Marburger Geographische Schriften	134	S. 85-100	Marburg 1999

Erste absolute Datierungen pleistozäner Litoralbildungen der Insel Kreta, Griechenland

Dieter Kelletat, Gerhard Schellmann & Helmut Brückner

Zusammenfassung

Die Differenzierung eustatischer, isostatischer und tektonischer Niveauveränderungen an den Küsten der Erde ist ein seit über 100 Jahren vielfach untersuchtes wissenschaftliches Problem. Neben naturwissenschaftlichen Beobachtungen und Bestimmungen (z.B. von Leitfossilien) wurden dabei u.a. auch feldarchäologische Methoden herangezogen. Regionale und überregionale, ja sogar weltweite Alterseinstufungen wurden vielfach rein altimetrisch vorgenommen.

Erst seit einigen Jahrzehnten stehen verschiedene Methoden der absoluten Altersbestimmung zur Verfügung, die viele der Schwächen früherer Ansätze vermeiden helfen. Dennoch ist man selbst in als gut untersucht geltenden Regionen oft von endgültigen Ergebnissen noch weit entfernt.

Das gilt auch für die Insel Kreta, welche zu den am besten untersuchten Regionen der Erde hinsichtlich der Aufklärung jüngerer und älterer Niveauschwankungen des Meeres im Holozän gelten kann. Weit über 100 absolute Daten für das jüngere Holozän wurden allein im Westteil der Insel gewonnen und damit sehr differenziert die Bewegungsabläufe zwischen Land und Meer entschlüsselt. Ob sie jedoch ausschließlich neotektonischer (und oft coseismischer) Natur sind, oder ob sich darin auch eustatische Bewegungskomponenten verbergen, ist offen bzw. strittig. Für das Pleistozän – selbst für dessen jüngste Abschnitte – liegen jedoch bisher keine verläßlichen und stratigraphisch bzw. geomorphologisch gestützten absoluten Datierungen vor, so daß hier ein vordringlicher Klärungsbedarf besteht.

Mit Hilfe von bisher zwölf ESR-Daten aus drei verschiedenen Regionen Westkretas (Chania, Damnoni und Paleochora) wurde versucht, (a) erste Einstufungen der häufig auftretenden pleistozänen Küstenablagerungen und Küstenterrassen vorzunehmen, und (b) die Altersstellung begleitender Phänomene wie Äolianite, Kalkalgenriffe oder nachfolgende terrestrische und litorale Umformungsprozesse nach Art und Intensität zu klären. Dabei konnten Rückschlüsse auf die Quantität neotektonischer Dislokationen, auf deren Bewegungscharakter (andauernd, kontinuierlich oder ruckweise, coseismisch) und

auf eustatische Meeresspiegelbewegungen gezogen werden. Erst eine Antwort auf diese Fragen erlaubt dann Aussagen dazu, ob eine Hochrechnung von Bewegungsraten aus Alter und Lage pleistozäner Niveaumarken generell oder in diesem Raum zulässig ist, wo plötzliche Vertikalbewegungen im Ausmaß von bis zu 10 m allein in historischer Zeit nachgewiesen sind.

Die ersten absoluten Daten bestätigen zunächst den unterschiedlichen Bewegungscharakter von Nord- und Südküste Kretas in jüngerer geologischer Zeit wie auch die Tatsache, daß innerhalb eines einzigen Interglazials sehr wohl verschieden hohe und gleich gut ausgeprägte Niveaumarken (hier Kalkalgenriffe beträchtlicher Ausdehnung) angelegt werden können, also wahrscheinlich auch präholozän sprunghafte Dislokationen beträchtlichen Ausmaßes vorgekommen sein dürften. Damit ist gleichzeitig darauf hingewiesen, daß selbst vielgliedrige und hoch hinaufreichende Terrassenfolgen litoralen Ursprungs zunächst nichts über die Zeitspanne ihrer Entstehung aussagen und somit auch nicht für Mittelwertberechnungen neotektonischer Bewegungsraten herangezogen werden dürfen.

Abstract

For more than 100 years, the differentiation between eustatic, isostatic and tectonic changes of sea level along the world's coastlines has been a scientific problem. It was, therefore, the subject of frequent examinations. In addition to scientific observations and definitions (e.g. of guide fossils), field archaeological methods were used. On local, regional and even global scales, age determinations were often based on altimetric correlations alone.

Since some decades, different absolute dating methods are available which help to avoid the problems of former approaches. However, even in well examined regions we are often far away from final results. The latter is also true for the island of Crete, one of the world's best examined regions concerning the information about sea-level changes during the Holocene.

In the western part of Crete more than 100 absolute dates were obtained for the Younger Holocene, revealing a differentiated pattern for the dynamics of both land-level and sea-level changes. Whether these are solely the results of neotectonic (and often coseismic) movements, or whether they are overprinting eustatic components, is still a critical question. Even for the younger phases of the Pleistocene period no reliable absolute dates are available based on stratigraphical and/or geomorphological field evidence, wherefore scientific clarification is urgently needed.

So far, twelve ESR dates from three different regions of western Crete (Chania, Damnoni, Paleochora) were analyzed for the purpose of a first classification of the widespread Pleistocene coastal deposits and terraces. Furthermore, the ages of coastal features such as aeolianites and calcareous algal

reefs could be determined, and, lastly, nature and intensity of the successive terrestrial and littoral transformation processes could be identified. This enabled us to draw conclusions on the quantity of neotectonic dislocations, on their type of movement (persistently, continuing or abruptly, coseismic) as well as on eustatic changes of sea level. The answers to these questions permit statements whether an extrapolation of movement rates from the age and position of Pleistocene sea-level indicators is generally tolarable, or whether they only fit on a regional scale with evidence for sudden vertical movements up to 10 m in historical times.

The first absolute datings confirm different dynamics for the northern and southern coasts of Crete in younger geological periods. At the same time it is shown that definite sea-level indicators, now at various altitudes (e.g. bioconstructions such as calcareous algal reefs of considerable size), are supposed to have formed within one single interglacial, implying that pre-Holocene sudden dislocations of relevant range might probably have occurred. This underlines the impossibility of an age determination by altimetric correlations and calculations of average neotectonic movement rates – not even on the base of such multiple and high reaching terrace sequences as in western Crete.

