

Klimaepochen, eustatische Meeresspiegelschwankungen und Strandterrassen im östlichen Mittelmeer (Griechenland)

*Climatic Cycles, Eustatic Changes of the Sea Level and Shore Terraces of the
Eastern Mediterranean (Greece)*

J. G. ZÖTL¹⁾, M. A. GEYH²⁾, F. RIEPLER³⁾, A. METTOS & Ch. GEORGIU⁴⁾

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	6
2. Bemerkungen zur Geochronologie des Pleistozäns.....	7
2.1. Erste absolute Altersbestimmungen durch Meßdaten geochrono- logischer Vorgänge.....	7
2.2. Radiologische Untersuchungen.....	7
2.3. Bedeutung der stabilen Isotope Deuterium (D, ² H) und Sauer- stoff-18 (¹⁸ O)	8
3. Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns.....	10
4. Meeresspiegelschwankungen und Strandterrassen.....	13
5. Datierungsprobleme der Strandterrassen und eustatischen Meeresspiegel- schwankungen im östlichen Mittelmeer (M. A. GEYH)	15
5.1. Technik der Probenahme und Eigenschaften der entnommenen Materialien.....	15
5.2. Meßergebnisse und einfache methodische Interpretationsversuche	16
5.3. Prüfung offener Systeme.....	17
5.4. Altersmäßige Beurteilung der Ergebnisse.....	20
6. Untersuchungsgebiete.....	26
6.1. Kreta.....	26
6.1.1. Geologischer Aufbau.....	26
6.1.1.1. Alpine Einheiten der Orogenese	26
6.1.1.2. Tektonik.....	27
6.1.2. Ergebnisse der Geländeaufnahmen.....	28
6.1.2.1. Mittlere und östliche Nordküste Kretas	28
6.1.2.2. Ostküste Kretas.....	31

¹⁾ Prof. Dr. J. G. ZÖTL, Quartärkommission, Österr. Akademie d. Wissenschaften, Postgasse 7, A-1010 Wien.

²⁾ Prof. Dr. M. A. GEYH, ¹⁴C-Labor, Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Postfach 510253, D-30631 Hannover.

³⁾ Dr. F. RIEPLER, Geoconsult ZT-Ges.m.b.H., Sterneckstraße 50–52, A-5020 Salzburg.

⁴⁾ A. METTOS & Ch. GEORGIU, Institute of Geology and Mineral Exploration, 70 Messoghion, Athen.

6.1.2.3. Südküste Kretas	31
6.1.2.4. Westküste Kretas	32
6.2. Peloponnes	32
6.2.1. Geologischer Aufbau.....	32
6.2.2. Ergebnisse der Geländeaufnahmen	34
6.2.2.1. Argolischer Golf.....	34
6.2.2.2. Südküste des Peloponnes.....	37
6.2.2.3. Westküste des Peloponnes.....	38
6.2.2.4. Nordküste des Peloponnes und Golf von Korinth.....	39
6.3. Zakynthos, Kephallinia und Nordwestküste des griechischen Festlandes bei Prevesa	40
6.3.1. Geologischer Aufbau.....	40
6.3.2. Probenahmestellen und Ergebnisse der U/Th-Alters- bestimmungen im Ionischen Bereich	43
6.3.3. Ergebnisse der Probenahme und der U/Th-Altersbestimmungen des Arbeitsgebietes Kephallinia	49
6.3.4. Bemerkungen zur geologisch-tektonischen Sonderstellung der Insel Kephallinia	50
6.3.5. Ergebnisse der Probenahme und der U/Th-Altersbestimmungen des Küstengebietes Prevesa	51
7. Zusammenfassung, Folgerungen und Bemerkungen.....	52
Literatur.....	60
Summary and Conclusion.....	63
Dank.....	65

1. Einleitung

In Zusammenarbeit mit der Quartärkommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien, Prof. H. ZAPFE (†), Prof. J. G. ZÖTL sowie der Abteilung Allgemeine Geologie des IGME (Athen), Direktor A. N. MAVRIDIS, wurde eine Studie betreffend das Alter von quartären Ablagerungen, insbesondere von Strandterrassen und deren genetischem Zusammenhang mit klimabedingten eustatischen Meeresspiegelschwankungen in vom IGME kartierten Küstenbereichen im östlichen Mittelmeer eingeleitet.

Die Detailaufnahmen und Entnahmen von Mollusken und Korallen erfolgten in den Frühlingsmonaten der Jahre 1990 (Kreta), 1991 (Peloponnes) und 1992 (Kephallinia, Zakynthos und Prevesa) durch F. RIEPLER, A. METTOS und Ch. GEORGIU. Die Gesteinsproben wurden im ¹⁴C-Labor Hannover (Prof. M. A. GEYH), Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), in Deutschland mit der radiometrischen U/Th-Methode untersucht. Die Schwierigkeiten für die U/Th-Messungen werden durch M. A. GEYH in Kap. 5. ausführlich beschrieben.

Das Ergebnis waren Tabellen, die zu einer Sortierung der Daten führten. Bei der Interpretation der Daten wurden Werte mit der Einschränkung > (mehr als) nicht berücksichtigt. Weiters wurden Ergebnisse mit einem \pm von über 10 % des Wertes neutral beurteilt. Berücksichtigt wurden nur Werte mit Übereinstimmung von unkorrigiertem und korrigiertem Alter mit einem Unterschied von 1 bzw. 2 ka.

Entlang der Küsten des Mittelmeeres und seiner Inseln sind ausgedehnte Reste von Strandterrassen zu beobachten. Es kann sich dabei sowohl um Formen tektonischer Versetzungen orogener oder epiogener Natur als auch um Ruhephasen von Meeresspiegelschwankungen handeln. Letztere sind zumeist glazial-eustatische Bewegungen im Zusammenhang mit dem Wechsel des Wasservolumens der Meere infolge von Veränderungen der Masse der kontinentalen Eiskörper. Ausgelöst wurde dieser Wandel in der gewaltigen Kubatur der Eismassen durch Veränderungen des Klimas.

Die Klimaschwankungen führten zu weltumfassenden „eustatischen Meeresspiegelschwankungen“, denen in beiden Hemisphären entsprechende Verschiebungen des Küstenverlaufes zugeordnet werden können.

In der Auffassung der großräumigen tektonischen Auswirkungen kommen die bedeutendsten Experten zu einer Trennung tektonisch isostatischer Reaktion durch die Be- und Entlastung entlang von „Scharnieren“ der Erdkruste (P. WOLDSTEDT, 1961) einerseits und weiträumiger glazialeustatischer Krustenbewegungen andererseits (T. NILSSON, 1983). Damit kommt man den letzten Erkenntnissen der Plattentektonik schon sehr nahe.

Der Erkenntnis des Zusammenhanges von weltweiten Meeresspiegelschwankungen und Veränderungen des Klimas folgte der Versuch einer zeitlichen Ordnung höherliegender alter Strandterrassen nach dem Schema der Begrenzung der alpinen und der nordischen Festlandsvereisung. Die den Warmzeiten zugehörigen Strandterrassen wurden nach der Ersterkundung im mediterranen Bereich vornehmlich nach italienischen Örtlichkeiten, Sizil, Milazzo, Tyrrhen und Monastir (P. WOLDSTEDT, 1961), benannt.

2. Bemerkungen zur Geochronologie des Pleistozäns

2.1. Erste absolute Altersbestimmungen durch Meßdaten geochronologischer Vorgänge

Durch den Vergleich der jahrezeitlichen Ablagerungen von Bändertonen (Warven) in Staubecken zurückweichender Gletscher kamen G. DE GEER und seine Mitarbeiter zu einer absoluten Zeitbestimmung der Phasen des Gletscherrückzuges in Skandinavien während der letzten 12 000 Jahre. Diese Ergebnisse wurden durch Untersuchungen in Argentinien und Chile prinzipiell ergänzt bzw. bestätigt (G. DE GEER, 1912, 1940).

2.2. Radiologische Untersuchungen

Hat P. WOLDSTEDT (1961, p. 217) die Grenze der Radiokarbonmethode (^{14}C -Messung) noch bei höchstens 20 000 Jahren gesehen, so sind durch verschiedene Verbesserungen der Meßtechnik Altersdatierungen von an die 50 000 Jahre mit dieser Methode möglich geworden. Einschränkungen hängen von dem zu bearbeitenden Material und dem Ziel dieser Messungen ab (M. A. GEYH & H. SCHLEICHER, 1990). Was die Anwendung „langlebiger“ Radionuklide für die Altersbestimmung von Fossilien anbetrifft (z. B. U/Th-Messungen), siehe Kap. 5.

2.3. Bedeutung der stabilen Isotope Deuterium (D, ^2H) und Sauerstoff-18 (^{18}O)

Die schweren stabilen Wasserstoff- und Sauerstoffisotope (^2H , ^{18}O) sind Bestandteile der Wassermoleküle. Ihre Häufigkeit ändert sich bei Phasenübergängen, so z. B. der Meeresverdunstung. Die überaus komplizierten Vorgänge sind eingehend bei M. A. GEYH & H. SCHLEICHER (1990, p. 324 ff.) und H. MOSER & W. RAUERT (1980, p. 25 ff.) mit reichen Literaturangaben beschrieben. In diesem Rahmen spielt nur der mit der Kondensation eingeleitete **Temperatureffekt** (Abreicherung der schweren Isotope im Wasserdampf) und die damit verbundenen Nebeneffekte, wie der Höheneffekt und der Jahreszeiteffekt etc. eine Rolle.

Daß die ersten D- und ^{18}O -Messungen größeren Umfangs am Rande der Ostalpen von Wien aus gesteuert wurden, verdanken wir dem Umstand, daß sich hier nach dem 2. Weltkrieg die International Atomic Energy Agency (IAEA) der UNO etablierte, in deren Rahmen durch die „Section of Isotope Hydrology“ Kontakte mit den wichtigsten Zentren der Isotopenhydrologie gepflogen wurden.

Daß die Institution sich neben ihren umfangreichen Verpflichtungen in allen Kontinenten auch Problemen des Gastlandes annahm, verdanken wir Spitzenexperten wie dem amerikanischen Geologen G. H. DAVIS und dem Briten B. PAYNE (Leiter der Sektion). So wurden 1966/67 Studien im Steirischen Becken durchgeführt.

Das bis zu 3000 m tiefe Becken weist eine vom Miozän bis zum Plio-/Pleistozän reichende, in ihrer Permeabilität stark wechselnde Schichtfolge auf. Von den heute noch genutzten artesischen Brunnenbohrungen wurden von den obgenannten Geologen bzw. Radiologen der IAEA Wasserproben entnommen und Deuterium-, Sauerstoff-18-, Carbon-14- und Tritium-Messungen durchgeführt. Bei den Probenahmen wurden auch die Teufen der Brunnen sowie die Tiefe der Verrohrung erhoben. Es handelt sich vielfach um Mischwasser aus mehreren Aquiferen. Die niedrigsten gemessenen Deuteriumwerte ($-75,9$ und $-75,6$ $\delta\text{D}\%$) zeigen eine Übereinstimmung mit dem höchsten Carbon-14-Alter (31 400 und 32 730 Jahre B.P.). Der Wert von -56 $\delta\text{D}\%$ liegt über dem Mittelwert der Gegenwart (-65 bis -60 $\delta\text{D}\%$), das Wasser dürfte aus der Zeit des postglazialen Klimaoptimums stammen.

Die Zusammenfassung der Ergebnisse der D- und ^{18}O -Messungen an artesischen Wässern des Steirischen Beckens zeigte, daß deren Gehalt an stabilen Isotopen weder durch die Tiefe der Brunnen noch durch die erhöhte Temperatur der Tiefengrundwässer beeinflusst wird. Die großen Spannweiten der Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte sind kein gegenwärtiger Temperatureffekt. Es handelt sich größtenteils um „konservierte“ Temperaturen entweder aus der letzten Kaltzeit (Würmglazial) oder jünger, aus dem wärmeren postglazialen Klimaoptimum. Beides ist durch ^{14}C -Datierungen belegt. Ein Einfluß der z. T. bekannten Einzugsgebiete ist anzunehmen, aber durch deren geringen Höhenunterschied nicht eindeutig zu erfassen.

