schwefelwasserstoff-Exhalation im Meere unfern Mesolungi. N. Jb. Mineral. Geol. Palaeontol. I, S. 233-236.
- Reading, H. G. (Hrsg.)(1986): *Sedimentary Environments and Facies*. 2. Auflage, Oxford.
- Reimer, P. J., McCormac, F. G.(2002): Marine radiocarbon reservoir corrections of the Mediterranean and Argean Seas. *Radiocarbon* 44, S. 159-166.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C. E., Burr,G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, R. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer (2004): INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 kyr BP. *Radiocarbon* 46/3: 1029-1058.
- Reineck, H. E., Singh, I. B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*. With Reference to Terrigenous Clastics. Second edition, Berlin, Heidelberg, New York.
- Renz, C. (1940): *Die Tektonik der griechischen Gebirge*. Pragmateia Akademias Athenon, 8. Athen.
- Reynolds, J. (1997): *An introduction to applied and environmental geophysics*. Baffins Lane.
- Rosignol-Strick, M. (1999): The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP. *Quaternary Science Reviews* 18, S. 515-530.
- Rother, K. (1984): *Mediterrane Subtropen, Mittelmeerraum, Kalifornien, Mittelchile, Kapland, Südwest- und Südastralien*. Geographisches Seminar Zonal. Braunschweig.
- Rother, K. (1993): *Der Mittelmeerraum*. Stuttgart.
- Rowell, D. L. (1994): *Bodenkunde: Untersuchungsmethoden und ihre Anwendung*, Heidelberg.
- Ruiz, F., Abad, M., Bodergat, A.M., Carbonel, P., Rodriguez-Lazaro, J., Yasuhara, M. (2005): Marine and brackish-water ostracods as sentinels of anthropogenic impacts. *Earth science Reviews* 72, S. 89-111.
- Rump, H. H., Krist, H. (1992): *Laborhandbuch für die Untersuchung von Wasser, Abwasser und Boden*. Weinheim.
- Sachpazi, M., Hirn, A., Clément, C., Haslinger, F., Laigle, M., Kissling, E., Charvis, P., Hello, Y., Lèpine, J. C., Sapin, M., Ansorge, J. (2000): Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain. *Tectonophysics* 319, S. 301-319.
- Sauerwein, F. (1996): Das Klima Griechenlands unter besonderer Berücksichtigung der Gebirgszone. In: Olshausen, E., Sonnabend, H. (Hrsg.): *Stuttgarter Kolloquium zur Historischen Geographie des Altertums 5, 1993, Gebirgsland als Lebensraum*. *Geographica Historica*, 8, S. 143-149.
- Scheffer, F.; Schachtschabel, P. (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 12. Auflage. Stuttgart.
- Schillbach, R. (1872): Ausflug nach Oeniadae in Akarnanien. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, S. 97-118.
- Schlichting, E., Blume, H.-P., Stahr, K. (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. 2. Auflage. Berlin.
- Schoch, M. (1997): Beiträge zur Topographie Akarnaniens in klassischer und hellenistischer Zeit. Würzburg.
- Schönberg, R., Neugebauer, J. (1997): *Einführung in die Geologie Europas*. Freiburg i. Breisgau.
- Schriever, A., Vött, A., Handl, M., Herd, R., Brückner, H. (2007): Holozäner Küstenwandel im Bereich des Acheloos-Deltas (Akarnanien, Nordwestgriechenland). In: Bungenstock, F., Riexinger, S., Bittmann, A. (Hrsg.): *Beiträge der 24. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten*“, 27.-29. April 2006. Forschungszentrum Terramare Berichte 16, Wilhelmshaven, S. 75-82.

- Schweighart, B., Schmid, J. (1995): Zur Reiseroute Ciceros zwischen Patras und Actium im Jahre 50 v. Chr. In: *Zeitschrift für Papyrologie und Epigraphik*, 105, S. 51-56.
- Schwoerbel, J. (1971): *Einführung in die Limnologie*, Stuttgart.