1 Einführung und Problemstellung

Die Insel Kreta gehört sicher zu den am besten untersuchten Regionen der Erde hinsichtlich der holozänen Entwicklungsgeschichte ihrer Küsten – vor allem, was neotektonische Bewegungen, Meeresspiegelschwankungen und dadurch ausgelöste Milieuveränderungen angeht. Dieses ist für einen Raum, der im wesentlichen aus Felsküsten besteht, nicht selbstverständlich, weil hier sedimentologische und stratigraphische Methoden kaum zum Einsatz kommen können.

Allerdings gibt es auf Kreta eine Fülle destruktiver und konstruktiver biogener Formelemente im Litoral, welche in ihrer genetischen Zusammengehörigkeit interpretiert werden können und bei deren konstruktiven Gebilden aus Kalkalgen und Vermetiden gute Radiokohlenstoffdatierungen möglich sind. Sie sind auch in großer Zahl (weit über 100 allein von Westkreta) durch Forschungen französischer, griechischer und deutscher Wissenschaftler beigebracht worden (für eine Übersicht über den Forschungsstand und die wichtigste Literatur siehe KELLETAT 1979, 1994, KELLETAT & ZIMMERMANN 1991 und PIRAZZOLI et al. 1996). Als Ergebnis ist festzuhalten, daß für einen großen Bereich Westkretas und darüber hinaus, d.h. für eine Region von vielen tausend Quadratkilometern, coseismische Dislokationen mit Hebungsbeträgen von wenigen Zentimetern bis zu 10 m allein in historischer Zeit nachgewiesen wurden (vgl. Abb. 1).

Über entsprechende Vorgänge im Pleistozän wissen wir dagegen nur sehr

wenig. Zwar sind etliche Vorkommen pleistozäner Litoralbildungen auf ganz Kreta bekannt (vgl. u.a. DERMITZAKIS 1972, 1973, PSARIANOS 1961, PAPAPETROU-ZAMANIS 1971, SYMEONIDIS 1967 oder KELLETAT 1979), über ihr absolutes Alter dagegen herrscht Unklarheit, zumal eine altimetrische Einstufung sich schon wegen der starken tektonischen Bewegungen und der allein für das Jungholozän nachgewiesenen coseismischen Dislokationen verbietet. Lediglich aus dem Vorkommen einiger Leitfossilien wie *Strombus bubonius* Lmk. aus dem Osten und Süden der Insel waren vorsichtige Schlüsse auf "tyrrhen"-zeitliches Alter und damit eine wahrscheinliche Einstufung in das letzte Interglazial möglich.

Die einzigen bisher publizierten absoluten Daten, welche von Litoralbildungen Kretas stammen und eindeutig älter als holozän sind, wurden von HEMPEL (1991: 129, 143) publiziert, welcher Mollusken und eine Bryozoenbank von der Nordküste auf 33.690 BP bei Gouves bzw. 19.440 BP sieben km östlich von Rethimnon ^{14}C-datierte; er ordnete diese Bildungen innerwürmzeitlichen Klima- und Meeresspiegelschwankungen zu. Weil gerade an der mittleren Nordküste jedoch höherliegende pleistozäne Litoralablagerungen oder andere Spuren von Meereseinwirkung fehlen, war die Interpretation dieser Daten bzw. die Annahme ihrer Richtigkeit riskant: Es würde nämlich bedeuten, daß entsprechende Strandsäume aus Lagen unter dem Meeresspiegel tektonisch in eine Position knapp über das gegenwärtige Meeresniveau gebracht worden wären, ursprünglich höher angelegte interglaziale Strände dagegen nicht existieren bzw. selbst im flacheren Gelände nicht erhalten sind.

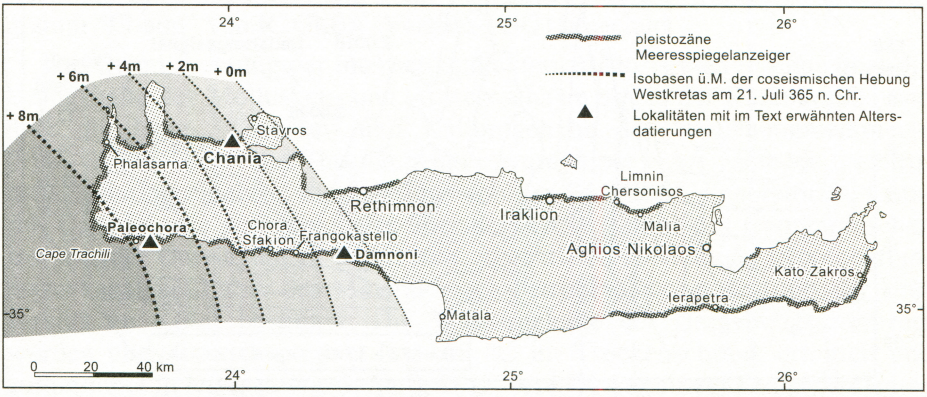
KELLETAT (1979) hatte daher entsprechende Ablagerungen in das letzte Interglazial gestellt, zumal sie an der Basis immer noch morphologisch gut erhaltener – jetzt versteinerter – Dünensäume liegen, deren Aufwehung an den Beginn einer direkt anschließenden Regressionsphase zu stellen wären.

Im Anschluß an ein Internationales Symposium der "Commission on Coastal Systems" der "International Geographical Union" auf der Insel Kreta im Frühjahr 1994 wurden daher eine Reihe offener und wichtiger Fragen zur Küstenentwicklung Kretas formuliert (KELLETAT 1996) und einige davon anschließend durch Profilaufnahme, Probennahme und absolute Altersdatierungen einer Lösung nähergebracht. Als Beispiele aus diesem Fragenkreis werden hier erste absolute Datierungen von Lokalitäten der Nord- und Südküste Kretas vorgestellt.

Abb. 1 verdeutlicht die Küstenregionen, an denen präholozäne Küstenformen und -ablagerungen bekannt geworden sind. Es sind dies die Ostküste mit Ausnahme der nordöstlichen Kaps, die eindeutig Absenkungserscheinungen aufweisen, große Abschnitte der Südküste mit einer Vielzahl von pleistozänen Küstenspuren, die Westküste auf nahezu ihrer gesamten Länge sowie der westliche Abschnitt der Nordküste, soweit wie die holozäne coseismische Hebung des 21. Juli 365 n.Chr. (vgl. PIRAZZOLI et al. 1996) auch ältere For-

men und Ablagerungen über das gegenwärtige Meeresniveau gebracht hat. Im Mittelabschnitt der Nordküste, der im wesentlichen ein Senkungsgebiet mit zahlreichen morphologischen Belegen für Untertauchung bzw. Ingression darstellt, sind dagegen nur wenige Lokalitäten mit wenig über dem Meeresspiegel befindlichen älteren Strandablagerungen bekannt – eben die von HEMPEL (1991: 129, 143) angeführten sowie jene bei Mallia, östlich Chania oder bei Mochlos (vgl. KELLETAT 1979, 1996).