Von T. DİNÇER (IAEA) wurde eine Beprobung der wichtigsten Gewässer und Quellen in den nördlichen Kalkalpen vorgeschlagen und deren Tritium-, Deuterium- und ^{18}O -Bestimmung eingeleitet. Geländeerkundungen erfolgten im September 1968, spätwinterliche Probenahmen durch T. DİNÇER im März 1969. Weitere Probenahmen wurden im Juni 1969, im September 1969, Juni/Juli 1970 sowie im Februar 1971 durchgeführt. Die letzte Beprobung bildete eine typische Hochwinterbefahrung und beschränkte sich auf die Talbereiche (vgl. T. DİNÇER et al., 1972). Es wurden 218 Tritium- und 84 Deuterium-, 84 Sauerstoff-18-Analysen im Labor der IAEA und 134 D- sowie 134 O-18-Messungen von W. DANSGAARD, Universität Kopenhagen, für das In-

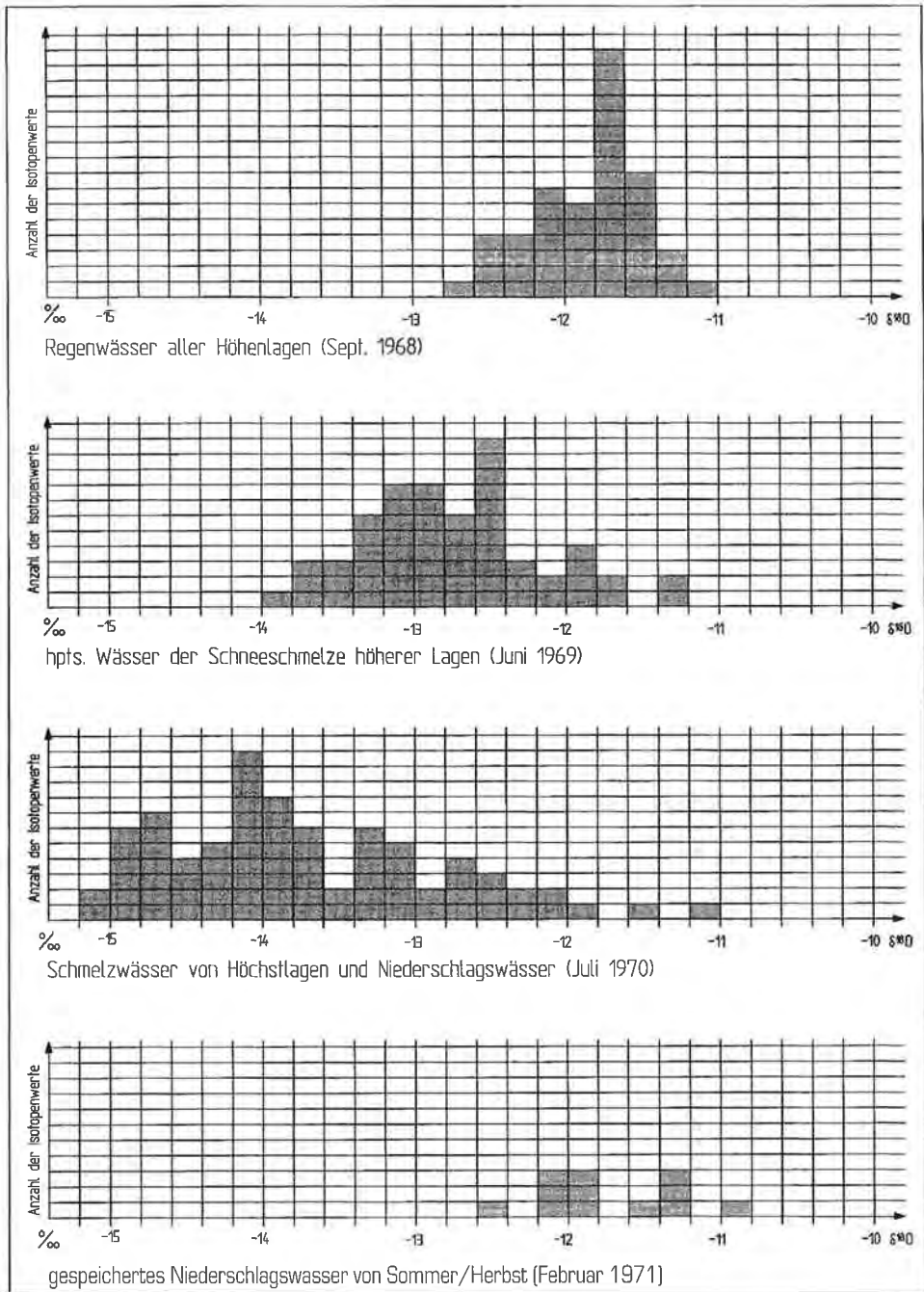


Fig. 2.1: Histogramm der in den Jahren 1968–1971 durchgeführten $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an Quellwässern im Totes Gebirge (Nördliche Kalkalpen).
 Histogramm of $\delta^{18}\text{O}$ -values measured on spring-waters around the mountains of Totes Gebirge (Northern Limestone Alps, Austria) during the seasons of the years 1968 to 1971.

stitute of Isotope Hydrology der IAEA, Wien, durchgeführt. Von den insgesamt 654 Isotopenmessungen wurden in den von T. DINCER 1972 entworfenen Histogrammen (Fig. 2.1) der Gegensatz vom Abfluß ausschließlich von Sommer- und Herbstniederschlägen gespeicherten Quellwässern (September 1968, Februar 1971) einerseits und dem Abfluß der Schmelzwässer der gespeicherten Winterniederschläge andererseits klar ersichtlich (Juni 1969). Die Proben Juli 1970 repräsentieren Schmelzwässer von Höchstlagen und allgemeinen Regenwässern.

Mit der Transparenz der jahreszeitlichen Temperaturphasen der Niederschläge durch die Messung der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 stehen wir am Übergang zur Messung von langzeitlichen Klimaschwankungen.

3. Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns

Im allgemeinen wird angenommen, daß die Pliozän-Pleistozän-Grenze mit dem Beginn der „umgekehrten (reversed)“ paläomagnetischen Polarität der Matuyama-Epoche bei ca. 2,5 Mio. Jahren B.P. anzusetzen ist. T. NILSSON (1983, p. 467) vermerkt hierzu, daß für die Zeit von etwa 2 Mio. Jahren B.P. Tiefseebohrkerne in zunehmendem Maße Lagen vulkanischer Asche aufweisen.

Die Erfassung der Kalt- und Warmzeiten beginnt naturgemäß mit dem jüngsten Phänomen, d. h. mit dem Ablauf der Gebirgs- bzw. der nördlichen Inlandsvereisung. Das zu Beginn unseres Jahrhunderts erschienene Standardwerk „Die Alpen im Eiszeitalter“ von A. PENCK & E. BRÜCKNER (1901–1909; 3 Bde.) ist der Ausgangspunkt der Gliederung der alpinen Vergletscherung mit ihrer noch heute gültigen Bezeichnung der Kaltzeiten.

Nur schrittweise erkannte man das Ausmaß der Inlandsvereisung vom NW bis zum Osten Europas. Auch hier bediente sich die Benennung der Kaltzeiten der Namen von den Endmoränen an Flüssen (Weichsel, Saale, Elster).

Es dauerte Jahre, bis der Volumenaustausch zwischen Meerwasser und dem Inlandeis erkannt wurde und man mit der Zuordnung zu den Klimaphasen zu Rande kam.

Durch die große Anzahl von geologischen und sedimentologischen (Warven) Untersuchungen (G. DE GEER, 1912, 1940) sowie die Datierung von Tier- und Pflanzenfunden sind die Klimaschwankungen innerhalb der (jüngeren) Würm-Eiszeit relativ rasch erfaßt worden (B. FRENZEL, 1967, F. FIRBAS et al., 1955). Vom älteren Würm an hält man sich weitgehend an die Bestimmungen der Paläotemperaturen durch die Analysen des $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Verhältnisses von Tiefseeforaminiferen (C. EMILIANI, 1954, 1955, 1972).

Nicht alle Kalkmuscheln sind für physikalische Altersdatierungen geeignet (siehe Kap. 5. und M. A. GEYH & H. SCHLEICHER, 1990, p. 215 ff.).

Die erste Datierung des Wechsels von Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns versuchte der Physiker und Astronom M. MILANKOWITZ (1941). Er baute seine „Strahlungskurve“ auf periodische Änderungen der Erdbahnparameter und der Intensität der solaren Strahlung auf. Die gemeinsam von den Geographen W. KÖPPEN und A. WEGENER 1924 verfeinerte Begründung wurde zwar grundsätzlich nicht anerkannt (P. WOLDSTEDT, 1961, p. 336 ff.), bei der Frage der Ursachen der Eiszeiten wird die Insulationskurve von M. MILANKOWITZ für die Zeitspanne von 600 000 Jahren heute als entscheidend angesehen (T. NILSSON, 1983, p. 518–519).

Die Anzahl der publizierten Klimakurven des mittleren und späten Pleistozäns ist mittlerweile beträchtlich. Sie fußen auf Sauerstoff-18-Daten von Bohrkernen sowohl

aus Tiefseesedimenten in den Weltmeeren als auch von Tiefbohrungen in Eiskörpern der Arktis (Grönland) und der Antarktis.

Zu den besonders informativen Beiträgen gehört neben den jüngsten Meldungen aus dem Grönland-Ice-core-Projekt (GRIP) nach wie vor die Auswertung des Bohrkerns RC 11-120 der Tiefseebohrung im subpolaren Indischen Ozean (D. G. MARTINSON et al., 1987). Die dort in Fig. 18 nach N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON (1984) dargestellte chronostratigraphische Kurve ist zusammen mit dem umfangreichen Datenmaterial ein Musterbeispiel einer kontrollierten Klimakurve.

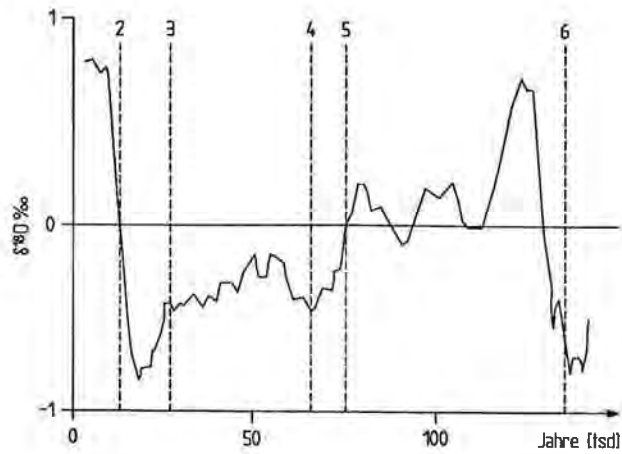
Bei der Darstellung von Zeit-Klima-Kurven ist eine wesentliche Frage, welche Genauigkeit dem Zweck der Information dienlich ist. Figur 3.1 ist eine Zusammenstellung von Ausschnitten aus Klimakurven für den Zeitraum bis 130 ka B.P. Die Kurve A in Fig. 3.1 ist ein vereinfachter Ausschnitt der bei D. G. MARTINSON et al. (1987) wiedergegebenen „Standardkurve“. Die Kurve 3.1/B (H. SCHWARCZ & C. YOUNGE, 1983) vereinfacht die Standardkurve zwecks einer Gliederung der Klimaepoche in Glazial-, Transitional- (= Übergangs-) und Interglazial-(Warm-)Zeiten.

Figur 3.1/C ist eine halblogarithmische Darstellung eines Abschnittes der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vom 3000 m langen Eiskern des Grönland-Ice-core-Projektes (GRIP) nach B. STAUFFER (1993). Wie ähnliche Darstellungen ist die Direktaufnahme zunächst schwer lesbar. Umso interessanter sind die Detailuntersuchungen betreffend die Zeit des Kälteeinbruchs der Jüngeren Dryas vor 12 800 B.P. (J. ZÖTL, 1971, p.198), dem kurz vor 11 600 B.P. eine sprunghafte Erwärmung folgte. Die Zeit des Temperaturanstieges erfolgte nach B. STAUFFER (1993) in weniger als einem Jahrzehnt (!). Dazu weist B. STAUFFER auf eine dramatische Zunahme der Niederschläge in Zentralgrönland hin (Verdoppelung in drei Jahren) und stellt die Frage, ob die episodische Klimaänderung des Kälteeinbruchs der Jüngeren Dryas wirklich global oder doch nur ein lokales Ereignis war (vgl. J. ZÖTL, 1972).

