

Untersuchungen zur absoluten Altersstellung pleistozäner Meeresspiegelstände auf Rhodos und Zypern

von

Dieter Kelletat und Gerhard Schellmann*

Abstract

This short study presents results of field work and absolute dating by Electron-Spin-Resonance from the islands of Rhodes and Cyprus, with emphasis on Pleistocene shorelines and neotectonics. For Rhodes only a few data can be given in this pilot study, but they show a similar aspect as on Crete island (KELLETAT, SCHELLMANN & BRÜCKNER 1999), because both islands lie on the Hellenic arc: the coasts showing to the outer part of the arc exhibit higher shorelines and several sequences of well developed terraces, whereas the inner-arc-coasts mostly show ongoing subsidence. The oldest data for Rhodes point to a middle-Pleistocene age of several hundreds of thousands of years, but the lowest shorelines represent last interglacial ages.

On Cyprus the picture is much more complicated, although we have more data. Ages of the last interglacial could be gained from terraces between 2 m asl up to 32 m asl, and isotope stage 7 data could be found - partly as transgressive series at the base of younger terraces - from near sea level up to 32 m, as well. All in all locally significant neotectonic movements could be detected.

1 Einführung

Im Mittelmeergebiet, dessen Küsten eine große Vielfalt von Relikten früherer Meeresspiegelstände aufweisen, wurden bereits im vorigen Jahrhundert Überlegungen über deren Altersstellung und Korrelationen untereinander angestellt, zumal offensichtlich war, daß jetzt auf dem Land befindliche Muscheln und sonstige Meeresablagerungen dort nicht entstanden sein konnten. Sehr bald tauchte die Frage auf, ob es sich bei solchen Dislokationen um Veränderungen des Meeresspiegels oder um Bewegungen des Festlandes gehandelt hat, und im 20. Jahrhundert war dann klar, daß wahrscheinlich beide Prozesse anzunehmen sind, doch deren gegenseitige Gewichtung ist immer ein großes Problem gewesen. Während die ersten wissenschaftlichen Arbeiten im Mittelmeergebiet auf eine Beschreibung und genaue Festlegung der Niveaus einzelner Meeresspiegelstände gerichtet waren, folgte bald darauf eine nähere Untersuchung des Fossilinhalts der einzelnen Ablagerungen. Aus diesen Fossilgemeinschaften wurden dann vorsichtige Schlüsse auf eine relative und auch absolute Altersstellung gezogen, in dem z.B. die "nordischen Gäste" wie *Cyprina islandica* oder die Foraminifere *Hyalinea balthica* als Anzeiger eines kälteren Meeres und damit des Frühpleistozäns (Calabrien und Sicilien) gedeutet wurden, während die Senegalschnecke *Strombus bubonius* Lmk. ins jüngere Pleistozän gestellt wurde als Einwanderung eines tropischen Gastes unter wärmeren Bedingungen. Dieses blieben über Jahrzehnte die einzigen Möglichkeiten einer gewissen Altersangabe, wenn man nicht die rein altimetrische Lage von Terrassen und Ablagerungen und ihre Beziehung untereinander als Altersfolge annehmen wollte. Schon bald war auch klar, daß Terrassen, die

* Prof. Dr. D. Kelletat und HD. Dr. G. Schellmann, Universität-GH Essen, FB 9 - Geographisches Institut, Universitätsstr. 15, 45117 Essen, [e-mail:gerhard.schellmann@uni-essen.de]

weit über +100 m lagen, nicht mit natürlichen Schwankungen des Meeresspiegels gedeutet werden konnten, sondern i.w. mit vertikalen Landbewegungen, die im Mittelmeergebiet alleine im Pleistozän stellenweise 1000 m und mehr erreichen können.

Es ist eigentlich erstaunlich, daß im östlichen Mittelmeergebiet, wo die Beschreibung verstellter, schrägliegender, ineinander verschachtelter und von Ort zu Ort äußerst unterschiedlicher Abfolgen von alten Küstenlinien, Terrassen oder Ablagerungen so häufig beschrieben sind, bisher keine systematischen Untersuchungen über ihre Altersstellung angelegt wurden. Das gilt sowohl für das griechische und türkische Festland wie auch für die zahlreichen Inseln des östlichen Mittelmeergebietes. KELLETAT, SCHELLMANN & BRÜCKNER haben 1999 eine erste Studie mit absoluten Daten für Kreta vorgelegt. Hier sollen nun weitere Ergebnisse der Pilotstudien von Rhodos und Zypern folgen. Dabei wird zunächst für die einzelnen Gebiete der jetzige Stand der Kenntnisse geschildert, die vorhandenen Daten zitiert und dann die eigenen Feldarbeiten und die entsprechenden absoluten Datierungen angefügt, wobei wir uns für das Pleistozän auf eine einzige Methode, nämlich die Elektronenspin-Resonanz-Datierung beschränkt haben, um untereinander vergleichbare Ergebnisse zu erzielen.

2 Methodisches zur ESR-Datierung

Die ESR-Messungen wurden am Geographischen Institut der Universität zu Köln auf einem Bruker ESP 300E unter Verwendung einer Mikrowellenleistung von 25,3 mW und einer Modulationsamplitude von 0,49 G durchgeführt. Bei allen Proben diente das g-sensitive Hauptsignal bei $g = 2,0006 \pm 0,0001$ als Datierungssignal. Obwohl dieses Signal entweder von dem sogenannten "A-Signal-Komplex" (u.a. BARABAS et al. 1992) überlagert wird und/oder aus unterschiedlich strahlungssensitiven Anteilen besteht (SCHELLMANN & RADTKE 1999), hat es sich in den letzten Jahren als das bei der ESR-Datierung aragonitischer Substanzen, wie den hier altersbestimmten Muscheln- (*Glycymeris* sp., *Cerithium vulgare*, *Venus verrucosa*, *Cerastoderma* sp.) und Austernschalen (*Spondylus* sp., *Ostrea* sp.) am besten geeignete ESR-Signal erwiesen.

Tab. 1: ESR-Alter pleistozäner Molluskenschalen (Muscheln und Austern) von Rhodos

Lokalitäten	Labor-Nr.	Proben-Nr.	Höhe (Probe) (m ü. M.)	O-Isotopenstufe	Gattung, Art	U-Gehalt Muschel (ppm)	U Sediment (ppm)	Th (ppm)	K %	Akkum. Dosis (ED) (Gy)	ESR-Alter			
											frühe U. (ka)	±	lineare U. (ka)	±
2,5 km nördl. Kallithea	K 2815	1-98	+ 50 m	5	<i>Mytilus</i> sp.	1,70	2,94	1,90	0,30	158,4 ± 22,7	148	24	191	30
Kallithea	K 2817	2b-98	+ 13 m	5	<i>Spondylus</i> sp.	0,20	0,95	1,06	0,22	24,7 ± 2,2	55	14	55	14
Faliraki	K 2825	3a-98	+ 3 m	≥11 ⁽²⁾	<i>Glycymeris</i> sp.	0,10	0,30	0,82	0,03	136,9 ± 16,5	676	110	676	110
Faliraki	K 2819	3b-98	+ 9 m	≥11 ⁽²⁾	<i>Glycymeris</i> sp.	0,10	0,30	0,82	0,03	146,2 ± 10	529	44	529	44
Faliraki	K 2820	3c-98	+ 13 m	≥11 ⁽²⁾	<i>Venus</i> sp.	0,10	0,30	1,26	0,20	136,1 ± 9,6	381	31	381	31
Kap Istros	K 2821	4-98/1	+ 13 m	7	<i>Spondylus</i> sp.	1,60	0,30	3,18	0,60	173,2 ± 13,3	180	19	243	24
Kap Istros	K 2822	4-98/2	+ 12 m	5	<i>Ostrea</i> sp.	1,20	0,30	2,87	0,46	45,5 ± 3,3	65	6	79	8
3 km südl. Lardos ⁽¹⁾	K 2824	6-98	+ 2,5 m	5	<i>Ostrea</i> sp.	1,00	0,30	1,22	0,22	36,6 ± 3,7	67	8	83	10

⁽¹⁾ Calcit, sehr unruhige Kurve (Datierung fraglich)
⁽²⁾ wahrscheinlich Obergrenze ESR-Datierung

Die Bestimmung der in den untersuchten Proben gespeicherten Äquivalenzdosis (D_E) erfolgte an ca. 20 Aliquots der Siebfraktion 150 - 250 µm zu je 200 mg. Vor dem vorsichtigen manuellen Zerkleinern der Proben wurden die äußeren Partien je nach Größe der Probe ein bis drei Stunden in 0,1%iger Salzsäure (HCl) unter jeweils halbstündigem Wechseln der Säure abgeätzt. Von den 20 Aliquots wurden anschließend 19 mit der ⁶⁰Co-Quelle der Strahlenklinik der Universität Düsseldorf bis maximal 110 Gy (K2812), bis 289 Gy (K2827 - K2823) und bis 712 Gy (K2833 - K2841)

bestrahlt. Von den Proben K2807, K2809, K2811 und K2818 wurden 36 - 39 Aliquots bis max. 303 bzw. 334 Gy bestrahlt. Die Dosisleistung der Strahlenquelle betrug 0,4 Gy/min (K2827 - K2841) bzw. 0,9 Gy/min (K2807 - 2813). Mit den ESR-Messungen wurde frühestens sechs Wochen nach der künstlichen Bestrahlung begonnen, damit eine eventuelle künstlich erzeugte anomale "Übersättigung" der ESR-Intensität (GRÜN 1989: 12) abklingen konnte. Die additive Dosis-Wirkungskurve wurde über eine softwaregesteuerte Messung der Signalamplituden erstellt.

ESR-Aufbaukurven aragonitischer Muschel- und Austernschalen können als Folge einer Überlagerung des Datierungssignales $g = 2,0006$ durch Nebensignale Inflexionspunkte besitzen, oberhalb derer das Kurvenwachstum erneut stark ansteigt. Daher wurden die oberhalb solcher Inflexionen gelegenen ESR-Meßwerte bei der D_E -Berechnung nicht verwendet, wie dies anderweitig bereits ausführlicher beschrieben wurde (SCHELLMANN 1998, SCHELLMANN & RADTKE 1997, SCHELLMANN & RADTKE 1999). Die D_E -Berechnungen wurden mit dem Programm "fit-sim" von GRÜN (Version 1993) durchgeführt.