- Shirley, M. L. (Hrsg.) (1966): *Deltas in their geologic framework*. Geol. Soc., Houston.
- Sivan, D., Dowinsky, S., Lambeck, K., Galili, E., Raban, A. (2001): Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167/1-2, S. 101-117.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasas, A., Maestro, A., Rees, J. G., Hernandez-Molina, F.-J. (1998): Architectural stacking patterns of the Ebro Delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, deltalobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117, S. 11-32.
- Stanley, J. D. (1995): A global sea-level curve for the late Quaternary: the impossible dream? *Marine Geology* 125, S. 1-6.
- Stanley, J. D., Warne, A. G. (1994): Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science* 265, S. 228-230.
- Stanley, J. D. (2001): Dating Modern Deltas: Progress, Problems, and Prognostics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 29, S. 257-294.
- Stanley, J. D., Bernasconi, M. P. (2006): Holocene Depositional Patterns and Evolution in Alexandria's Eastern Harbour, Egypt. *Journal of Coastal Research* 22/2, S. 283-297.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R. (2006): CALIB Radiocarbon Calibration. <http://calib.qub.ac.uk/calib> (Zugriff: 13 Okt. 2006).
- Tollner, H. (1976): Das Klima von Griechenland. In: Riedl, H. (1976): *Beiträge zur Landeskunde von Griechenland*. Salzburg.
- Tollner, H. (1981): Die Etesien der Ägäis, ein niederschlagsarmer Sommermonsun. *Salzburger Geographische Arbeiten* 8: 49-61.
- Troll, C., Paffen, K. H. (1964): Karte der Jahreszeitenklimare der Erde. *Erdkunde* 18, S. 5-28.
- Tziavos, C. (1997): Paleogeographic evolution of the Amvrakikos Gulf, Western Greece. In: Marinos; Koukis; Tsiambaos, Stournaras (Hrsg.): *Engineering Geology and the Environment*, IAEG, Band 1, S. 425-430.
- Underhill, J. (1988): Triassic evaporates and Plio-Quaternary diapirism in western Greece. *J. Geol. Soc.* 145, s. 269-282
- Vagenas, N. (2001): *The Castle of Lefkas (S. Maura) 1300 – 1977*. Athens
- Van Andel, T. H., Zangger, E. (1989): Landscape stability and destabilisation in the prehistory of Greece. In: Bottema, S., Entjes-Nieborg, G., Zeist, van W. (Hrsg.) (1990): *Man's Role in the Shaping of the Eastern Mediterranean Landscape*. Proceedings of the INQUA/BAI Symposium on the impact of ancient man on the landscape of the Eastern Mediterranean Region and the Near East, Groningen/ Netherlands/ 6 – 9 March 1989, Rotterdam, S. 139-157.
- Van Andel, T. H., Zangger, E. (1990): Land use and soil erosion in prehistoric and historical Greece. *Journal of field archaeology* 17: 379–396.
- Van Hinsbergen, D. J. J., Langereis, C. G., Meulen Kamp, J. E. (2005): Revision of the timing, magnitude and distribution of neogen rotations in the western Aegean region. *Tectonophysics* 396, S. 1-34
- Villas, C. (1984): *The Holocene evolution and environments of deposition of the Acheloos river delta, Northwestern Greece*. Unpublished master thesis, University of Delaware, Department of Geology. Newark.
- Vita-Finzi, C. (1969): *The Mediterranean valleys: geological changes in historical times*. Cambridge.



- Vött, A., Handl, M., Brückner, H. (2002): Rekonstruktion holozäner Umweltbedingungen in Akarnanien (Nordwestgriechenland) mittels Diskriminanzanalyse von geochemischen Daten. *Geologica et Palaeontologica*, Band 36, S. 123-147.
- Vött, A., Brückner, H., Handl, M. (2003a): Holocene environmental changes in coastal Akarnania (northwestern Greece). - In: Daschkeit, A., Sterr, H. (Hrsg.): Aktuelle Ergebnisse der Küstenforschung. - Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel, Bericht Nr. 28, Kiel, S. 117-132.