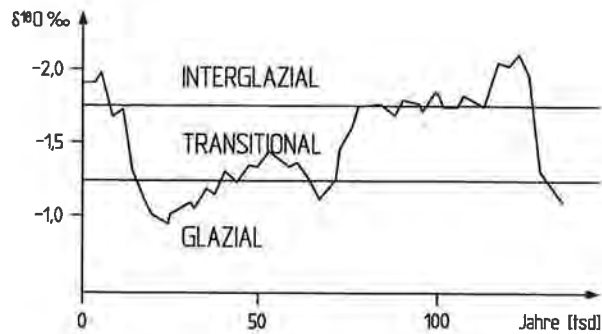
In diesem Zusammenhang steht auch die Überlegung, inwieweit eine Verbindung zwischen extremen vulkanischen Ereignissen und ungewöhnlichen atmosphärischen Phänomenen gerechtfertigt ist.

Untersuchungen dieser Art publizierte L. T. SIMARSKY (1996), angeregt durch die bereits von B. FRANKLIN 1784 beschriebene Beobachtung einer über alle Jahreszeiten lastenden Kaltwetterlage in Europa mit ungewöhnlichem „kaltem Nebel“ infolge eines Vulkanausbruchs in Island im vorhergegangenen Jahr. Im Jahre 1885 erfolgte der Vulkanausbruch des Trambora in Indonesien mit einer Massenbewegung von 50 km³. Es ist dies das bedeutendste Ereignis unseres Zeitalters, dessen Folge das „Jahr ohne Sommer“ Lord BYRON zum Gedicht „Darkness“ und M. SHELLY zur Novelle „Frankenstein“ inspirierte (L. T. SIMARSKY, 1996, p. 12). Allgemeine Zahlen: Verlust an Masse 10 km³ (lt. BROCKHAUS 18 km³), Flächenverlust von 33,5 km² auf Restfläche von ca. 10,8 km², 70 m hohe Aschenschicht, 30 km hohe Staub- bzw. Rauchsäule, ca. 50 000 Menschen verschüttet. Bedeutende Nebenwirkungen des Ausbruchs globaler Art: dunstige Atmosphäre, Asche auf mitteleuropäischen Gletschern, gespenstisch düstere Tage und optische Effekte – feurige Sonnenuntergänge lösten Feueralarm in New York und Connecticut aus.

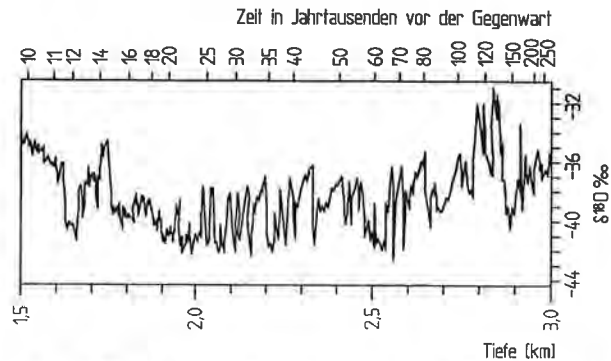
Es ist anzunehmen, daß nicht nur das Volumen der Eruption das globale Klima beeinflussen kann. Je heftiger der Ausstoß ist, und je länger er dauert, desto mehr wird die Atmosphäre beeinflusst. Windrichtungen und globale Wind- und Wolkenverteilung sind ebenso von Bedeutung wie der Schwefelgehalt. Es besteht kein Zweifel mehr, daß vulkanischer Staub und besonders Sulfat unter entsprechenden Bedingungen signifikante Mengen von Sonnenwärme der Erde entziehen können. Vulkanische Eruptionen des



A



B



C

Fig. 3.1: Ausschnitte aus Klimakurven. Variationen nach dem Gesichtspunkt ihrer Stellung als Diskussionshilfe. A – Standardkurve nach D. G. MARTINSON et al. (1987) mit Etappen des Oxygen-Isotopen Record von N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON (1984); B – Kurve aus H. SCHWARCZ & C. YOUNGE (1983); C – Kurve nach B. STAUFFER (1993).
 Different diagrams of climate variation. Background for discussion of various point of view. A – Standard curve after D. G. MARTINSON et al. (1987); B – Simplified curve to separate cold and warm periods (after H. SCHWARCZ & C. YOUNGE, 1983); C – Strongly detailed climatic fluctuations (after B. STAUFFER, 1993).

19. und 20. Jahrhunderts – geologisch keine nennenswerte Zeitspanne – verursachten auf der Erdoberfläche einen durchschnittlichen weltweiten Temperaturverlust von 0,2–0,3° C über ein bis drei Jahre, was bereits Auswirkungen in der Landwirtschaft hatte.

Zwangsläufig wird nun gefragt, was das noch mit den Strandterrassen zu tun hat. Auf Kreta sind die tektonischen Bewegungen sicher auch für die die Erdkruste betreffenden Erschütterungen der zerstörenden Explosionen der Vulkane Santorins von Einfluß. Die heute bei Kato Zakros vom Meer bedeckten Strände minoischer Kultur (ca. 3500 Jahre B.P.) könnten Zeugen vulkanotektonischer Ereignisse sein (siehe Kap. 6.1.1.2.).

4. Meeresspiegelschwankungen und Strandterrassen

Wenn die Absenkung (oder auch der Anstieg) des Meeresspiegels für eine ausreichend lange Zeit ruht, so markiert die Brandung die Küste je nach den petrographischen und geomorphologischen Bedingungen durch eine entsprechende Abrasion.

Eine wenig beachtete Schwierigkeit der Beurteilung des Vorganges liegt darin, daß aus dem Verlauf der Terrassen die stetige Hebungstendenz durch die Epirogenese bzw. die Auswirkung des langfristigen überregionalen Vorgangs der Plattentektonik schwer zu erkennen ist. So sind z. B. neue Erkenntnisse über die Bewegung der Adriatischen Platte und deren Schrägstellung erst durch die Satellitengeodäsie gemessen und erst teilweise bekannt geworden.

Es ist weiters nicht möglich, Klima- und Meeresspiegelschwankungen als zeitgleiches Phänomen zu indizieren. N. J. SHACKLETON (1987) verdanken wir eine klärende Diskussion über die Ursachen der Verzögerung des Absinkens des Meeresspiegels.

Die geomorphologische Abfolge der Meeresterrassen des Mittelmeeres wurde nach ihrer Höhenlage und dem damit verbundenen (vermeintlichen) Alter des meist italienischen locus typicus (Sizil, Milazzo, Tyrren etc.) benannt (P. WOLDSTEDT, 1961, Abb. 121). Diese Ordnung wurde mit dem Moment unhaltbar, als sich zeigte, daß das Leitfossil *Strombus bubonius* für das schon zeitlich aufgegliederte Tyrren in anderen Gebieten über den Zeitraum hinaus verbreitet war. Seither ist die örtliche von unten beginnende Numerierung der Terrassen mit Angabe der Höhenlage üblich.

Was die Abfolge der Küstenterrassen anbelangt, so wurden Koralleninseln (z. B. Barbados im S der Kleinen Antillen) oder Inseln und Küstengebiete des Südchinesischen Meeres bis Neu Guinea ob ihrer geschlossenen Korallen- und Austernbänke bevorzugte Beispiele.

Die weitaus umfassendste großräumige Beschreibung sowohl von Terrassensystemen a.s.l. als auch derzeit submarinen Strandterrassen liegen aus dem Raum des südlichen Chinesischen Meeres vor (H. D. TjIA et al., 1976). Zusammenfassend gilt für den Gesamtbereich, daß frühere Strandterrassen in Höhenlagen von 10 m, 12–13 m, 18 m, 25 m, 30–32 m, 34–36 m und 50 m a.s.l. typisch sind. Gelegentlich treten Terrassen 75–76 m a.s.l. auf, deren Zugehörigkeit zum Pleistozän aber nicht wahrscheinlich ist. Grundsätzlich wird angenommen, daß die maximale Höhe quartärer Terrassen bei 50 m a.s.l. liegt.

Submarine Strandterrassen wurden durch bathymetrische Karten, Sonogramme und Bohrungen im Schelfbereich geortet und existieren nach H. D. TjIA et al. (1976) in Tiefen von –8 m, –10 m, –13 m, –18 m, –20 bis –22 m, –30 bis –33 m, –36 m, –45 m, –50 m bis –51 m, –60 m, –67 m und –82 bis –90 m.

Der Tidenhub der Gezeiten entlang der Küste der Malayischen Halbinsel ist mit 1–2 m sehr gering, im engeren Bereich der Malakka-Straße liegt er bei 4,5 m. Nun stellt sich die Frage, inwieweit die Küstenterrassen im Südchinesischen Meer mit den Gegebenheiten im mediterranen Raum vergleichbar sind.

Unseres Erachtens besteht nach Kenntnis der Tiefen der Straße von Gibraltar kein Anlaß, der „Annahme“ von A. C. BLANC (1942) – übernommen von P. WOLDSTEDT (1958, p. 303) – zu folgen, daß während der Mindel-Eiszeit die Straße von Gibraltar durch die Absenkung des Atlantischen Meeresspiegels um 200 m „geschlossen“ war. Daß eine stärkere Strömung vom Atlantik ins Mittelmeer herrschte als in der Gegenwart (1,5–2 m/s) ist wahrscheinlich. Im WESTERMANN „Lexikon der Geographie“ (II, p. 208) steht: „Die seichteste Stelle der Straße von Gibraltar liegt am Westende und beträgt –345 m u.Sp. Zwischen Gibraltar und Ceute beträgt die Tiefe bereits –942 m u.Sp.“

Was die Küsten des Festlandes anbelangt, besteht für die Adria ein gewaltiger Gegensatz zwischen der Flachküste im N und NW (Po-Ebene) einerseits und den Ausläufern der Dinarischen Alpen im NE bzw. des Apennin und Apuliens an der Südküste andererseits.

Die Hydrogeologie der ehemaligen jugoslawischen Adriaküste gibt eine Reihe von Hinweisen auf einst tiefergelegene Wasseraustritte. Die mit dem Streichen des Dinarischen Gebirges parallel verlaufenden Poljen leiten mit ihren am jeweiligen Südrand liegenden Ponoren den Abfluß des Karstwassers in Richtung Küste (J. ZÖTL, 1974, p. 176, Tafel II). Schon daraus ist zu entnehmen, daß die Verkarstung tief unter den gegenwärtigen Meeresspiegel reicht. S. ALFIREVIC (1969) verzeichnete von Triest bis südlich von Kotor mit Einbeziehung der vorgelagerten Inseln ca. 100 submarine Quellaustritte (Fig. 4.1).

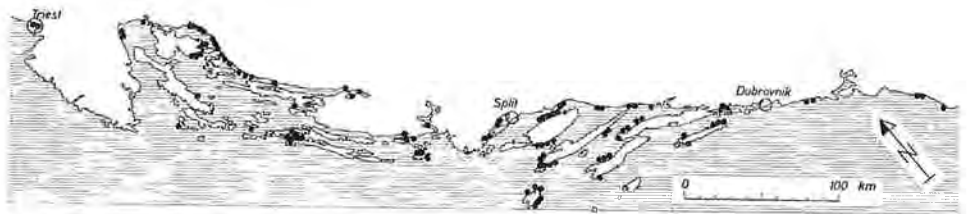


Fig. 4.1: Submarine Quellen entlang der Adriatischen Küste (S. ALFIREVIC, 1969).
Submarine springs along the Adriatic coastline (after S. ALFIREVIC, 1969).

Von zwei Quellen an der Südküste der Insel Brac wurde in Kluftwasseraustritten in –5, –10, –20, –30 und –32 bzw. –37 m die Wassertemperatur (20–18,4° C bzw. 17,1° C) gemessen. Eine weitere Messung erfolgte an einer submarinen Quelle an der Nordküste der Insel im Kanal von Brac in –20, –50 und –73 m. Die Temperaturen betragen hier an der Oberfläche des Meeres 22,8° C, sie fielen bei den angeführten Tiefen auf 19,8, 15,2 und 13,8° C. Der Chloridgehalt des Wassers stieg in allen Fällen nur geringfügig von ca. 20 auf 21 Cl‰, bzw. 21 und 42 Cl‰.

Einem Foto von S. ALFIREVIC (1969) ist deutlich zu entnehmen, daß eine submarine Quelle (Jadranske vrulje) aus einer Felsspalte austritt. Eine Folgerung der Beschreibung ist, daß die Karstwasserwege bis –73 m unter die mittlere Seehöhe reichen und zur Zeit der Absenkung des Meeresspiegels die Lage der Vorflut etwa diesen Tiefen entsprach.

