

Chronostratigraphische Untersuchungen litoraler und äolischer Formen und Ablagerungen an der Südküste von Zypern mittels ESR - Altersbestimmungen an Mollusken- und Landschneckenschalen

GERHARD SCHELLMANN* und DIETER KELLETAT**

Abstract

This short study presents results of field work and absolute dating by Electron-Spin-Resonance from coastal terraces, littoral and eolian sediments along the Southern coast of Cyprus, with emphasis on Younger and Late Middle Pleistocene shorelines and neotectonics. On Cyprus the picture of coastal development by sea level changes and neotectonic movements is more complex as already known. Ages of the last interglacial could be gained from terraces between 2 m a.s.l. up to 32 m a.s.l., and isotope stage 7 data could be found - partly as regressive series at the base of younger terraces - from near sea level up to 32 m a.s.l., as well. Often, they are covered by

eolianites, the younger ones reaching elevations from below modern sea level up to 15 m a.s.l. They have been deposited in Early Last Glacial or Late Last Interglacial period (O-Isotope stage 5a, 5b) around 66.000 - 95.000 BP, as shown by ESR datings of inherited shells of *Helix sp.* All in all only minor locally neotectonic movements could be detected, that indicates a general strong tectonic stability along the southwest and southeast coast of Cyprus with ca. 9 m uplift in the last 130,000 years, if sea level during the Last Interglacial maximum has been never higher than 6 m above the modern one.

Zusammenfassung

Ziel der hier vorgestellten Untersuchungen war eine chronostratigraphische Differenzierung der an der Südküste Zyperns verbreiteten jung- und mittelpleistozänen litoralen und äolischen Formen und Ablagerungen. Deren Alterseinstufung erfolgte vor allem mit Hilfe der Elektronenspin-Resonanz- (ESR-) Datierung an eingelagerten Mollusken- und Gastropodenschalen. Es zeigte sich, daß die Küstenentwicklung in diesem Zeitraum unter dem Einfluß glazialeustatischer Meeresspiegelschwankungen sowie neotektonischer Bewegungen wesentlich vielfältiger ist als man bisher annahm.

So können die an zahlreichen Küstenabschnitten zum Teil getrept in verschiedene Niveaus von 2 – 32 m über dem heutigen Meeresspiegel erhaltenen Küstenterrassen und Strandablagerungen aus dem letzten, andere aber ebenso auch aus dem vorletzten Interglazial stammen. Auch können vorletztinterglaziale Strandablagerungen als regressive Bildungen von

jüngeren letztinterglazialen Strandserien überdeckt sein. Eine chronostratigraphische Einstufung dieser unterschiedlich alten letzt- und vorletztinterglazialen Strandbildungen auf der Basis ihrer heutigen Höhenlage über Meer ist daher nicht möglich. An zahlreichen Küstenstandorten Südzyperns findet man Äolianite, die jüngeren unmittelbar entlang der aktuellen Strandlinie aus dem Meer auftauchend und bis in ca. 15 m über dem heutigen Meeresspiegel hinaufreichend. ESR-Datierungen an eingesedimentierten Schalen der Landschnecke *Helix sp.* ergaben Alter zwischen 66 – 95 ka BP. Sie belegen für diese jüngste morphologisch weit verbreitete Äolianitgeneration ein frühes letztglaziales (terrestrische Gliederung: Frühglazial) bzw. ausgehendes letztinterglaziales Alter (marine Gliederung: Sauerstoff-Isotopenstufen 5a, 5b, 5c).

Insgesamt bietet die Südküste Zyperns, von wenigen stärker verstellten Lokalitäten abgesehen, das neotektonische Bild einer seit dem jüngeren Mittelplei-

* Prof. Dr. Gerhard Schellmann, Universität Bamberg, Lehrstuhl Geographie II - Phys. Geographie, Am Kranen 1, D - 96045 Bamberg

** Prof. Dr. Dieter Kelletat, Universität Essen, FB 9 - Institut für Geographie, Universitätsstr. 15, D - 45117 Essen

stozän relativ stabilen Küste. Bei Annahme eines ca. 6 m höherer letzten interglazialen Meeresspiegels ergibt sich für die vergangenen 130.000 Jahre eine durchschnittliche *en bloc*-Hebungstendenz von ca. 9 m Höhe.

1. Einleitung

Der Anlaß für die hier vorgestellten chronostratigraphischen Untersuchungen an der Südküste Zyperns (Abb. 1) war der, dass bisher zwar schon Beschreibungen verstellter, schrägliegender, ineinander verschachtelter und von Ort zu Ort äußerst unterschiedlicher Abfolgen pleistozäner Küstenlinien, Terrassen und Strandablagerungen existieren, aber das es derzeit, von einigen wenigen punktuellen Datierungsversuchen mittels der ²³⁰Thorium/²³⁴Uran-Methode (Th/U-Methode) abgesehen (s.u.), keine systematischen Untersuchungen über deren Altersstellung gibt. Das gilt in ähnlicher Weise auch für andere Inseln des

östlichen Mittelmeergebietes und des griechischen und türkischen Festlandes.

In jüngerer Zeit haben KELLETAT, SCHELLMANN & BRÜCKNER (1999) die Ergebnisse einer ähnlichen Studie mit absoluten ESR-Daten für Kreta publiziert und erste Datierungsergebnisse für Rhodos und Zypern vorgelegt (KELLETAT & SCHELLMANN 2000). Hier sollen weitere Ergebnisse von Zypern folgen, ergänzt durch einige Aspekte der Elektronenspin-Resonanz-Altersbestimmungsmethode (ESR-Methode) bei ihrer Anwendung an pleistozänen Mollusken- und Gastropodenschalen.

Wir haben zur Datierung der jung- und mittelpleistozänen Mollusken- und Gastropodenschalen die ESR-Methode gewählt, da deren Resultate zuverlässiger sind als die für diesen Datierungszeitraum und für dieses Datierungsmaterial manchmal angewandte Th/U-Altersbestimmungsmethode. Die geringe Zuverlässigkeit von Th/U-Datierungen an Mollusken- und Gastropodenschalen ist bereits mehrfach anderweitig diskutiert worden (u.a. KAUFMAN et al. 1971, SCHELLMANN & RADTKE 1997, SCHELLMANN 1998).

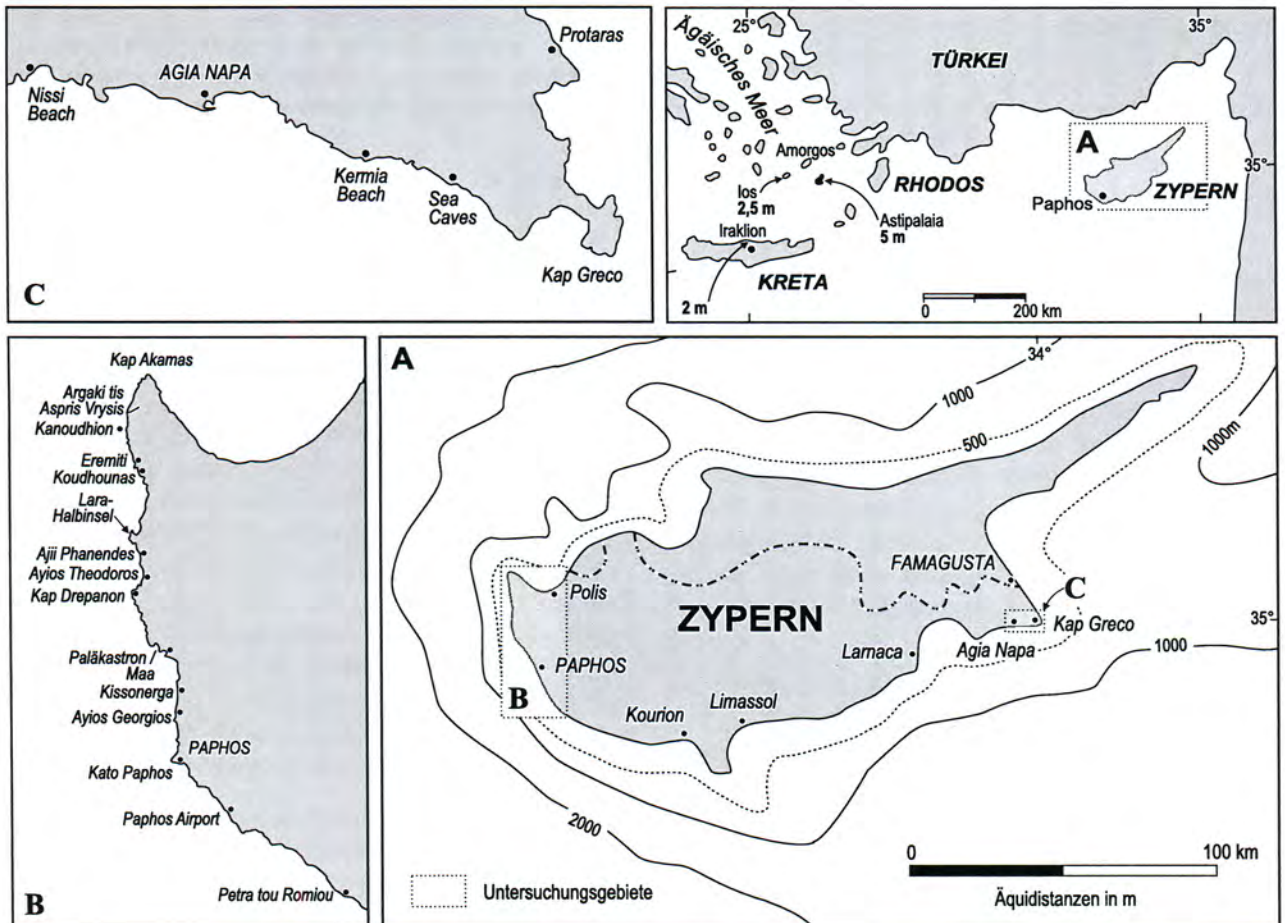


Abb. 1: Lage der Untersuchungsgebiete.

2. Methodisches zur ESR-Altersbestimmung an marinen Mollusken (Muscheln- und Austernschalen) und terrestrischen Gastropoden (Landschnecken)

Durch die Untersuchungen sollte nach ersten vielversprechenden Ergebnissen an Proben von Kreta (KELLETAT et al. 1999) und Zypern (KELLETAT & SCHELLMANN 2000) die Qualität von ESR-Datierungen an Austern- und Muschelschalen weiter abgesichert werden und zudem der Versuch unternommen werden, erstmalig die in pleistozänen Äolianiten begrabenen Schneckenschalen der Gattung *Helix sp.* mittels der ESR-Altersbestimmungsmethode zu datieren.

Bisher ist es nicht möglich, die an Küsten des Mittelmeerraumes weit verbreiteten Äolianite über das Holozän hinaus zu datieren, da deren Alter jenseits der Datierungsgrenze der ^{14}C -Methode liegt. Hinzu kommt, dass diese Äolianite fast ausschließlich aus karbonatischen Fossil- und Mineralbruchstücken bestehen, und aus diesem Grunde die Gehalte an Feldspäten und Quarzen im allgemeinen zu gering sind, um eine Datierung mit der OSL- und/oder TL-Altersbestimmungsmethode durchzuführen. Von daher ist eine chronostratigraphische Einstufung pleistozäner Äolianite derzeit eigentlich nur über die ESR-Altersbestimmung begrabener Schneckenschalen möglich. Die lokal begrenzten Vorkommen holozäner Äolianite auf Zypern können dagegen mit der ^{14}C -Methode datiert werden, wenn auch nicht in der gewohnten hohen Genauigkeit dieser Methode, da bei der ^{14}C -Datierung von Landschnecken durch Einbau alten, ^{14}C -abgereicherten Kohlenstoffes in deren Schale terrestrisch bedingte ^{14}C -Reservoirfehler in unbekannter Größenordnung von einigen hundert bis tausend Jahren auftreten können.

2.1. ESR-Messparameter und Bestrahlungsschritte

Die ESR-Messungen wurden am Geographischen Institut der Universität zu Köln auf einem Bruker ESP 300E durchgeführt. Folgende Meßparameter fanden, von den *Helix*-Proben K 2808, K 2866, K 2867 abgesehen (s.u.), Verwendung: Mikrowellenleistung 25,3 mW, Modulationsamplitude 0,49 G, sweep time 20,972 s, sweep width 40 G. Bei allen Proben diente das g-sensitive Hauptsignal bei $g = 2,0006 \pm 0,0001$ als Datierungssignal (Abb. 2). Obwohl dieses Signal von dem sogenannten „A-Signal-Komplex“ (u.a. BARABAS et al. 1992), bei kalzit-führenden Schalen auch von Mn^{2+} -Linien überlagert wird (u.a. MOLODKOW 1996, MOLODKOW 1988, LOW & ZEIRA 1972), und wahrscheinlich aus unterschiedlich strahlungsensitiven An-

teilen besteht (SCHELLMANN & RADTKE 1999), hat es sich in den letzten Jahren als das bei der ESR-Datierung aragonitischer Substanzen, wie den hier altersbestimmten Molluskenschalen (*Glycymeris sp.*, *Spondylus sp.*), am besten geeignete ESR-Signal erwiesen.

Die Bestimmung der in den untersuchten Proben gespeicherten Äquivalenzdosis (D_E) erfolgte in der Regel an 20 oder auch mehr Aliquots (Tab. 1) der Siebfraction 150 - 250 μm zu je 0,2 g. 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. Bis auf ein 1 Aliquot wurden alle anderen mit der ^{60}Co -Quelle der Strahlenklinik der Universität Düsseldorf bis maximal 712 Gy bestrahlt (Tab. 1). Die Dosisleistung der Strahlenquelle betrug zwischen 1 - 2,2 Gy/min.

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 und die D_E -Berechnungen mit dem Programm „fit-sim“ von GRÜN (Version 1993) durchgeführt, unter Verwendung der bei SCHELLMANN & RADTKE (2000) beschriebenen D_E - D_{Max} -Plot-Prozedur.