Abb. 1: Küstenstreifen der Insel Kreta mit pleistozänen Litoralspuren und Isobasen der Hebung Westkretas im Jungholozän



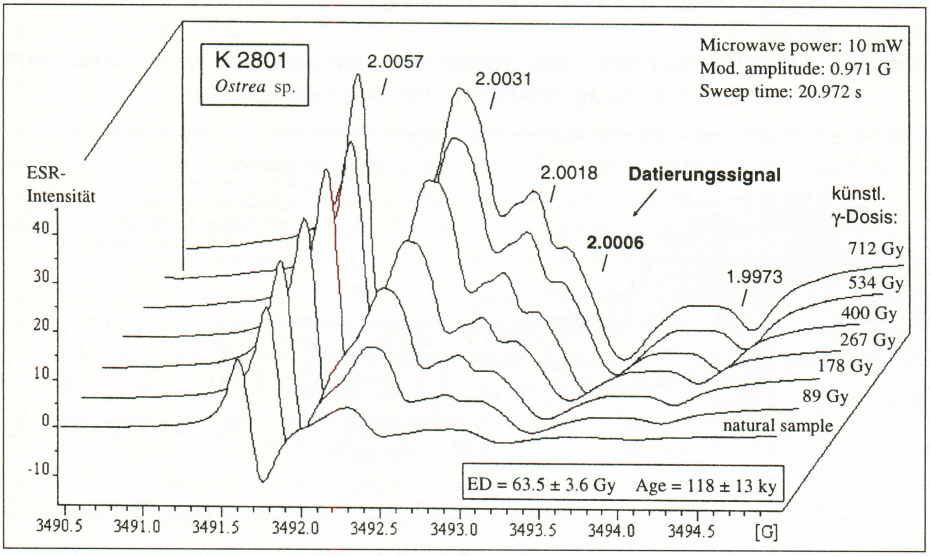
Für erste absolute Datierungen wurden zunächst jene Abschnitte ausgesucht, die neben dem Alter der Ablagerungen auch noch weitere Fragen klären sollten. So wurden Mollusken an der Basis von Äolianiten als ehemaligen Küstendünen geborgen, um damit auch ein Maximalalter dieser Aufwehungen zu erhalten, und gleichzeitig wurden die Äolianite zur Altersbestimmung mittels TL und OSL beprobt. Bedauerlicherweise konnten hier noch keine akzeptablen Ergebnisse gewonnen werden, was einerseits an Problemen der Probennahme selbst, zum anderen aber auch an den prinzipiellen Schwierigkeiten der Lumineszenz-Datierung recht alter, grobkörniger und kalkreicher Substrate liegen mag. Deshalb stehen Daten von der Westküste immer noch aus, wogegen solche von der Nord-und der westlichen Südküste nunmehr vorgelegt werden können. Die untersuchten Lokalitäten sind in Abb. 1 gekennzeichnet.

2 ESR-Altersbestimmungen

Die ESR-Messungen wurden am Geographischen Institut der Universität zu Köln auf einem Bruker ESP 300E unter Verwendung einer niedrigen Mikrowellenleistung von 10 mW bzw. 2 mW und einer Modulationsamplitude von

0,49 G bzw. 0,97 G durchgeführt. Nur bei den Proben K 2804 und K 2806 war es notwendig, die Mikrowellenleistung auf 0,5 mW zu erniedrigen, um das Datierungssignal von den auftretenden Mn-Linien zu trennen.

Abb. 2: ESR-Signalspektrum einer aragonitischen Austernschale (*Ostrea* sp.) von Kreta



Bei allen Proben diente das γ-sensitive Hauptsignal bei g = 2,0006 ± 0,0001 als Datierungssignal (Abb. 2.). Obwohl dieses Signal von dem sogenannten "A-Signal-Komplex" (u.a. BARABAS et al. 1992) überlagert wird, hat es sich in den letzten Jahren als das bei der ESR-Datierung aragonitischer Substanzen – wie den hier altersbestimmten Mollusken (*Glycymeris* sp., *Cerithium vulgatum, Venus verrucosa, Cerastoderma* sp.) und Austernschalen (*Ostrea* sp.) sowie den Bruchstücken einer Rasenkoralle (*Cladocora caespitosa*) – am besten geeignete ESR-Signal erwiesen.

Die Bestimmung der in den untersuchten Proben gespeicherten Äquivalenzdosis (ED) erfolgte an 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 zwei Stunden in 0,1%iger Salzsäure (HCl) unter jeweils halbstündigem Wechseln der Säure abgeätzt. Von den 20 Aliquots wurden anschließend 19 mit der ^{60}Co-Quelle der Strahlenklinik der Universität Düsseldorf bis maximal 712 Gy (K 2800 bis K 2806) bzw. 1246 Gy (K 2717 bis K 2724) bestrahlt. Die Dosisleistung der Strahlenquelle betrug 1,5 Gy/min (K 2717 bis K 2724) bzw. 0,91 Gy/min (K 2800 bis K 2806). 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.

Bei ESR-Aufbaukurven aragonitischer Mollusken- und Austernschalen können als Folge einer Überlagerung des Datierungssignals g = 2,0006 durch Nebensignale Inflexionspunkte auftreten, oberhalb derer das Kurvenwachstum erneut stark ansteigt. Daher wurden mit Hilfe des "plateau screening"-Verfahrens – wie bei SCHELLMANN (1998) sowie SCHELLMANN & RADTKE (1997) beschrieben – die oberhalb solcher Inflexionen gelegenen ESR-Meßwerte bei der ED-Berechnung nicht verwendet. Die ED wurde mit dem Programm "fit-sim" von R. GRÜN (Version 1993) berechnet.