Die Nordwestküste der Adria bilden zunächst die mächtigen Ablagerungen des Po-Deltas. Daran schließen sich im S jungtertiäre Sedimentgesteine mit übergelagerten quartären bzw. pleistozänen Strandterrassen an. Weiter im S beginnt die Kalktafel von Apulien, deren Karstwasserkörper in scharfem Gegensatz zum turbulenten Fließen im Dinarischen Gebirge steht. In der Apulischen Tafel folgt der Karstwasserspiegel einem piezometrischen Gradienten von nur 0,3–0,6 ‰. Es sind in erster Linie flach liegende Kreidekalke, die als ein dem Apennin parallel laufendes Bruchsystem gegen SW unter jungtertiäre und quartäre Schichten eintauchen, aber durch deren geringe Mächtigkeit schon sehr bald in Kontakt mit dem Meeresspiegel stehen. Die tektonische Klüftung reicht in große Tiefen, die großlumige Verkarstung beschränkt sich aber vornehmlich auf die oberen 100–200 m des Kalkes (J. ZÖTL, 1974, p. 258).

Den wichtigsten Hinweis im gesamten Bereich des Ionischen Meeres erbrachte die Bergung von Stalaktiten aus submarinen Höhlen an der Ostküste der Insel Kephallinia. Hier wurden 1961 im Auftrag von V. MAURIN und J. ZÖTL aus Tiefen von –3 bzw. –26 m Stalaktiten durch Taucher geborgen, deren ¹⁴C-Messung im Labor von K. O. MÜNNICH (Heidelberg) ein Alter von $16\,400 \pm 300$ bzw. $20\,000 \pm 500$ Jahren ergab. Da in unter Wasser stehenden Höhlen sich keine Stalaktiten bilden können, ist bewiesen, daß zur Zeit des Hochwürm (ca. 20 000 B.P.) beide Höhlen über dem Meeresspiegel lagen. Dem ist anzufügen, daß durch zahlreiche Bohrungen des damaligen Institutes of Geology and Subsurface Research in Athen im Golf von Korinth und an der Südküste des Peloponnes Höhlen bzw. stark verkarstete Horizonte in –10 bis –20 m, –25 bis –30 m und in ca. –80 m festgestellt wurden. Als Abschluß sei vorweggenommen, daß an der Nordküste Kretas in der Bucht von Baliou mehrere submarine Estavellen bis in ca. –30 m Tiefe durch Taucher untersucht wurden.

Was Höhlen im oder unter dem Meeresspiegel anbelangt, sind im östlichen Mittelmeer abgesehen von Apulien und Kephallinia besonders die befahrbaren Höhlengänge an der Südküste des Peloponnes zu nennen.

Wirft man zum Abschluß einen Blick auf das Gesamtgebiet des europäischen Mittelmeeres, so zeichnet sich deutlich die Gliederung in einzelne Becken ab, deren tiefste Stelle (–5915 m) im relativ kleinen Bereich ca. 250 km im SSE der Insel Zakynthos liegt.

Im europäischen Mittelmeer ist sowohl die zeitliche Einstufung der Terrassen als auch deren Höhenzuordnung schwierig.

5. Datierungsprobleme der Strandterrassen und eustatischen Meeresspiegelschwankungen im östlichen Mittelmeer (M. A. GEYH)

5.1. Technik der Probenahme und Eigenschaften der entnommenen Materialien

Vom gesamten Untersuchungsgebiet war zu Beginn des Projektes nur ein U/Th-Alter aus dem Gebiet von Korinth bekannt. Ein Grund war sicherlich die methodische Arbeit von A. KAUFMANN et al. (1972), nach der Molluskenschalen in mehr als 60 % aller Fälle offene Systeme bilden und damit für die in Frage kommende U/Th-Datierung nicht geeignet sind. Nachvollziehbare Kriterien, um solche offenen Systeme zu identifizieren, konnten damals nicht gefunden werden und sind bis heute nicht bekannt. Eine zuverlässige ESR-Datierung von Mollusken und Korallen, die davon auch betroffen wird, ist nach methodischen Untersuchungen von D. KATZENBERGER (1989) und

M. BARABAS et al. (1988) ebenfalls nicht möglich. Da die Datierung von Strandterrassen im Mittelmeer aber nach wie vor ein brennendes geowissenschaftliches Problem ist, wurde der gewagte Versuch unternommen, durch die Analyse einer größeren Zahl von Proben doch noch zu einer zuverlässigen altersmäßigen Aussage zu kommen. Zur Minimierung der von A. KAUFMANN & W. S. BROECKER (1965) zuerst erkannten Schwierigkeiten wurden besonders dickwandige Mollusken (und 25 % Korallen) beprobt, die noch am ehesten geschlossene Systeme gebildet haben konnten, insbesondere wenn sie durch kompakte Kalkkrusten vor Verwitterung scheinbar geschützt waren. Lesestücke wurden ausgeschlossen.

Allerdings zeigt das äußere Erscheinungsbild quasi aller Proben, daß trotz dieses scheinbaren Schutzes alle Proben von einer Süßwasserüberprägung erfaßt worden sind. Ihre perlmuttartige Oberfläche ist in keinem Fall mehr erkennbar, also erodiert worden. Überdies sind sie alle umkristallisiert, es ist also kein Aragonit mehr erhalten. Dies wurde durch Laboranalysen und Untersuchungen an Dünnschliffen nachgewiesen. Sowohl die Süßwasserüberprägung als auch die Umkristallisation sind aber strenge Indikationen für offene Systeme. Es bestand mithin allein die Hoffnung, daß durch die Größe der Objekte Bereiche in den Proben herauspräpariert werden konnten, in denen die Mobilisierungszone des Urans nicht zu einem Verlust oder Gewinn geführt hat. In „besser geschützten Mollaren“ hatte R. GRÜN (1991, briefliche Mitteilung) gezeigt, daß die Akkumulation von Uran auf die Randbereiche beschränkt bleiben kann. Es war klar, daß die Erfüllung dieser Annahme detailliert zu prüfen war.

Versuche, im Konglomerat oder Terrassenkörper eingeschlossene Fossilstücke als Bohrkern zu gewinnen, erwiesen sich nach auf der ersten Feldkampagne gesammelten Erfahrungen als zu zeitaufwendig. Es wurde deshalb später ausschließlich mit dem Preßlufthammer freigelegtes oder mit dem Geologenhammer aufbereitetes Material geborgen. Allerdings waren viele Proben so verbacken, daß auch im Labor eine Trennung nicht möglich war. In diesen Fällen konnte durch Mehrfachanalysen die Homogenität bzw. Inhomogenität der altersmäßigen Zusammensetzung nachgewiesen werden. Insgesamt wurden 78 Proben im ^{14}C -Labor Hannover, davon 16 mehrfach, untersucht.

5.2. Meßergebnisse und einfache methodische Interpretationsversuche

Die korrigierten und unkorrigierten U/Th-Alter wurden unter der Annahme geschlossener Systeme berechnet. Für die Detritus-Korrektur wurde der $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -Index Eins gesetzt, wie allgemein üblich (Tab. 5.1). Alle Proben mit $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnissen > 10 enthielten wenig detritisches Material, wie man es für biogene marine Proben erwartet. Bei ihnen stimmen die korrigierten und unkorrigierten U/Th-Alter überein. Immerhin hatten 26, also rund ein Drittel aller Proben, kleinere $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnisse, davon überproportional allein 14 Korallen. Bei ihnen waren zwischen den Kalkröhren starke Verkrustungen vorhanden, die nur mit nicht zu vertretendem präparativem Aufwand hätten beseitigt werden können. In den Gehäusen einiger Mollusken waren allochthone Karbonate nicht beseitigbar enthalten. Die nicht reproduzierbaren Ergebnisse der Probenpaare Uh 732/733, 942/943, 815/838, 836/837, 812/813 und 737/738 können auf solche Mischungen unterschiedlich alter Komponenten oder ungleichmäßig verteilte offene Systeme zurückzuführen sein.

Die Prüfung, inwieweit die Proben offene Systeme gebildet haben oder nicht, soll auf analytische und geologische Kriterien gestützt werden, die freilich keine zuverlässige Entscheidung zulassen. Bei der analytischen Entscheidung wird als wichtigstes Krite-

rium die empirische Erkenntnis verwendet, daß das initiale $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis mariner Proben bei 1,15 liegen sollte. Bei Uran-Lösung, die durch sauerstoffhaltige, versickernde Süßwässer aufzutreten vermag, werden bevorzugt ^{234}U als sechswertige Uranyl-Verbindung gelöst, also das $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis bei dem Quellenmaterial verkleinert. Umgekehrt wird bei dem ausgefallenen Sekundärkalk von einem vergrößerten Aktivitätsverhältnis auszugehen sein. Dieses Verhalten ist freilich nur dann gegeben, wenn ein Einphasenereignis erfolgt ist. Bei vielen der untersuchten Proben werden aber diese Prozesse mehrmals in beide Richtungen gelaufen sein. Viele unserer Proben hatten sicher verkleinerte und vergrößerte Uran-Aktivitätsverhältnisse sowie stark streuende Uran-Gehalte, weswegen mit zu großen und zu kleinen U/Th-Altern zu rechnen ist.

Die Reproduzierbarkeit der Analytik und der Meßtechnik sowie die Homogenität der Proben spiegelt sich in den Ergebnissen der Probenpaare Uh 726/727, 940/941 und 734/735 sowie der Wiederholungsanalysen der Proben Uh 814, 941, 942, 946, 947, 949, 958, 959 und 961 wider. Der Stratigraphie entsprechen die unterschiedlichen U/Th-Alter der Probenpaare Uh 730/731, 794/795, 801/802, 805/806 und 807/808 (Tab. 5.1).

5.3. Prüfung offener Systeme

Nach den oben beschriebenen theoretischen und empirischen Gegebenheiten kann eine vorsichtige Prüfung der offenen Systeme mit Hilfe der $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse erfolgen (Fig. 5.1). Wenn man annimmt, daß geschlossene Systeme $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse haben dürfen, die innerhalb der doppelten meßtechnischen Fehlergrenzen streuen, also etwa zwischen 1,10 und 1,20, fallen rund 60 % in Übereinstimmung mit A. KAUFMANN et al. (1972) in die Kategorie „offene Systeme“, bei einem Rahmen von 1,05–1,25 sind es nur noch 7 %. Man sollte sich freilich darüber im klaren sein, daß die Kriterien sehr eng zu fassen sind, weil sie sich ohnehin als nicht sehr zuverlässig erwiesen haben.

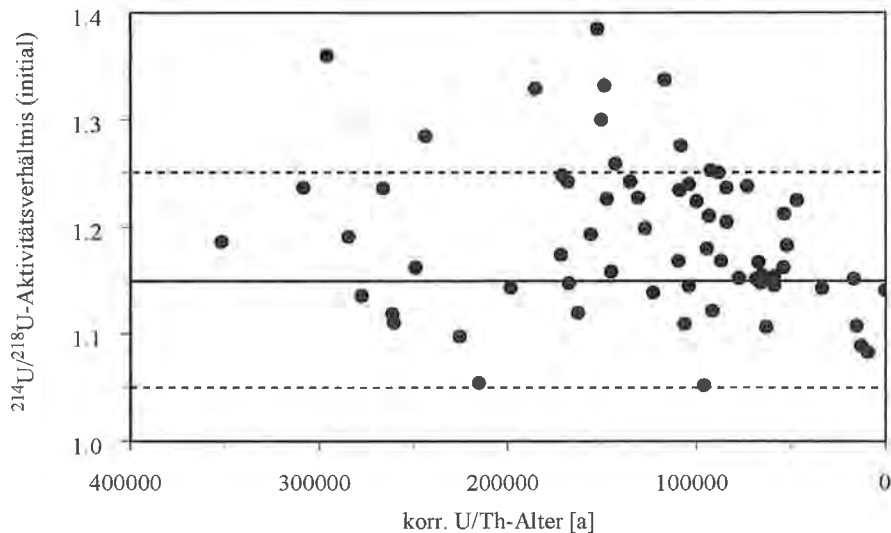


Fig. 5.1: Korrigiertes U/Th-Alter (a) nach dem $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis.
Corrected U/Th-age (a) according to the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio.

In Fig. 5.1 ist zu erkennen, daß viele der initialen $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse über diesem Rahmen liegen, wovon häufig Korallenproben betroffen sind. Bei diesen Proben würde man demnach annehmen, daß gelöstes Uran mit hohen $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnissen in sekundären Karbonaten gefällt worden ist. Figur 5.2 zeigt diesen Effekt nicht. Weil biogene marine Kalke im Vergleich zu terrigenen sehr viel Uran enthalten, scheinen sich sichtbare Süßwasserüberprägung mit viel sekundären Karbonaten in stark streuenden $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnissen widerzuspiegeln. Die Frage stellt sich, ob die Süßwasserüberprägung etwa zeitgleich mit der Ablagerung der biogenen Karbonate erfolgt sein kann. Eine Antwort liefert die zeitliche Abhängigkeit des Uran-Gehaltes und des Uran-Aktivitätsverhältnisses. Im Uran-Gehalt ist keine zeitliche Systematik zu erkennen (Fig. 5.3), ganz anders als beim Uran-Aktivitätsverhältnis (Fig. 5.2). Hier deutet sich an, daß die paläoklimatisch erwarteten Altersbereiche für Meeresspiegellhöchststände während Stage 5 und 7 der marinen Sauerstoff-Isotopenchronologie (siehe N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON, 1984) durch das Uran-Aktivitätsverhältnis um 1,15 ausgezeichnet sind.