Die Quantifizierung der internen und externen Dosisraten erfolgte über die Urangelhalte in den Schalen und über die Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte der Umgebungssedimente (Tab. 1). Diese Elementgehalte wurden bestimmt mit Hilfe der NAA- (Uran, Thorium) bzw. ICP-Methode (Kalium) von der Fa. Xral Lab. (Kanada), der Fa. Bequerel Lab. (Australien), teilweise mittels der ICPMS-Methode (Uran, Thorium, Kalium) am Geochemischen Institut der Universität Göttingen. Sie gingen mit einem Fehlerquotienten von $\pm 10\%$ in die Altersberechnungen ein, bei Doppelanalysen wurde der Mittelwert und als Fehler dessen Standardabweichung verwendet.

Die Aragonitgehalte wurden im Vergleich zu Standardproben röntgendiffraktometrisch auf einem Siemens D5000 Röntgendiffraktometer abgeschätzt (Tab. 1). Zur Erfassung eventuell vorhandener Mn^{2+} -Linien und anderer Verunreinigungen wurde für jede Probe ein ESR-Screen über 6000, 300 und 40 Gauss durchgeführt. 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 $\pm 20\%$

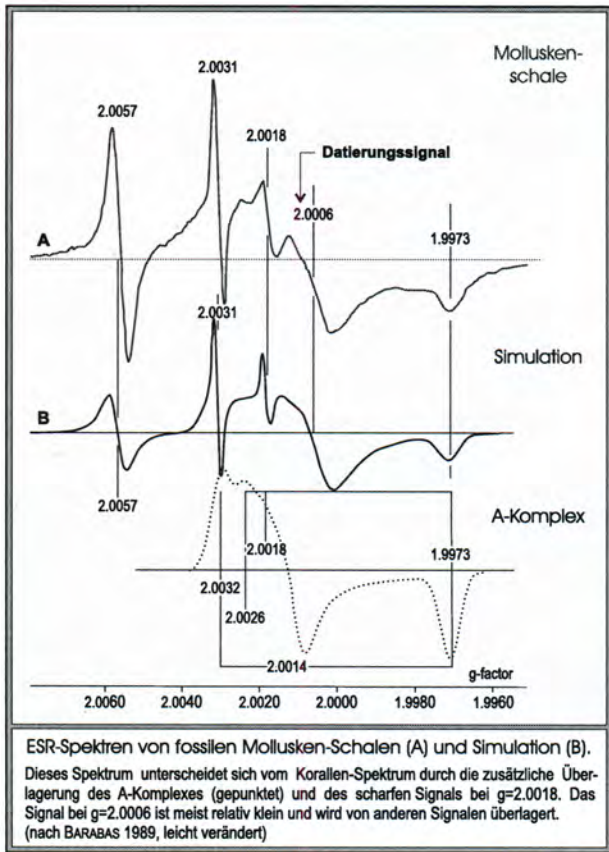


Abb. 2: Typisches ESR-Signalspektrum einer Molluskenschale (verändert nach BARABAS 1989).

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 Molluskenschalen Uran sehr frühzeitig innerhalb von wenigen Jahrtausenden auf. Wenn auch dadurch weitere *post mortem* Uranmigrationen nicht ausgeschlossen werden können, so ist doch eher davon auszugehen, dass ESR-Alter, die unter Annahme einer frühen Uranaufnahme („*early uranium uptake model*“) berechnet werden (Tab. 1), korrekter sind als solche, denen eine kontinuierliche lineare Uranaufnahme („*linear uranium uptake model*“) zugrunde liegt.

2.2. Methodisches zur ESR Datierung von Landschneckenschalen der Gattung *Helix sp.*

Wie die Abb. 3 - 5 zeigen, besitzen sowohl Landschneckenschalen der Gattung *Helix sp.* (Abb. 3), Muschelschalen der Gattung *Glycymeris sp.* (Abb. 4) so-

wie Austernschalen der Gattung *Spondylus sp.* (Abb. 5) bei $g = 2,0006$ ein γ -sensitives Signal, das mit zunehmender γ -Bestrahlung anwächst. Alle drei Gattun-

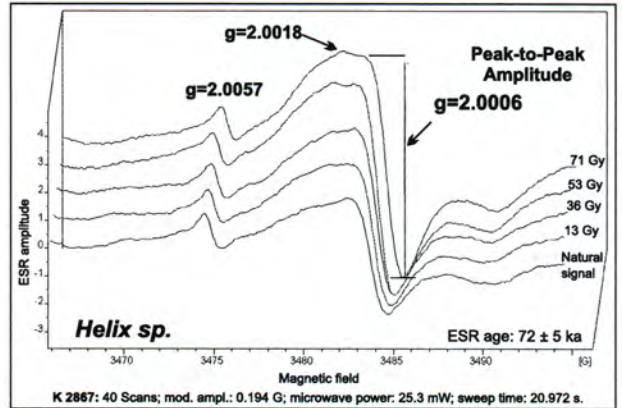


Abb. 3: ESR-Signale einer frühwürmzeitlichen bzw. spät-letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5a) Gastropode der Gattung *Helix sp.* von Zypern und das durch γ -Bestrahlung hervorgerufene Signalwachstum.

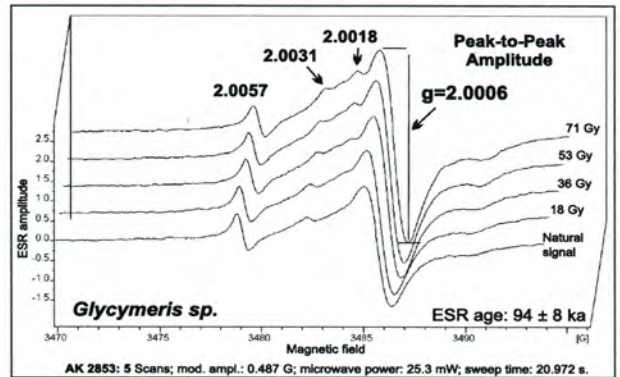


Abb. 4: ESR-Signale einer spät-letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5c) Muschelschale der Gattung *Glycymeris sp.* von Zypern und das durch γ -Bestrahlung hervorgerufene Signalwachstum.

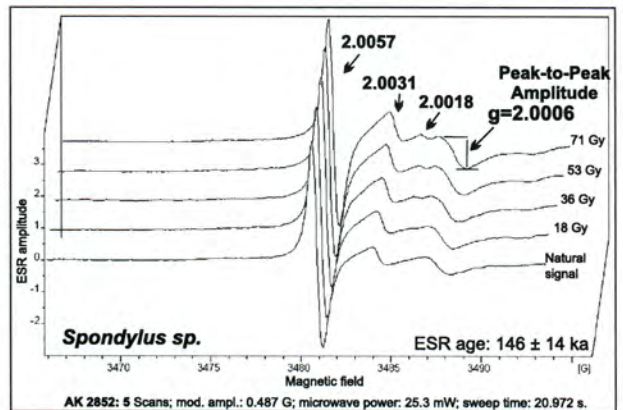


Abb. 5: ESR-Signale einer letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5e) Austernschale der Gattung *Spondylus sp.* von Zypern und das durch γ -Bestrahlung hervorgerufene Signalwachstum.

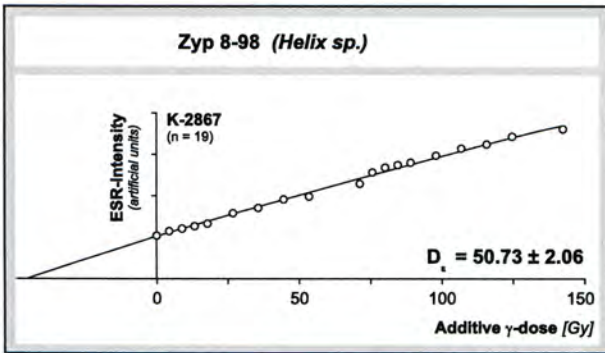


Abb. 6: ESR-Aufbaukurve einer frühwürmzeitlichen bzw. spät-letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5a) Gastropode der Gattung *Helix sp.* von Zypern.

gen haben weitere ESR-Signale bei $g = 2.0018$ und bei $g = 2.0057$, die aber nicht zur Datierung geeignet sind. Sie sind entweder nicht γ -sensitiv ($g = 2.0057$) oder sehr früh gesättigt und thermisch sehr instabil ($g = 2.0018$). Daher ist ebenso wie bei der ESR-Datierung von Korallen, Foraminiferen und Muschelschalen auch bei den Landschnecken- und Austernschalen das ESR-Signal bei $g = 2.0006$ am besten zur Datierung geeignet. Es ist γ -sensitiv, thermisch unter natürlichen Temperaturbedingungen sehr stabil. Erst oberhalb von ca. 80°C verändert es seine Größe, oberhalb von 120°C wird es infolge des Verlustes von Kristallwasser, an der das Signal gebunden ist, zerstört.

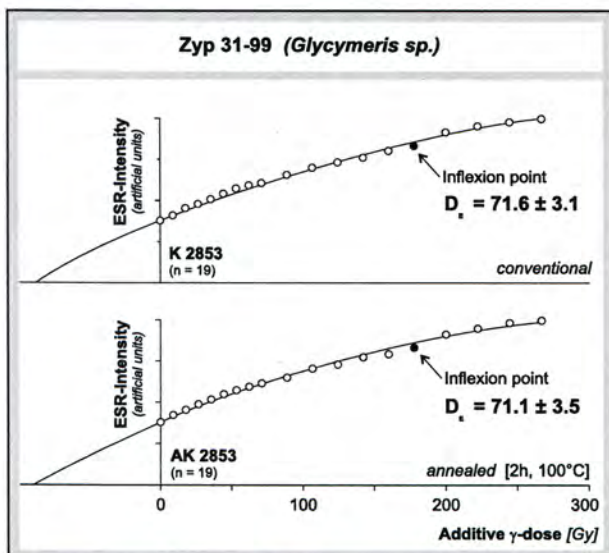


Abb. 7: Additive ESR-Aufbaukurve einer letztinterglazialen Muschelschale von Zypern mit deutlichem Inflexionspunkt.

obere Kurve: konventionelle ESR-Aufbaukurve ohne weitere Erhitzung nach der Bestrahlung;
untere Kurve: Kurvenverlauf derselben Probe, aber vor der ESR-Messung zweistündige thermische Behandlung aller Aliquots bei 100°C im Trockenschrank („pre-heating“-Verfahren).

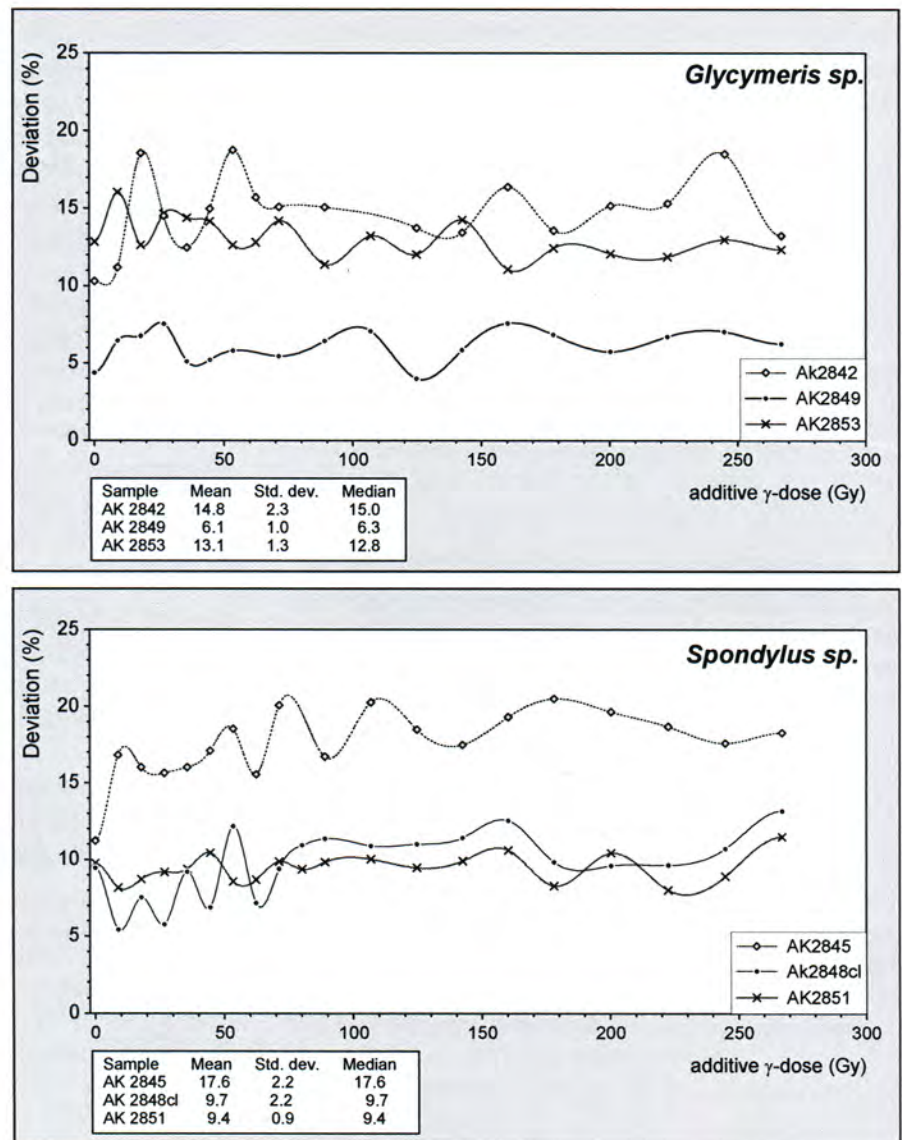
Das Datierungssignal $g = 2.0006$ ist häufiger nicht das dominante Signal und zwar weder bei den ESR-Signalspektren von Molluskenschalen noch bei den untersuchten terrestrischen Landschneckenschalen der Gattung *Helix sp.*, sondern kann von anderen Signalen in der Nachbarschaft an Amplitudenhöhe übertroffen werden. Besonders bei den ESR-Spektren von *Helix sp.* verschmilzt es häufiger mit dem benachbarten Hauptsignal bei $g = 2.0018$, wie in Abb. 3 zu sehen. Beide Signale könnten durch Erniedrigung der Mikrowellenleistung getrennt werden, was aber für das Datierungssignal mit einem schlechteren Signal/Rausch-Verhältnis einhergeht. Stattdessen ist es sinnvoller, die Modulationsamplitude auf 0.194 G zu erniedrigen, das sind ca. 10% der Bandbreite des Signals $g = 2.0006$, und gleichzeitig die Anzahl der Scans auf 40 Scans oder mehr zu erhöhen.