Tab. 2: ESR-Alter pleistozäner Molluskenschalen (Muscheln und Austern) von Zypern

Lokalitäten	Labor-Nr.	Proben-Nr.	Höhe (Probe) (m ü. M.)	O-Isotopenstufe	Gattung, Art	U-Gehalt Muschel (ppm)	U Th K Sediment			Akkum. Dosis (ED) (Gy)	ESR-Alter			
							(ppm)	(ppm)	(ppm)	(%)	frühe U. (ka)	±	lineare U. (ka)	±
Kap Greco	K 2809	5-97	+ 3 m	7	<i>Glycymeris</i> sp.	0,90	0,30	1,21	0,39	120,2 ± 10,2	213	24	287	29
Kap Greco	K 2827	1-98/1	+ 3 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	1,00	0,70	1,30	0,39	77,5 ± 6,2	147	15	182	17
Kap Greco	K 2828	1-98/2	+ 3 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	1,20	1,30	1,40	0,35	111,3 ± 11,1	157	19	209	24
Kap Greco	K 2829	2-98	+ 3,5 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	1,20	2,20	1,20	0,20	124,4 ± 9,2	153	15	196	17
Kap Greco	K 2832	10-98	+ 7,5 m	5	<i>Spondylus</i> sp.	0,70	1,30	2,40	0,17	44,0 ± 2,8	69	5	78	6
Kap Greco	K 2830	4-98	+ 9,5 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	1,20	1,30	1,32	0,23	102,3 ± 4,1	134	10	171	11
Kap Greco	K 2812	3-97	+ 10 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	0,40	1,62	0,48	0,08	53,3 ± 3,9	105	9	105	9
Kap Greco	K 2810	2-97	+ 10 m	5	<i>Spondylus</i> sp.	0,81	0,84	0,24	0,05	72,5 ± 2,2	139	10	180	10
Kap Drepanon	K 2841	17-98	+ 15 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	0,80	1,35	1,90	0,28	72,4 ± 2,6	128	9	160	10
3,3 km nördl. Kap Drepanon	K 2835	13-98/1	+ 2,5 m	7	<i>Glycymeris</i> sp.	0,50	1,30	1,90	0,17	94,1 ± 4,5	189	14	189	14
3,3 km nördl. Kap Drepanon	K 2836	13-98/2	+ 2,5 m	7	<i>Glycymeris</i> sp.	0,50	1,30	1,90	0,17	95,2 ± 5,9	191	16	191	16
3,3 km nördl. Kap Drepanon	K 2837	14-98	+ 3 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	1,10	1,30	1,90	0,17	74,6 ± 2,3	116	8	150	9
3,3 km nördl. Kap Drepanon	K 2838	15-98	+ 3,5 m	5	<i>Glycymeris</i> sp.	0,90	1,40	2,40	0,30	45,8 ± 1,5	76	5	87	5

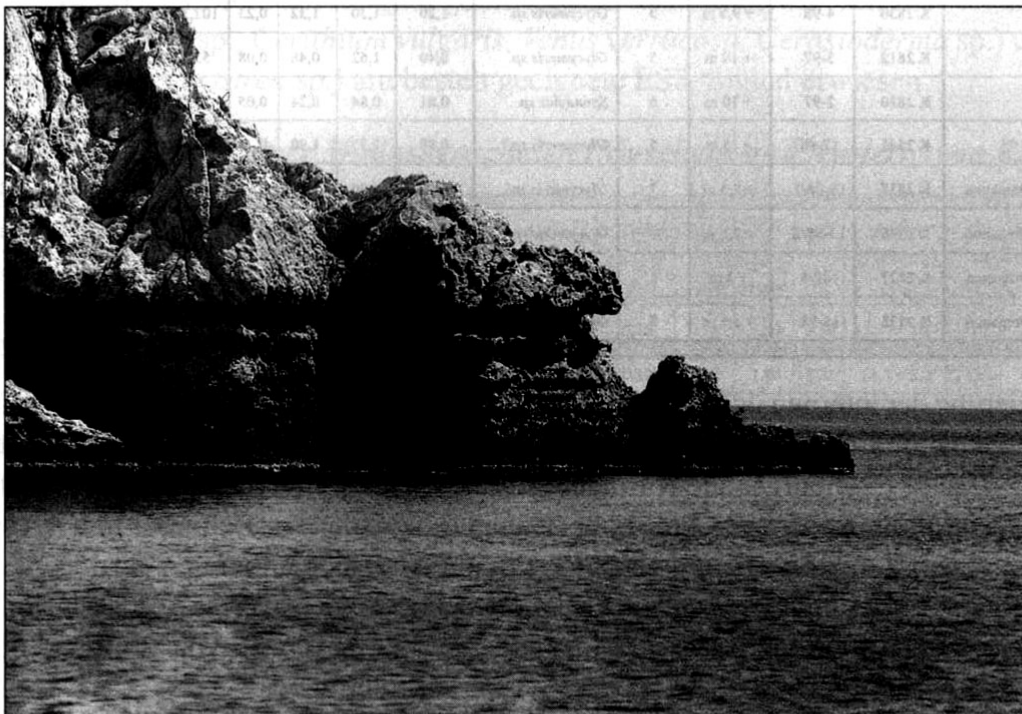
Die Quantifizierung der internen und externen Dosisraten erfolgte über die Urangelhalte der Muschel- und Austernschalen und über die Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte der Umgebungssedimente (Tab. 1, Tab. 2). Diese Elementgehalte wurden bestimmt mit Hilfe der NAA- (Uran, Thorium) bzw. ICP-Methode (Kalium) von der Fa. Xral Lab. (Kanada) bzw. der Fa. Bequerel Lab. (Australien). Sie gingen mit einem Fehlerquotienten von $\pm 10\%$ in die Altersberechnungen ein.

Die Wassergehalte der Umgebungssedimente wurden über Gewichtsverlust bei 105°C im Trockenschrank ermittelt und aufgerundet in Klassen von 3, 5, 5 - 10, 10 - 15 Vol.% mit einem Fehlerquotienten von $\pm 20\%$ in den Altersberechnungen berücksichtigt. Alle ESR-Alter wurden unter Verwendung einer α -Effektivität ("k-Faktor") von $0,1 \pm 0,02$ mit Hilfe des Programms "data7" von GRÜN (Version 1999) berechnet. Wie von SCHELLMANN & RADTKE (1997) anhand der hohen Urangelhalte holozäner Muschelschalen von der patagonischen Küste nachgewiesen werden konnte, nehmen diese Uran sehr frühzeitig innerhalb von weniger als 2000 - 6000 Jahren auf. Daher ist davon auszugehen, daß ESR-Alter, berechnet unter Annahme einer frühen Uranaufnahme, korrekter sein dürften.

3 Die Befunde auf Rhodos

Die zwischen 36° und $36^\circ 30' N$ gelegene Insel Rhodos weist bei einer Länge von 77 km und einer maximalen Breite von 38 km etwa 400 km lange Küsten auf. Die Literaturlage zum Küstenformenschatz ist hier ausgesprochen spärlich. Die erste wissenschaftliche Zusammenfassung findet sich in der Beschreibung der geologischen Karte von MUTTI et al. (1970). Es werden mindestens fünf pleistozäne Küstenterrassen erwähnt, wobei die am besten ausgebildeten bei +35 m, +75 m und +100 m liegen sollen. Zum Südwestteil der Insel soll diese Terrassenflucht absinken. Eine tyrrhene Fauna wurde nicht gefunden, und das Alter wurde meistens als unterstes Pliozän bis oberstes Pleistozän eingeschätzt aufgrund kälteanzeigender Fossilien in den entsprechenden Strandlagen. Erwähnt wird noch, daß südöstlich der Stadt Rhodos leichte und andauernde Hebungen durch im Beachrock eingebackene antike Scherben angezeigt sind. Jüngere holozäne Dislokationen werden sonst nicht beschrieben. Die zahlreichen, diese jungen Bewegungen ausweisenden Hohlkehlen wurden damals noch nicht erkannt. FLEMMING hat sich 1979/80 mit der Archäologie von Rhodos im Küstenbereich beschäftigt und führt aus, daß die antiken Steinbrüche sehr gute Indikatoren sind, weil sie immer nah an der Wasserlinie angelegt wurden. Er beschreibt, daß eine leichte Hebung bei Zimboule südöstlich von Rhodos-Stadt festzustellen ist. Die erste gründliche Untersuchung über holozäne Vertikalbewegungen legten dann PIRAZZOLI et al. (1982) vor. Sie identifizierten acht unterschiedlich bewegte Blöcke entlang der Ostküste, wobei die Bewegungen über mehrere 1000 Jahre reichen sollten. Datierungen wurden allerdings noch nicht beigebracht. Das geschah erst Ende der 80er Jahre (PIRAZZOLI 1988), wo erste ^{14}C -Daten im Zusammenhang mit herausgehobenen Hohlkehlen publiziert wurden (Abb. 1).

Abb. 1: *Jungholozän gehobene bioerosive Hohlkehlen bei Tsambika an der Ostküste von Rhodos*



Auch PIRAZZOLI beschreibt 1988 mehr oder weniger ertrunkene Steinbrüche, Scherben mit marinen Inkrustationen an der Ostküste und teilweise ertrunkene Ruinen, und er erkennt, daß die Steinbrüche wahrscheinlich nur während der Römerzeit genutzt werden konnten, weil später der Meeresspiegel höher lag. 1994 legt PIRAZZOLI eine Studie vor, die weitere Radiokarbondaten enthält, und er beschreibt die 8, maximal 12 km langen Einzelblöcke entlang der Ostküste, von denen jeder eine Eigenbewegung ausgeführt hat, detaillierter. Es finden sich an den Blöcken 1 bis 7

herausgehobene Hohlkehlen, zum Teil begleitet von Kalkalgensäumen. Insgesamt identifiziert er, wie auch später in einer Arbeit mit LABOREL und STIROS (PIRAZZOLI, LABOREL & STIROS 1996), ein Jojo-Displacement, d.h. eine mehrfache Auf- und Abbewegung der Küstenblöcke innerhalb eines längeren Hebungszyklus, der heute die meisten Hohlkehlen über den Meeresspiegel gebracht hat. Auffälligerweise findet sich aber keine Datierung für den sogenannten "Early Byzantine Tectonic Paroxysm (EBTP)", der auf gewaltige Erdbewegungen im östlichen Mittelmeergebiet am Beispiel von Kreta auf das Jahr 365 n.Chr. datiert werden konnte. STIROS geht 1996 schließlich in einer kürzeren Arbeit auch auf diese gehobenen "notches" ein und schließt, daß in den letzten 4000 Jahren stabile eustatische, aber äußerst instabile neotektonische Verhältnisse geherrscht haben. Diesen recht zahlreichen absoluten Radiokarbondaten für das Holozän und den ihnen zuzuordnenden Krustenbewegungen von einigen Metern steht gegenüber, daß es für das Pleistozän keine einzige absolute Datierung gibt. Die jüngste Arbeit zum Pleistozän von Rhodos (DERMITZAKIS & GEORGIADIS-DIKEOULIA 1992) erwähnt südöstlich der Stadt Rhodos drei Terrassen bei +12-15 m, +40 m und +50-70 m, bei Kallithea solche mit Grottenleisten bei +12-15 m, +25-30 m und +40-50 m, die unterste mit *Cyprina islandica* des Calabrien. Zwischen Kap Ladiko und Lindos beschreiben sie weitere Terrassen, Grottenleisten und Bohrmuschellöcher bei +12-15 m, +25-30 m und +50-70 m sowie mehrere Terrassen bei Lindos selbst, wobei dort sowohl am Hafen wie auch noch in +48-50 m Höhe *Hyalinea balthica* als Beleg für das kältere ältere Pleistozän auftreten soll.

Die eigenen Feldarbeiten waren zunächst darauf gerichtet, festzustellen, welche Meeresablagerungen und Meeresterrassen überhaupt zu finden sind, wie sie sich im Raume verteilen, welche von ihnen Fossilien enthalten, die zur absoluten Datierung genutzt werden könnten, und wo diese Datierung zunächst anzusetzen hat.

Abb. 2: Die Lage von holozänen Beachrocks, gehobenen holozänen Hohlkehlen und pleistozänen Küstenlinien auf der Insel Rhodos

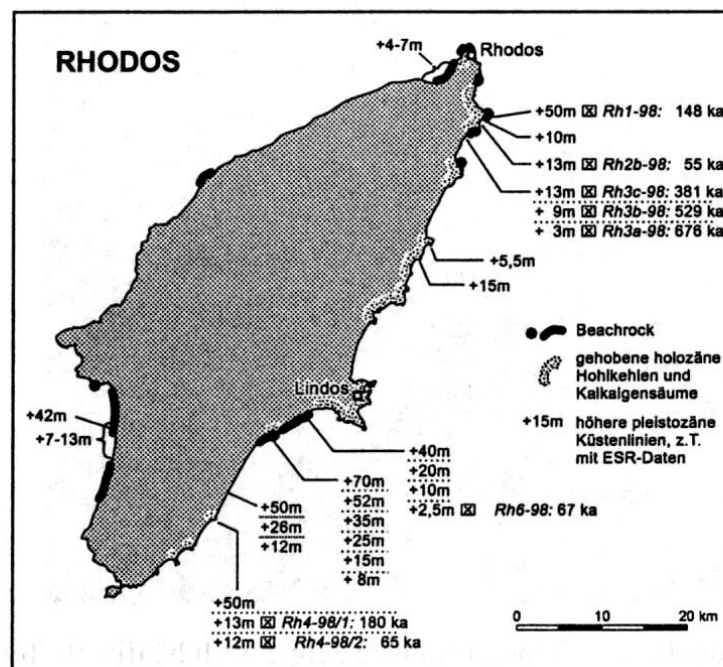


Abb. 2 unterrichtet von der Situation. Erkennbar wird, daß entlang der Ostküste an zahlreichen Stellen holozäne Hebungen in Form von Hohlkehlen und Kalkalgensäumen belegt sind, diese aber der Westküste praktisch vollständig fehlen. Eingetragen sind auch noch Beachrockvorkommen, die im Gegensatz zu den Vertikaldislokationen bei den "notches" eher für horizontale Verschiebungen der Küstenlinien sprechen. Beide zusammen geben ein dreidimensionales Bild für das Holozän ab.