- Vött, A., Brückner, H., Schriever, A., Besonen, M., van der Borg, K., Handl, M. (2003b): Landschaftsveränderungen im Mündungsgebiet des Acheloos (Nordwestgriechenland) während des Holozäns. In: Kelletat, D. (Hrsg.): Neue Ergebnisse der Küsten- und Meeresforschung. *Essener Geographische Arbeiten* 35, Essen, S. 115-136.
- Vött, A., Brückner, H., Schriever, A., Besonen, M., Borg, K. van der, Handl, M. (2003c): The Acheloos alluvial plain during the Holocene - a new approach to decipher ancient Oiniadai's connection to the sea (Akarnania, NW Greece). Poster, International Workshop on Sea Level Changes in the Eastern Mediterranean during the Holocene - Indicators and Human Impacts, 16-18 October 2003. Harokopio University, Department of Geography, Athens.
- Vött, A., Brückner, H., Schriever, A., Handl, M., Besonen, M., van der Borg, K. (2004a): Holocene coastal evolution around the ancient seaport of Oiniadai, Acheloos alluvial plain, NW Greece. In: Schernewsky, G., Dolch, T. (Hrsg.): *Geographie der Meere und Küsten. - Coastline Reports* 1, Rostock-Warnemünde, S. 43-53.
- Vött, A., Brückner, H., Schriever, A., Besonen, M., Borg, K. van der, Handl, M. (2004b): Holocene coastal changes in the Acheloos alluvial plain (northwestern Greece) and their effects on the ancient site of Oiniadai. *CIESM (Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Mediterranee) Workshop Monographs* 24: 33-42. Monaco.
- Vött, A., Brückner, H., Schriever, A., Handl, M., Besonen, M., Borg, K. van der (2004c): Holocene evolution of the Acheloos alluvial plain around the ancient seaport of Oiniadai (Akarnania, NW Greece). In: Chatzipetros, A., Pavlides, S. (Eds.): *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Thessaloniki, 14-20 April 2004. *Extended Abstracts Volume plus CD-ROM, Volume II*: 815-818.
- Vött, A. (2006): Holocene coastal changes of Akarnania, NW Greece. *Palaeogeographies, sea level changes, eartrem events and geoarchäological aspects of past coastal landscapes. – Habilitationsschrift, Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg. Marburg*
- Vött, A., Brückner, H. (2006a): Versunkene Häfen im Mittelmeerraum. *Antike Küstenstädte als Archive für die Kultur- und Umweltforschung. Geographische Rundschau* 58/4, S. 12-21.
- Vött, A., Brückner, H. (2006b): Over seven seas - relative sea level evolution of seven coastal areas in northwestern Greece since the mid-Holocene. In: Camoin, G., Droxler, A., Fulthorpe, C., Miller, K. (Eds.): *SeaAix'06. Sea level changes: records, processes, and modeling. Publication ASF (Association des Sedimentologues Francais)* 55: 202-203. Paris.
- Vött, A., Brückner, H., Handl, M., Schriever A. (2006a): Holocene palaeogeographies an geoarchaeological setting of the Mytikas Coastal Plain (Akarnania, NW Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie. N.F. Suppl.* 142, S. 85-108.
- Vött, A., Brückner, H., Handl, M., Schriever A. (2006b): Holocene palaeogeographies of the Astakos coastal plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, S. 126-146.
- Vött, A., Brückner, H., Handl, M., Schriever, A. (2006c): Holocene palaeogeographies of the Astakos coastal plain (Akarnania, NW Greece). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, S. 126-146.

- Vött, A. (2007a): Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews*, im Druck.
- Vött, A. (2007b): Silting up up Oiniadai's harbours (Acheloos River delta, NW Greece) – geoarchaeological implications of late Holocene landscape changes. *Géomorphologie – Relief, Processus, Environment*, im Druck.