Wie Abb. 6 beispielhaft zeigt, sind bei Verwendung dieser Meßbedingungen für Schneckenschalen der Gattung *Helix sp.* additive ESR-Aufbaukurven mit einem D_e -Fehlerintervall von unter $\pm 5\%$ möglich.

2.3. Inflexionspunkte und „pre-heating“-Verfahren

Wie bereits seit längerem bekannt, besitzen additive ESR-Aufbaukurven von Korallen und Muschelschalen das Phänomen von Inflexionspunkten, oberhalb derer das Signalwachstum erneut stark ansteigt (Abb. 7). Die oberhalb solcher Inflexionen gelegenen ESR-Meßwerte sollten bei der D_e -Berechnung nicht verwendet werden, wie dies anderweitig bereits ausführlicher beschrieben und diskutiert wurde (SCHELLMANN 1998, SCHELLMANN & RADTKE 1997, SCHELLMANN & RADTKE 1999, SCHELLMANN & RADTKE 2000).

Die Berechnungen der D_e -Werte erfolgte mit Hilfe der dort beschriebenen D_e - D_{max} -Plot-Prozedur (D - DP -Prozedur), die zunächst von SCHELLMANN & RADTKE (1997) als „plateau screening - Verfahren“ bezeichnet wurde. Da Inflexionspunkte nicht durch Veränderungen von ESR-Meßparametern zu eliminieren sind (SCHELLMANN 1998, SCHELLMANN & RADTKE 1997), testeten wir an verschiedenen *Glycymeris*- und *Spondylus*-Schalen von Zypern, inwieweit durch Erhitzen bei 2h und 100°C im Trockenschrank nach der γ -Bestrahlung und vor der ESR-Messung solche Inflexionspunkte beseitigt werden können, und inwieweit das bei dieser Temperatur erzeugte Wachstum des Datierungssignals bei $g=2.0006$ auch die Qualität der resultierenden Aufbaukurven verbessert. Ein solches „pre-heating“-Verfahren wird derzeit u. a. von MOLODKOW et al. (1998) bei der ESR-Datierung von Molluskenschalen benutzt.

**Abb. 8:**

Erhöhtes Signalwachstum des ESR-Datierungssignals bei $g = 2,0006$ durch zweistündige Erhitzung aller Aliquots bei 100°C im Trockenschrank dargestellt als Abweichung in Prozent von den zuvor gemessenen Signalthöhen der unbehandelten Aliquots.

Oben: Ergebnisse von drei letztinterglazialen Schalen von *Glycymeris sp.* von Zypern;

unten: Ergebnisse von drei letztinterglazialen Schalen von *Spondylus sp.* von Zypern.

Wie Abb. 8 zeigt, erzeugt man durch dieses Verfahren bei Schalen von *Glycymeris sp.* und *Spondylus sp.* ein Wachstum des Datierungssignals um ca. 5 - 20 % verglichen mit den vor der Erhitzung gemessenen Signalthöhen. Die Schwankungsbreite innerhalb einer Probenreihe von ca. 3 - 6% zeigt keinen systematischen Trend und ist daher wohl auf meßanalytische Geräteschwankungen zurückzuführen. Abgesehen von einer generellen höheren Lage der erhitzten Proben, unterschieden sich die Aufbaukurven von erhitzten und nicht erhitzten Aliquots weder bei den *Glycymeris*-, noch bei den untersuchten *Spondylus*-Schalen. Die resultierenden D_E -Werte sind innerhalb der Fehlergrenzen fast identisch.

Auch das Problem von Inflexionspunkten, wie in Abb. 7 zu sehen, wird durch die „pre-heating“-Prozedur nicht gelöst. Das bedeutet aber, dass Inflexionspunkte wahrscheinlich nicht das Ergebnis einer Überlagerung zweier unterschiedlicher ESR-Zentren sind. Wahrscheinlich liegt die Ursache in der künstlichen Bestrah-

lung mit extrem hohen Dosisleistungen von 1 - 2,2 Gy/min, die immerhin um den Faktor 10^6 höher sind als natürliche Strahlendosisraten. Dadurch scheinen von Kristall- zu Kristallindividuum unterschiedlich mit zunehmender Strahlendosis unvermittelt überproportional viele ESR-sensitive Zentren bei $g = 2,0006$ erzeugt zu werden, die dann in der additiven ESR-Aufbaukurve einen Inflexionspunkt hervorrufen. Das würde auch erklären, warum ESR-Aufbaukurven vom Signal $g = 2,0006$ durchaus mehrere Inflexionspunkte besitzen können, und warum das Signal selbst bei extrem hohen Bestrahlungsdosen von bis zu 5000 Gy und mehr keine Sättigung erreicht.

Da viele der untersuchten Muschel-, Austern- und Schnecken- und Schalen wenn auch nur geringe kalzitische Anteile aufweisen (Tab. 1), besitzen sie dadurch aber auch mehrfache Abfolgen eines Signaltuplets von Mn^{2+} -Linien, die in primären und sekundären Kalziten auftretend das Datierungssignal bei $g = 2,0006$ beeinflussen könnten. Die Ergeb-

nisse der Altersdatierungen geben dazu aber keine Entscheidungshilfen (Tab. 1).

2.4. Vergleich der Datierungsergebnisse von ESR- und Radiokohlenstoff-Altersbestimmungen an holozänen und frühwürmzeitlichen/spät-letztinterglazialen Landschnecken der Gattung *Helix* sp.

Wie oben ausgeführt, sind vom ESR-Signalverhalten Muschelschalen der Gattung *Glycymeris* sp., Austernschalen der Gattung *Spondylus* sp. und auch Landschneckenschalen der Gattung *Helix* sp. potentiell zur Altersbestimmung mittels der ESR-Methode geeignet. Für einige der ESR-datierten Landschneckenschalen liegen parallel vorgenommene Radiokohlenstoff-Altersbestimmungen vor (Tab. 1). Diese ^{14}C -Datierungen wurden von Dr. B. KROMER (Universität Heidelberg, Institut für Umweltphysik) durchgeführt.

Die Ergebnisse von ^{14}C -Altersbestimmungen an terrestrischen Karbonaten wie Landschneckenschalen sind zwar generell aufgrund von Reservoireffekten durch Einbau von terrestrischen Kohlenstoff um einige Jahrhunderte zu alt, aber bis zur oberen Datierungsgrenze, die an Karbonaten bei ca. 25.000 Jahren anzusetzen ist, sind sie durchaus für den direkten Vergleich mit parallel durchgeführten ESR-Datierungen geeignet. So ergab die Datierung einer Kollektion von Landschneckenschalen aus holozänen Äolianiten an der Lokalität Kap Greco

mit der Radiokohlenstoffmethode ein mittelholozänes ^{14}C -Alter um 6.000 ^{14}C BP (Tab. 1: Probe Zyp 6-98, 6-97).

Zu einem ähnlichen mittelholozänen Altersresultat um ca. 6.800 BP kommt auch die parallel durchgeführte ESR-Datierung dieser Probe. Das ESR-Alter muß aber noch durch mehr Aliquots für die Berechnung des D_E -Wertes über eine sequentielle Aufbaubestrahlung weiter abgesichert werden, so dass derzeit lediglich die Aussage ein ESR-Alter im Bereich des mittleren Holozäns bei ca. 6000 BP möglich ist.

Die aus pleistozänen Äolianiten geborgenen Kollektionen von Schnecken (Tab. 1: Proben Zyp 8-98, Zyp 7-98, Zyp 5-98) besitzen ^{14}C -Alter zwischen ca. 30.000 - 35.000 Jahren ^{14}C BP. Diese Alter liegen an der Datierungsobergrenze der Radiokohlenstoff-Methode zumindest bei ihrer Anwendung an Karbonaten (u.a. RADTKE & SCHELLMANN 1996). Das bestätigen sehr schön die deutlich älter ausfallenden frühwürmzeitlichen (nach kontinentaler Gliederung) bzw. spät-letztinterglazialen (nach mariner Gliederung O-Isotopenstufe 5a, 5b, 5c) ESR-Datierungsergebnisse von ca. 66 bis 95 ka Jahren (Tab. 1: Zyp 8-98, Zyp 7-98, Zyp 1-00 bis Zyp 6-00).

Mit Hilfe von ESR-Altersbestimmungen an den in den Äolianiten begrabenen Landschneckenschalen ist es damit erstmalig möglich, diese zu datieren und damit eine Vorstellung über das Alter dieser an den Küsten des Mittelmeerraumes weit verbreiteten pleistozänen Küstendünen zu erhalten.

3. Untersuchungsstand zur geochronologischen Einstufung der Küstenterrassen, Strandablagerungen und Äolianite auf Zypern

In den älteren Arbeiten aus dem Anfang der sechziger Jahre über die Verbreitung und Altersstellung des Küstenformenschatz auf Zypern dominieren Vorstellungen, das diese von ihrem Alter her generell höhenmäßig angeordnet sind: vom den am höchsten gelegenen altquartären Formen bis hin zu den nur wenige Meter über dem heutigen Meeresspiegel sich erhebenden jungquartären Strandbildungen. Ohne absolute Altersbelege wurden so die Küstenterrassen Zyperns altimetrisch im Vergleich mit anderen Mittelmeerküsten, manchmal auch anhand vermeintlicher Leitfossilien, chronostratigraphisch eingeordnet (u.a. BIROT & VAUMAS 1963, VAUMAS 1965, PANTAZIS 1966, DUCLOZ 1967). PANTAZIS (1966) findet zum Beispiel drei marine Terrassen in 12 m ü. M. ein Tyrrhen II mit *Strombus bubonius*, sowie bei 35 m ü. M. ein Tyrrhen II ohne *Strombus bubonius* und bei 75 m ü. M. ein Sicilien. An der Nordküste Zyperns sind nach DUCLOZ (1967) ohne genaue Lokalitätsangaben Terrassen bei 5, 20, 50, 140, 185 und 230 m ü. M. verbreitet. Nach TURNER (1971) findet man in einer Höhenlage von 3–4 m ü. M. ein Versilien, in 4–6 m ü. M. ein Tyrrhen III, in 12–21 m ü. M. ein Tyrrhen II mit *Strombus* und *Cladocora* und in 36–43 m ü. M. ein Tyrrhen I. Terrassenflächen in 49–75 m ü. M. stuft er als Milazzo ein, in 61–91 m ü. M. ins Sicilien und *Hyalinea balthica* führende marine Ablagerungen in 183–244 m ü. M. ins Calabrien. Die höchste Terrasse bei 305–366 m ü. M. ordnet er in das Mittelpliozän. Da genaue Lokalitäten nicht beschrieben werden, ist diese Publikation nur sehr schwer nachzuvollziehen. DREGHORN (1981) beschäftigt sich eher mit tektonischen Bewegungen in historischer Zeit und beschreibt bis 1 km breite Terrassenflächen in ca. 3 m, 4–5 m, 10–12 m und 20 m ü. M.

VITA-FINZI (1990) beschreibt von verschiedenen Lokalitäten an der Westküste Zypern, u.a. von Paphos, Coral Bay, Loutra Aphroditis, Jeroskopí, bis zu sechs pleistozäne Küstenterrassen zwischen 5 m und 350 m ü. M. Für die tieferen Niveaus in 3,5–30 m ü. M. gibt er eine chronostratigraphische Einstufung anhand von Radiokarbondatierungen eingelagerter Mollusken. Die meisten Datierungen stammen aus 10–13 m hohen Strandablagerungen. Die erzielten ^{14}C -Alter streuen zwischen 30.270 BP bis über 44.240 BP. Er selbst stellt allerdings zu Recht fest, dass es sich bei diesen hohen ^{14}C -Alterswerten nur um Mindestalter handele (VITA-FINZI 1993: 422). Dieses Phänomen, dass bei der Datierung mariner Molluskenschalen, aber auch terrestrischer Schneckenschalen, wie letzteres die stark divergierenden Datierungsergebnisse der ESR- und ^{14}C -Altersbestimmungen pleistozäner *Helix sp.* von der Südostküste Zyperns in Tab. 1 zeigen, die ^{14}C -

Methode maximal bis ca. 25.000–30.000 ^{14}C BP relativ verlässliche Alterswerte liefert, hat sich in den letzten Jahren durch den Vergleich mit anderen Datierungsmethoden auch an anderen Küsten der Erde immer wieder gezeigt (u.a. RADTKE & SCHELLMANN 1996). Die von VITA-FINZI (1990) publizierten ^{14}C -Datierungsergebnisse schließen daher ein letztinterglaziales oder sogar noch älteres pleistozänes Alter der bis zu 30 m hohen Terrassenniveaus an der Westküste Zyperns nicht aus.