Sodann sind eingetragen die mit Sicherheit im Gelände erkennbaren Positionen quartärer Küstenlinien. Das sind an der Westküste ausgesprochen wenige Lokalitäten, so direkt westlich von Rhodos-Stadt eine ausgedehnte Terrasse zwischen +4 m und +7 m und im Südwesten 2 Terrassen, eine breitere bei +7 m bis +13 m und in Resten eine weitere bei +42 m. An der Ostküste - entsprechend auch der jüngeren Heraushebung - sind die Terrassenspuren erheblich vielfältiger. Sie befinden sich zwischen wenigen Metern ü.M. bis in Höhen von über +50 m. An einigen Stellen im Südosten kann ihre Zahl fünf oder sechs erreichen, die unteren sind aber jeweils besser ausgebildet. Die obersten Terrassen bzw. diejenigen, die von MUTTI et al. (1970) in Höhenlagen von +75 m und +100 m beschrieben werden (gelegentlich auch darüber) sind nach Feldbefunden Reste von Fußflächen und Fußflächensystemen, die nur gelegentlich an den äußersten meerwärtigen Rändern auch Reste von Bruchschill enthalten können, aufgrund ihrer Neigung und ihrer extremen Ausdehnung aber sicher nicht durch marine Abrasion angelegt sind.

Abb. 3: Viele Meter mächtige Strandablagerungen aus dem Mittelpleistozän nördlich des Falirakistrand an der Ostküste von Rhodos

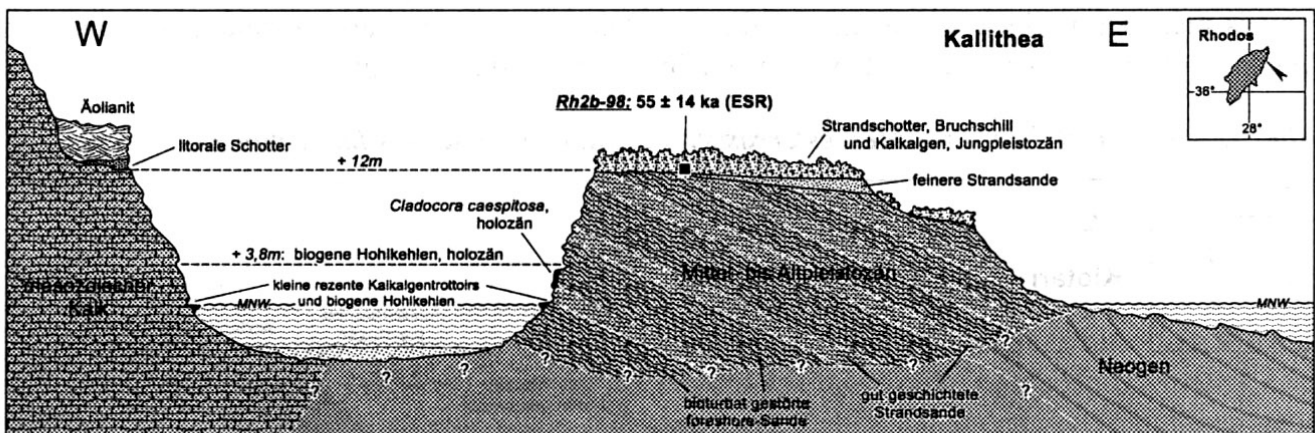


Die Meeresspiegelstände der rhodischen Ostküste zeigen sich häufig als Terrassentreppen, wobei die Sedimentlagen einzelner Terrassen oft deutlich diskordant schräggestelltem Neogen oder älteren Schiefen aufliegen, manchmal mit Transgressionskonglomeraten an der Basis. Sie enthalten entweder Bruchschill oder seltener *in situ* befindliche Austernbänke, wie das etwa im Profil von Kiotari der Fall ist, wo alleine fünf Terrassen auftreten, und die oberste mehrere Austernbänke enthält (siehe Abb. 6). Leider eignete sich deren Material nicht für eine absolute Datierung. Sie würden wahrscheinlich auch durch ESR altersmäßig nicht mehr erfaßt. Die Abb. 3-7 unterrichten von der

morphologischen Ausprägung einzelner Profile, Abb. 2 von der Lage und der absoluten Position pleistozäner Spuren. Hier sind auch alle neu gewonnenen ESR-Datierungen angegeben (siehe auch Tab. 1). Es zeigt sich dabei, daß das Niveau um +10 m, +12 m oder gar +15 m sowie die tieferliegenden Alter von ca. 65.000 Jahren aufweisen, was ihre Einstufung in das ausgehende letzte Interglazial (O-Isotopenstufe 5) rechtfertigt. Im Falle des Kap Istros finden sich Daten bei der Terrasse von +12-15 m Höhe, die sowohl in das letzte (O-Isotopenstufe 5) wie auch in das vorletzte Interglazial (O-Isotopenstufe 7) verweisen (Abb. 7). Da Einzelschalen datiert wurden, ist nicht auszuschließen, daß hier auch älteres Material aufgearbeitet worden ist.

Südöstlich Rhodos (2,5 km N Kallithea) wurde bei +50 m Höhe ü.M. eine Muschelschale auf 148 ± 24 ka datiert, ebenfalls ein Hinweis auf ein letztinterglaziales Alter der Terrasse. Es handelt sich um eine mehrere Meter mächtige Schillage auf einer Terrasse, diskordant auf Altpleistozän oder Neogen. Diese Terrasse fällt nach Süden bis zu einem ca. 15 m hohen Kliff ab. Eine große Sedimentfolge etwas weiter im Süden (Kap nördlich des langen Faliraki-Strandes) ergibt sogar in einem mächtigen, mindestens zwischen +3 m und +14 m liegenden Sedimentstapel (Abb. 3), der durchgehend fossilführend ist, sehr hohe Alter von ca. 381 ± 31 ka bis ca. 676 ± 110 ka an der Basis (siehe Tab. 1). Es ist natürlich die Frage zu stellen, ob diese Alter durch Elektronenspin-Resonanz-Datierung noch hinreichend genau erfaßbar sind. Sie belegen aber zweifellos einen älteren mittelpleistozänen Transgressionszyklus, älter als die O-Isotopenstufe 9. Auf einen ähnlichen Sachverhalt deuten auch die Ergebnisse von DERMITZAKIS & GEORGIADIS-DIKEOULIA (1992) hin, welche bei Kallithea (siehe Abb. 4) in der Basisschicht *Cyprina islandica* beschreiben, die von uns allerdings nicht gefunden wurde (dafür sehr große *Pecten maximus*, die ebenfalls typisch für das ältere Pleistozän sind).

Abb. 4: Pleistozäne Küstenablagerungen bei den Thermen von Kallithea, Ostküste von Rhodos



Am Ausgang des Lardos-Tales südlich der Lindos-Halbinsel (siehe Abb. 5) scheint sich zunächst das Profil von Kallithea (schräggestellte meerwärts fallende Schichten an der Basis mit flach einfallender diskordanter Auflagerung) zu wiederholen. Allerdings befinden sich hier keine marinen/litoralen Sedimente, sondern ausschließlich Flußschotter. Sie spiegeln wahrscheinlich die unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen zwischen tiefliegendem kaltzeitlichen und hochliegendem warmzeitlichen Meeresspiegel wider. Die heutige Tiefenlinie des Tales ist auf einen hohen Meeresspiegel eingestellt, der schräg aufgebaute Terrassenkörper auf einen tiefen. Dieses kann allerdings nicht der letztglaziale sein, weil die deckende Grobschotterschicht jünger ist und ihrerseits auf einen hohen Meeresspiegel deutet. Der schrägliegende Terrassenkörper müßte daher mindestens dem vorletzten Glazial angehören, die Deckschicht eventuell dem Eem. Knapp südlich des Tal-ausganges zeigen Verflachungen im mesozoischen Kalk bei ca. +20 m und +40 m ehemalige

Meeresterrassen an, die untersten Spuren eines alten Strandes im Gelände sind kleine Abkantungen und Verflachungen an der schrägen Felsküste mit Molluskenresten bei ca. +2-3 m, datiert auf 67 ± 8 ka (Tab. 1: Rh 6-98).

Abb. 5: Ablagerungen an der Mündung des Tales von Lardos im Osten von Rhodos und ihre Beziehungen zu verschiedenen Meeresniveaus

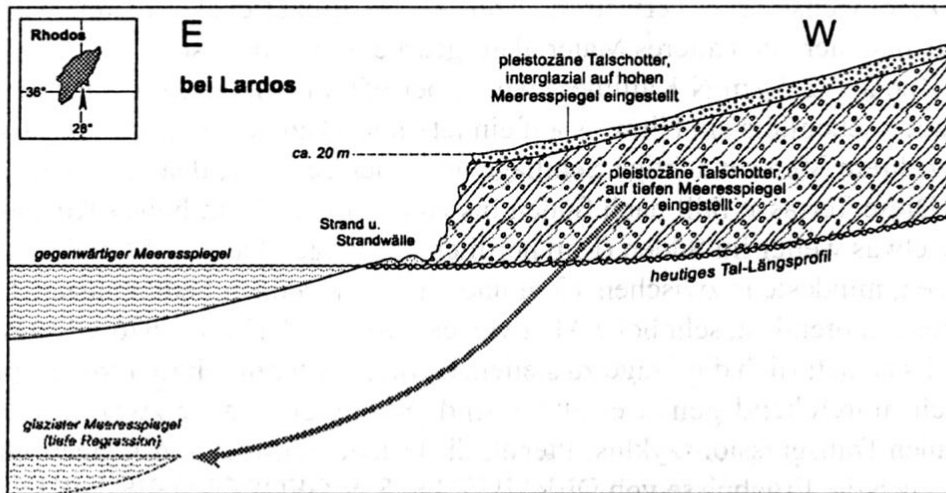
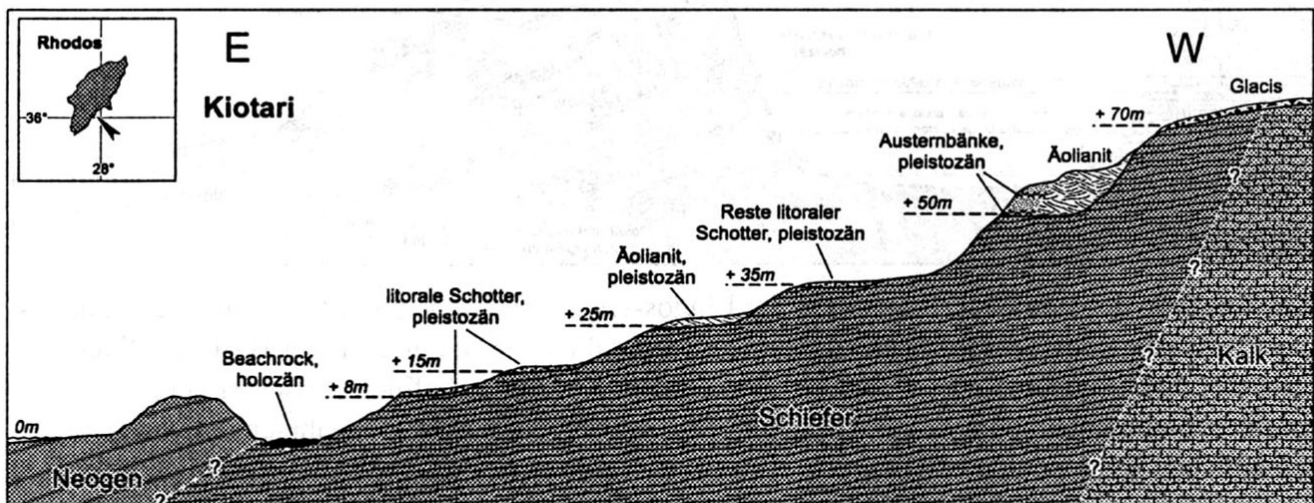