Die Quantifizierung der internen und externen Dosisraten erfolgte über die Urangehalte der Mollusken- und Austernschalen sowie der Rasenkoralle und über die Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte der Umgebungssedimente (Tab. 1). Die Uran- und Thoriumgehalte wurden per NAA-Methode (Neutronenaktivierungsanalyse; durchgeführt von der Fa. XRAL Laboratories, Ontario, Canada), die Kaliumgehalte über die AAS- (Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln) bzw. über die RFA-Methode (Röntgenfluoreszenzanalyse; Labor des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität zu Köln) bestimmt. Die Wassergehalte der Umgebungssedimente wurden über Gewichtsverlust bei 105 °C im Trockenschrank ermittelt und aufgerundet in Klassen von 5, 5-10, 10-15 Vol.-% mit einem Fehlerquotienten von ± 30 % in den Altersberechnungen berücksichtigt. Alle ESR-Alter wurden unter Verwendung einer α-Effektivität ("k-Faktor") von 0,1 ± 0,02 mit Hilfe des Programms "data" von R. GRÜN (Version 1990) berechnet.

Wie von SCHELLMANN & RADTKE (1997) anhand der hohen Urangehalte holozäner Muschelschalen von der patagonischen Küste nachgewiesen werden konnte, ist bei deren ESR-Altersbestimmung – und damit wahrscheinlich auch bei der an Austernschalen und Korallen – dem Modell einer frühen U-Aufnahme eindeutig der Vorzug zu geben. In Tab. 1 sind jedoch auch die bei Annahme einer linearen U-Aufnahme resultierenden ESR-Alter aufgeführt.

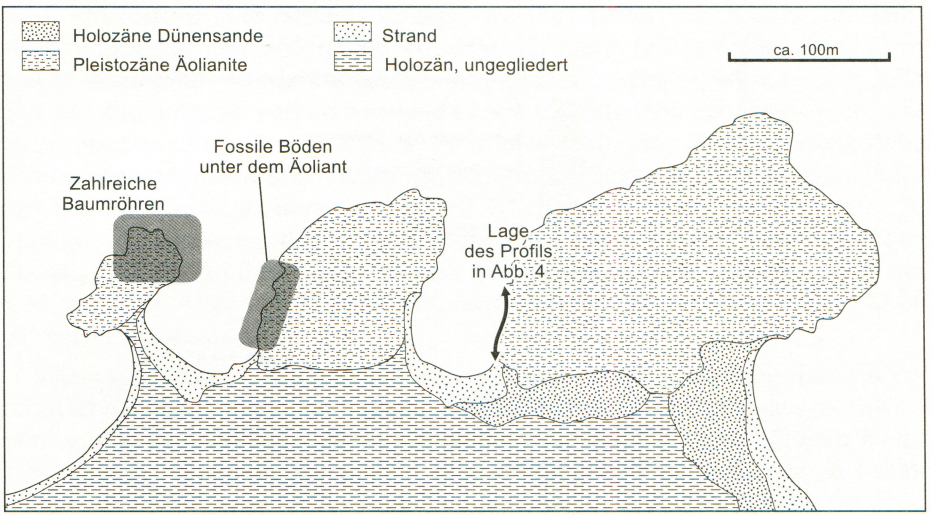
3 Küstenablagerungen und ihre Altersstellung im Raum Chania

Ca. 3 km westlich Chania am sog. EOT-Gelände sind – mit Tomboli ans Festland angebunden – drei ehemalige Inselchen aus Äolianit erhalten (vgl. Abb. 3 und KELLETAT 1996: Abb. 9). Sie zeigen in noch gut erkennbaren Dünenformen und ihrer Aufreihung von West nach Ost (und weiteren Relikten entlang der Nordküste), daß es sich um Reste eines ehemals direkt küstenparallel aufgewehten Dünenstreifens handelt, also keine nennenswerte Regression des Meeres vorauszusetzen ist.

Tab. 1: ESR-Alter pleistozäner und holozäner Mollusken- und Austernschalen sowie Bruchstücke einer Rasenkoralle von Kreta

Lokalitäten	Probe	Labor-	Proben-	Gattung, Art	U-Gehalt	U	Th	K	Akkum.	Dosis/Jahr			ESR-Alter			
	Höhe	Nr.	Nr.		Muschel	Sediment			Dosis (ED)	Do int.	Do ext. β	Do ext. γ	frühe U.		lineare U.	
	(m ü.M.)				*(ppm)*	*(ppm)*	*(ppm)*	*%*	*(Gy)*	*(mGy/a)*	*(mGy/a)*	*(mGy/a)*	***(ka)***	±	*(ka)*	±
Damnoni	6	K 2717	Kr 1B	*Ostrea* sp.	1,1	0,50	0,30	0,21	54,3 ± 7,70	268 ± 34	4 ± 2	240 ± 20	**106**	17	146	23
Damnoni	8	K 2719	Kr 1D	*Ostrea* sp.	0,5	0,50	0,30	0,01	42,6 ± 4,40	126 ± 25	3 ± 2	240 ± 20	**116**	16	116	16
Damnoni	8	K 2721	Kr 1A	*Ostrea* sp.	0,3	0,50	0,30	0,15	41,8 ± 2,70	71 ± 24	4 ± 2	343 ± 33	**100**	12	100	12
Damnoni	18	K 2722	Kr 2A	*Ostrea* sp.	0,3	0,50	0,30	0,19	29,3 ± 4,81	68 ± 23	10 ± 3	240 ± 20	**92**	18	92	18
Damnoni	13	K 2800	Kr 7	*Ostrea* sp.	0,5	0,80	1,40	0,24	62,4 ± 3,30	120 ± 27	15 ± 3	450 ± 40	**107**	10	107	10
Damnoni	10	K 2801	Kr 8B	*Ostrea* sp.	0,2	0,80	1,90	0,24	63,5 ± 3,30	50 ± 25	12 ± 3	474 ± 41	**118**	13	118	13
Damnoni	9	K 2802	Kr 8A	*Ostrea* sp.	0,3	0,80	1,90	0,21	65,4 ± 5,80	76 ± 26	6 ± 2	467 ± 41	**119**	15	119	15
Paleochora	2 - 2,5	K 2723	Kr 3A	*Cladocora caesp.*	0,5	0,50	0,40	0,01	44,7 ± 6,60	89 ± 35	65 ± 63	240 ± 20	**113**	27	113	27
Paleochora	2 - 2,5	K 2724	Kr 3B	*Ostrea* sp.	0,7	0,50	0,30	0,04	47,8 ± 3,60	174 ± 28	4 ± 1	240 ± 20	**114**	13	147	16
Chania-W	2,5	K 2803	Kr 9	*Venus verruc.*	0,5	1,00	4,40	0,29	5,5 ± 0,30	60 ± 14	44 ± 11	607 ± 45	**< 7,7**			
Chania-W	2,3	K 2804	Kr 10	*Cerithium vulg.*	0,6	1,00	3,10	0,18	62,0 ± 3,30	114 ± 25	111 ± 28	532 ± 42	**83**	8	91	8
Chania-W	1,7	K 2805	Kr 12	*Glycymeris* sp.	1,6	0,40	0,70	0,10	96,4 ± 5,70	417 ± 48	3 ± 2	334 ± 39	**128**	13	179	19
Chania-W	1,4	K 2806	Kr 13	*Cerastoderma* sp.	2,9	0,30	0,70	0,08	130 ± 16,40	719 ± 77	11 ± 6	320 ± 39	**124**	19	190	29