Insofern ist es nicht widersprüchlich, das POOLE & ROBERTSON (1990, dies. 1991) mittels ^{230}Th ium/ ^{234}U ran-Altersbestimmungen nachweisen konnten, dass die an der Südküste Zyperns in ca. 3 m ü. M. und in ca. 8–11 m ü. M. erhaltenen Küstenterrassen im letzten, vor- oder drittletzten Interglazial entstanden, wobei deren Datierungsergebnisse aus dem 8–11 m Niveau zwischen 141–300 ka und die aus dem ca. 3 m Niveau zwischen 108–138 ka streuen. Auf der Basis von insgesamt 28 Th/U-Altersbestimmungen an *Cladocora caespitosa* postulieren sie eine gleichmäßige Hebung der gesamten Insel. POOLE & ROBERTSON (1990, dies. 1991) nehmen zudem an, dass *Cladocora*, welche in Stöcken von 1 bis 2 m Durchmesser in ganzen Kolonien zu finden wären, was uns aber im Gelände nicht gelang, in einer Wassertiefe bis 10 m gewachsen sei. Daraus berechnen sie dann Höhenlagen des eem-zeitlichen Meeresspiegels.

GREENSMITH (1994) zitiert in seiner kleinen Monographie 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 ü. M., so bei Coral Bay, Agios Georgios oder Gouvernors Beach östlich von Limassol. Die höchsten Ebenen bei 350 m ü. M. stellt er ins Pliozän, aber die zwischen 100 m und 160 m bereits ins Pleistozän.

Völlig unberücksichtigt wurde bei den bisherigen Versuchen einer chronostratigraphischen Einstufung der Küstenterrassen Zyperns, dass unterschiedlich hohe Küstenterrassen nicht unbedingt während verschiedener warmzeitlicher Meeresspiegelhochstände entstanden sein müssen. So haben beispielsweise die wahrscheinlich nur wenige Jahrtausende andauernden Submaxima oder Regressionen des letzten und vorletzten Interglazials selbst in einem Gebiet wie der patagonischen Atlantikküste mit seiner nur geringen tektonischen Hebungstendenz mehrere ausgedehnte Terrassenniveaus mit bedeutenden Strandablagerungen hinterlassen, wobei Küstenformen und -ablagerungen aus verschiedenen Interglazialen sogar in

ähnlicher Höhenlage über dem heutigen Meeresspiegel verbreitet sein können (SCHELLMANN 1998).

Die zeitliche Stellung der an vielen Küstenabschnitten Südzyperns verbreiteten Äolianite ist bisher unbekannt. Häufig wird für diese im Mittelmeerraum weit verbreiteten Küstenformen die nicht belegte und irrtümliche Ansicht vertreten, dass diese Bildungen während eines arideren hochglazialen Klimas von den weiten trockengefallenen Schelfbereichen im Vorland der heutigen Küste ausgeweht seien. Bereits die heutige Verbreitung dieser Formen als langgestreckte, kuppige Dünenzüge parallel zur heutigen Küstenlinie Südzypers, in der Regel nur wenige hunderte von Metern vom heutigen Strand entfernt, weist daraufhin, dass das Auswehungsgebiet nicht weit von der aktuellen Strandlinie entfernt lag.

Bei den gut erhaltenen jüngeren Äolianitzügen ergibt sich aus der Neigung ihrer Luvhänge, die bis an die heutige Strandlinie und darunter reichen, sofern sie nicht durch ein Kliff unterbrochen sind, dass deren Wurzelzone nur wenige Meter bis Dekameter vor der heutigen Küste gelegen hat. Für ihre Bildung bedurfte es also eines nur wenige Dekameter tieferen Meeresspiegels und nicht hochglazialer Verhältnisse mit mehr

als 120 m Meeresspiegelabsenkung. Insofern sind die einzelnen heute an der Küste Südzypers erhaltenen Äolianitzüge relativ strandnahe Bildungen, deren Anwehung bei einem nur wenige Meter bis Dekameter tieferen Meeresspiegel als gegenwärtig stattfand.

Damit stimmt überein, dass die jüngsten Äolianite, von wenigen kleinräumig mittelholozänen Umlagerungen abgesehen (s.u.), aus dem Frühglazial der letzten Kaltzeit bzw. aus dem Ausgang des letzten Interglazials vor ca. 72.000 - 88.000 BP stammen (s.u.), als der Meeresspiegel, wie man inzwischen weiß, maximal wenige Dekameter unter dem aktuellen lag. Bisher konnten wir keine Äolianite finden, die aus dem Hochglazial der letzten Kaltzeit stammen. Diese sind heute submarin im Vorland der zyprischen Küste zu suchen.

Auf diese Weise ist auch erklärbar, dass alle bisher datierten Äolianite, in denen eingesedimentierte Schalen von Landschnecken erhalten sind, aus den beiden oben genannten Perioden stammen oder älter sind. In den älteren, stärker verbraunten und verkarsteten prä-frühwürmzeitlichen Äolianiten konnten keine Schnecken- schalen gefunden werden. Sie sind wahrscheinlich bereits vom Sickerwasserstrom weg gelöst worden.

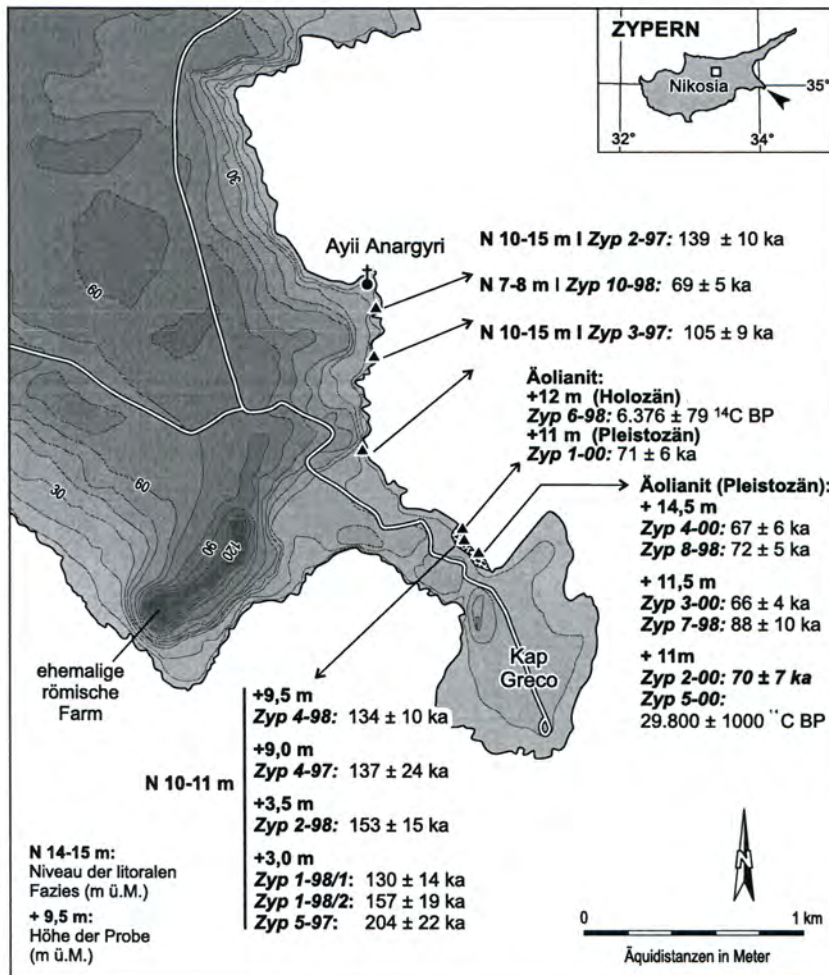


Abb. 9: Lage der ESR-datierten pleistozänen Küstenterrassen am Kap Greco, Südostküste von Zypern.

Tab. 1: ESR-Datierungsergebnisse an fossilen Mollusken- und Gastropodenschalen von Zypern.

S ü d o s t k ü s t e							
Lokalitäten	Labor-Nr.	Proben-Nr. Zyp	Niveau litorale Fazies (m ü. M.)	Höhe (Probe) (m ü. M.)	O ¹⁶ /O ¹⁸ Isotopen- Stufe	Gattung, Art (+) = ESR Mn ²⁺ - Signale vorhanden	Aragonit ¹⁾ ca. %
Kap Greco, bei der Anargyri Kirche	K 2810	2-97	10 -15 m	+9,5 m	5e	<i>Spondylus sp.</i> (+)	99
	K 2812	3-97	10 - 15 m	10	5c	<i>Glycymeris sp.</i> (+)	99
	K 2832	10-98	7 - 8 m	+7,5 m	5a	<i>Spondylus sp.</i> (+)	97
Kap Greco (P1/98, P1/00)	K 2830	4-98	10 - 11 m	+9,5 m	5e	<i>Glycymeris sp.</i> (+)	97
	K 2811	4-97		+9 m	5e	<i>Glycymeris sp.</i>	100
	K 2829	2-98		+3,5 m	5e	<i>Glycymeris sp.</i>	100
	K 2827	1-98/1	Basis-	+3 m	5e	<i>Glycymeris sp.</i>	99
	K 2828	1-98/2	konglo-	+3 m	5e/7	<i>Glycymeris sp.</i>	100
	K 2809	5-97	merat	+3 m	7	<i>Glycymeris sp.</i>	100
	K 2867	8-98	Äolianit, pleistozän	+14,5 m	5a	<i>Helix sp.</i> (+)	97
	Hd 20306						
	K 4053	4-00		+14,5 m	5a	<i>Helix sp.</i> (+)	98
	K 2866	7-98	Äolianit, pleistozän	+11,5 m	5b	<i>Helix sp.</i> (+)	95
	Hd 20606						
	K4052	3-00		+11,5 m	5a	<i>Helix sp.</i> (+)	98
	K 2865	5-98	Äolianit, pleistozän	+11 m		<i>Helix sp.</i> (+)	
	Hd 20375						
	K 4051	2-00		+ 11 m	5a	<i>Helix sp.</i> (+)	96
	K 4050	1-00	Äolianit, pleistozän	+ 11 m	5a	<i>Helix sp.</i> (+)	90
Hd 20364	6-98	Äolianit,	+12 m	1	<i>Helix sp.</i> (+)		
K 2808	6-97	holozän		1		<30	
Agia Napa, Nissi Beach (Bucht)	K-4054	5/00	Äolianit, pleistozän	bis 12 m	5a	<i>Helix sp.</i> (+)	95
Agia Napa, Nissi Beach (Küstenvorsprung)	K-4055	6/00	Äolianit, pleistozän	bis 12 m	5c	<i>Helix sp.</i> (+)	97
S ü d w e s t k ü s t e							
Kap Yeronisos	K 2833	11-98	8 m	7 m	7	<i>Glycymeris sp.</i>	100
Lara-Halbinsel	K 2851	28-99	7 - 8 m	+7 m	5e/7	<i>Spondylus sp.</i> (+)	99
	K 2852	29-99			5e	<i>Spondylus sp.</i> (-)	100
	K 4056	7-00	+ 5 m	+ 4,5 m		<i>Spondylus sp.</i>	
3,3 km N Kap Drepanon (P2/98)	K 2842	10-99	4 - 5 m	+4 m	5a	<i>Glycymeris sp.</i>	100
	K 2838	15-98		+3,5 m	5a	<i>Glycymeris sp.</i> (+)	95
	K 2837	14-98		+2,5 m	5e	<i>Glycymeris sp.</i> (+)	<60
	K 2835	13-98/1	2 -3 m	+1,8 m	7	<i>Glycymeris sp.</i> (+)	99
	K 2836	13-98/2			7	<i>Glycymeris sp.</i> (+)	99
2 km N Kap Drepanon (südl. Aspros-Schlucht)	K 2839	16-98/1	35 m	+32 m	5e/7	<i>Glycymeris sp.</i>	100
	K 2840	16-98/2			5e/7	<i>Glycymeris sp.</i> (+)	90
	K 2807	9-97			7	<i>Glycymeris sp.</i>	100
Kap Drepanon	K 2841	17-98	16 m	+15, 5 m	5e	<i>Glycymeris sp.</i>	100
1. Kap N Paleokastron	K 2843	13-99	6 - 8 m	+7 m	5c/e	<i>Spondylus sp.</i> (+)	99
Maa - Paläokastron	K 2845	19-99	6 - 8 m	+7 m	5a	<i>Spondylus sp.</i>	100
Coral Bay Nord	K 2846	20-99	10 - 12 m	+11 m	5e	<i>Glycymeris sp.</i>	100
	K 2847	21-99	6 m	+5,2 m	5c/e	<i>Spondylus sp.</i>	100
Coral Bay Süd	K 2848	22-99	17 m	+14 m	5c/e	<i>Spondylus sp.</i> (+)	95
westl. Kissonerga	K 2849	24-99	2 m	+1,5 m	5a	<i>Glycymeris sp.</i>	100
1 km S Paphos	K 2853	31-99	4 m	+3 m	5c	<i>Glycymeris sp.</i> ²⁾	100
	K 2854	32-99			5c	<i>Glycymeris sp.</i> ²⁾	100

* = Mittelwert von Doppelanalysen

¹⁾ = röntgendiffraktometrische Bestimmung²⁾ = beidschalige Muschel (*in situ*)