Abb. 6 unterrichtet über die Terrassenfolge bei Kiotari. Deutlich sind hier die diskordanten Ablagerungen pleistozäner Strände (gelegentlich mit Transgressionskonglomeraten, Austernbänken *in situ* und deckenden Äolianitresten). Die jeweilige Abrasionsleistung in dieser offenen Küstenlage war - sichtbar an der Breite der zugehörigen Terrassen - nicht besonders groß, auch das ein Hinweis darauf, extrem ausgedehnte Verflachungen in höheren Lagen ohne positiven Sedimentbeweis nicht zu marinen Terrassen zu erklären. Auch hier bei Kiotari handelt es sich bei den Verebnungen um +70 m und +100 m wahrscheinlich um Reste alter Fußflächen.

Abb. 6: Abfolge pleistozäner Meeresterrassen bei Kiotari an der Ostküste von Rhodos

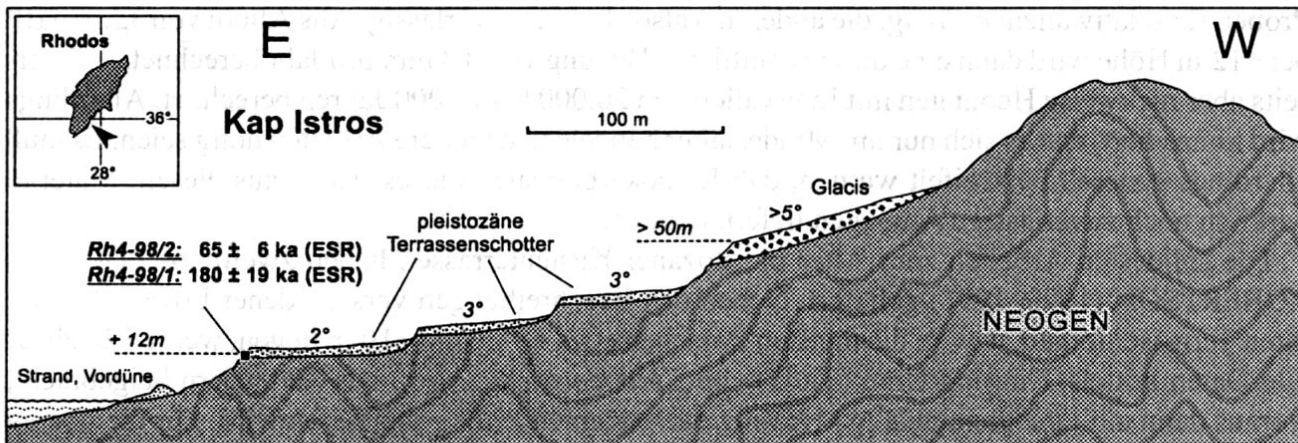


Von Kiotari nach Süden ist die Terrassierung recht gut erhalten. Das Profil von Kap Istros (Abb. 7) zeigt ihre immer noch ähnliche Höhenlage.

Die Ergebnisse dieser kleinen Pilotstudie für Rhodos deuten darauf hin, daß lokal ausgesprochen unterschiedliche Höhenlagen der pleistozänen Terrassen zu finden sind, wobei die unteren im Bereich von +10 m (bzw. zwischen +8 m bis +12 m oder +15 m) noch relativ gut erhalten sind und oft Fossilien führen. Die obersten sind dagegen nur noch lokal erkennbar.

Weiter wurde deutlich, daß die enthaltenen Fossilreste immerhin eine größere Spanne des jüngeren bis mittleren Quartärs abdecken, soweit sie per ESR datiert werden konnten, daß es sich also lohnt, eine systematische Erfassung und Datierung mit erheblich größerem Probenvolumen durchzuführen. Die Ergebnisse hätten dann auch bei der Korrelation die für das Holozän nachgewiesenen neotektonischen Dislokationen von vielen Metern im Bereich weniger Jahrtausende zu berücksichtigen, die ja sicher auch in allen älteren Formen und Ablagerungen stecken. Aufgrund der allein für das Holozän nachgewiesenen Jojo-Bewegungen (aufwärts und abwärts jeweils im Ausmaß von etlichen Metern) ist allerdings jede Art altimetrischer Korrelation vollkommen ausgeschlossen. Eine Datierung kann sich damit fast ausschließlich auf absolute Alter in jedem Profil stützen. Ob die Muscheln dabei so lange erhalten bleiben, daß sie bei späteren Meeresspiegelständen wieder aufgearbeitet werden, wie es das Profil von Kap Istros andeutet, kann von vornherein nicht ausgeschlossen werden. Hinsichtlich der Neotektonik ergibt sich für Rhodos ein ähnliches Bild wie für Kreta (vgl. KELLETAT 1979): länger andauernde Hebung der Küsten an der Außenfront des Inselbogens (hier: Ostküste) und Zurücksinken der *back-arc*-Küsten, die häufig gar keine Spuren höherer Meeresspiegelstände aufweisen.

Abb. 7: Abfolge pleistozäner Meeresterrassen beim Kap Istros an der Ostküste von Rhodos



4 Untersuchungen und Befunde von Zypern

Die Insel Zypern hat im Vergleich zu Rhodos eine erheblich intensivere geologische und geomorphologische Bearbeitung erfahren, insbesondere im Hinblick auf die zahlreichen Metall- und Erzvorkommen des Troodos-Gebirges, die bereits seit der Antike ausgebeutet wurden. Die sehr komplizierte Geologie an einer Nahtstelle von zwei Platten hat zudem zu vielfältigen geotektonischen Interpretationen gereizt. Allerdings sind die älteren Arbeiten aus dem Anfang der sechziger Jahre ganz in einer starren Vorstellung von überall im Mittelmeer in gleichartiger Höhe befindlicher konsequenter Terrassenabfolge vom Altquartär (oben) zum Jungquartär (unten) - mit entsprechenden Leitfossilien - behaftet. So beschreiben BIROT & VAUMAS (1963) Fußflächen, auf denen *Strombus* liegen sollen, auch Calabrien auf Glacis und tyrrhene Terrassen bei etwa +10 m. VAUMAS (1965) macht dann Angaben über 4 Meeresterrassen, die bis zu etlichen 100 m ü. M. reichen sollen, PANTAZIS (1966) findet drei marine Terrassen, davon in +12 m Höhe ein Tyrrhen II mit *Strombus bubonius*, welche in Rhodos überhaupt noch nicht gefunden wurden, sowie Tyrrhen II ohne *Strombus bubonius* bei +35 m und Sicilien bei +75 m. Alles dieses geschieht mit altimetrischer Einordnung im Vergleich mit anderen Mittelmeerküsten und ohne jeden absoluten Beleg. Das gleiche zeigt sich bei DUCLOZ (1967), der an der Nordküste Zyperns Terrassen bei +230 m, +185 m, +140 m und +50 m, +20 m und +5 m findet, doch genaue Lokalisationsangaben lassen sich daraus nicht gewinnen. TURNER (1971) beschreibt in einer Höhenlage von +183 m bis +244 m, allerdings

ohne genaue Ortsangabe, ein Calabrien mit *Hyalinea balthica*. Die unteren Terrassen gliedert er in das Versilien von +3 m bis +4 m, das Tyrrhen III von +4 m bis +6 m, das Tyrrhen II von +12 m bis +21 m und das Tyrrhen I von +36 m bis +43 m, dann Milazzo mit +49 m bis +75 m, Sicilien mit +61 m bis +91 m und das bereits erwähnte Calabrien mit +183 m bis +244 m. Die höchste Terrasse bei +305 m bis +366 m ordnet er in das Mittelpliozän. Dabei wird behauptet, daß alle Niveaus marine Ablagerungen haben, das Tyrrhen-II-Niveau auch *Strombus* und *Cladocora* führen. Da genaue Lokalitäten nicht beschrieben werden, ist diese Publikation nur sehr schwer nachzuvollziehen. DREGHORN beschäftigt sich 1981 eher mit historischen Bewegungen, die er anhand dislozierter oder zerbrochener Beachrockstreifen, aber auch niedriger Terrassen rekonstruiert, die bei +3 m, +5 m, +10 m, und +20 m liegen sollen und bis 1 km Breite aufweisen. An der Nordküste findet er Terrassen bei +4 m, +12 m und +21 m. VITA-FINZI (1990) bearbeitete das westliche Zypern und beschreibt von dort 6 pleistozäne Küstenterrassen zwischen +5 m und +350 m, während bei Paphos die Höhenlagen 0 bis +20 m, +50 m und +100 m sein sollen. Bei Coral Bay erwähnt er eine Verebnung bei +7 m, bei Loutra Aphroditis im Nordwesten eine weitere bei +12 m und bei Jeroskopi östlich von Paphos eine solche bei +25 m. Radiokarbondaten stellt er in Tab. 1 (VITA-FINZI 1990: 137) zusammen, zehn Daten insgesamt, die meistens aus +10 m bis +13 m Höhe (insgesamt aus +3,6 m bis 30 m Höhe) kommen und Alter von 30.270 BP bis über 44.240 BP haben. Er hält davon nur vier Proben für relativ unzuverlässig, die anderen 6 also eher für zuverlässig. Aus Altern von 32.000 BP bei +12 m Höhe wird dann eine durchschnittliche Hebung von 0,4 mm pro Jahr berechnet, andererseits aber ruckweise Hebungen mit Intervallen von 20.000 bis 11.000 Jahren berechnet. Allerdings wird konzediert, daß es sich nur um Mindestalter handele und weitere Arbeiten nötig seien. Es muß allerdings generell bezweifelt werden, daß Radiokarbondaten dieses Alters aus diesem Material wirklich noch zuverlässige Aussagen liefern können.