Alle Proben mit weit davon abweichenden Werten sind sekundär überprägt und liefern keine zuverlässigen U/Th-Alter. Dies trifft insbesondere für den Bereich des Stage 6 zu. Eine altersmäßige Aussage aufgrund der U/Th-Alter für Stage 8, 9 und darüber ist ohnehin nicht zu erwarten. Figur 5.4 zeigt den trendmäßigen Anstieg der Standardabweichungen auf normalerweise über ± 20 , meist über ± 40 ka bei U/Th-Altern über 200 ka. In diesen Fällen ist demnach nicht einmal mehr zwischen Proben des Stage 9 und Stage 7 zu unterscheiden.

Der Grund für die von 1,15 abweichenden Uran-Aktivitätsverhältnisse sind die schon erwähnten komplexen Lösungs-, aber auch Akkumulationsprozesse, die im Laufe von Hunderttausenden von Jahren die Uran-Gehalte und Uran-Isotopenzusammensetzung unkontrolliert geprägt und verändert haben. Somit haben die meisten der älteren untersuchten Proben trotz sorgfältigster Probenahme keine geschlossenen Systeme gebildet.

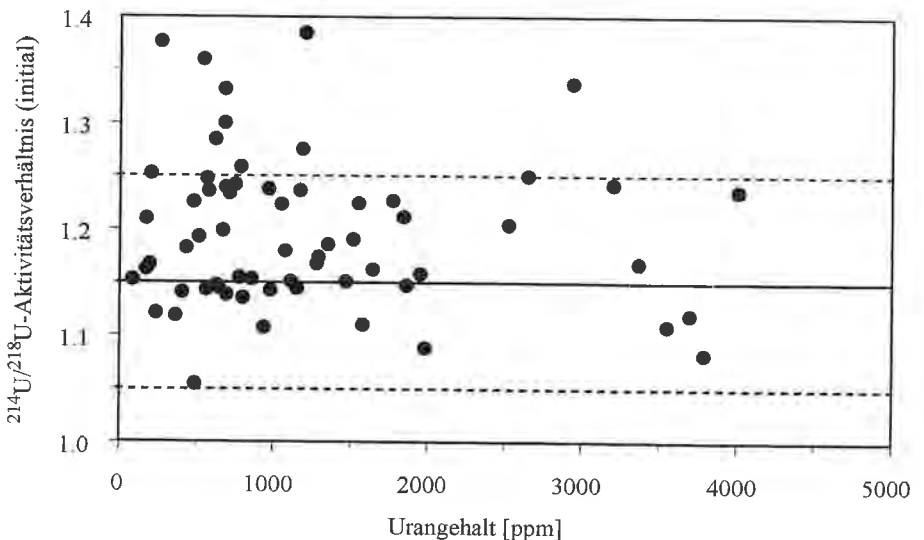


Fig. 5.2: Korrelation des Uran-Gehaltes mit dem $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis.
 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity relations. Concentration around 1,15.

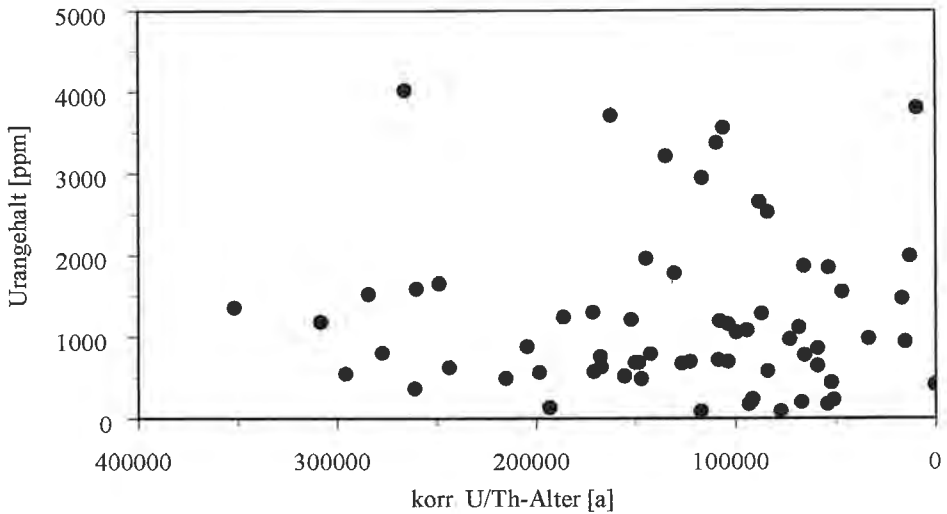


Fig. 5.3: Zeitliche Abhängigkeit des Uran-Gehaltes (ppm) und des Uran-Aktivitätsverhältnisses.
No temporal systematic Uranium content perceptible.

Bei einer oberflächlichen Beurteilung der U/Th-Alter wird deutlich, daß die meisten Daten von Korallen sehr hoch sind und häufig sogar den Datierungsbereich der U/Th-Methode übersteigen. Dafür gibt es keine Erklärung. Man könnte freilich geologischerseits annehmen, daß es sich um Bruchstücke gehandelt hat, die aus der Zeit vor 300 ka stammen, um- und eingelagert und schließlich verfestigt worden sind. Darauf deutet ihr bevorzugtes Vorkommen fast durchweg an der Basis der fossilführenden Schichten hin. Bei der Umlagerung und dem Verpacken könnte es zu einem Verlust

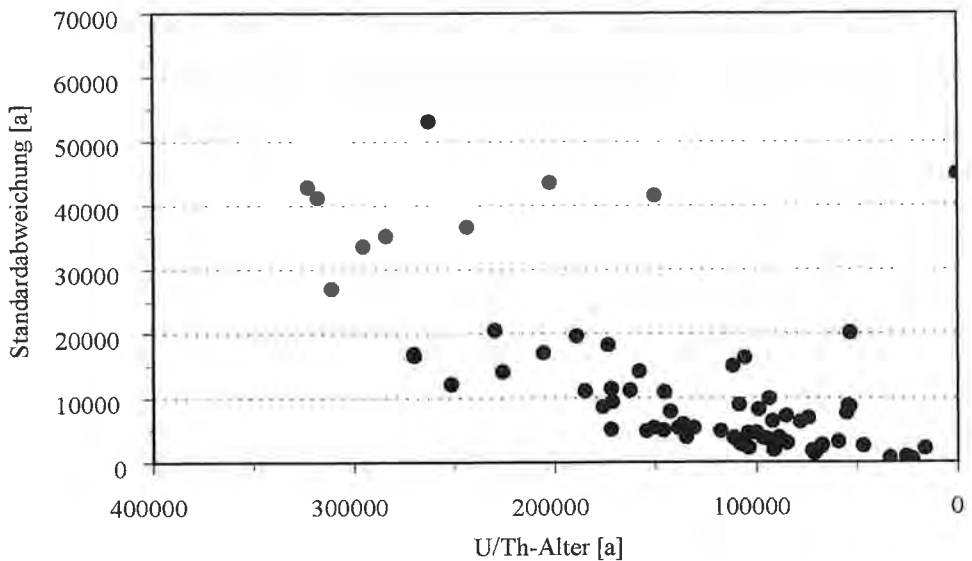


Fig. 5.4: Trendmäßiger Anstieg der Standardabweichungen.
Continuous tendency of standard deviation.

von Uran gekommen sein, durch den viel zu hohe U/Th-Alter vorgetäuscht worden sein können. Die im allgemeinen relativ kleinen Uran-Gehalte würden diese Deutung unterstützen.

5.4. Altersmäßige Beurteilung der Ergebnisse

Die in Bezug auf eustatische Meeresspiegelschwankungen entnommenen Proben sollten sich altersmäßig dem zeitlichen Wasserspiegelverlauf der Weltmeere unterordnen, sofern das Mittelmeer mit dem Atlantik in Verbindung stand.

Um zu einer Beurteilung zu kommen, wurde die Histogramm-Methode nach dem Autor M. A. GEYH (1967) eingesetzt (Fig. 5.5), aus deren Ergebnis sich einige wichtige geochronologische Aussagen ziehen lassen. Wie schon aus der Beziehung zwischen Standardabweichung und Alter (Fig. 5.4) zu erwarten gewesen ist, sind aus den Daten > 200 ka keine altersmäßigen Schlüsse mehr zu ziehen. Die Daten sind zu ungenau. Andererseits fallen bis auf die Peakspitze bei 67 ka alle anderen bei 47, 86, 102 und 130 ka sehr gut mit entsprechenden Maxima der „Martinson-Kurve“ zusammen. Die sich anschließende Datenhäufung zwischen 130 und 180 ka kann nur ein Relikt der Uranmobilisierung sein, wie sich dies ja an dem gehäuften Auftreten überhöhter Uran-Aktivitätsverhältnisse widerspiegelt (Fig. 5.1). Nicht geklärt ist indessen, warum der höchste Peak unserer Meeresspiegelkurve in eine Zeit des nachgewiesenen Meeresspiegeltiefststandes fällt und dabei in der Mehrzahl um 1,15 streuende Uran-Aktivitätsverhältnisse begleitet wird. Immerhin darf wohl aus unseren U/Th-Ergebnissen der Schluß gezogen werden, daß der eustatische Meeresspiegel des Mittelmeeres dem der Weltmeere gefolgt ist.

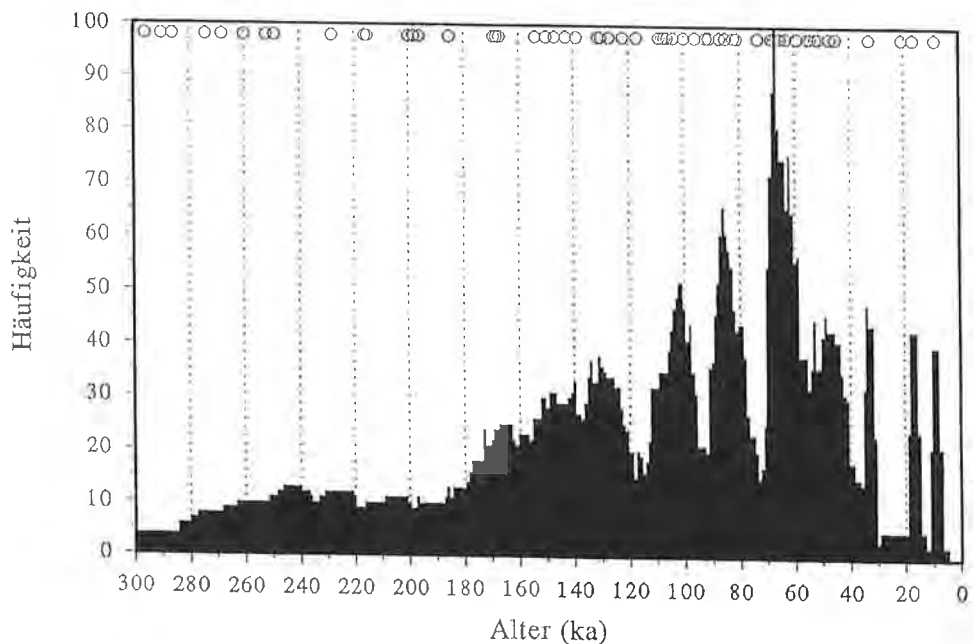


Fig. 5.5: Histogramm der U/Th-Alterswerte (ka).
Histogram frequency of age (ka).