Tab. 1 - Fortsetzung -

U (intern) (ppm)*	U (ppm)	Th (Sediment) (ppm)	K (%)	Akkum. Dosis (D _E) (Gy)	ESR-Alter frühe U.		Aliquots max. Dosis		¹⁴ C-Alter	
					(ka)	±	n	Gy	(a BP)	δ ¹³ C
0,81*	0,84	0,24	0,05	72,5 ± 2,2	139	10	38	334		
0,40*	1,62	0,48	0,08	53,3 ± 3,9	105	9	12	102		
0,70	1,30	2,40	0,17	44,0 ± 2,8	69	5	20	289		
1,20	1,30	1,30	0,23	102,6 ± 4,1	134	10	19	267		
2,30*	2,30	1,20	0,13	153,9 ± 24,5	137	24	35	303		
1,20	2,20	1,20	0,20	124,4 ± 9,2	153	15	35	303		
1,0	0,90	1,30	0,39	77,5 ± 6,2	130	14	20	289		
1,20	1,30	1,40	0,35	111,3 ± 11,1	157	19	20	289		
0,90	0,86	0,74	0,33	120,2 ± 10,2	204	22	36	334		
0,93	1,60	1,40	0,27	50,7 ± 2,1	72	5	19	142	32.500 ± 1800	-8,30
0,28*	2,10	1,10	0,37	53,7 ± 0,9	67	6	19	267		
0,84	1,60	1,40	0,27	61,4 ± 6,4	88	10	19	116	35.000 ± 900	-6,18
1,16*	1,70	2,20	0,29	56 ± 1,9	66	4	20	267		
					-				29.800 ± 1000	-7,51
0,94*	1,40	1,70	0,28	52,1 ± 4,5	70	7	11	267		
0,79*	1,60	1,30	0,36	56,7 ± 3,6	71	6	20	267		
0,89	1,14	0,82	0,17	ca. 3,5	ca. 6,8		3	13	6.376 ± 79	-8,56
0,44*	1,20	1,10	0,20	51,6 ± 2,4	84	6	19	267		
0,24*	1,00	1,40	0,20	48,3 ± 1,8	95	7	19	267		
0,30	0,70	1,4	0,6	84,7 ± 5,5	178	18	20	712		
0,40*	1,00	0,57	0,12	76,8 ± 2,7	161	14	20	267		
0,43*	1,00	0,57	0,12	70,3 ± 4,4	146	14	20	267		
0,27*										
1,18	0,81	2,37	0,44	57,3 ± 3,2	83	7	20	267		
0,90	1,40	2,40	0,30	45,8 ± 1,5	73	5	20	712		
1,10	1,30	1,90	0,17	74,6 ± 2,3	116	8	20	712		
0,50	1,30	1,90	0,17	94,1 ± 4,5	189	14	20	712		
0,50	1,30	1,90	0,17	95,2 ± 5,9	191	16	20	712		
0,8	1,05*	0,75*	0,06*	92,5 ± 5,5	167	15	20	712		
0,90*	0,90	1,00	0,12	90,7 ± 7,6	155	17	20	712		
0,40	0,61	2,32	0,33	102,3 ± 5,0	183	12	38	334		
0,80	1,35	1,90	0,28	72,5 ± 2,6	128	9	20	712		
0,40	1,00	0,80	0,20	52,1 ± 2,8	110	17	20	267		
0,79	0,75	0,48	0,09	40,8 ± 1,6	84	6	20	267		
0,60*	1,35	0,67	0,17	59,6 ± 4,5	125	6	20	267		
0,39*	1,16	0,63	0,12	52,6 ± 2,4	112	9	20	267		
0,23	1,40	0,90	0,22	47,6 ± 2,4	108	8	20	267		
0,50*	1,07	0,44	0,07	37,6 ± 2,0	81	6	20	267		
1,70	1,62	0,67	0,12	71,6 ± 3,1	94	8	20	267		
1,71	1,62	0,67	0,12	76,4 ± 5,5	99	10	20	267		

* = Mittelwert von Doppelanalysen

1) = röntgendiffraktometrische Bestimmung

2) = beidschalige Muschel (in situ)

3.1. Küstenterrassen im Süden Zyperns im Überblick

Räumliche Schwerpunkte unserer Feldarbeiten konzentrierten sich auf den südlichen Teil Zyperns: im Südosten um das Kap Greco und im äußersten Westen zwischen Paphos und der Akamas-Halbinsel (Abb. 1). Darüber hinaus wurden weitere Beobachtungen angestellt an der Küste um das antike Amathous, auf dem großen Isthmus südlich Limassol und im Bereich von Petra tou Romiou. Sie sind bei KELLETTAT & SCHELLMANN (2000) beschrieben. Im Gegensatz zu der häufiger publizierten Auffassung (s.o.), dass selbst Terrassenverebnungen in Höhen von weit über 100 m ü.M. Küstenterrassen darstellen, konnten wir eindeutig marine Terrassen und Ablagerungen in diesem Raum bisher nur bis ca. 50 m Höhe über dem aktuellen Meeresspiegel vorfinden. Höhere Flachformen waren stets Reste von meerwärts abdachenden Fußflächen, häufig bedeckt von schlecht sortierten Grobschotterablagerungen (Fanglomerate).

Im Gegensatz zu den Ergebnissen von POOLE & ROBERTSON (1990, dies. 1991), die mittels Th/U-Altersbestimmungen an *Cladocora caespitosa* die untere Terrasse bei 2-3 m ü. M. generell in das letzte Interglazial und die höhere Terrasse um 10 m ü. M. in das vorletzte

Interglazial stellen, finden wir an den von uns untersuchten Lokalitäten eine Häufung von ESR - Daten an *Glycymeris* und *Spondylus*, welche auch für das Niveau um 10 m bis 15 m ü. M. zweifelsfrei ein letztinterglaziales Alter belegen (Tab. 1). Eventuell wurde die am Kap Drepanon in 30 - 35 m ü. M. weitflächig erhaltene Küstenterrasse ebenfalls zu Beginn des letzten Interglazials gebildet (s.u.). An einzelnen Lokalitäten wie ca. 3,3 km nördlich des Kap Drepanon (Abb. 14) sind an der Basis der letztinterglazialen Küstenterrassen ältere, vorletztinterglaziale Strandablagerungen erhalten oder in den basalen Lagen aufgearbeitet (s.u.). Das mag eine Erklärung sein, warum POOLE & ROBERTSON (1990, 1991) aus diesem Niveau neben letzt-, auch mehrere vorletztinterglaziale und ältere Th/U-Altersergebnisse erzielten.

3.2. Die untersuchten Küstenlokalitäten im Südosten Zyperns

Das Kap Greco im äußersten Südosten Zyperns (Abb. 9) besteht an der Wurzel aus harten Kalken, am schmaleren Isthmus treten im Osten pleistozäne, kaum verfestigte Litoralsedimente auf, einem niedri-

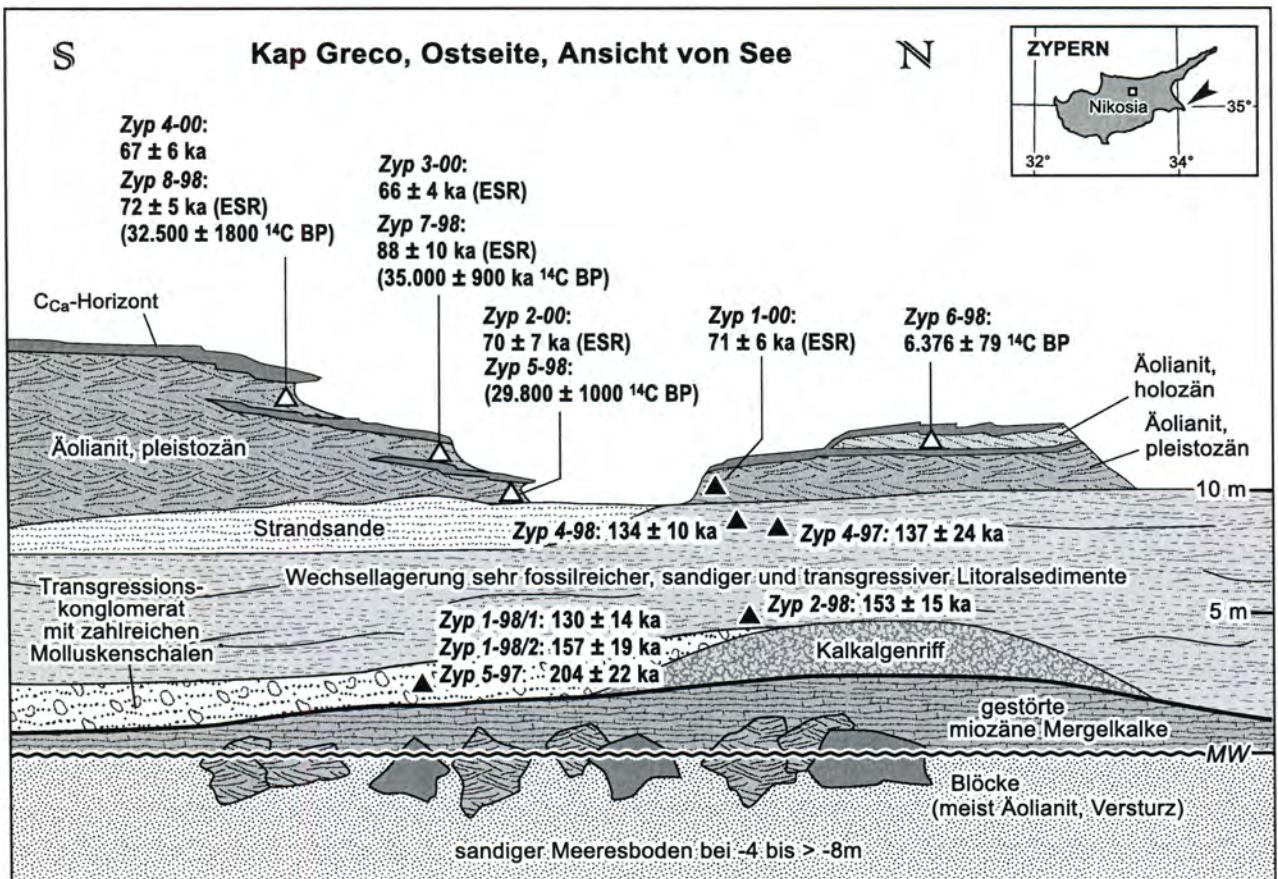


Abb. 10: Übersichtsskizze der Stratigraphie an der NE-Küste des Kap Greco.

gen Sockel aus Neogen und Kalkalgen aufliegend und überdeckt von überwiegend pleistozänen Äolianiten (Bild 1), wobei an deren Top lokal geringmächtige holozäne Äolianite verbreitet sein können (Abb. 10).

Das Kap selbst besteht aus ins Meer eintauchenden pleistozänen Äolianiten (Abb. 10), die teilweise unter das heutige Meeresspiegelniveau abtauchen. Innerhalb der Äolianite treten fossile pedogenetische



Bild 1: Letztinterglaziale Küstenterrassen in ca. 10 - 15 m ü. M am Kap Greco. Die Basis bilden neogene Mergel und pleistozänes Kalkalgenriff, darüber letztinterglaziale Strandsande sowie frühwürmzeitliche bzw. spät-letztinterglaziale Äolianite (Serien I - III; als Maßstab fungierend Prof. Dr. Dieter Kelletat).



Bild 2: Frühwürmzeitliche bzw. spät-letztinterglaziale Äolianitrücken westlich von Agia Napa an der Lokalität „Nissi Beach“. Die Äolianite reichen über die Strandlinie hinaus bis mehrere Meter unter den heutigen Meeresspiegel hinab.



Bild 3: Frühwürmzeitliche Landschnecke der Gattung *Helix* sp. eingelagert in Äolianit an der Lokalität „Nissi Beach“.

Kalkanreicherungshorizonte auf (Abb. 10: C_{Ca}-Horizonte) und belegen deren mehrzyklische, durch kurze Ruhephasen mit Bodenbildung unterbrochene Ablagerung. Nach ESR- und ¹⁴C-Datierungen an begrabenen *Helix sp.* stammen die jüngsten, nur lokal verbreiteten und geringmächtigen Äolianite aus dem mittleren Holozän um ca. 6500 BP (Abb. 10, Tab. 1: Zyp 6-97 und Zyp 6-98). Die mächtigeren, teilweise bis unter den heutigen Meeresspiegel hinabreichenden Äolianite wurden dagegen bereits im ausgehenden letzten Interglazial bzw. zu Beginn des letzten Glazials angeweht und zwar im Zuge der Meeresspiegelregression nach Ablagerung der von ihnen überdeckten Strandsedimente des letztinterglazialen Transgressionsmaximums (s.o.). Das belegen die Ergebnisse der ESR-Alterdatierungen um ca. 66.000 - 88.000 BP (Abb. 10, Tab. 1: Zyp 7-98, Zyp 8-98, Zyp 1-00 - 4-00). Die parallel durchgeführten ¹⁴C-Altersbestimmungen ergaben dagegen Alterswerte zwischen 30.000 - 35.000 BP, also jenseits der ¹⁴C-Datierungsobergrenze an Karbonaten (s.o.).

Auch weiter westlich sind entlang der heutigen Küste häufig langgestreckte, küstenparallele Äolianitrücken erhalten, wobei ebenfalls die niedrigeren, ca. 12-15 m ü. M. sich erhebenden küstennahen Äolianite häufig ins Meer abtauchen, wie im Bild 2 am Nissi Beach westlich von Agia Napa festgehalten. Das Auswehungsgebiet dieser jüngsten Generation ausgedehnter Küstendünen dürfte dort ebenfalls maximal wenige hundert Meter von der heutigen Strandlinie entfernt gelegen haben und ist heute im Meer ertrunken. Die Datierungen an eingesedimentierten Landschnecken der Gattung *Helix sp.*

(Bild 3) von zwei, ca. 50 m auseinanderliegenden Probenstellen ergaben dort ESR-Alter von 84 ± 6 ka (Tab. 1: Zyp 5-00) bzw. 95 ± 7 ka (Tab. 1: Zyp 6-00). Auch am Nissi Beach entstand also die jüngste pleistozäne Küstendünen-Generation am Ausgang des letzten Interglazials (O-Isotopenstufe 5a - 5c).

Entgegen der Aussage von POOLE & ROBERTSON (1990) existiert im Bereich von Kap Greco keine fossilführende Strandterrasse in 2-3 m ü. M. (Bild 1, Bild 4), dafür eine im Holozän ausgeprägte biogene Hohlkehle, oft mit zugehörigem Kalkalgen- und Vermetiden-Trottoir, die von längerer tektonischer Stabilität bei relativ konstantem Meeresspiegel Zeugnis ablegt (Abb. 11).