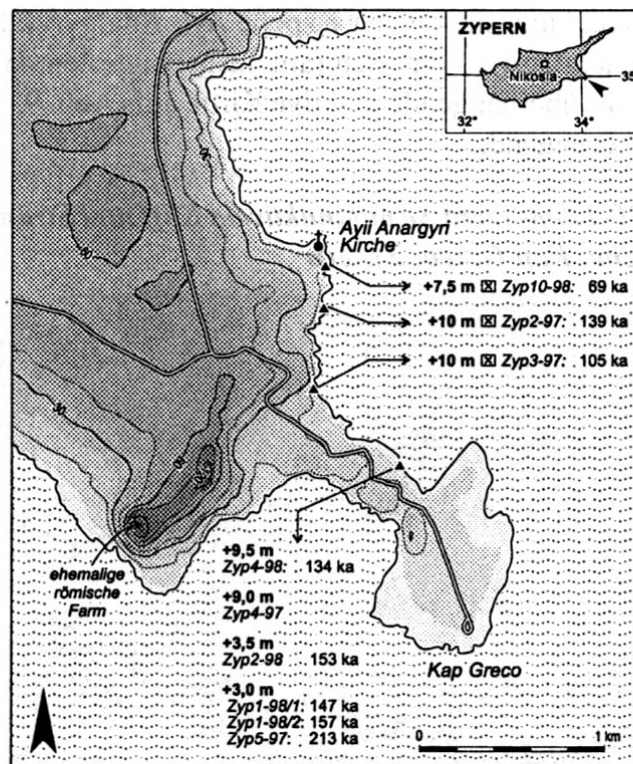
Die solidesten Arbeiten zum Alter pleistozäner Küstenterrassen haben zweifellos POOLE & ROBERTSON (1990, 1991) geliefert. Neben den Beschreibungen verschiedener Lokalitäten mit ihren Terrassenfolgen, wovon die meisten zwischen etwa +3 m und +10 m liegen, werden 28 absolute Daten mittels Thorium-Uran (Th/U) von *Cladocora caespitosa* aus Südzypern beigebracht, woraus dann auf eine gleichmäßige Hebung der gesamten Insel geschlossen wird. Für die oberen Terrassen um +8 m bis +11 m liegen die Daten bei 141 - 300 ka. Zehn weitere Daten aus Höhenlagen von unter +3 m von Paphos und Dekelia ergeben Alter von 108 - 138 ka. Dabei wird davon ausgegangen, daß *Cladocora*, welche in Stöcken von 1 bis 2 m Durchmesser in ganzen Kolonien gefunden wurde (was uns im Gelände nicht gelang), in einer Wassertiefe bis 10 m gewachsen sind. Daraus wird dann auf die Höhenlage des eem-zeitlichen Meeresspiegels geschlossen. Auch in der Arbeit von POOLE & ROBERTSON (1991) ergeben sich Th/U-Datierungen bei +3 m oder etwas tiefer, die im Eem liegen, und um 10 m höher Datierungen aus dem Holstein, dem vorletzten Inter-glazial. Höhere Terrassen, die noch gefunden wurden bei +50 m bis +60 m, +100 m bis +110 m und +350 m bis +360 m im Süden Zyperns haben nach Angaben beider Autoren zwar noch Fossilien und Kalkalgen, aber kein für Th/U-Datierungen geeignetes Material. Beschrieben wird auch, daß auf den fossilführenden marinen bzw. litoralen Ablagerungen häufig Äolianite zu finden sind. Ihre Aussage (POOLE & ROBERTSON 1991: 919), daß *Cladocora* vom Pliozän bis ins jüngste Pleistozän vorkommt, nicht aber im Holozän, läßt sich durch unsere Beobachtungen bei Kallithea auf Rhodos, wo *Cladocora*-Stöcke auch an holozänen "notches" hängen, eindeutig widerlegen. Ebenfalls widersprechen unsere Feldbeobachtungen den Angaben, daß weit über +60 m Höhe marine Terrassen vorhanden sein sollen. Bei den Verflachungen in +100 m oder gar in über +350 m Höhe, die häufig extrem ausgedehnt sind (jedenfalls wenn man ihre Reste zusammenkartiert) und Breiten von mehr als 1 km erreichen können, handelt es sich um meerwärts abdachende Fußflächenreste, die wahrscheinlich in das Präpleistozän zurückreichen. GREENSMITH zitiert in seiner kleinen Monographie von 1994 über die Geologie Zyperns die Th/U-Daten von POOLE & ROBERTSON

und erwähnt mindestens vier Terrassen. Am besten erhalten sind jene zwischen +8 m bis +11 m und um +25 m, so bei Coral Bay, Agios Georgios oder Gouvenors Beach östlich von Limassol. Die höchsten Ebenen bei +350 m stellt er ins Pliozän, aber die zwischen +100 m und +160 m bereits ins Pleistozän.

4.1 Küstenterrassen im Süden Zyperns im Überblick

Unsere eigenen Feldarbeiten beschränken sich auf den südlichen Teil Zyperns mit Schwerpunkt im Südosten um das Kap Greco und im äußersten Westen zwischen Paphos und der Akamas-Halbinsel. Aber auch dazwischen wurden Beobachtungen angestellt, so um das antike Amathous, auf dem großen Isthmus südlich Limassol oder im Bereich von Petra tou Romiou. Wie die Abbildungen und die beigegebenen Karten belegen, finden auch wir eine große Fülle verschiedener Terrassen, allerdings nicht in so großen altimetrischen Sprüngen wie bisher in der Literatur angegeben und schon gar nicht bis in außergewöhnliche Höhen von weit über 100 m. Die dort befindlichen Flachformen werden von uns als Reste von Fußflächen identifiziert, so zum Beispiel auf der Akamas-Halbinsel bereits deutlich unter +100 m ü.M. Die höchsten eindeutig marinen Terrassen und Ablagerungen reichen hier kaum über +50 m hinaus. Neben der Feldaufnahme dieser morphologischen Befunde, ihrer Zuordnung zu marinen oder litoralen Geschehnissen bzw. terrestrischen Abtragungsereignissen längerer Zeit (wie der Fußflächen) haben wir uns auch bemüht, den Fossilinhalt aufzunehmen, die Stratigraphie genauer darzustellen, was insbesondere an einzelnen ergiebigeren Profilen vom Kap Greco und der Region Paphos - Akamas gelang, sowie erstmalig absolute Datierungen mittels ESR beizubringen, ebenfalls schwerpunktmäßig von den beiden genannten Regionen.

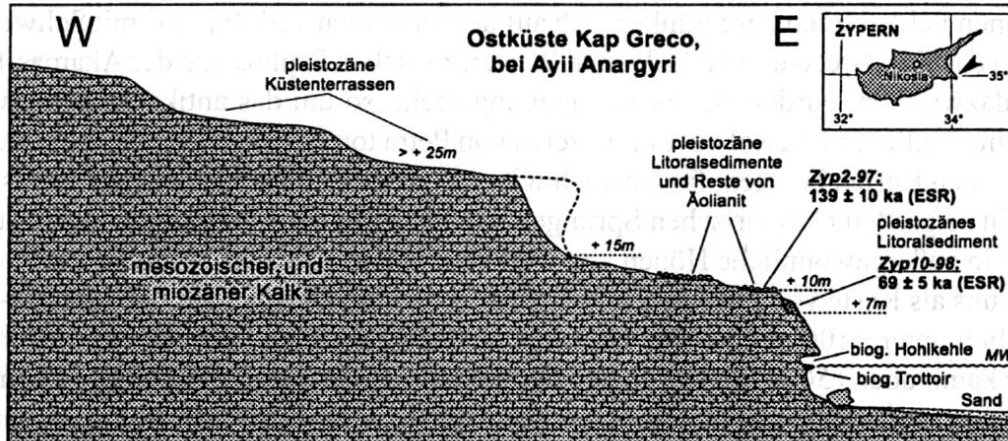
Abb. 8: Die Lage ESR-datierter pleistozäner Küstenablagerungen am Kap Greco, Zypern



Im Gegensatz zu den Ergebnissen von POOLE & ROBERTSON (1990, 1991), die mittels Th/U-Altersbestimmungen an *Cladocora caespitosa* die untere Terrasse bei +2 m bis +3 m immer ins Eem (das letzte Interglazial) und die höhere um +10 m in das vorletzte Interglazial stellen, finden wir eine Häufung von ESR-Daten an *Glycymeris* und *Spondylus*, welche auch für das Niveau um +10 m letztinterglaziale Alter angeben. Im Bereich von Kap Greco gibt es entgegen der Aussage

von POOLE & ROBERTSON (1990) bei +2 m bis +3 m gar keine entsprechende Meeresspiegel-lage, dafür im Holozän eine ausgeprägte biogene Hohlkehle, oft mit zugehörigem Trottoir, die von längerer tektonischer Stabilität bei relativ konstantem Meeresspiegel Zeugnis ablegt.

Abb. 9: Pleistozäne Meeresniveaus an der Ostküste des Kap Greco, Zypern



4.2 Die untersuchten Küstenlokalitäten im einzelnen

Das Kap Greco im äußersten Südosten Zyperns (Abb. 8-12) besteht an der Wurzel aus harten Kalken, am schmalen Isthmus treten im Osten pleistozäne kaum verfestigte Litoralsedimente auf, einem niedrigen Sockel aus Neogen und Kalkalgen aufliegend (Abb. 11) und überdeckt von pleistozänen und holozänen Äolianiten. Das Kap selbst besteht aus ins Meer eintauchenden pleistozänen Äolianiten. An der Ostküste um und südlich der Kapelle Ayii Anargyri fallen besonders die scharf eingeschnittenen, wenig geneigten Felsterrassen (am ausgeprägtesten das Niveau um +10-12 m) und zugehörige senkrechte bis überhängende inaktive Kliffe auf (Abb. 9, Abb. 10), wiederum eine mäßige Abrasionsleistung bezeugend.

Abb. 10: Jungpleistozäne 10-12-m-Terrasse mit inaktivem Kliff und Strandablagerungen, südlich der Anargyri-Kirche, Kap Greco, Zypern



Auf den Terrassen finden sich regelhaft Reste von Schillagen, die datierbares Material enthalten. In der relativ mächtigen, gut differenzierten Folge des +10 m bis +11 m hohen litoralen Sedimentstapels (Abb. 9, Abb. 10) weist die Mehrzahl der ESR-Daten eindeutig auf eine Ablagerung während des letztinterglazialen Transgressionsmaximums (O-Isotopenstufe 5e) hin. Die ins vorletzte Interglazial datierte Einzelschale einer *Glycymeris* (Tab. 2: Zyp 5-97) wurde dabei wahrscheinlich aus älteren Sedimenten umgelagert. Die in der direkten Nachbarschaft befindlichen Niveaus deutlich oberhalb von +12 m, welche auch im harten Kalk als Terrassen und alte Kliffe gut sichtbar sind, dürften wahrscheinlich schon vor dem letzten Interglazial entstanden sein.

Abb. 11: Leicht schematisierte Skizze der Stratigraphie an der NE-Küste des Isthmus von Kap Greco, Zypern (Blick vom See)