Tab. 5.1: Ergebnisse von U/Th-Altersbestimmungen. Stratigraphische Einstufung: Ho – Holozän; SW – Spät-Würm; HW – Hoch-Würm; W – Würm; WI – Würm-Interstadial; FW – Früh-Würm; E – Eem; HE – Hoch-Eem; SR – Spät-Riss; R – Riss; FR – Früh-Riss; H – Holstein; HH – Holstein-Hoch; HI – Holstein-Interstadial; M – Mindel; MI – Mindel-Interstadial; G-M-I – Günz-Mindel-Interglazial. Abkürzungen: lea – uranium leaching; st. – stark; vw. – verwittert; rk. – rekrystallisiert; Gl. – Glycimeris; Sp. – Spondylus; Kg. – Konglomerat. Nummern in Klammer repräsentieren Proben, die in der selben stratigraphischen Position jedoch in einem anderen Jahr gezogen wurden. (Fortsetzung S. 22–25.)
Results of U/Th-measurements. Stratigraphic division: Ho – Holocene; SW – Late Würm; HW – High Würm; W – Würm; WI – Würm Interstadial; FW – Early Würm stage; E – Eem; HE – High-Eem; SR – Late Riss; R – Riss; FR – Early Riss; H – Holstein; HH – High Holstein; HI – Holstein Interstadial; M – Mindel; MI – Mindel Interstadial; G-M-I – Günz-Mindel Interglacial. Abbreviations: lea – uranium leaching; st. – strongly; vw. – weathered; rk. – recrystallized; Gl. – Glycimeris; Sp. – Spondylus; Kg. – conglomerate. () – samples of the same stratigraphic position but collected at different years. (Continuation p. 22–25.)

KRETA (Geländearbeiten 26. 04.–20. 05. 1990)										
Probe-Labor-nr.	Lokalität	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}_0$	Uran (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung	
				unkorr.	+/-	korr.				
1	Almyros	1,166	0,20	5	78	7	67	Molluskenschale aus Konglomerat	ca. 20–30	FW
2	Amnisos	1,376	0,30	54	> 302		> 300	Calzit aus Störung i. Grundgebirge	ca. 20	?
4	W Chersonisou	1,179	2,00	< 350	> 355		> 355	kleine Molluskensch. aus Kgl., vw.	2	?
5	Malia	1,236	0,60	5	97	4	84	geschichteter Sandstein	0–1	E
6	Arvi	1,337	2,94	76	117	5	117	dünne Molluskenschalen	12	HE
7	Arvi	1,250	2,66	74	89	3	88	dicke Molluskenschalen	12	E
8	E Mirros	1,152	0,10	8	85	7	77	dicke Molluskenschalen, vw.	ca. 40	E
9	Makrigialos	1,570	0,46	3	> 230	lea	> 200	kleine Molluskenschalstücke, vw.	5	?
10a	Moni Kapsa	1,984	3,24	10	> 336		> 336	Koralle aus Kalksandstein	0–5	?
10b	Moni Kapsa	1,209	0,18	11	99	9	93	Molluskenschale aus Konglomerat	0–7	E
11a	Paleohora	1,211	1,85	2	89	4	54	Koralle aus Kalksandstein	20	WI
		1,078	0,70	2	> 336	lea	> 330			?
11b	Paleohora	1,410	0,98	68	206	18	204	große Molluskenschale a. d. Liegenden	6	HH
12a	W-Paleohora	1,236	0,95	11	> 160	lea	> 160		0–3	?
12b	W-Paleohora	1,106	1,00	3	> 345		> 345	Koralle aus Konglomerat, vw., rekr.	0–3	?
		1,496	0,27	44	> 219		> 296	Molluskenschale, vw.	0–3	?
17	E Ierapetra	1,160	2,53	58	85	3	84	kleine, verbackene Molluskenschalen	ca. 3–10	E

Probe- nr.	Labor- nr.	Lokalität	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}_0}$	Uran (ppm)	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung	
						unkorr.	+/- korr.				
18a	737	Kato Nero	1,109	4,00	22	270	16	266	Koralle aus Bohrung	ca. 10-15	M
18b	738	Kato Nero	1,164	3,20	50	136	6	135	Molluskenschalen	ca. 10-15	SR
19	739	Diaskari	1,151	0,57	34	173	20	171	Molluskenschale aus Konglomerat	0-5	FR
20	740	S-Falasarina	1,245	1,20	14	158	14	152	kleine Molluskenschale aus Kgl., vv.	ca. 10	R
23	741	Ambelos	1,290	1,24	28	189	22	186	dicke Molluskenschale aus Konglomerat	0-2	HH
24	742	Kato Zakros	1,051	27,80	143	226	14	225	Knochen aus Brekzie	ca. 20-30	HI
25	743	Sitia	1,082	1,50	10	295	+51/-34	284	Austernschalen		M

PELOPONNES (Geländearbeiten von 14. 05.-06. 06. 1991)

Probe- nr.	Labor- nr.	Lokalität	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}_0}$	Uran (ppm)	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung	
						unkorr.	+/- korr.				
5b	791	S-Elea	1,110	0,43	5	> 230		> 230	Moll.-Bruchstücke aus „Waschbeton“	ca. 10	?
6	793	N-Elea	1,223	1,56	171	47	3	47	Molluskenschalen	0-5	WI
7a	794	N-Elea	1,238	0,69	34	106	18	104	Molluskenbruchstücke aus Brekzie	ca. 3	E
7b	795	N-Elea	1,306	0,56	4	> 324	lea	> 324	Korallen aus „Waschbeton“	1	?
13	796	Monemvassia	1,236	0,97	41	74	7	73	Moll.-Bruchstücke aus Kalksandstein	0-1	FW
16	797	Gerolimenas	1,161	0,18	34	55	8	54	Calzitkruste aus Störung	ca. 3-4	WI
17	798	Mesapos	1,326	22,40	> 300	185	12	185	Knochen aus verfestigtem Schuttfächer	ca. 20	HH
19	799	Lagadan	1,116	0,37	66	262	+120/-53	261	Molluskenschalen		M
20	800	N-Itrilo	1,391	0,64	2	> 286	lea	> 286	Koralle	2	?
22a	801	N-Trachilas	1,832	5,25	68	> 380	lea	> 380	Knochen aus rotem Kgl. im Liegenden	ca. 6-8	?
22b	802	N-Trachilas	1,152	0,86	117	59	3	59	Molluskenschalen im Hangenden	ca. 6-8	WI
23	803	N-Agios Dimitrios	1,296	0,48	5	> 339		> 339	dicke Molluskenschalen und Korallen	3	?
25	804	S-Castle Koroni	0,769	13,90	> 300	139	5	139	Austernschalen	ca. 10-20	R
29a	805	S-Kiparisia	1,186	1,36	238	> 268		> 268	Mollusken und Korallen a. d. Liegenden	ca. 1-4	?
29b	806	S-Kiparisia	1,144	0,65	0	53	22	59	Koralle und Muschel aus Konglomerat		WI
32	808	Karakolon	1,140	0,41	3	> 350	lea	> 350	Koralle		?

Probe- nr.	Labor- nr.	Lokalität	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}_0}$	Uran (ppm)	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung
						unkorr.	+/- korr.			
32b	807	Katakolon	1,207 1,273	0,52 1,19	6 116	172 108	12 10	156 108	Molluskenschalen aus dem Hangenden	ca. 2-3 R E
34b	809	NW-St. Andreas	1,347	0,48	4	308	lea	308	Korallen	0-4 G-M-I
35	810	Katakolon	1,181	0,44	18	54	9	52	dicke Molluskenbruchstücke	0-2 WI
37	811	Kap Glypha	1,411	0,43	276	>290		>290	dicke Molluskenbruchstücke	0-3 ?
38a	812	Mavra Lithavia	1,121	0,24	129	92	7	91	Molluskenbruchstücke	ca. 5-6 E
38b	813	Mavra Lithavia	1,151	1,48	3	26	1	17	Koralle	ca. 5-6 HW
39	814	N-Town Corinth	1,225 1,156	1,78 1,96	183 108	131 145	5 11	131 145	Molluskenbruchstücke	ca. 20-25 SR SR
40	815	Anc. Corinth	1,232	0,72	24	111	16	109	Korallen	ca. 40-50 E
41	816	Temple Terrasse	1,105	8,38	6	72	2	63	Molluskenchalen	FW
42	817	Kap Ireon	1,251	0,21	41	94	10	92	dicke Molluskenbruchstücke	ca. 40 E
43a	836	S-Perachora	1,451 1,107	0,08 0,94	4 13	137 16	>-76 2	117 15	dicke Molluskenschale	ca. 1-3 HE HW
43b	837	S-Perachora	1,419	0,23	17	53	9	51	Molluskenbruchstücke aus Konglomerat	ca. 1-3 WI
44	838	Anc. Corinth	1,348	1,79	0	>350	lea	>350	Korallen	? ?

IONISCHE INSELN, NW-GRIECHENLAND (Geländearbeiten 09. 06.-25. 06. 1992)

Kephallinia

Probe- nr.	Labor- nr.	Lokalität	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}_0}$	Uran (ppm)	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung
						unkorr.	+/- korr.			
6	942	W airport	1,352 1,280	0,55 0,62	6 815	311 243	32 48	296 243	dicke Molluskenschalen, st. rk.	M H
6a	943	W airport	1,239	0,76	20	172	5	168	Muschelschalen	ca. 0-2 R
8	945	Kap Akrotiri	1,147	0,63	20	171	9	167	dicke Muschelschalen, st. verwittert	ca. 0-5 R
10	946	Ag. Nikolaos	1,254 1,122	0,60 0,60	10 15	>384 >306	lea lea	>384 >306	massiver Kalk ohne Fossilien	ca. 20 ? ?

Probe-nr.	Labor-nr.	Lokalität	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}_0}$	Uran (ppm)	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung	
						unkorr.	+/- korr.				
12	947	Kavos Schinou	1,192	0,68	10	135	4	127	Muschelschalen aus massiven Kalk	0-20	HE
			1,256	0,79	> 350	143	8	143			SR
14	948	N Kap A. Georgiou	1,051	10,30	16	100	5	96	Austern aus Kalksandstein	5	E
15	949	Makris Giallos	1,164	1,29	17	91	2	87	Muschelschalen	ca. 4-7	E
			1,178	1,08	> 350	94	4	94			E
16	950	S Katavotres	1,144	1,06	17	104	2	100	Muscheln u. Korallen, Sp. st. rekrystallisiert	0-1	E
			1,250	1,16	293	104	5	104			E
17	951	Skala	1,152	0,78	26	67	3	65	Muschelschalen aus Konglomerat	ca. 15	FW

Zakynthos

Probe-nr.	Labor-nr.	Lokalität	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}_0}$	Uran (ppm)	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung	
						unkorr.	+/- korr.				
18	952	Gerakas Beach	1,149	1,12	19	71	1	68	Muschelschalen aus Konglomerat	ca. 10-15	FW
19	953	N Kalogeras B.	1,145	1,87	24	68	2	66	Muschelschalen aus Konglomerat	ca. 15-30	FW

NW-Griechenland

Probe-nr.	Labor-nr.	Lokalität	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}_0}$	Uran (ppm)	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung	
						unkorr.	+/- korr.				
22	954	Ag. Nikolaos	1,165	3,38	41	111	4	109	Korallen u. Muschelschalen, stark verwittert	ca. 0-3	E
24	963	Prevesa	1,138	0,68	4	146	6	122	Molluskenschalen		HE
24b	955	Prevesa/Jail	1,054	0,50	2	318	+73/-41	215	Muscheln u. Korallen, rekrystallisiert, stark verwittert	ca. 0-3	H
25	956	Drosia	1,080	0,52	3	> 319	lea	> 319	Muscheln u. Korallen aus Konglomerat	ca. 0-4	?
26	957	S Mitikas	1,141	0,98	208	33	1	33	Muschelschalen u. Korallen	1	W
27	958	Ligia	1,079	3,80	2	23	1	9	gut erhaltene Koralle	ca. 0-2	Ho
			1,085	2,00	2	24	1	13			SW

ERGÄNZUNG: PELOPONNES – KEPHALLINIA – PREVEVA

N-Peloponnes

Probe-Labor- nr.	Lokalität	$^{234}\text{U}/$ $^{238}\text{U}_\theta$	Uran (ppm)	$^{230}\text{Th}/$ ^{232}Th	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung
					unkorr.	+/- korr.			
28(40)	Terr. Anc. Corinth	1,118	3,70	308	163	12	Muschelschale aus Terrasse	ca. 40-50	R
		1,173	1,30	19	176	9			R
29(39)	N-Town Corinth	1,109	3,56	43	108	3	Muschelschalen	20-25	E

Kephallinia

Probe-Labor- nr.	Lokalität	$^{234}\text{U}/$ $^{238}\text{U}_\theta$	Uran (ppm)	$^{230}\text{Th}/$ ^{232}Th	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung
					unkorr.	+/- korr.			
3a	W airport	1,226	0,49	11	154	5	dicke Molluskenschale, Sp.		R
		1,297	0,69	113	151	5			R
3c	W airport	1,328	0,69	43	150	53	dicke Molluskenschalen, Sp., Gl.		R
		1,509	1,39	4	27	8			W
6a	W airport	1,195	0,41	4	> 375	lea	Koralle		?
7b	K. Ag. Pelagias	1,141	0,57	3	230	24	Muscheln u. Korallen, st. v.w., st. rk.		H

Prevesa

Probe-Labor- nr.	Lokalität	$^{234}\text{U}/$ $^{238}\text{U}_\theta$	Uran (ppm)	$^{230}\text{Th}/$ ^{232}Th	U/Th-Alter (ka)		Material	Höhe (m a.s.l.)	Stratigr. Einstufung
					unkorr.	+/- korr.			
24	Prevesa	1,137	0,70	4	146	5	Mollusken u. Korallen		E
3	Prevesa	1,236	1,18	7	332	+74/-43	Molluskenschalen		MI
30(27)	Ligia	1,108	1,59	10	270	17	Muschelschalen	20-25	M
		1,133	0,80	15	284	39			M

6. Untersuchungsgebiete

6.1. Kreta

Die Insel Kreta liegt im östlichen Mittelmeer. Sie gehört zum Ägäischen Inselbogen südlich des Vulkanbogens des Ägäischen Meeres und nördlich des helleninischen Tiefseegrabens (Fig. 6.1).