An der Ostküste um und südlich der Kapelle Ayii Anargyri fallen besonders die scharf eingeschnittenen, wenig geneigten Felsterrassen auf, gestaffelt in verschiedene Niveaus von 10 m ü. M. bis in über 25 m ü. M. und begrenzt durch zugehörige senkrechte bis überhängende inaktive Kliffe (Abb. 11, Bild 3). Die Schmalheit dieser Terrassenleisten bezeugt eine insgesamt mäßige Abrasionsleistung. Ca. 2 km westlich des Kap Greco bei der Lokalität „Sea Caves“ ist das ca. 10 m Niveau in einer breiteren Terrassenleiste erhalten und bereichsweise von ein bis mehrere Meter mächtigen Äolianiten überdeckt (KELLETTAT & SCHELLMANN 2000: Abb. 23). Unter den Äolianiten sind die fossilen Strandkiese bereichsweise von einer Terra rossa überprägt.

Sowohl auf diesen überwiegend erosiv angelegt Terrassenleisten wie auch in der am Kap Greco erhaltenen, relativ mächtigen und gut differenzierten Folge eines 8-10 m hohen litoralen Sedimentstapels finden

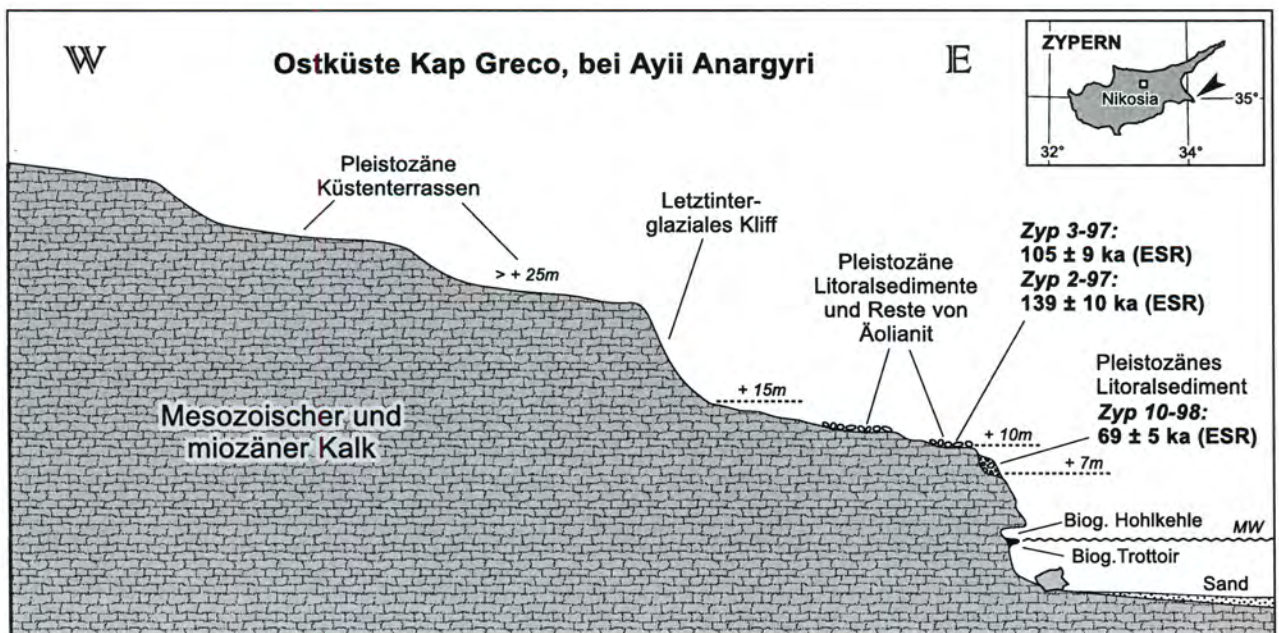


Abb. 11: Pleistozäne Küstenterrassen unmittelbar nördlich des Kap Greco, Ostküste von Zypern.

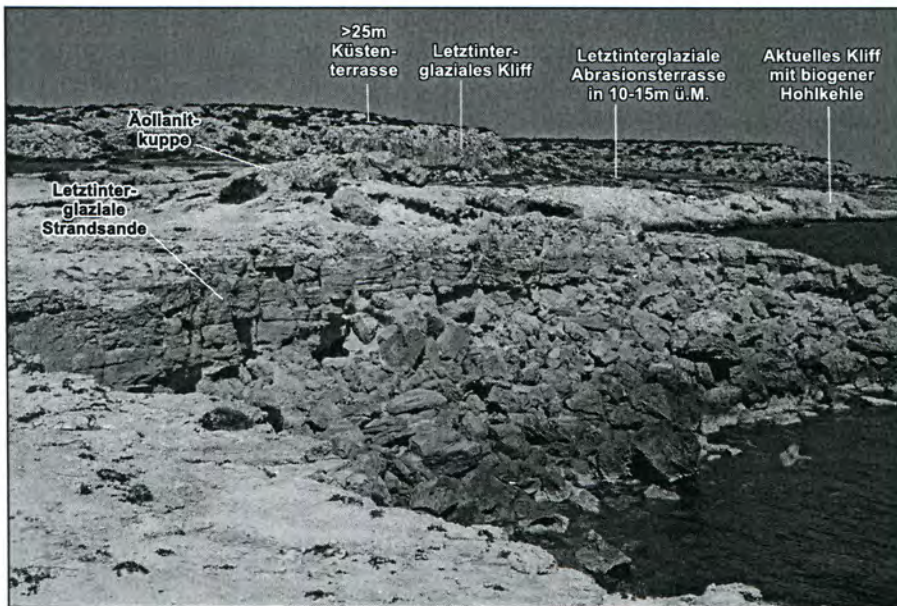


Bild 4: Kap Greco: Blick nach Norden auf letztinterglaziale 10 m Terrasse mit aufgesetzten Äolianitkuppen. Im Hintergrund letztinterglaziales Kliff mit vorgelagerter, syngenetischer Abrasionsplattform in 10 - 15 m ü.M.

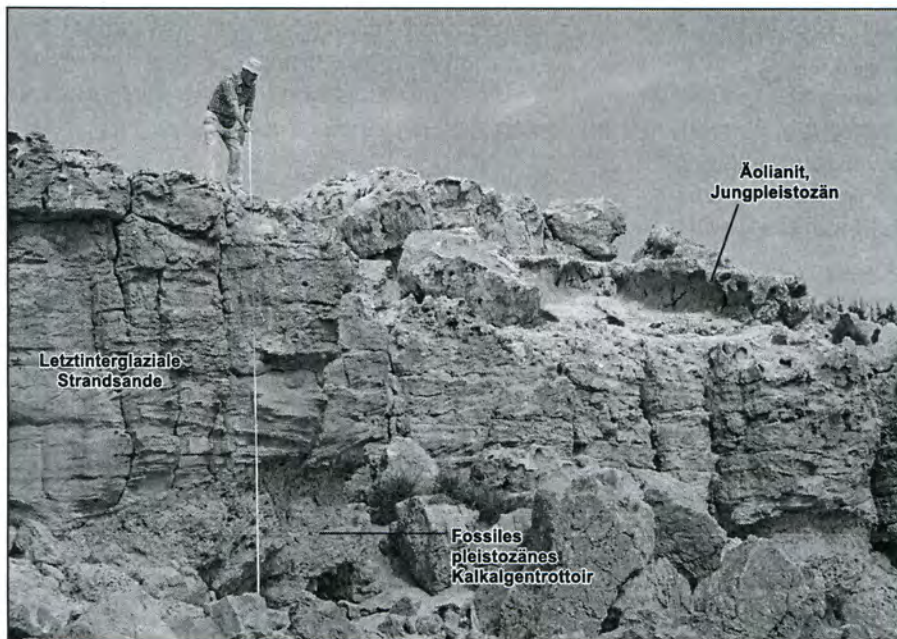


Bild 5: Fossiles Kalkalgenriff und letztinterglaziale Strandsande bauen die 8-10 m Terrasse am Kap Greco auf (Person als Maßstab).

sich zahlreiche Lagen mit Molluskenschalen (u. a. *Glycymeris sp.*, *Spondylus sp.*), die zur ESR-Datierung verwendet wurden. Die Mehrzahl der aus diesen 8-15 m hohen Terrassenniveaus stammenden ESR-Daten (Abb. 10, Abb. 11) weist eindeutig auf deren Bildung während des letztinterglazialen Transgressionsmaximums (O-Isotopenstufe 5e) hin. Die an der Basis des litoralen Sedimentstapels am Kap Greco ins vorletzte Interglazial datierte Einzelschale einer *Glycymeris sp.* (Abb. 10, Tab. 1: Zyp 5-97) wurde wahrscheinlich aus älteren Sedimenten umgelagert.

Innerhalb dieser letztinterglazialen Transgressionsfolge ist ein recht starker Milieuwandel zu erkennen (Abb. 10). Zunächst kam es zu einem sedimentfreien Auf-

wachsen eines Kalkalgenriffes, das anschließend von aus dem foreshore-Bereich angelieferten Sanden begraben wurde (Bild 5). Im Gegensatz zu der heutigen Kliffsituation bildeten sich damals in dieser kleinen Küstenbucht an der Nordseite des Kap Greco breite Sandstrände, die mit Absinken des Meeresspiegels am Ausgang des letzten Interglazials bzw. zu Beginn der letzten Kaltzeit die deckenden pleistozänen Äolianitlagen hervorbrachten. Auch im mittleren Holozän muß es laterale Umlagerungen gegeben haben, wovon die dort erhaltene mittelholozäne Äolianitkuppe Zeugnis ablegt (Abb. 10).

Die weiter nördlich deutlich oberhalb von 15 m ü. M. erhaltenen Terrassenleisten, welche auch im harten

Kalk als Terrassen und alte Kliffe gut sichtbar sind (Abb. 11), dürften wahrscheinlich schon vor dem letzten Interglazial entstanden sein. An der aktiven Kliffböschung finden sich an einer Stelle wenig südlich der Kapelle Ayii Anargyri bei ca. 7 m ü. M. Reste von Kalkalgensäumen mit *Spondylus*- und anderen Austerschalen. Das ESR-Alter einer solchen *Spondylus*-Schale von 69 ka (Abb. 11, Tab. 1: Zyp 10-98) weist darauf hin, dass diese etwas tiefergelegenen Kalkalgensäume im ausgehenden letzten Interglazial während eines Regressionstillstandes entstanden sein könnten.

3.3. Die untersuchten Küstenlokalitäten an der Südwestküste Zyperns

Erst westlich des durch über 30 m hohe steile Kliffe im Neogen und lebhafte Gipstektonik gekennzeichneten Küstenabschnittes beim „Aphroditelfen“ Petra tou Romiou sind wieder Küstenterrassen in verschiedenen 5 bis 30 m hohen Niveaus und in größerer Ausdehnung erhalten, wenn auch stark durch menschliche Eingriffe (Ackerterrassen und Wegebau) überprägt. Von südlich Paphos an bis zur Akamas Halbinsel finden sich dann auch wieder Äolianitzüge, teilweise in mehreren küstenparallelen Dü-

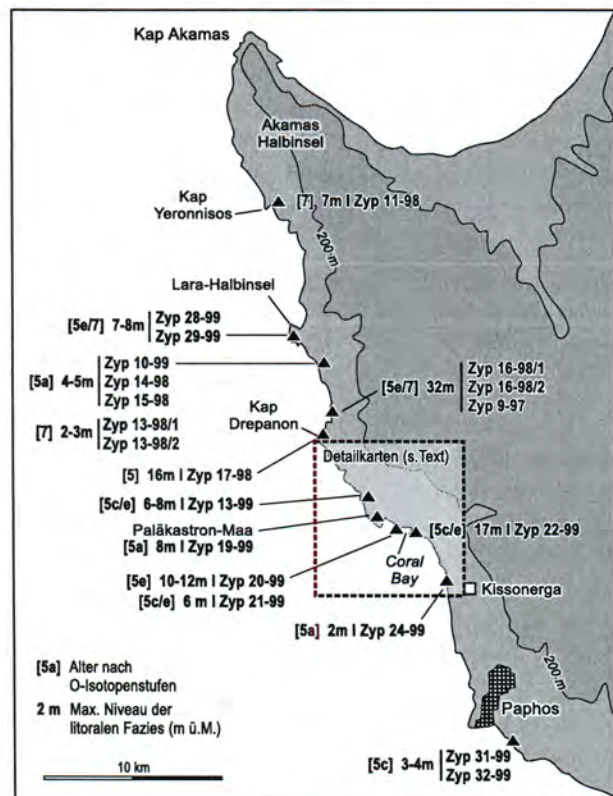


Abb. 12: Lage der ESR-datierten pleistozänen Küstenablagerungen zwischen Akamas Halbinsel und Paphos.

nenzügen und bis über 50 m Höhe. Auch in diesem Küstenabschnitt tauchen die jüngeren strandnahen Äolianitzüge, falls nicht in Kliffen angeschnitten, unter den gegenwärtigen Meeresspiegel.

Nicht alle beprobten Lokalitäten des zypriotischen Westens (Abb. 12) sollen hier erneut detailliert dargestellt werden, teilweise sind sie bereits bei KELLETTAT & SCHELLMANN (2000) beschrieben. Daher reicht hier eine Beschränkung auf die Darstellung neuer Geländebefunde und eine Beschreibung der Lokalitäten, von denen neue Datierungsergebnisse vorliegen. Morphologisch gut erhaltene und in mehrere Niveaus bis auf über 35 m Meereshöhe ansteigende Staffeln von Küstenterrassen findet man südlich der Akamas Halbinsel erst wenige Kilometer nördlich des Kap Drepanon, wo neogene Mergel und Kalksteine im Untergrund anstehen und die Kliffe stabilisieren. Im Küstenabschnitt zwischen der Akamas Halbinsel und der Aspros Schlucht dominieren dagegen rutschungs- und erosionsanfälliger kristalline Gesteine, zudem verhüllen weiträumige Äolianitzüge eventuell vorhandene litorale Formen und Ablagerungen. Daher sind vor allem die jüngeren küstennahen Formen besser erhalten und an steilen Kliffen aufgeschlossen.