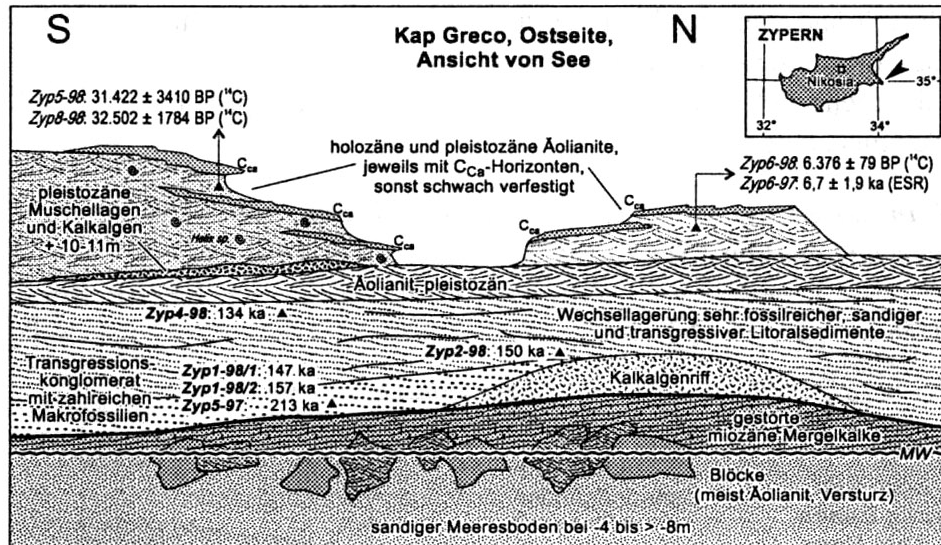
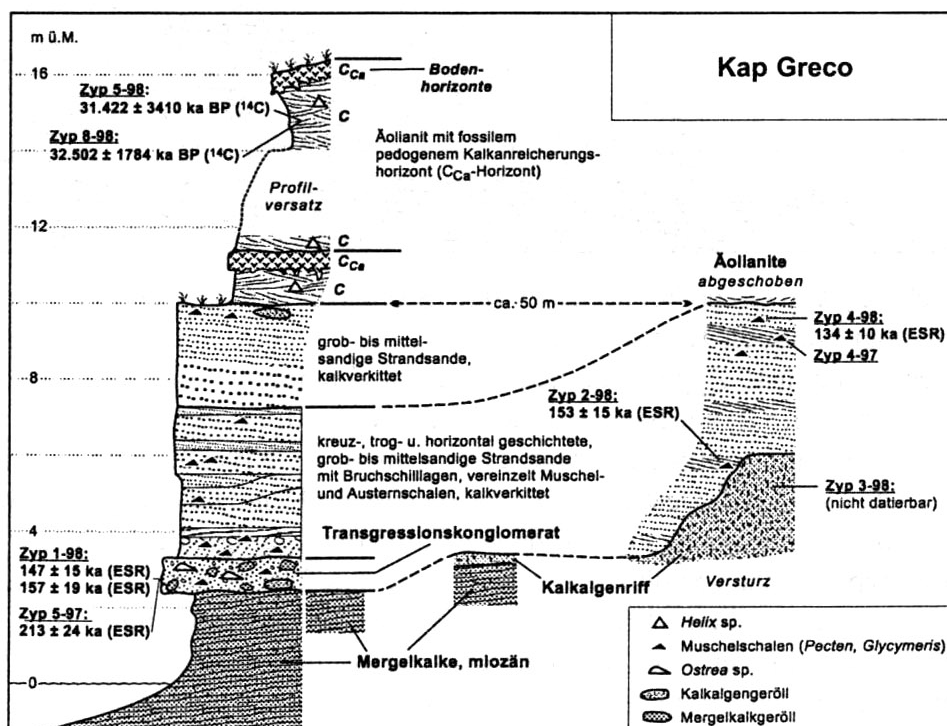
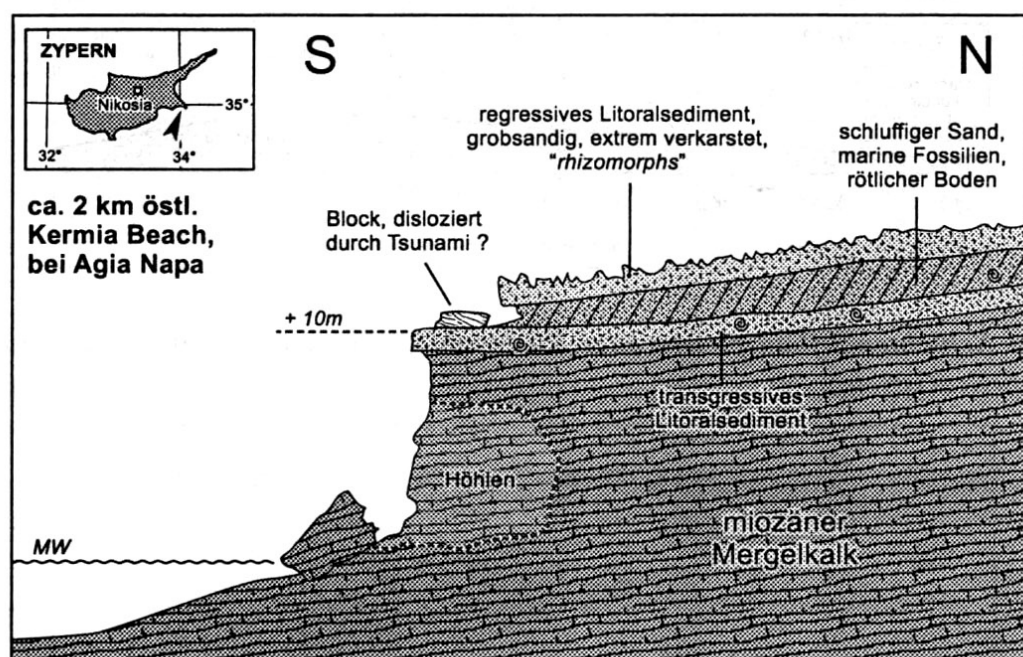


Abb. 12: Der Schichtenaufbau pleistozäner Küstenablagerungen am Isthmus von Kap Greco, Zypern (Ostseite)



An der aktiven Kliffböschung finden sich an einer Stelle wenig südlich der Kapelle Ayii Anargyri bei ca. +7 m Reste von Kalkalgensäumen mit *Spondylus* und anderen Austernschalen. Das ESR-Alter einer solchen *Spondylus*-Schale von 69 ka (Tab. 2: Zyp 10-98) weist darauf hin, daß diese Kalkalgensäume im ausgehenden letzten Interglazial während eines Regressionsstillstandes entstanden. Natürlich muß berücksichtigt werden, daß die südwärts untertauchenden pleistozänen Äolianite auf eine entsprechende alte Meeresspiegellage unter dem jetzigen Niveau deuten, also mehrere ältere Niveaus hier dokumentiert sind. Gleichzeitig ist ein recht starker Milieuwandel während der letztinterglazialen Transgressionsfolge zu belegen (Abb. 12), nämlich zunächst ein sedimentfreies Milieu beim Aufwachsen der basalen Kalkalgenriffe, dann ein sedimentreiches zum Auftrag der viele Meter mächtigen Litoralfolgen, wobei die Herkunft der Sedimente eher aus dem Foreshore-Bereich als vom Lande zu denken ist, und letztlich - im Gegensatz zu der heutigen Kliffsituation ohne Strände - ein solches mit breiteren Lockermaterialstränden, welche die deckenden Äolianitlagen hervorbrachten. Auch im mittleren Holozän muß es solche Dispositionen gegeben haben, wovon die mehrzyklischen holozänen Äolianite (mit entsprechenden ^{14}C -Alten an *Helix*, vgl. Abb. 12) Zeugnis ablegen.

Abb. 13: Profil an der Steilküste östlich Kermia Beach zwischen Agia Napa und Kap Greco, SE-Zypern (Lokalität "Sea Caves")



Ca. 2 km westlich des Kap Greco bei der Lokalität "Sea Caves" (Abb. 13) findet sich das Niveau um +10-12 m in einer breiteren Terrasse wieder.

An der mittleren Südküste Zyperns östlich Limassol (Lemessos) unterhalb der antiken Stadt Amathous ist bei nur +1-1,5 m auf Neogen eine deutliche Plattform eingeschliffen (Abb. 14), die ältere litorale Schotter mit Mollusken trägt. Dieses niedrige Niveau, welches bei POOLE & ROBERTSON (1990, 1991) in das letzte Interglazial datiert wurde und für den ganzen Süden Zyperns genannt wird, ist von uns nur noch in der Nähe des Flughafens Paphos beobachtet worden.

Im Westen der zypriotischen Südküste um die "Aphroditefelsen" Petra tou Romiou ist an den teilweise über 30 m hohen steilen Kliffen im Neogen eine lebhafte und andauernde Gipstektonik festzustellen, die es ohnehin verbietet, altimetrische Terrassenkorrelationen vorzunehmen. Wenig westlich der genannten Felsen fallen pleistozäne Meeresniveaus in verschiedenen Anschnitten auf,

die teilweise extrem gut gerundete Schotter mit Durchmessern von über 40 cm aufweisen. Diese bestehen z.T. aus Diorit und anderen Erstarrungsgesteinen, welche aus dem zentralen Troodosgebirge stammen müssen.

Abb. 14: Niedrig liegende (1-2 m ü.M.) jungpleistozäne Abrasionsterrasse mit korrelierten Strand-schottern unterhalb des antiken Amathous, E Lemessos, Zypern



Auch hier sind die zugehörigen Abrasionsleistungen (auf wenig widerstandsfähigem Neogen) bescheiden, gelegentlich übersteigen sie nicht einmal 5-10 m. Die meisten dieser zwischen ca. +10 m und über +30 m liegenden Niveaus weisen Makrofossilien auf. Allerdings wurden weder hier noch an den sehr zahlreichen besuchten Litoralablagerungen weiter im Westen *Strombus bubonius* gefunden, welche in der Literatur als für Zypern häufig vorkommend erwähnt sind. Auch die großen Stöcke von *Cladocora caespitosa*, an denen POOLE & ROBERTSON ihre Th/U-Daten gewonnen haben, wurden nicht beobachtet. Von den "Aphroditefelsen" nach Westen über Paphos hinaus bis zur Akamas-Halbinsel (Abb. 15) sind die unteren Niveaus - besonders im Zusammenhang mit Talausgängen - flächenmäßig sehr ausgedehnt, ohne daß darin eine größere Abrasionsleistung zu sehen wäre. Es handelt sich lediglich um weite und flache Sedimentationsräume während der früheren Meeresspiegelhochstände. Die zugehörigen Kliffe allerdings sind durch menschliche Eingriffe, vor allem Wegebau und Ackerterrassen, weitgehend überprägt worden. Bereits südlich Paphos fallen die äolianitgekrönten höheren Niveaus auf, und diese verfestigten äolischen pleistozänen Ablagerungen sind dann bis zur Wurzel der Akamas-Halbinsel nahezu überall zu finden, an einigen Lokalitäten sogar bis über +50 m Höhe. Vielfach tauchen diese Äolianite - falls nicht an Kliffen abgeschnitten - unter den gegenwärtigen Meeresspiegel, genauso wie die an ihrer Basis befindlichen litoralen Sedimente. Die hier mitgeteilten Höhenangaben beziehen sich jeweils auf die absolute Lage von Fundorten der Makrofossilien, oft aus dem seewärtigen Bereich geneigter Terrassenflächen, so daß die zugehörigen Meeresspiegel bzw. Maximalstände darüber liegen können. Bei schmalen Terrassenleisten ist diese Höhendifferenz mit 1-3 m kaum signifikant, bei breiteren kann sie aber mehr als 10 m betragen.