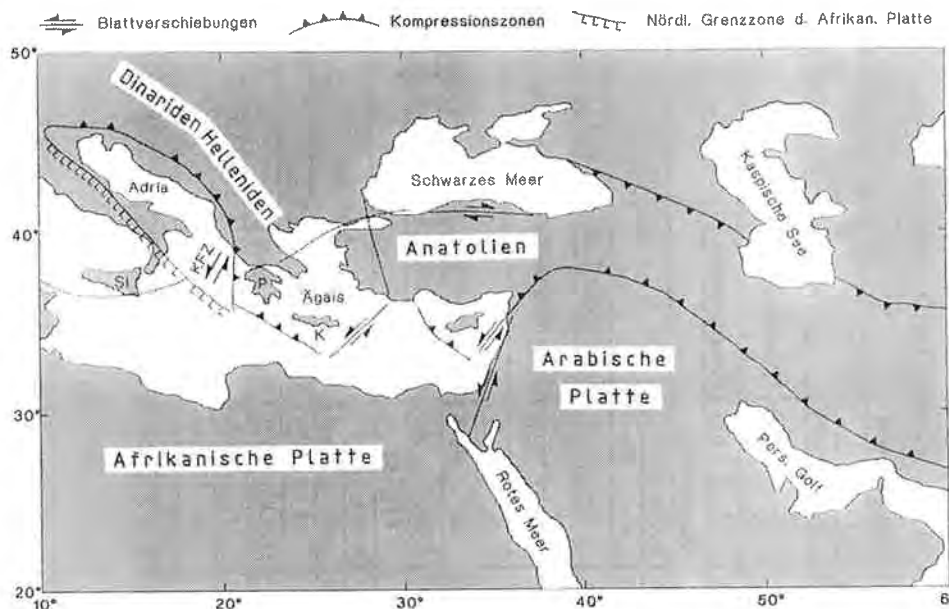


Fig. 6.1: Geotektonische Grundzüge der Randgebiete des östlichen Mittelmeeres (Entwurf nach A. DERMANIS et al., 1992). Si – Sizilien; KFZ – Kephallinia Graben; P – Peloponnes; K – Kreta. Geotectonic frame of the marginal regions of the Mediterranean Sea. (Draft after A. DERMANIS et al., 1992). Si – Sicily; KFZ – Kephallinia fault zone; P – Peloponnesos; K – Crete.

6.1.1. Geologischer Aufbau

6.1.1.1. Alpine Einheiten der Orogenese

Der geologische Aufbau von Kreta ist durch eine alpine Deckentektonik charakterisiert. Nach N. CREUTZBURG & E. SEIDEL (1975) können sechs geologische Einheiten unterschieden werden, wovon die Kreta-Mani-Einheit als autochthon angesehen wird, die von den anderen fünf Einheiten überlagert wird. Von W nach E handelt es sich dabei um folgende Einheiten: Trypali-Einheit, Phyllit-Quarzit-Einheit, Tripolis-Einheit, Pindos-Einheit und Ophiolit-Decke.

Lithostratigraphisch bestehen die Einheiten aus folgenden Gesteinen:

- 1) Kreta-Mani-Einheit: Karbonatgesteine, Einschaltungen von Schiefer und Karbonaten, pelagische Kalke und Flysch. Das Alter dieser Sedimente reicht vom Perm bis zum Obereozän.
- 2) Trypali-Einheit: Verbreitet im Westbereich Kretas. Sie besteht aus seichtmarinen Karbonatgesteinen liassischen Alters.

- 3) Phyllit-Quarzit-Einheit (auch als Arna-Einheit bezeichnet): Phyllite und Quarzite. Es bestehen viele unterschiedliche Meinungen über diese Einheit, die dominierende Ansicht ist, daß diese Einheit die Basis für die Gavrovo-Tripolis-Zone darstellt.
- 4) Tripolis-Einheit: Vorwiegend seicht marine Karbonatablagerungen und Flysch, das Alter reicht von Mittel-/Obertrias bis Oligozän. An der Basis dieser Einheit finden sich die sogenannten Tyros-Schichten, Pelite, Amphibolite, Schiefer und Tuffite. Das Alter reicht vom oberen Paläozoikum bis in die Mitteltrias.
- 5) Pindos-Einheit: Sie besteht aus zwei Übergangszonen –
 - a) der Ethia-Einheit aus klastischen Sedimenten mit Einschaltungen von andesitischen Laven, Kalken, Radiolariten und Peliten (Alter: Trias bis Paleozän). Weiters finden sich Flyschablagerungen mit ypresisch-lutetischem Alter an der Basis.
 - b) der Magasas-Einheit: triassische klastische Sedimente und dick gebankte Kalke (Alter: Jura bis Unterkreide) sowie pelagische Kalke mit einem Alter zwischen Oberkreide und Eozän.

6.1.1.2. Tektonik

Orogenetische Tektonik

Die Abfolge des orogenetischen Deckenbaus wurde im Kap. 6.1.1.1. skizziert. Die der autochthonen Basis folgenden lithostratigraphischen Einheiten wurden z. T. schon bald nach ihrer Entstehung verändert.

Die Hauptelemente der Orogenese sind schließlich die Überschiebung altersverschiedener Decken einerseits und die vertikalen Versetzungen verschiedensten Ausmaßes andererseits. Die bedeutenderen Brüche und Bruchlinien der Insel sind der geologischen Karte 1 : 200 000 (N. CREUTZBURG et al., 1977) zu entnehmen.

Bei genauerer Betrachtung des Verlaufes der Störungslinien sind Abscherungsbruchlinien entlang von Steilküsten im N der Insel zu erkennen. Auch die Abgrenzung von tektonischen Blöcken und zentraler Becken (z. T. Poljen) zeichnet sich ab.

Plattentektonik

Überregionale Störungen leiten zur Verschiebung von Teilen der Erdkruste (Platten) über.

Ausgehend von der Erkenntnis der Kontinentalverschiebungen durch den Wissenschaftler A. WEGENER (1880–1930), begann mit der Epoche des Einsatzes von künstlichen Erdsatelliten deren Nutzung zur Fernerkundung von großräumigen Bewegungen von Teilen der Erdkruste und der Deformation von lokalen Oberflächenstrukturen. Der direkte Bezug der Arbeitsstätte von A. WEGENER in Graz zu den Pionierleistungen der Satellitengeodäsie von K. RINNER (1912–1991) und damit dem Institut für Geodäsie der Technischen Universität Graz (H. S. SÜNKEL, dzt. Präsident der Gesellschaft für Satellitengeodäsie) ist der Fachliteratur zu entnehmen.

Figur 6.1 (nach A. DERMANIS et al., 1992) zeigt das durch die Erkenntnisse der Satellitengeodäsie veränderte Bild der plattentektonischen Gegebenheiten im östlichen Mittelmeer und Vorderasien.

Die Subduktion und Schrägstellung der Adriatischen Mini-Platte und die Front des Hellenischen Bogens hängen zweifellos mit der lebendigen Tektonik von Kreta und dem Agäischen Vulkanbogen zusammen.

Eine Frage ist in diesem Zusammenhang, inwieweit die Insel Kreta von den Ausbrüchen des Vulkanes Thera der Insel von Santorin in Mitleidenschaft gezogen wurde.

In der „Illustrierten Weltgeschichte der Archäologie“ (ed. L. FASANI, 1978) werden im Kapitel „Die Minoische Kultur“ (von G. GUALANDI) bei den Ausgrabungen von

Knossos „die ersten und zweiten Paläste“ unterschieden, ein Vorgang, der vom Autor mit der Zerstörung durch ein zwischenzeitliches Erdbeben begründet wird.

Minoische Siedlungen werden auch von den Inseln Rhodos, Melos und Thera (Santorin) beschrieben. Auf letzterer wurde ein Dorf ausgegraben, das bei einem Vulkanausbruch um 1500 B.C. unter einer 50 m mächtigen Erd-, Bimsstein- und Aschenschicht begraben lag. Das Kapitel endet lakonisch: Das Ende der minoischen Paläste kam gegen 1400 B.C.

Allgemein bestätigen die Autoren neben der Aufzählung jüngerer Ausbrüche des Vulkans die Ausgrabung von Ruinen unter einer Bedeckung von 60 m Mächtigkeit. Freigelegte Wandgemälde wurden ebenfalls mit einem Alter von 1500 B.C. bemessen. Die Autoren sind der Meinung, daß dem ersten Vulkanausbruch eine Serie von Erdbeben vorausging, weil bei der Ausgrabung weder Skelette noch Schmuck oder Wertgegenstände gefunden wurden. Die sehr genauen Grabungen haben auch ergeben, daß mehrere Ausbrüche des Vulkans Thera erfolgten, von denen die dritte Phase, die große Explosion, 67 % des Gesamtauswurfes von 10 km³ Erde, Bimsstein und Asche lieferte. Es ist interessant, daß zwar Windtransporte von Aschen und Bimsstein in Bohrungen nach weiten Entfernungen in der Ägäis, wesentliche Auswirkungen auf der nur 100 km entfernten Insel Kreta aber nicht erwähnt werden. Dies verwundert vor allem, was die großen Tsunamis anbelangt, die noch im Nildelta und an der nordafrikanischen Küste (ca. 800 km Entfernung) erhebliche Auswirkungen hatten (P. E. LAMOREAUX & H. IDRIS, 1996, p. 158, 161). Jüngste Annahmen gehen auch dahin, daß ein gewaltiger Tsunami den Großteil der minoischen Flotte zerstörte, was den Untergang des minoischen Reiches zur Folge hatte (mündl. Mitt. von P. E. LAMOREAUX, 1997).

Zahlreiche Autoren beschäftigten sich mit der Abschätzung von Hebungen während des Quartärs speziell im Holozän (z. B. M. DERMITZAKIS, 1973, J. LABOREL et al., 1979, P. A. PIRAZZOLI et al., 1982).

6.1.2. Ergebnisse der Geländeaufnahmen

Basierend auf den Literaturangaben und eigenen Beobachtungen wurden in der Zeit zwischen 26. 04. 1990 und 20. 05. 1990 im Gelände charakteristische Proben von ausgewählten Aufschlüssen quartärer Ablagerungen entnommen. Eine Übersicht der untersuchten Aufschlüsse gibt Fig. 6.2, die Ergebnisse der Altersbestimmungen sind in Tab. 5.1 zu finden.

6.1.2.1. Mittlere und östliche Nordküste Kretas

Eine genauere Betrachtung der geologischen Karte Kretas 1 : 200 000, bearbeitet von N. CREUTZBURG et al. (1977) zeigt eine recht unterschiedliche Verteilung der Pliozän-Pleistozän Ablagerungen entlang der Nordküste der Insel. Überwiegen im westlichen Bereich die Flächen miozän-pliozäner Kalke, so sind im Hinterland von Chania die an das Alluvium anschließenden Flächen pleistozäner mariner Terrassen nicht zu übersehen. Pleistozäne Kalke sowie pliozäne Mergel und Kalke im Hinterland östlich von Rethimno reichen weit in den mittleren Abschnitt der Nordküste. Dieser beginnt mit den Steilküsten des Berglandes, in dessen Bucht von Baliou in ca. 30 m Tiefe die bekannten submarinen Estavellen liegen (mündl. Mitt. von Prof. Dr. H. ZOJER, 1995, M. PROBST, 1997).