- Vött, A., Brückner, H., Georg, C., Handl, M., Schriever, A., Wagner, H. J. (2007a): Geoarchäologische Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel der Küstenebene von Palairos (Nordwestgriechenland). In: Lang, F., Jahns, S., Vött, A. (Hrsg.): *Interdisziplinäre Landschaftsforschung in westgriechischen Akarnanien*. *Archäologischer Anzeiger*. Berlin, im Druck.
- Vött, A., Schriever, A., Handl, M., H. Brückner (2007b): Holocene palaeogeographies of the central Acheloos River delta (NW Greece) in the vicinity of the ancient seaport of Oiniadai. *Geodynamica acta*, im Druck.
- Vött, A., Schriever, A., Handl, M., H. Brückner (2007c): Holocene palaeogeographies of the eastern Acheloos River delta and the Lagoon of Etoliko (NW Greece). *Journal of Coastal Research*, im Druck.
- Vouvalidis, K. G., Syrides, G.-E., Albanis, K. S. (2005): Holocene morphology of the Thessaloniki Bay: Impact of sea level rise. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F. Suppl. 137, S. 147-158.
- Wacker, C. (1996): Astakos. In: Berkthold, P., Schmid, J., Wacker, C. (Hrsg.) (1996): *Akarnanien. Eine Landschaft im antiken Griechenland*. Würzburg.
- Wagner, G. A. (1998): *Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in quaternary geology and archaeology*. Berlin.
- Wagner, H. G. (2001): *Mittelmeerraum*. Darmstadt.
- Wagstaff, J. M. (1981): Buried Assumptions: Some Problems in the Interpretation of the „Younger Fill“ Raised by Recent Data from Greece. *Journal of Archaeological Science* 8, S. 247-264.
- Walter, H., Breckle, S. W. (1999): *Vegetation und Klimazonen: Grundriss der globalen Ökologie*. Stuttgart.
- Weischet, W., Endlicher, W. (2000): *Regionale Klimatologie, Teil 2: Die Alte Welt*. Stuttgart.
- Weithmann, M. W. (1994): *Griechenland: vom Frühmittelalter bis zur Gegenwart*. Regensburg.
- Wharton, W. J. L. (1892): *Gulf of Patras and Approaches*. 1: 91.050, London.
- Willis, K. J. (1992): The late Quaternary vegetational history of northwest Greece III. A comparative study of two contrasting sites. *New Phytologist*, 121, S. 139-155.
- Woodhouse, W. J. (1897): *Aetolia. Its geography, topography and antiquities*. Oxford.
- Wright, C. D. (1985): River deltas. In: Davies, R. A. (Hrsg.): *Coastal sedimentary environments*. New York., S. 1-70.
- Wunderlich, J. (1989): *Untersuchungen zur Entwicklung des westlichen Nildeltas im Holozän*. *Marburger Geographische Schriften*, 114, Marburg.
- Wunderlich, J., Andres, W. (1991): Late Pleistocene and Holocene evolution of the western Nile Delta and implications for its future development. In: Brückner, H., Radtke, U. (Hrsg.): *Von der Nordsee bis zum Indischen Ozean. Ergebnisse der 8. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“*. *Erdkundliches Wissen*, 105. Stuttgart, S. 105-120.
- Yaloon, D. H. (1997): Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena* 28, 3-4, S. 157-169.
- Zangger, E., Malz, H. (1989): Late Pleistocene, Holocene and Recent Ostracods from the Gulf of Argos, Greece. In: *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 123. Frankfurt, S. 160-176.

- Zangger, E. (1992): Neolithic to Present Soil Erosion in Greece. In: Bell, M., Boardman, J. (Hrsg.): Past and Present Soil Erosion. Archaeological and Geographical Perspectives, S. 133-147.
- Zangger, E. (1993): Geoarchaeology of the Argolid. Argolis, Bd. 2. Herausgegeben vom Deutschen Archäologische Institut Athen. Berlin.
- Zolitschka, B. (1998): Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente. Relief Boden Paläoklima, Band 13. Berlin.