Abb. 15: Lage der ESR-datierten pleistozänen Küstenablagerungen zwischen Kap Drepanon und der Lara-Halbinsel im äußersten Westen Zyperns

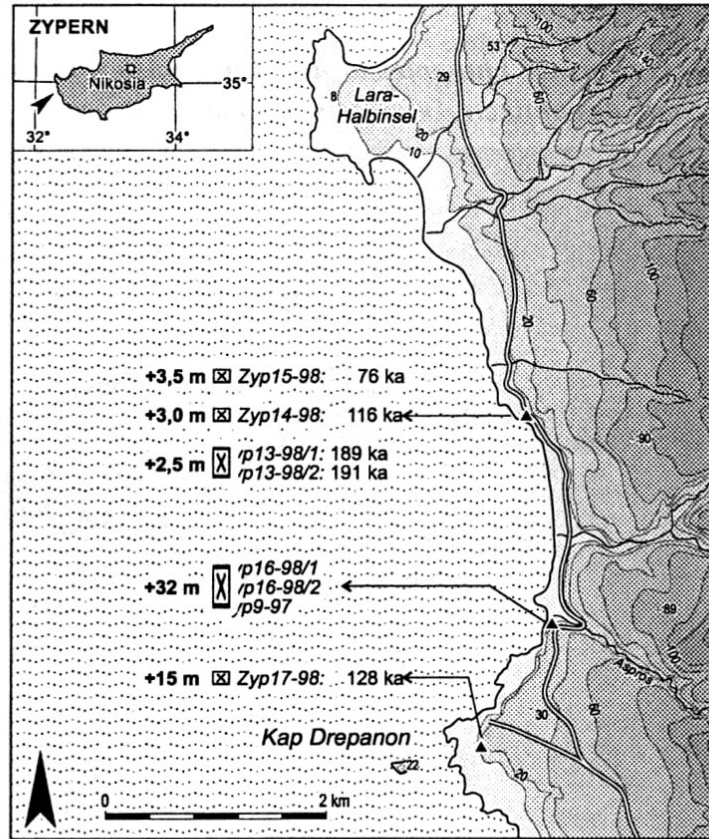
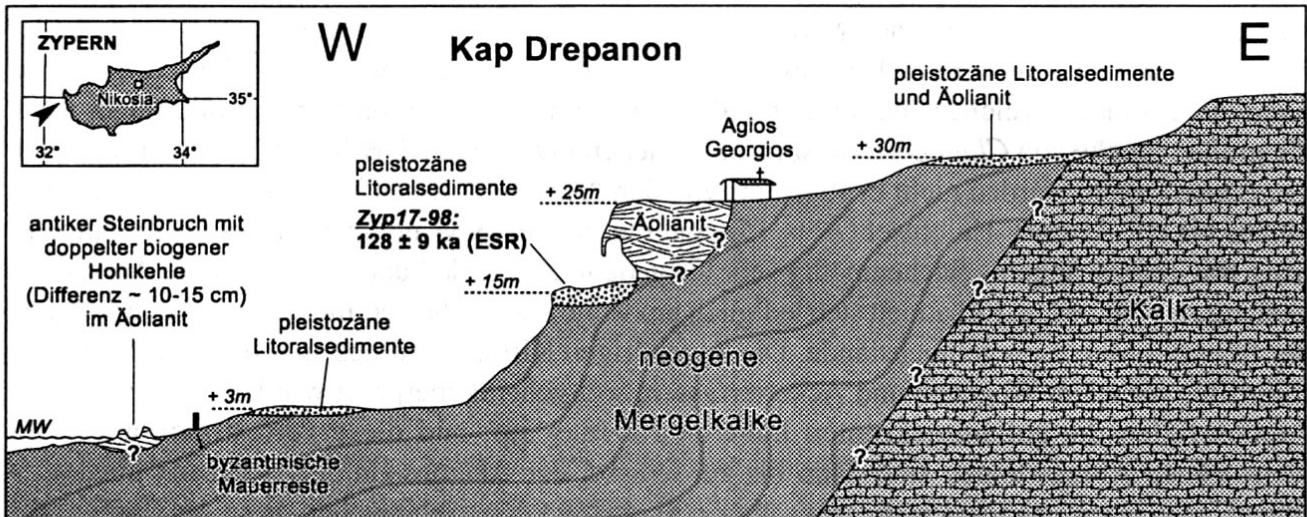


Abb. 16: Küstenprofil am Kap Drepanon, Westküste Zyperns



Nicht alle beprobten Lokalitäten des zypriotischen Westens können hier detailliert beschrieben werden, zumal einige ESR-Daten noch ausstehen. Stellvertretend für andere seien hier kurz die in Abb. 15 wiedergegebenen angeführt: Am Kap Drepanon zeugt eine von der Küste abgesetzte 22 m hohe Insel (Geronisos) mit deckender Litoralschicht von einem ehemals ausgedehnten höheren Meeresniveau, welches sich am Festland hinter der alten Kirche bei ca. +30 m wiederfindet (Abb. 16), wie auch wenig nördlich des Kaps an einem Kliffanschnitt in 32 m Höhe über einfallendem Neogen (siehe Abb. 17). Das Alter dieses Niveaus ist nach noch nicht abgeschlossenen ESR-Datierungen

(Zyp 7-97, Zyp 16-98) letzt- oder vorletztinterglazial. Tiefer gibt es jedoch noch mindestens zwei weitere Niveaus bei ca. +15 m und um +6-8 m (siehe Abb. 16), wobei das unterste und jenes bei ca. +30 m die ausgedehntesten sind und sich auch in der weiteren Umgebung wiederfinden.

Abb. 17: 32 m hohe Kliffküste N des Kap Drepanon (im Hintergrund), Westküste von Zypern. Diskordant auf miozänen Mergelkalken liegt eine jüngerpleistozäne Strandlage

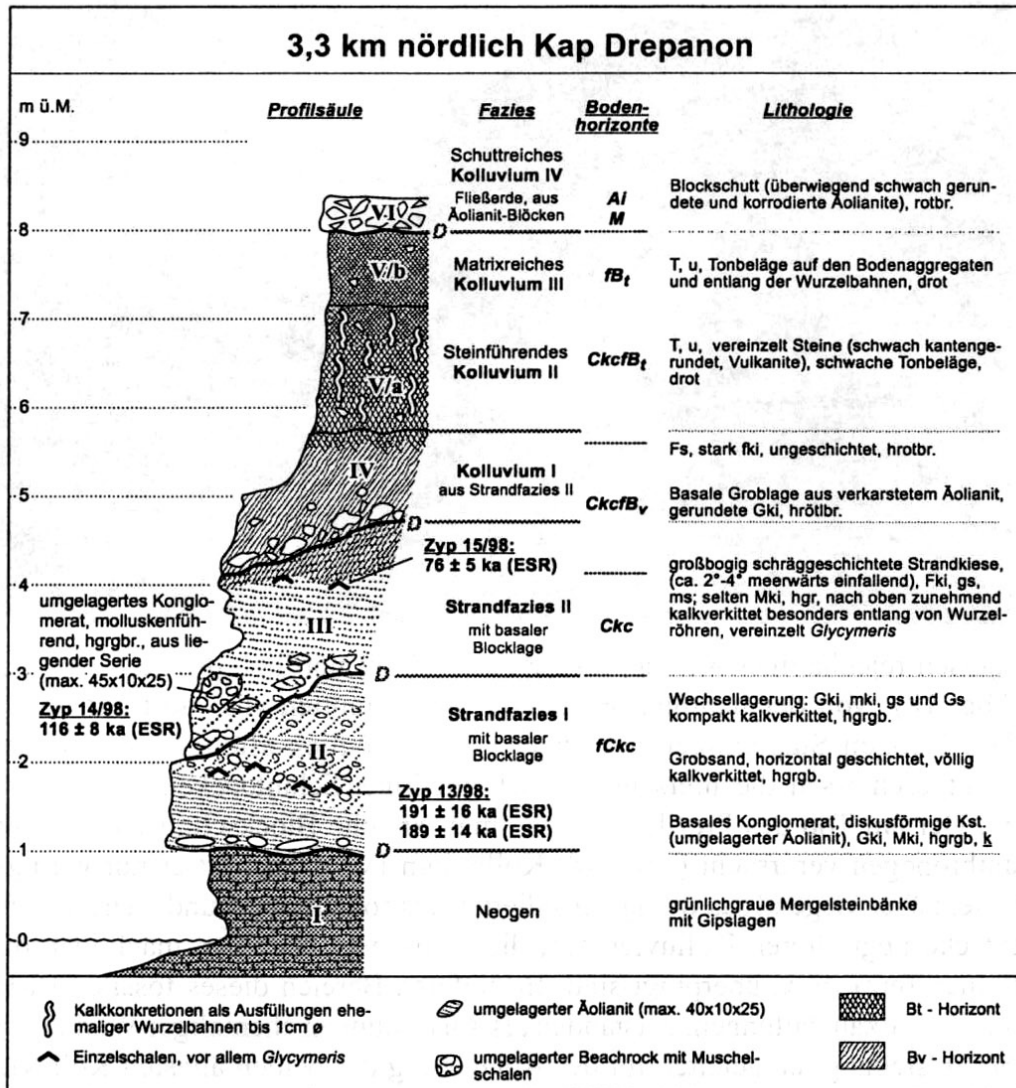


Ein stratigraphisch reichhaltiges Küstenprofil ist ca. 3,5 km nördlich des Kap Drepanon aufgeschlossen (Abb. 18). Von der heutigen Brandung unterbrochen sind dort auf dem liegenden feinklastischen Neogenen Stapelungen von zwei unterschiedlich alten, kiesführenden Strandablagerungen aufgeschlossen, die ihrerseits von mehrgliedrigen Schuttdecken und Paläoböden überlagert werden. Der am Top des Profils erhaltene matrixreiche Blockschutt ist sicherlich jungen Alters und anthropogen verursacht (Abb. 18: Kolluvium IV). Daher ist er nur geringfügig verwittert und besteht überwiegend aus wenig korrodierten, karbonatisch gebundenen Äolianiten. Diese junge Schuttdecke liegt älteren Kolluvien auf, die von einem über 2 m mächtigen dunkelroten Bt-Horizont einer Terra-rossa überprägt sind. Im tieferen Bereich dieses fossilen Bt-Horizontes belegen cm-breite Kalkausfällungen, entstanden als Ausfällungen ehemaliger Wurzelbahnen seine zweizyklische Entstehung: eingeleitet mit der Ablagerung der beiden ältesten Kolluvialdecken I und II, gefolgt von einer ersten Terra-rossa-Bildung, danach Überdeckung durch das ehemals karbonathaltige Kolluvium III und beendet mit einer erneuten Terra-rossa-Bildung mit Tonanreicherungen im Kolluvium-III-Horizont sowie pedogenen Kalkausfällungen im unterlagernden und vorher bereits tonangereicherten Kolluvium-II-Horizont. Sicherlich reicht der kurze Zeitraum des Holozäns mit seinen relativ geringen Klimaschwankungen nicht aus für diese verschiedenen Abtragungs-, Schutttablagerungs- und kräftige Bodenbildungsprozesse. Insofern dürften sie sicherlich mindestens bereits in der letzten Kaltzeit erfolgt sein.

Die beiden unterlagernden Strandfazies sind dann aber mindestens bereits im letzten Interglazial abgelagert worden. Jede dieser beiden Fazies besitzt eine erosiv angelegte block- und grobkiesreiche Basallage, darüber gut geschichtete, kies- und molluskenführende Strandsande. Während die liegende Strandfazies I vollständig kalkverkittet ist, sind diese Erscheinungen bei der hangenden Strandfazies II auf deren Top vor allem im Bereich ehemaliger Wurzelbahnen beschränkt (pedogene Kalkverkittungen). Weniger die winkeldiskordante Lagerung beider Sedimentpakete als

vielmehr diese extremen Unterschiede in ihrer sekundären Kalkver kittung belegen, daß sie zwei unterschiedlichen Meeresspiegelhochständen (Strandfazies I: relativ mindestens +3 m; Strandfazies II mindestens +4,5 m) mit einer zwischengeschalteten Regression angehören, die bis nahe oder tiefer als der heutige Meeresspiegel gereicht hat. Während dieser Regressionsphase erfolgte durch vadosse Wässer die intensive Kalkver kittung der zuvor abgelagerten basalen Strandfazies I.

Abb. 18: Stratigraphie jungpleistozäner Küstenablagerungen 3,3 km nördlich des Kap Drepanon an der Westküste Zyperns



Die vorliegenden ESR-Alter an Einzelschalen von *Glycymeris* sp. belegen, daß die ältere Strandfazies I bereits im vorletzten Interglazial (O-Isotopenstufe 7), die jüngere Strandfazies II erst im letzten Interglazial (O-Isotopenstufe 5) abgelagert wurde (siehe Tab. 2). Erneut sei darauf hingewiesen, daß eine weitergehende Interpretation dieser ESR-Alterswerte - wie zum Beispiel eine Alterseinstufung der Strandfazies II aufgrund des relativ jungen letztinterglazialen Alters der Probe Zyp 15-98 ins ausgehende letzte Interglazial (O-Isotopenstufe 5a) - die derzeitige Datierungsgenauigkeit der ESR-Methode an Molluskenschalen übersteigt.