Abb. 3: Verbreitung der Äolianite von Chania mit Eintragung der Profile und Entnahmestellen für die ESR-Datierung

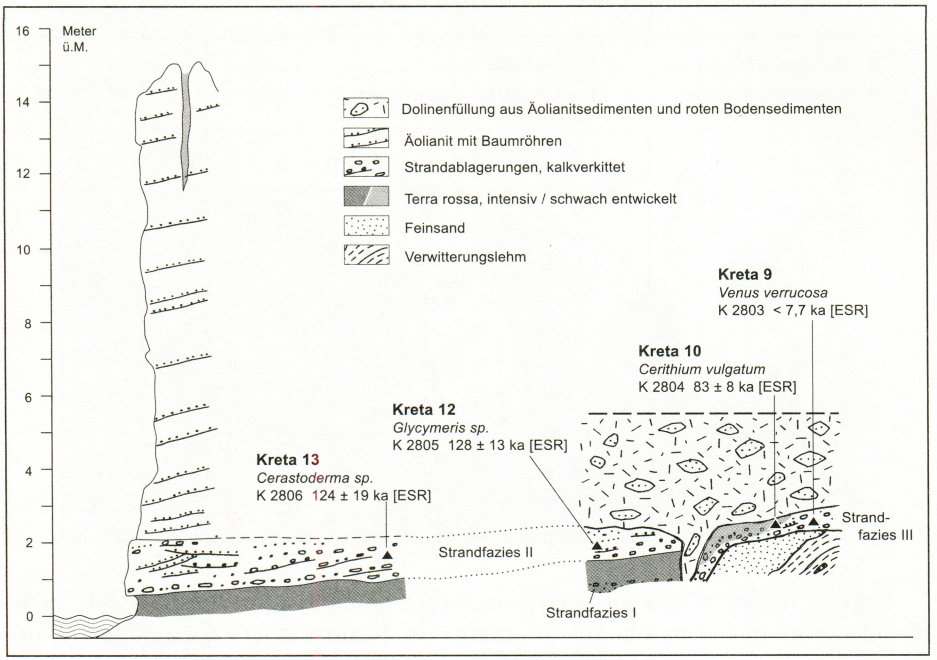


Bereits früher wurde an der Basis dieser Dünen – die übrigens zahlreiche Baumröhren und versteinerte Wurzeln als Kennzeichen ehemaliger Waldbedeckung bzw. -überschüttung aufweisen – zuunterst ein oft mehrere Dezimeter mächtiger Rotlehm als Rest intensiver Bodenbildung festgestellt (Abb. 4), auf den direkt ein Sand- bzw. Kiesstrand mit zahlreichen Mollusken transgredierte (ohne die älteren Feinmaterialien zu beseitigen). Ein ähnliches Profil mit allen diesen charakteristischen Elementen einschließlich der Baumröhren wurde bereits von KELLETAT (1979: 24, Abb. 2) bei Malia abgebildet. Frühere Schlußfolgerungen auf die Altersstellung dieser Strandablagerungen stützten sich auf ihre niedrige Lage (max. 1-2 m über dem heutigen Meeresniveau), die Ausbildung als Transgressionshorizont nach langer Zeit terrestrischer Bodenbildung, den unmittelbaren stratigraphischen Anschluß von Dünenaufwehung bei einsetzender Regression sowie die Tatsache, daß diese Dünen (natürlich auch wegen ihrer Verfestigung zu Äolianiten) morphologisch sehr gut erhalten sind.

Die Äolianite selbst sind von keinem weiteren pleistozänen Meeresspiegel mehr angenagt; ausschließlich geringfügige holozäne Kliffbildung ist an ihnen zu erkennen. Allerdings zeigen sie bis in mehrere Meter Tiefe Verfärbungen durch spätere Bodenbildung bzw. "Entkalkungsrötung" an. Damit ergab sich fast zwangsläufig eine Zuordnung zum letzten interglazialen Meereshochstand, dem Eem.

HEMPEL (1991) hatte aus diesen Positionen an zwei Stellen der Nordküste Mollusken bzw. Bryozoen mit der Radiokohlenstoffmethode auf 33.690 bzw.

Abb. 4: Äolianite von Chania mit Lage der datierten Proben



19.440 BP datiert und sie innerwürmzeitlichen Wärmeschwankungen zugeordnet.

Die ESR-Datierungen von zwei Stellen bei Chania ergeben dagegen eindeutig letztinterglaziale Alter: an *Cerastoderma* sp. 124.000 BP und an *Glycymeris* sp. 128.000 BP (zur Lage der Proben vgl. die Profilskizze in Abb. 4, zu Einzelheiten der Analysen Tab. 1). Ohne Widerspruch fügt sich in diese lagemäßig, stratigraphisch, vom Erhaltungszustand und der Höhenlage sowie den ESR-Altern ermittelte Zeitstellung auch das Vorkommen von *Strombus bubonius* Lmk. (so bei Mochlos) ein. Innerhalb einer Doline in den Äolianiten wurden *Cerithium vulgatum* auf 83.000 BP und eine Molluskenschale auf jünger als 7.700 BP datiert; sie sind damit erst nach Entstehen dieser Hohlform hier eingetragen worden.