Das in diesem Küstenabschnitt am reichhaltigsten gegliederte Küstenprofil ist ca. 3,3 km nördlich des Kap Drepanon aufgeschlossen (Abb. 13). Von der heutigen Brandung unterschritten stehen dort auf dem liegenden feinklastischen Neogen Stapelungen von zwei unterschiedlich alten, kiesführenden Strandablagerungen an, die ihrerseits von mehrgliedrigen Schuttdecken und Paläoböden oder von Äolianiten überlagert werden (Bild 6). Der am Top des Profils erhaltene matrixreiche Blockschutt ist sicherlich jungen Alters und anthropogen verursacht (Abb. 13: 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 Kolluvien 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 Tonericherungen 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



Bild. 6:
Letztinterglaziale 7-8 m-Terrasse 3,3 km nördlich des Kap Drepanon mit auflagernder Terra rossa entwickelt auf Äolianit-schuttdecke.

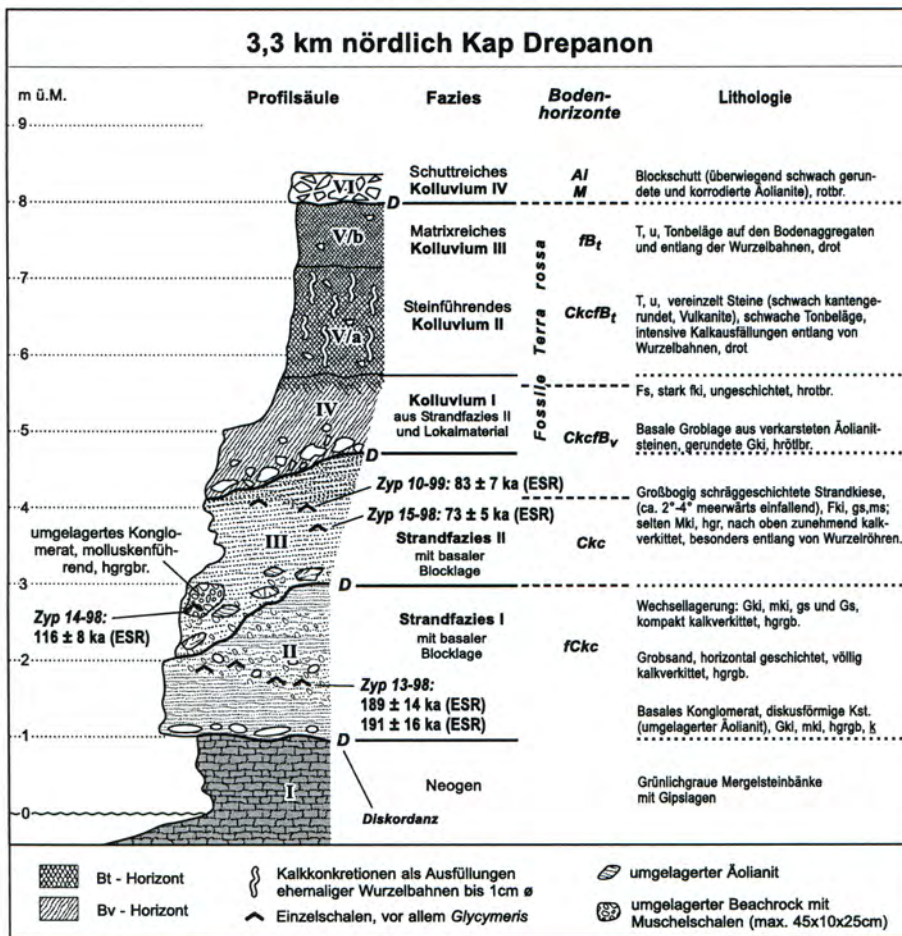


Abb. 13:
Stratigraphie jungpleistozäner Küstenablagerungen 3,3 km nördlich des Kap Drepanon an der Westküste Zyperns.

aus für diese verschiedenen Abtragungs-, Schutt-ablagerungs- und kräftige Bodenbildungsprozesse. Insofern sollte die Ablagerung der beiden unterlagernden Strandfazies mindestens schon im letzten Interglazial erfolgt sein. Jede dieser beiden Strandfazies 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 und dort vor allem im Bereich ehemaliger Wurzelbahnen beschränkt (pedogene Kalkverkittungen). Weniger die winkeldiskordante Lagerung beider Sedimentpakete als

vielmehr diese extremen Unterschiede in ihrer sekundären Kalkverwitterung belegen, dass sie zwei unterschiedlichen Meeresspiegelhochständen (Strandfazies I bis mindestens 3 m ü. M. und Strandfazies II bis mindestens 4,5 m ü. M.) mit einer zwischengeschalteten Regression angehören, die bis nahe oder tiefer als der heutige Meeresspiegel gereicht hat.

Während dieser Regressionsphase erfolgte durch va-

dose Wässer die intensive Kalkverwitterung der zuvor abgelagerten basalen Strandfazies I.

Diese sedimentologisch-pedostratigraphischen Einstufungen werden gestützt durch die Ergebnisse der ESR-Datierungen an eingelagerten Einzelschalen von *Glycymeris sp.* (Abb. 13, Tab. 1: „Lokalität 3,3 km N Kap Drepanon“). Danach entstand die ältere Strandfazies I bereits im vorletzten Interglazial vor

Abb. 14: Küstenprofil am Kap Drepanon, Westküste Zyperns.

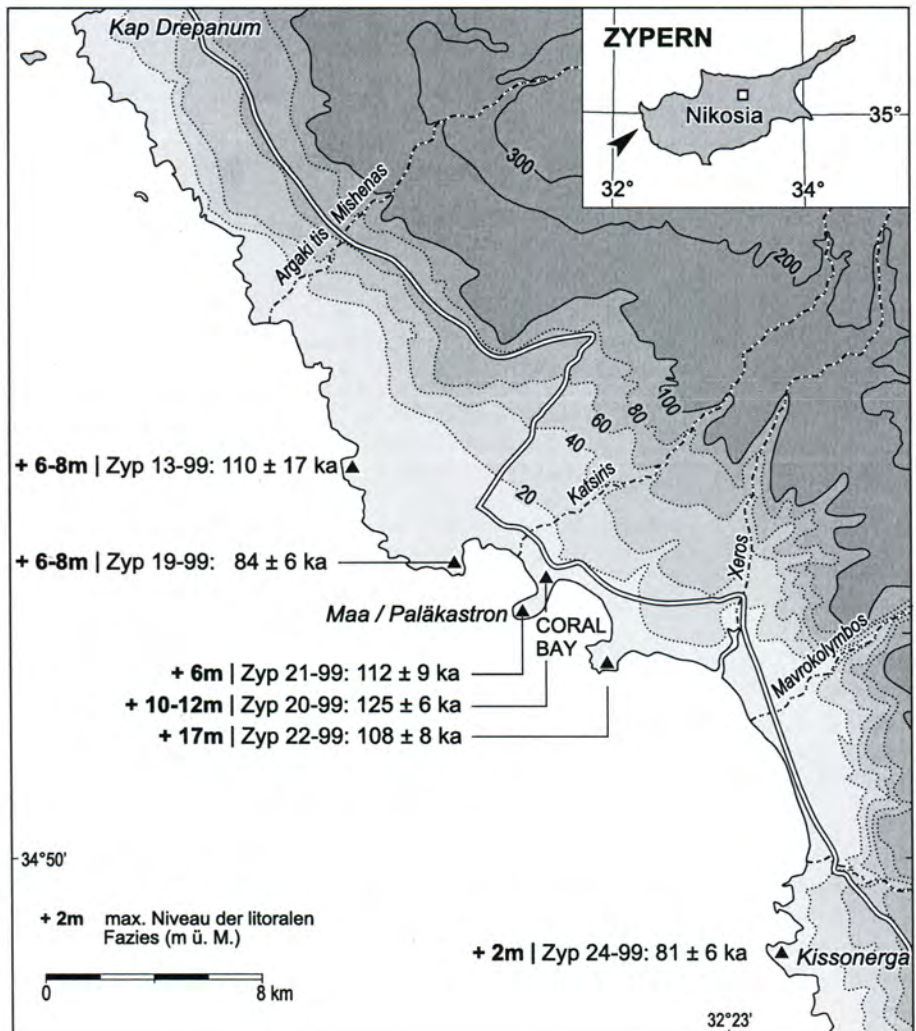
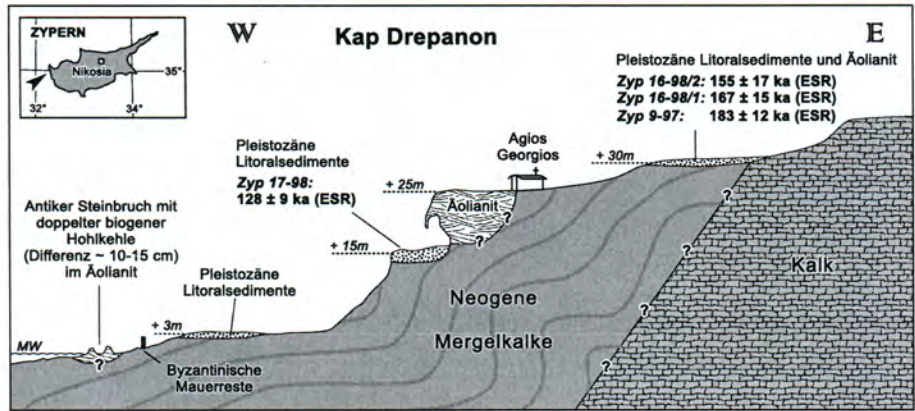


Abb. 15: Meereshöhen und Alter von Strandablagerungen im Küstenabschnitt Kissonerga - Maa/Paläokastron.

**Bild 7:**

Kalkalgentrottoir aus dem ausgehenden letzten Interglazial in ca. 6 - 8 m über dem aktuellen Meeresspiegel am Kliff bei Maa-Paläokastron (Tab. 1; Zyp 19-99).

ca. 190 ka (Sauerstoff-Isotopenstufe 7). Die jüngere Strandfazies II wurde dagegen erst im letzten Interglazial abgelagert.

Obwohl die Datierungsqualität der ESR-Altersbestimmungsmethode an Molluskenschalen häufig nicht ausreicht, um Bildungen innerhalb eines Interglazials altersmäßig zu unterscheiden (u.a. SCHELLMANN 1998), sprechen für eine Ablagerung der Strandfazies II erst nach dem letztinterglazialen Transgressionsmaximum (Sauerstoffisotopenstufe 5e), also während eines der jüngeren letztinterglazialen Submaxima (Sauerstoffisotopenstufe 5a oder 5c), folgende Befunde:

1. die tiefe Lage der Strandfazies II von nur 2 - 4,5 m ü. M.,
2. die relativ jungen ESR-Alterswerte von 73 ka bzw. 83 ka,
3. das deutlich ältere ESR-Alter einer ebenfalls letztinterglazialen Muschelschale in einem eingelagerten konglomeratischen Block (Abb. 13: Probe Zyp 14-98), wodurch belegt ist, das bereits kalkverkitete letztinterglaziale Strandablagerungen während der Bildung der Strandfazies II aufgearbeitet wurden.

Damit im Einklang steht auch die deutlich höhere Position letztinterglazialer Küstenterrassen und deren deutlich älteren ESR-Alter im Bereich des nur wenige Kilometer südlich gelegenen Kap Drepanon. Dort sind drei litorale Niveaus erhalten (Abb. 14), wobei das unterste Niveau in ca. 3 m ü. M. und das oberste Niveau in ca. 30-35 m ü. M. größere Ausdehnung besitzen. Letzteres erstreckt sich weiter nach Norden bis zur Aspros-Schlucht. Dazwischen erstreckt sich als schmale Hangleiste und von Äolianiten fast vollständig überdeckt ein weiteres lito-

rales Niveau bei ca. 15 m ü. M. Das Alter des 15-16 m Niveaus ist nach der ESR-Datierung einer eingelagerten Muschelschale letztinterglazial (Tab. 1: Zyp 17/98), das des 32-35 m Niveau bleibt trotz dreier ESR-Datierungen unklar: zwischen frühem letzten Interglazial bis ausgehendem vorletztem Interglazial (Tab. 1: Zyp 9-97, Zyp 16-98*1, Zyp 16-98*2).

Südöstlich des Kap Drepanon sind an zahlreichen Stellen weitere relativ niedrige Küstenterrassen erhalten (Details in KELLETAT & SCHELLMANN 2000). Die Lage der Lokalitäten, die Höhe der fossilen Strandniveaus und die Einzelergebnisse der ESR-Altersdatierungen an Molluskenschalen aus Strandablagerungen im Küstenabschnitt zwischen Kissonerga und Maa - Paläokastron zeigt Abb. 15 und Tab. 1.

Danach wurden die dort in 6 - 17 m über dem heutigen Meeresspiegel erhaltenen Strandterrassen und fossilen Kalkalgentrottoirs (Bild 7) alle während des letzten Interglazials gebildet. Aufgrund der relativ großen Streuung der ESR-Altersergebnisse ist aber nicht ersichtlich, inwieweit die dort in unterschiedlichen Niveaus, teilweise treppenartig erhaltenen letztinterglazialen Strandlinien regressive Bildungen innerhalb des letztinterglazialen Maximalstandes (O-Isotopenstufe 5e) sind oder Transgressionsrelikte verschiedener letztinterglazialer Meeresspiegelhochstände wie den beiden bedeutenden letztinterglazialen Submaxima während der O-Isotopenstufe 5a (ca. 70 - 85 ka BP) und 5c (ca. 95 - 105 ka BP) sind.