Weitere Niveaus finden sich zwischen dem Flughafen von Paphos und der äußeren Akamas-Halbinsel an zahlreichen Stellen, so fossilreiche Ablagerungen in Baugruben bei ca. +4-5 m im südlichen Nea Paphos, auf der Höhe von Kissonerga bei ca. +2 m im Südschnitt der Coral Bay bei +17 m, im Nordteil innerhalb der antiken Siedlung Maa/Paläkastron bei 10-12 m, an der dortigen äußeren Kapspitze mit Resten eines Kalkalgentrottoirs knapp unter +6 m, und ein ähnliches Trottoir

liegt auf der Lara-Halbinsel etwas unter +8 m. Seewärts der Lokalität Vourma bis zum Kap Drepanon ist die untere Terasse fast durchgehend mit fossilführenden Litoralsedimenten belegt, die am Kliff top - je nach Intensität der jungen Abrasion - zwischen etwa +4 m und +9 m ausstreichen.

Insgesamt läßt sich für Zypern damit feststellen, daß gleichartige Bewegungen oder gleichartige Bewegungsraten weder im jüngeren noch im mittleren oder älteren Pleistozän belegt werden können. Vielmehr zeigt sich eine von Ort zu Ort differenzierte Bewegungs- und Ablagerungsgeschichte. Die bisherigen Daten lassen erste vorsichtige Schlüsse auf die altersmäßige Zuordnung (wenigstens der jüngeren unteren Terrassen bzw. litoralen Ablagerungen) zu. Der Widerspruch zu den Literaturdaten von POOLE & ROBERTSON (1990, 1991) durch Th/U-Datierungen an *Cladocora caespitosa* ist hier nicht aufzulösen. Möglicherweise ist diese Rasenkoralle - ebenso wie bekannterweise Molluskenschalen (KAUFMAN et al. 1971) - für Thorium-Uran-Bestimmungen weniger geeignet bzw. anfällig für Kontamination. Die Geländebefunde holozäner Ablagerungen wie Beachrocks, Strandveränderungen und Hohlkehlen sprechen keinesfalls für eine Bewegungskonstanz oder -stabilität, schon gar nicht sehr großer Küstenabschnitte oder vom gesamten südlichen Zypern. So finden sich z.B. bei Agios Georgios am Kap Drepanon alleine in antiken Steinbrüchen zwei scharf eingeschnittene biogene Hohlkehlen im Abstand von 15 - 20 cm übereinander, die von zwei ruckhaften Vertikalbewegungen nach Verlassen dieser Steinbrüche in postantiker Zeit sprechen. Die großen Hohlkehlen im Südosten am Kap Greco reichen so weit über gegenwärtige Brandungs- und Tidebewegungen hinaus, daß sie wahrscheinlich das Ergebnis geringer Vertikalbewegungen über den Zeitraum ihrer Anlage (über die letzten Jahrtausende) darstellen. Beachrocks in unterschiedlicher Entfernung von der gegenwärtigen Küste und in unterschiedlichen Zerstörungszuständen sprechen die gleiche Sprache. Es dürfte daher mit Veränderungen der Küstenlinie in der vertikalen und horizontalen (um geringe Beträge in den letzten Jahrtausenden, auf das Pleistozän hochgerechnet aber mit erheblich größeren Bewegungsbeträgen) zu rechnen sein.

5 Ausblick

Betrachtet man die Literatur zur Küstenentwicklung im Mittelmeergebiet, in diesem Falle in Rhodos und Zypern, so stellt man fest, daß bis in die 90er Jahre hinein die Denkschemata und Hypothesen einer rein altimetrischen Zuordnung und einer Benennung nach den ursprünglichen Klassifizierungen wie kaltfossilienführendem Altquartär (Calabrien, Sicilien, Mittelquartär /Milazzo) und *strombus*-führendes Tyrrhen (oder in einer Stufe, in zwei, oder auch in drei Stufen) weiterhin *en vogue* sind, und daß die altimetrische Zuordnung so weit geht, daraus auf Bewegungsraten über lange pleistozäne Zeiträume zu schließen. Die Erkenntnis, daß ohne einen Rahmen absoluter Daten Aussagen zur Tektonik oder zur Differenzierung zwischen Meeresspiegel- und Landbewegungen nicht möglich sind, hat sich noch längst nicht überall durchgesetzt. Insofern sind Th/U-Datierungen von POOLE & ROBERTSON (1990, 1991) auf Zypern schon ein großer Fortschritt, wenn es auch nach wie vor sehr schwierig bleibt - ganz abgesehen von der Beurteilung, ob *Cladocora caespitosa* für diese Art der Datierung geeignet ist - aus absoluten Daten an diesem Material auf den zugehörigen Meeresspiegel zu schließen. *Cladocora caespitosa* als Rasenkoralle wächst ja auf jeden Fall unter dem Meeresspiegel (und das können sehr viele Meter sein), so daß die Bestimmung noch unpräziser ist hinsichtlich des zugehörigen Meeresspiegels zur gleichen Zeit. Die Fehlerbreite liegt sicher jenseits von 5 m, eher bei 10 m, vielleicht sogar bei mehr. Insofern ist ohne eine genaue sedimentologische und morphologische Analyse der datierten Lokalitäten ein zugehöriger Meeresspiegel nicht hinreichend exakt genug aufzufinden, zumal die datierten Terrassen zwischen +2-3 m und +8-11 m über dem Meeresspiegel nur eine Vertikaldistanz umfassen, die im Bereich dieser Fehlerbestimmung liegt. Zudem sollten möglichst verschiedene Methoden der absoluten Altersbestimmung, insbesondere die ESR-Datierung angewendet werden, natürlich in viel größerem Umfang, als das in den hier mitgeteilten Pilotstudien der Fall sein konnte, um zunächst einmal lokal einzelne Profile genauer

vorzustellen. Daraus ergibt sich dann im regionalen Vergleich für jede Insel, wie weit Differenzierungen nach Höhenlage, Alter und morphologischem Zustand sowie auch dem Erhaltungszustand der bestimmbar Makrofossilien vorliegen. Erst dann kann ein vorsichtiger Versuch unternommen werden, neotektonische Bewegungen zu interpretieren oder neotektonische Dislokationen von eustatischen Meeresspiegelschwankungen zu trennen. Insofern stehen wir hinsichtlich der Arbeiten im Mittelmeergebiet (und gerade in Rhodos und Zypern) erst an den Anfängen einer soliden Forschung.

Danksagung

Herrn Dr. C. Xenophontos, Senior Scientist beim Geological Survey of Cyprus, Nicosia, danken wir für seinen Rat und seine Hilfe bei der Beschaffung von Arbeitsunterlagen.

Literatur

- BARABAS, M., BACH, A., MUDELSEE, M. & MANGINI, A. (1992): General properties of the paramagnetic centre at $g = 2.0006$ in carbonates. - *Quaternary Science Reviews*, **11**: 165-171.
- BIROT, P. & VAUMAS, E. DE (1963): Grands traits morphologiques de l'île de Chypre. - *Annales de Géographie*, LXXIIe année, **392**: 385-409.
- DERMITZAKIS, M. & GEORGIADIS-DIKEOULIA, E. (1992): Contribution à l'étude de la géologie cotière de l'île de Rhodes. - *Ann. Géol. Pays Helléniques*, **35**: 103-123.
- DREGHORN, W. (1981): Recent Uplift in Northern Cyprus. - *Geologie en Mijnbouw*, **60**: 281-284.
- DUCLOZ, CH. (1967): Les formations quaternaires de la région de Klepini (Chypre) et leur place dans la chronologie du Quaternaire Méditerranéen. - *Archives des Sciences*, **20** (2): 123-198.
- FLEMMING, N.C. (1979-80): Archaeological Indicators of Sea Level. - *Oceanis*, **5**, Fasc. Hors-Séries: 149-166.
- GREENSMITH, T. (1994): Southern Cyprus. - *Geologist's Association Guide*, **50**; London.
- GRÜN, R. (1989): Die ESR-Altersbestimmungsmethode. - Berlin.
- KAUFMAN, A., BROEKER, W.S., KU, T.L. & THURBER, D.L. (1971): The status of U-series methods of mollusc dating. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **35**: 1155-1183; Oxford.
- KELLETAT, D. (1979): Geomorphologische Studien an den Küsten Kretas: Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraumes. — *Abhandl. Akad. d. Wissenschaft Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 3. Folge Nr. **32**, 105 S.
- KELLETAT, D., SCHELLMANN, G. & BRÜCKNER, H. (1999): Erste absolute Datierungen pleistozäner Litoralbildungen der Insel Kreta, Griechenland. - *Marburger Geographische Schriften*, *in press*.
- MUTTI, E., OROMBELLI, G. & POZZI, R. (1970): Geological Studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea). - IX: Geological Map of the Island of Rhodes (Greece), Explanatory Notes. - *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 1^e Série, T. XXII: 79-226; Athènes und geologische Karte 1: 50.000.
- PANTAZIS, TH.M. (1966): Pleistocene marine terraces of southern Cyprus (*in Greek*). - *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **7** (1): 107-117.
- PIRAZZOLI, P.A. (1988): Sea-Level Changes and Crustal Movements in the Hellenic Arc (Greece). The Contribution of Archaeological and Historical Data. - In: RABAN, A. (ed.): *Archaeology of Coastal Changes*. - *Proceedings of the 1st International Symposium "Cities on the Sea - Past and Present"*, Haifa (Israel) Sept. 22-29, 1986, BAR International Series 404, Publ. No. **2**: 157-184.

- PIRAZZOLI, P.A. (1994): Tectonic Shorelines. - In: CARTER, R.W.G. & WOODROFFE, C.D. (eds.): Coastal Evolution. Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. - Cambridge (University Press): 451-476.
- PIRAZZOLI, P.A., LABOREL, J., & STIROS, S.C. (1996): Coastal Indicators of Rapid Uplift and Subsidence: Examples from Crete and Other Eastern Mediterranean Sites. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd., **102**: 21-35; Berlin.
- PIRAZZOLI, P.A., MONTAGGIONI, L.F., THOMMERET, J. & Y. & LABOREL, J. (1982): Sur les lignes de rivage et la néotectonique à Rhodes (Greece) à l'Holocène. - Annales Institut d'Océanographie, **58** (1): 89-102; Paris.
- POOLE, A.J. & ROBERTSON, A.H.F. (1990): Cyprus Quaternary Sedimentation: Tectonic Uplift versus Eustatic Sea-Level Control. - International Sedimentological Congress 1990, Abstracts of Papers: 432.
- POOLE, A.J. & ROBERTSON, A.H.F. (1991): Quaternary uplift and sea-level change at an active plate boundary. - Journal of the Geological Society of London, **148** (5): 900-921.
- SHELLMANN, G. (1998): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen. - Essener Geographische Arbeiten, **29**; Essen.
- SHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1997): Electron Spin Resonance (ESR) techniques applied to mollusc shells from South America (Chile, Argentina) and implications for the palaeo sea-level curve. - Quaternary Science Reviews, **16**: 465-475.
- SHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1999): Problems encountered in the determination of dose and dose rate in ESR dating of mollusc shells. - Quaternary Science Reviews, *in press*.
- STIROS, C.S. (1996): Late Holocene relative sea-level changes in SW Crete: evidence of an unusual earthquake cycle. - Annali di Geofisica, **39** (3): 677-687.
- TURNER, W.M. (1971): Quaternary Sea Levels of Western Cyprus. - Quaternaria, **15**: 197-202; Rome.
- VAUMAS, E. DE (1965): Sur l'existence, en Méditerranée orientale, au Villafranchien, de quatre périodes froides en correspondance avec des mouvements eustatiques. - Cahiers Géologiques, **75-76**: 866-870; Paris.
- VITA-FINZI, C. (1990): ¹⁴C-dating of Late Quaternary uplift in western Cyprus. - Tectonophysics, **172**: 135-140; Amsterdam.