4 Befunde von Paleochora

Im Jahre 1979 wurden von KELLETAT anhand einer Skizze (KELLETAT 1979: 63, Abb. 7) die geomorphologischen Verhältnisse und die Ablagerungen einer kleinen Halbinsel wenige Kilometer westlich Paleochora an der Südküste Kretas dargestellt (Trakhili-Halbinsel, 1979 aufgrund falscher Kar-

ten irrtümlich als Grammos-Halbinsel bezeichnet).

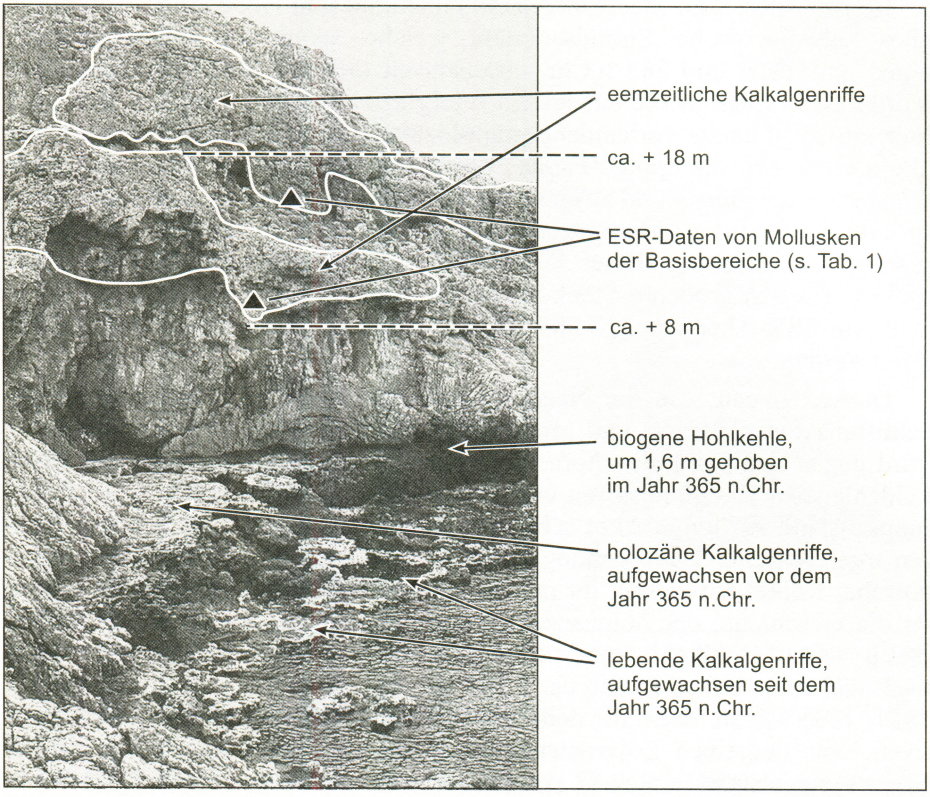
Hier existiert vom Meeresniveau bis maximal 6 m Höhe ein sehr fossilreiches, teilweise grobes Strandsediment, welches später von holozänen Kalkalgen umkrustet und 365 n.Chr. coseismisch mehrere Meter herausgehoben wurde. Sein Alter wurde auf letztes Interglazial geschätzt, weil es sich auch hier um die unterste vorhandene präholozäne Küstenablagerung handelt, vor allem aber, weil die üppige Fauna – darunter große Stöcke der Rasenkoralle *Cladocora caespitosa* und ausgesprochen große, dickschalige und stark skulpturierte *Spondylus gaedoropus* mit gut erkennbaren Farbresten – sowie die geringe Überformung dieser Sedimente ein relativ junges Alter vermuten ließen. Aus den größeren Stöcken von *Cladocora caespitosa* wurde in 2-3 m ü.M. ein ESR-Alter von 113.000 BP, an *Ostrea* sp. ein weiteres von 114.000 BP bestimmt.

Dieses Niveau – in der Nachbarschaft manchmal auch lediglich als geschliffene Felsplattform und große eingeschliffene Hohlkehle ausgebildet – wird gegen den Ort Paleochora hin stellenweise von einigen höheren Hohlkehlenleisten, Brandungstoren und Brandungstunneln begleitet, deren Erhaltungszustand auf junge Alter schließen läßt, weil sie praktisch keinerlei Spuren irgendwelcher Überformung (auch keine Verkarstung trotz reiner mesozoischer Kalke) aufweisen. Ihr präholozänes Alter steht aber zweifelsfrei fest, da die Geschichte der holozänen Küstenbildungen gerade an diesen Stellen durch weitere Hohlkehlen und radiokohlenstoffdatierte Kalkalgensäume praktisch lückenlos belegt ist (ab ca. 5.700 BP, vgl. KELLETAT & ZIMMERMANN 1991: 113). Ob sie ebenfalls dem letzten Interglazial angehören und bei positiven bzw. negativen Erdkrustenbewegungen als Spuren kurzfristig stabiler Meeresspiegelstände angelegt wurden, wie dieses für das Holozän in Westkreta typisch ist, kann nur vermutet werden. Die absolute Gleichartigkeit der Ausbildung und Erhaltung von Destruktionsformen zwischen ca. 6 m und mehr als 20 m ü.M. spricht dafür (vgl. KELLETAT 1979: 66, Abb. 8).

5 Befunde von der kretischen Südküste bei Damnoni

Sechs weitere ESR-Alter wurden aus dem Küstenbereich von Damnoni gewonnen, und zwar aus der Region direkt östlich der letzten kleinen Strände (Amoudi Beach). Hier sind die holozänen Bildungen durch ausgeprägte lebende Kalkalgen- und Vermetidenriffe sowie durch die 365 n.Chr. bis 1,8 m coseismisch herausgehobenen Algenriffe mit schönen Kelchbiohermata und begleitenden Hohlkehlen vertreten. Höher im steileren Hangbereich und Felsgelände finden sich offenbar ältere Kalkalgenriffe – ebenfalls noch in mehreren Partien neben- und vor allem übereinander mustergültig erhalten und weder durch Verkarstung noch andere Abtragungsvorgänge wesentlich umgestaltet. Die Situation ist bei KELLETAT (1996: Abb. 2) schematisch angedeutet, ebenso hier in Abb. 5.

Abb. 5: Damnoni-Algenriffe (Foto) mit einigen Eintragungen und Erläuterungen



Diese Kalkalgenriffe, die bisher von keiner anderen Lokalität des Mittelmeerraumes in dieser prachtvollen Ausbildung als pleistozäne Relikte bekannt sind, unterscheiden sich in ihrer Farbe und Struktur nur wenig vom umgebenden Felsgelände, was dazu geführt hat, daß sie lange übersehen und erstmals bei KELLETAT & ZIMMERMANN (1991: Photo 17) erwähnt wurden.