Die Altersdatierungen widersprechen nicht den Befunden von der oben beschriebenen Küstenlokalität 2 km nördlich Kap Drepanon, wonach die tieferen, bis 4 m ü. M. erhaltenen und meistens auch nur wenig kalkverkiteten Strandsedimente wahrscheinlich am Ausgang des letzten Interglazials während einer der jün-



Bild 8:

Biogene Hohlkehlen in antikem Steinbruch an der heutigen Küste bei Agios Georgios am Kap Drepanon. Der Abstand zwischen der untersten rezent in Bildung begriffenen Hohlkehle und der darüberliegenden, heute durch Heraushebung inaktiven Hohlkehle beträgt ca. 15 cm.

geren Submaxima 5c oder 5a entstanden. So besitzen die ESR-Datierungen an Muschelschalen aus den maximal nur 2 m ü. M. hohen Strandsedimenten westlich von Kissonerga (Abb. 15) sowie aus den weitflächig erhaltenen und bis maximal 4 m hohen Strandablagerungen im südlichen Nea Paphos (Abb. 12, Tab. 1: Zyp 31/99 und 32/99) übereinstimmend relativ junge letztinterglaziale ESR-Alterswerte zwischen 81 - 99 ka. Da-

gegen tendieren die ESR-Datierungsergebnisse an Muschelschalen aus den höherliegenden letztinterglazialen Strandablagerungen eher zu älteren letztinterglazialen Alterswerten in Richtung 108-112 ka, also an den Ausgang des letztinterglazialen Transgressionsmaximums. Für eine Absicherung dieses ersten sich abzeichnenden Trends sind natürlich noch wesentlich mehr ESR-Datierungen notwendig.

4. Schlußfolgerungen

Die bisherigen Daten lassen erste vorsichtige Schlüsse auf die altersmäßige Zuordnung wenigstens der jüngeren, bis ca. 30 m ü. M. sich erhebenden 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 (s.o.) - für Thorium-Uran-Altersbestimmungen weniger geeignet bzw. anfällig für Kontaminationen. Abgesehen von der Beurteilung, ob *Cladocora caespitosa* für diese Art der Datierung geeignet ist, ist es derzeit aufgrund der Ungenauigkeit der zur Verfügung stehenden Datierungsmethoden und der fragwürdigen Annahme von kontinuierlichen Hebungsraten in einem Raum wie Zypern, der von aktiven Plattengrenzen umgeben ist, nicht möglich, 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 des Meeresspiegels noch unpräziser ist hinsichtlich des zugehörigen Meeresspiegels. Die Fehlerbreite liegt sicher jenseits von 5 m, eher bei

10 m, vielleicht sogar bei mehr Metern und ist damit größer als die Vertikaldistanz der von ihnen datierten Terrassen zwischen 2-3 m und 8-11 m ü. M.

Die hier vorgestellten ESR-Datierungsergebnisse sprechen insgesamt für eine relativ hohe tektonische Stabilität mit ähnlichem Hebungsbeitrag an der Südwest- und der Südostküste Zyperns seit dem letzten Interglazial. In beiden Küstenabschnitten liegen letztinterglaziale Strandablagerungen heute in Höhen von ca. 2 - 15 m ü. M., wobei die am Kap Greco und am Kap Drepanon in ca. 25 - 35 m Höhe erhaltenen Küstenterrassen ebenfalls noch letztinterglaziale Bildungen sein könnten.

Andererseits sprechen verschiedene Geländebefunde an holozänen Ablagerungen wie Beachrocks, Strandveränderungen und Hohlkehlen (KELLETAT & SCHELLMANN 2000), wie dies bereits FLEMMING (1978) konstatierte, keinesfalls für eine Bewegungskonstanz oder -stabilität, zumindest nicht für das gesamte südliche Zypern. So finden sich z.B. bei Agios Georgios am Kap Drepanon in antiken Steinbrüchen zwei scharf eingeschnittene biogene Hohlkehlen im Abstand von 15 - 20 cm übereinan-

der, die von zwei ruckhaften Vertikalbewegungen nach Verlassen dieser Steinbrüche in postantiker Zeit sprechen (Bild 8). Die Vielzahl der aus dem letzten Interglazial erhaltenen Strandniveaus bestätigt erneut, dass innerhalb eines Interglazials und seinen Meeresspiegelschwankungen mehrere, unterschiedlich hohe Küstenterrassen gebildet werden können. Die bisherige chronologische Einstufung dieser Terrassen-niveaus, altimetrisch abzählend, eventuell noch eine Unterscheidung in kaltfossilienführendes Altquartär (Calabrien, Sicilien, Mittelquartär/Milazzo) und *strombus*-führendes Tyrrhen (mal in einer Stufe, mal in zwei, mal in drei Stufen), aber letztendlich eine vor allem niveaubezogene Einstufung in verschiedene Interglaziale, ist nicht möglich. Hier helfen gestützt auf detaillierte Geländeaufnahmen und Sedimentsprachen absolute Altersbestimmungen weiter. Bei der Probennahme ist zu beachten, dass jüngere interglaziale Strandablagerungen von älteren interglazialen Bildungen unterlagert sein können.

Insgesamt bedarf es aber weiterer Bearbeitungen dieser Küstenterrassen, einer weiteren Verbesserung

und höherer Auflösung der Datierungsmethoden wie der ESR-Methode, bevor der Versuch unternommen werden kann, neotektonische Bewegungen abzuschätzen und neotektonische Dislokationen von eustatischen Meeresspiegelschwankungen zu trennen. Insofern stehen wir hinsichtlich der Arbeiten im Mittelmeergebiet und gerade in Zypern erst an den Anfängen einer soliden chronostratigraphischen Forschung.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Ulrich Radtke sei herzlich Dank gesagt, dass er das ESR-Labor am Geographischen Institut der Universität zu Köln für die durchgeführten ESR-Altersbestimmungen zur Verfügung gestellt hat. 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. Der Universität GH Essen danken wir sehr für die Förderung dieser Untersuchungen durch die Bereitstellung von finanziellen Mitteln aus ihrem Forschungspool.

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1:** Lage der Untersuchungsgebiete.
- Abb. 2:** Typisches ESR-Signalspektrum einer Molluskschale (verändert nach BARABAS 1989).
- Abb. 3:** ESR-Signale einer frühwürmzeitlichen bzw. spät-letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5a) Gastropode der Gattung *Helix* sp. von Zypern und das durch γ -Bestrahlung hervorgerufene Signalwachstum.
- Abb. 4:** ESR-Signale einer spät-letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5c) Muschelschale der Gattung *Glycymeris* sp. von Zypern und das durch γ -Bestrahlung hervorgerufene Signalwachstum.
- Abb. 5:** ESR-Signale einer letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5e) Austernschale der Gattung *Spondylus* sp. von Zypern und das durch γ -Bestrahlung hervorgerufene Signalwachstum.
- Abb. 6:** ESR-Aufbaukurve einer frühwürmzeitlichen bzw. spät-letztinterglazialen (O-Isotopenstufe 5a) Gastropode der Gattung *Helix* sp. von Zypern.
- Abb. 7:** Additive ESR-Aufbaukurve einer letztinterglazialen Muschelschale von Zypern mit deutlichem Inflexionspunkt.
Obere Kurve: konventionelle ESR-Aufbaukurve ohne Erhitzung nach der Bestrahlung;
untere Kurve: Kurvenverlauf derselben Probe, aber vor der ESR-Messung zweistündige thermische Behandlung aller Aliquots bei 100°C im Trockenschrank ("pre-heating" - Verfahren).
- Abb. 8:** Erhöhtes Signalwachstum des ESR-Datierungssignals bei $g = 2,0006$ durch zweistündige Erhitzung aller Aliquots bei 100°C im Trockenschrank dargestellt als Abweichung in Prozent von den zuvor gemessenen Signalthöhen der unbehandelten Aliquots.
Oben: Ergebnisse von drei letztinterglazialen Schalen von *Glycymeris* sp. von Zypern;
unten: Ergebnisse von drei letztinterglazialen Schalen von *Spondylus* sp. von Zypern.
- Abb. 9:** Lage der ESR-datierten pleistozänen Küstenterrassen am Kap Greco, Südküste von Zypern.
- Abb. 10:** Übersichtsskizze der Stratigraphie an der NE-Küste des Kap Greco.
- Abb. 11:** Pleistozäne Küstenterrassen unmittelbar nördlich des Kap Greco, Ostküste von Zypern.
- Abb. 12:** Lage der ESR-datierten pleistozänen Küstenablagerungen zwischen Akamas Halbinsel und Paphos.
- Abb. 13:** Stratigraphie jungpleistozäner Küstenablagerungen 3,3 km nördlich des Kap Drepanon an der Westküste Zyperns.
- Abb. 14:** Küstenprofil am Kap Drepanon, W-Küste Zyperns.
- Abb. 15:** Meereshöhen und Alter von Strandablagerungen im Küstenabschnitt Kissonerga - Maa/Palökastron.

Verzeichnis der Bilder

- Bild 1:** Letztinterglaziale Küstenterrassen in ca. 10 - 15 m ü. M am Kap Greco. Die Basis bilden neogene Mergel und pleistozänes Kalkalgenriff, darüber letztinterglaziale Strandsande sowie frühwürmzeitliche bzw. spät-letztinterglaziale Äolianite (Serien I bis II; als Maßstab fungierend Prof. Dr. Dieter Kelletat).
- Bild 2:** Frühwürmzeitliche bzw. spät-letztinterglaziale Äolianitrücken westlich von Agia Napa an der Lokalität "Nissi Beach". Die Äolianite reichen über die Strandlinie hinaus bis mehrere Meter unter den heutigen Meeresspiegel hinab.
- Bild 3:** Frühwürmzeitliche Landschnecke der Gattung *Helix* sp. eingelagert in Äolianit an der Lokalität "Nissi Beach".
- Bild 4:** Kap Greco: Blick nach Norden auf letztinterglaziale 10 m Terrasse mit aufgesetzten Äolianitkuppen. Im Hintergrund letztinterglaziales Kliff mit vorgelagerter, syngenetischer Abrasionsplattform in 10 - 15 m ü.M.
- Bild 5:** Fossiles Kalkalgenriff und letztinterglaziale Strandsande bauen die 8-10 m Terrasse am Kap Greco auf (als Maßstab: Prof. Dr. D. Kelletat).
- Bild 6:** Letztinterglaziale 7-8 m-Terrasse 3,3 km nördlich des Kap Drepanon mit auflagernder Terra rossa entwickelt auf Äolianitschuttdecke.
- Bild 7:** Kalkalgentrottoir aus dem ausgehenden letzten Interglazial in ca. 6 - 8 m über dem aktuellen Meeresspiegel am Kliff bei Maa-Paläokastron (Tab. 1; Zyp 19-99).
- Bild 8:** Biogene Hohlkehlen in antikem Steinbruch an der heutigen Küste bei Agios Georgios am Kap Drepanon. Der Abstand zwischen der untersten rezent in Bildung begriffenen Hohlkehle und der darüberliegenden, heute durch Heraushebung inaktiven Hohlkehle beträgt ca. 15 cm.

Verzeichnis der Tabellen

- Tab. 1:** ESR-Datierungsergebnisse an fossilen Mollusken- und Gastropodenschalen von Zypern.

Literatur

- BARABAS, M. (1989): ESR Datierung von Karbonaten: Grundlagen, Systematik, Anwendungen. - 163 S., Dissertation; Univ. Heidelberg.
- 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.
- 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**: 123-198.
- FLEMMING, N.C. (1978): Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption. - *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A255**: 417-467.
- 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. - *Abhandlungen Akademie der 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*, **134**: 154-173; Marburg.
- KELLETAT, D. & SCHELLMANN, G. (2000): Untersuchungen zur absoluten Altersstellung pleistozäner Meeresspiegelstände auf Rhodos und Zypern.- *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*, **36**: 1-21; Bremen.
- LOW, S. & ZEIRA, S. (1972): ESR spectra of Mn^{2+} in heat-treated Aragonite. - *American Mineralogist*, **57**: 1115-1124.
- MOLODKOW, A. (1988): ESR dating of Quaternary shells: recent advantage. - *Quaternary Science Reviews*, **7**: 477-484.
- MOLODKOW, A. (1996): ESR dating of *Lymnaea baltica* and *Cerastoderma glaucum* from low Ancylus level and

- transgressive Litorina sea deposits. - *Appl. Radiat.* Vol., **47** (11/12): 1427-1432.
- MOLODKOW, A., DREIMANIS, A., ABOLTINS, O. & RAUKAS, A. (1998): The ESR age of *Portlandia arctica* shells from glacial deposits of Central Latvia: an answer to a controversy on the age and genesis of their enclosing sediments. - *Quaternary Geochronology*, **17**: 1977-1094.
- PANTAZIS, TH.M (1966): Pleistocene marine terraces of southern Cyprus (*in Greek*). - *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **7**: 107-117.
- 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, Cyprus. - *Journal of the Geological Society of London*, **148**: 900-921.
- RADTKE, U. & SCHELLMANN, G. (1996): Comment on: AGUIRRE, M.L. and WHATLEY, R.C. (1995): Late Quaternary Marginal Marine Deposits and Palaeoenvironments from Northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A Review. - *Quaternary Science Reviews*, **15**: 1061-1062; Amsterdam.
- SCHELLMANN, G. (1998): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen. - *Essener Geographische Arbeiten*, **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.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1999): Problems encountered in the determination of dose and dose rate in ESR dating mollusc shells. - *Quaternary Science Reviews*, **18**: 1515-1527.
- SCHELLMANN, G. & U. RADTKE, U. (2001): Progress in ESR dating of Young and Middle Quaternary corals - a new approach of D_E determination. - *Quaternary Science Reviews (im Druck)*.
- STIROS, C.S. (1996): Late Holocene relative sea-level changes in SW Crete: evidence of an unusual earthquake cycle. - *Annali di Geofisica*, **39**: 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): ^{14}C -dating of Late Quaternary uplift in western Cyprus. - *Tectonophysics*, **172**: 135-140; Amsterdam (Elsevier).
- VITA-FINZI, C. (1993): Evaluating Late Quaternary uplift in Greece and Cyprus. - In: Prichard, H.M., Alabaster, T.H., Harris, N.B. & Neary, C.R. (eds.): *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society Special Publ., **76**: 417-424.