Das untere Kalkalgenriff weist an seiner Basis in 8-10 m ü.M. gewöhnlich einen gut ausgebildeten Trangressionshorizont aus Kiesen und Sanden auf, über und auf dem es später bei steigendem Meeresspiegel (bzw. weiterer Absenkung des Küstenstreifens) in sedimentfreiem Milieu aufgewachsen ist (siehe Abb. 6). In diesen trangressiven Sedimenten finden sich zahlreiche Molluskenschalen, welche ESR-datiert wurden. Aus der Basis des unteren Kalkalgenriffes ergaben sich Alter von 100.000 BP, 106.000 BP, 116.000 BP, 118.000 BP und 119.000 BP (vgl. auch Tab. 1) – also eindeutig eine eemzeitliche Einstufung.

Es muß festgehalten werden, daß die darauf aufgewachsenen Kalkalgenrif-

fe aufgrund ihrer Mächtigkeit von mehreren Metern sicher noch einen Zeitraum von einigen tausend Jahren benötigten, was aus den Dimensionen der gut datierten holozänen Riffe gleichartiger Zusammensetzung an gleicher Stelle abgeleitet werden kann.

Von der Basis des nächsthöheren Riffs in ca. 18 m ü.M. (mindestens ein weiteres höheres existiert hier, maximal wohl bis etwa 40 m ü.M.) wurde an *Ostrea* sp. ein ESR-Alter von 92.000 BP bestimmt. Ein Zwischenniveau mit der Basis in 12-13 m ü.M. datiert auf 107.000 BP (vgl. Abb. 6).

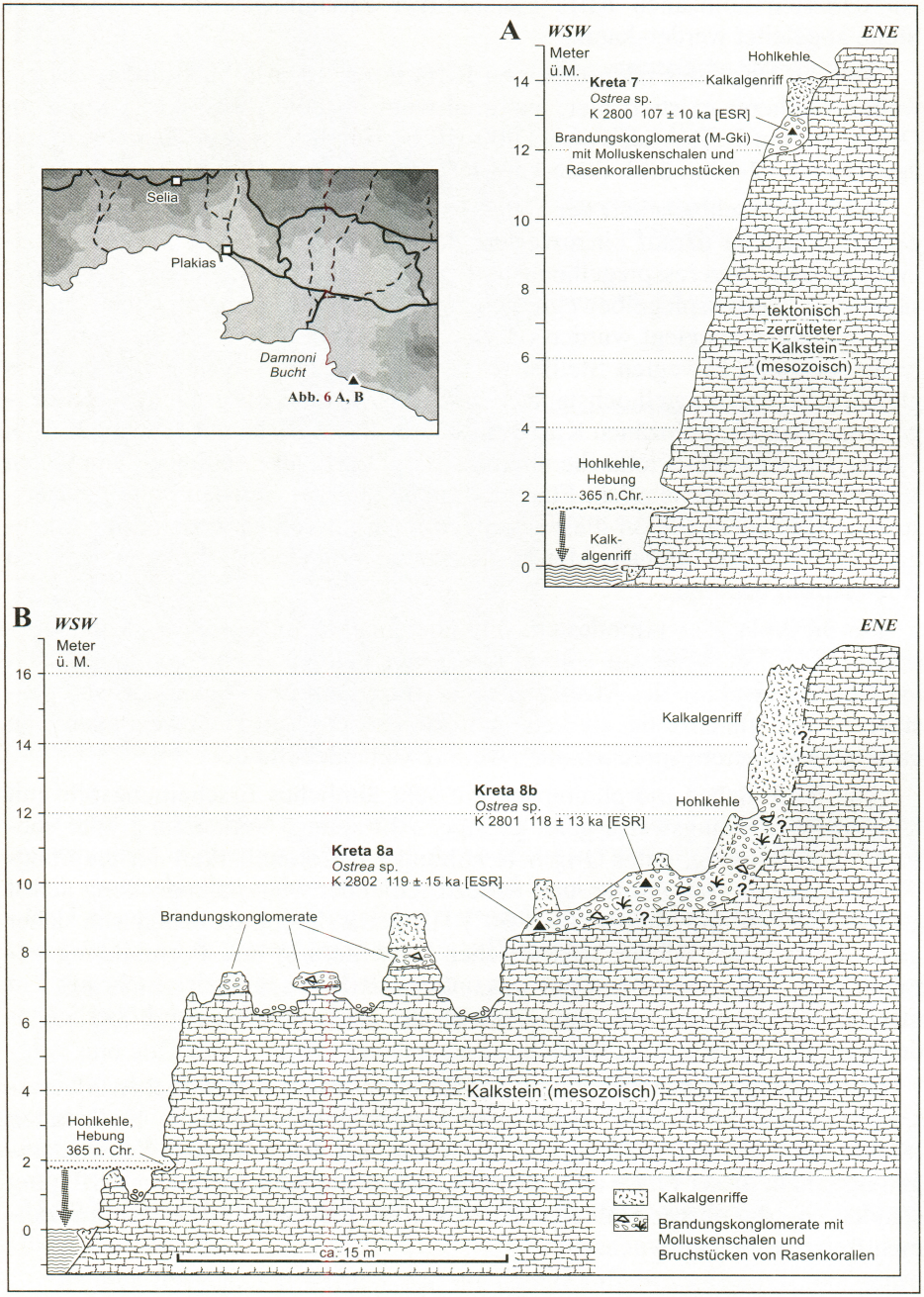
Die enge Nachbarschaft der Daten bei den verschiedenen pleistozänen Algenriffen scheint darauf hinzuweisen, daß sie prinzipiell dem gleichen letztinterglazialen Meeresspiegelhochstand angehören. Ob sie dabei durch tatsächliche Meeresspiegelbewegungen innerhalb der eemzeitlichen Klimaschwankungen angelegt wurden oder an der neotektonisch (bis ins junge Holozän ruckhaft) bewegten Steilküste in verschiedenen Niveaus während des gleichen Meeresspiegelhochstandes aufwuchsen, muß offen bleiben. Die Ergebnisse über die holozänen Küstenbildungen dieser Lokalität (vgl. auch Abb. 5) machen aber neotektonische und plötzliche Vertikalbewegungen von vielen Metern sehr wahrscheinlich. Für mindestens drei verschieden hohe jungpleistozäne Kalkalgenriffe an dieser Stelle werden allerdings wegen ihrer Mächtigkeit von jeweils einigen Metern Zeiträume von vielen Jahrtausenden zum Aufwachsen benötigt.

Für die Anlage von mindestens drei übereinander angeordneten Kalkalgenriffen (ca. + 8 m bis gegen + 40 m ü.M.) innerhalb einer einzigen interglazialen Hochstandsphase des Meeresspiegels (hier: Eem bzw. Sauerstoffisotopenstufe 5) bei gleichzeitig starken neotektonischen Vertikalbewegungen von einigen Dekametern sprechen auch weitere Geländebefunde.

Alle Riffe haben morphologisch ein sehr ähnliches Erscheinungsbild mit fehlender beziehungsweise ganz geringer Abtragung, Verkarstung oder sonstiger Überformung, guter Originalerhaltung mit Erkennbarkeit der ursprünglichen Wachstumsstrukturen und nahezu fehlender Materialbedeckung selbst an mittelsteilen und steilen (über 30°) Hängen. Sie sollten schon von daher nicht durch lange Phasen terrestrischer Verwitterung und Formbildung getrennt sein. Außerdem weist nur das unterste Riff ein teilweise mehr als 2 m mächtiges Transgressionskonglomerat an der Basis auf; bei den höherliegenden fehlt dieses nahezu vollständig.

Man gewinnt daher den Eindruck, daß beim ersten eemzeitlichen Meeresspiegelanstieg der vorher angefallene Hangschutt zu litoralen Sedimenten (Sand- und Kiesfraktion) umgearbeitet wurde, bei den folgenden Schwankungen innerhalb dieser Phase aber ähnliche Sedimente nicht mehr zur Verfügung standen und die oberen Kalkalgenriffe (wie die holozänen) demnach im sedimentfreien Milieu aufwuchsen.

Abb. 6: Aufschlußskizzen der Damnoni-Riffe (A, B) mit Lagestellen der datierten Proben



6 Schlußfolgerungen

Neben den geomorphologischen und stratigraphischen Befunden wird auch durch die hier mitgeteilten absoluten Daten wahrscheinlich, daß das prägende pleistozäne Litoralelement Kretas im letzten Interglazial angelegt wurde.

Entlang großer Teile der Nordküste bleibt es der einzige subaerisch erhaltene präholozäne Strand und liegt zudem sehr nahe am heutigen Meeresspiegel (wie bei Mochlos, Malia oder Chania). An Teilen der westlichen Südküste (z.B. bei Damnoni und Paleochora) scheint es durch eemzeitliche neotektonische und ruckhafte Vertikalbewegungen in mehrere Stockwerke gegliedert zu sein, so daß gleichartig ausgebildete und erhaltene Hohlkehlen oder Algenriffe übereinander vorkommen können. Entlang der gesamten Westküste, kleinen Abschnitten der westlichen Nordküste und großen Strecken der Südküste sowie dem Zentralteil der Ostküste um Kato Zakros (vgl. Abb. 1) gibt es darüberhinaus noch sicher ältere und höherliegende Reste von pleistozänen Küstenformen und -ablagerungen, die jedoch schlechter erhalten, weitgehend umgestaltet oder verschüttet bzw. deren Fossilien stark verwittert sind. Sie enthalten auch nicht mehr das Leitfossil *Strombus bubonius* Lmk.

Hier müßten weitere Datierungen vorgenommen werden (ebenso an den begleitenden Äolianiten), um die quartäre Entwicklung von Meeresspiegelschwankungen und Neotektonik an den Küsten Kretas noch umfassender klären zu können.

7 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: 173-179; Oxford.

DERMITZAKIS, D.M. (1972): Pleistocene deposits and old strandlines in the Peninsula of Gramboussa, in relation to the recent tectonic movements of Crete Island. - Ann. Géol. Pays. Helléniques, 24: 205-240; Athènes.

DERMITZAKIS, D.M. (1973): Recent tectonic movements and old strandlines along the coasts of Crete. - Bull. Geol. Soc. Greece, 10 (1): 48-64; Athens.

GRÜN, R. (1989): Die ESR-Altersbestimmungsmethode. - Berlin.

HEMPEL, L. (1991): Forschungen zur Physischen Geographie der Insel Kreta im Quartär. Ein Beitrag zur Geoökologie des Mittelmeerraumes. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Mathem.-Phys. Klasse, 3. Folge, 42; Göttingen.

KELLETAT, D. (1979): Geomorphologische Studien an den Küsten Kretas. Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraumes. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Mathem.-Phys. Klasse, 3. Folge, 32; Göttingen.

KELLETAT, D. (1994): Holocene neotectonics and coastal features in Western Crete, Greece, Field Guide. - In: Field methods and models to quantify rapid coastal changes. Crete Field Symposium, April 9-15, 1994. International Geographical Union, Commission on Coastal Systems: 40-78; Essen.

KELLETAT, D. (1996): Perspectives in coastal geomorphology of Western Crete, Greece. - Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 102: 1-19; Berlin, Stuttgart.

KELLETAT, D. & ZIMMERMANN, L. (1991): Verbreitung und Formtypen rezenter und subrezenter organischer Gesteinsbildungen an den Küsten Kretas. - Essener Geogr. Arb., 26; Essen.

PAPAPETROU-ZAMANIS, A. (1971): Dépôt du Tyrrhénien dans la côte septentrionale de l'île de Crète. - Ann. Géol. Pays. Helléniques, 23: 301-397; Athènes.

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 f. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 102: 21-35; Berlin, Stuttgart.

PSARIANOS, P.J. (1961): Die tyrrhenischen Ablagerungen der Insel Kreta. - Ann. Géol. Pays. Helléniques, 12: 12-17; Athènes.

SCHELLMANN, G. (1998): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien) – Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen. - Essener Geogr. Arb., 29; Essen.

SCHELLMANN, 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; Oxford.

SYMEONIDIS, N.K. (1967): Die marinen Ablagerungen des südöstlichen Teils der Insel Kreta und der gegenüberliegenden Eiländer Chrysi (Gaidouronisi), Strongylo, Koufonisi. - Ann. Géol. Pays. Helléniques, 18: 407-420; Athènes.