Am Westrand der Bucht von Heraklion entspringt die große Karstquelle Almyros, von deren neogener Umgebung Probe 1 für die U/Th-Altersbestimmung entnommen wurde (Fig. 6.2). Mit 67 ka (d. h. Früh-Würm) ist dies das kleinste an der Nordküste bestimmte Alter.

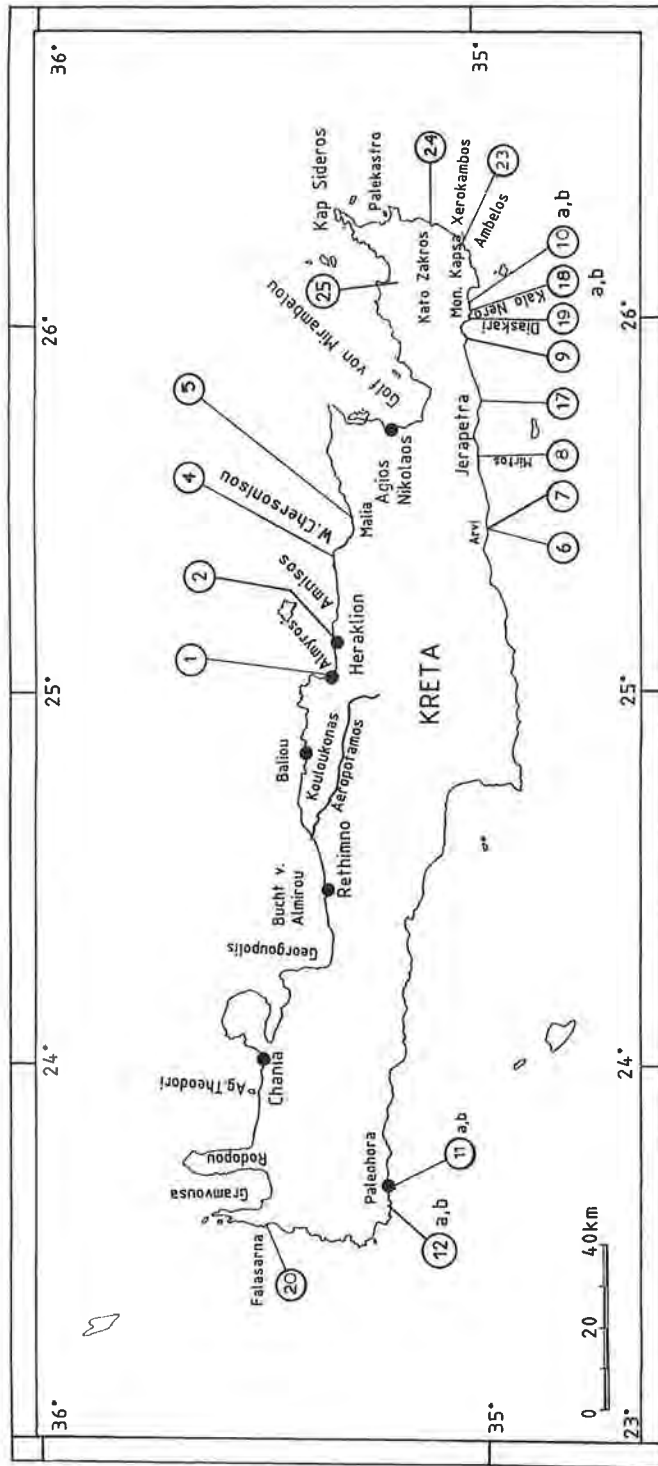


Fig. 6.2: Lage der untersuchten Aufschlüsse auf Kreta.
Locations of rock samples for U/Th-age determination at Crete.

Im Küstenabschnitt von Heraklion bis zur Ostküste liegen im Bereich um Malia über dem Grundgebirge eine differenzierte Abfolge von obermiozänen-pliozänen Kalken, homogenem Mergel sowie grobklastischen Ablagerungen (Bioklastika, Brekzien, Konglomerate) miozänen Alters. Darüber folgen von der Küste (bis max. 1,5 km landeinwärts) Sande, Sandsteine und „beachrockartige“ Ablagerungen unbekanntes Alters.

Im küstennahen Aufschluß Nr. 4 lagern diskordant über Sanden und Mergel miozänen-pliozänen Alters bis zu 4 m mächtige Konglomerate, die teilweise stark verwitterte Muschelschalen beinhalten. Die einzige datierbare Probe von Aufschluß 4 ergab ein Alter von 355 ka. Es hat nichts mit dem Alter der Terrassen gemein (Tab. 6.1).

In den direkt an der Küste situierten Ablagerungen konnten keine Fossilien gefunden werden. Ein Datierungsversuch wurde von den bei D. KELLETAT (1979, p. 16) beschriebenen Ablagerungen bei Malia (Nr. 5) vorgenommen. Das Alter der karbonatischen Sedimente beträgt ca. 84 ka. Es handelt sich dabei um karbonatisch zementierte Sandsteine mit einer charakteristischen Schichtung, die auf eine äolische Fazies hinweist.

Tab. 6.1: U/Th-Alter der Proben von Kreta (nach M. A. GEYH, 1994). WI – Würm-Interstadial; FW – Früh-Würm; E – Eem; HE – Hoch-Eem; SR – Spät-Riss; R – Riss; FR – Früh-Riss; HH – Holstein-Hoch; HI – Holstein-Interstadial; M – Mindel.
U/Th-age of samples collected at Crete (after M. A. GEYH, 1994). WI – Würm Interstadial; FW – Early Würm; E – Eem; HE – High Eem; SR – Late Riss; R – Riss; FR – Early Riss; HH – High Holstein; HI – Holstein Interstadial; M – Mindel.

Aufschluß	Lab.-Nr.	Lokalität	U/Th-Alter (ka)			Seehöhe (m a.s.l.)	Stratigraphie
			unkorr.	+/-	korrr.		
11a	732	Paleohora	89	4	54	20	WI
1	722	Almyros	78	7	67	ca. 20–30	FW
8	728	E Mirtos	85	7	77	ca. 40	E
17	736	E Ierapetra	85	3	84	ca. 3–10	E
5	725	Malia	97	4	84	0–1	E
7	727	Arvi	89	3	88	12	E
10b	731	Moni Kapsa	99	9	93	0–7	E
6	726	Arvi	117	5	117	12	HE
18b	738	Kato Nero	136	6	135	ca. 10–15	SR
20	740	S Falasarna	158	15	152	ca. 10	R
19	739	Diaskari	173	20	171	0–5	FR
23	741	Ambelos	189	22	186	0–2	HH
11b	733	Paleohora	206	18	204	6	HH
24	742	Kato Zakros	226	15	225	20–30	HI
18a	737	Kato Nero	270	18	266	10–15	M
25	743	Sitia	295	+51/–34	284		M
12b	735	Paleohora	> 219		> 219	0–3	?
9	729	Makrigialos	> 230		> 230	5	?
2	723	Amnisos	> 302		> 300	ca. 20	?
10a	730	Moni Kapsa	> 336		> 336	0–5	?
12a	734	W Paleohora	> 345		> 345	0–3	?
4	724	W Chersonisou	> 355		> 355	2	?

Die Absenkung des östlichen und mittleren Abschnittes ist mit der Schrägstellung zweier Blöcke verbunden. Die Westgrenze des östlichen fällt mit dem tektonischen Graben von Ierapetra zum Ormos Mirambelou zusammen und ist die tektonische Grenze von Ost-Kreta.

Nach der Beschreibung von D. KELLETAT ist dieser Küstenbereich seit der Römerzeit um mehrere Meter gesunken. Die neotektonische Absenkung wird auf 2,5 mm/a geschätzt. Schon D. KELLETAT (1979, p. 33) beschreibt eine an der Ostküste der Bucht von Mirambelou beginnende, etwa 400 m lange Terrasse in Miozän-Fanglomeraten mit Bohrmuschellöchern und sieht an diesem Niveau den letzten pleistozänen Meeresspiegelhöchststand. Eine Datierung der entnommenen Proben war leider nicht möglich.

6.1.2.2. Ostküste Kretas

Die Ostküste Kretas reicht vom Kap Sideros bis südlich Xerokambos. Der nördliche Teil ist insofern tektonisch interessant, als er von Kap Sideros gegen S auf etwa 6 km Länge durch Störungen in drei treppenförmig gereichte Teile getrennt ist.

Der ab Palekastro nach S anschließende Bereich ist eine Festlandsküste, deren Gliederung hauptsächlich durch wenig fossilführende Beachrock-Formen und ausgedehnte Sandverwehungen gekennzeichnet ist.

Der zentrale Bereich der Ostküste ist die Bucht von Kato Zakros.

Aus dem Hinterland zieht eine tiefe Schlucht, deren Flanken zahlreiche Höhlen aufweisen, zur Küste. Die Massenkalke bilden auch noch den Rahmen der Bucht, in der ein ausgedehnter Strand liegt. Am Rand der Bucht ruhen die Ruinen des etwa 3500 Jahre alten Palastes von Kato Zakros, dessen unterste Fundamente etwa 1,5 m im brackischen Grundwasser stehen, mit einem ehemaligen Lagunentümpel in gleicher Spiegelhöhe.

Der Bereich ist von vielseitigem Interesse. Das Alter der Ruinen führt wieder zum Ende der minoischen Epoche um 1500 B.C.

Die beiden Flanken der Bucht bestehen aus einer Serie von Abrasionsterrassen, die in den Kalkschichten in einer Höhe von +3 m, 9 m, 17 m, 32 m, 40 m, 90 m und 145 m a.s.l. verlaufen. D. KELLETAT (1979, p. 39) beschreibt sie als in ihrer Ausdehnung „höchst unterschiedlich, wobei die oberen gewöhnlich viel breiter entwickelt sind als die unteren.“ Die 9-m-Terrasse ist durch eine Verwerfung um 2 m verstellt, die unterste von Brandungshöhlen begleitet.

Der Knochenfund (Probe Nr. 24: 225 ka) stammt aus einer verfestigten Brekzie, 20 m Seehöhe, aus den Schuttfächern am Ausgang der Schlucht. Obwohl es sich bei Knochen um für die U/Th-Datierung wenig geeignetes Material handelt, kann das Alter wegen der Kalkverkrustung zuverlässig sein. Der Fund bestätigt die Annahme des Vorkommens ehemaliger Großsäugetiere im Hochland von Zakros. Die durchschnittliche tektonische Senkung der Küste ist für diesen Bereich nur mehr mit 1,7 mm/a anzunehmen.

6.1.2.3. Südküste Kretas

Die gesamte stratigraphische Gliederung der Ergebnisse der U/Th-Altersmessungen sind zusammengefaßte Werte von Würm-Interstadial, Früh-Würm (WI), der Eem-Zeit (E) und der Riss-Eiszeit, wobei es sich auch bei letzterer um Interstadiale handeln wird.

Die Terrassen des verschiedenen Alters liegen im SE in der Natur weder stufenförmig oder nach ihrem Alter gereiht vor. Es handelt sich um Terrassenreste der Südostregion Kretas, die je nach dem Widerstand der Gesteine, der geomorphologischen Gegeben-

heiten oder zeitlich von Klimakatastrophen und nicht zuletzt durch auftretende Tsumanis geformt wurden. Auch tektonische Bewegungen sind nachgewiesen. Sie halten sich im Ausmaß, das bewiesenermaßen in Größen weder horizontal noch vertikal die Ergebnisse der Altersbestimmungen in Zweifel stellen kann.

Die Ergebnisse der U/Th-Altersmessungen sind aus Tab. 5.1 zu entnehmen. Sie wurden in Tab. 6.1 nach ihrer Zugehörigkeit zu den klimatischen Zeitabschnitten geordnet. Wenn man diese stratigraphische Ordnung mit der Lage der Probenahmestellen in Fig. 6.2 vergleicht, schält sich auf den ersten Blick die Abfolge von Würm-Interstadial bis zum Mindel-Interstadial ab. Das ist die ideale Bestätigung der beschriebenen Aufnahmeergebnisse einer steten Hebung der Südostküste.

Im südwestlichen Küstenabschnitt weisen die quartären Ablagerungen bei Paleohora starke Ähnlichkeiten mit jenen östlich von Ierapetra auf. Auch hier finden sich transgressiv über dem Grundgebirge (zumeist neogene Silte) stark verfestigte Kalksandsteine und Konglomerate mit einer Mächtigkeit bis zu 5 m. Diese Ablagerungen stellen die distalen Bereiche von Schwemmfächern dar, die an der Küste marin überprägt wurden. Die Datierungen von Korallen und Mollusken aus diesen Ablagerungen ergaben Alter von 54 und 204 ka. Das größere U/Th-Alter gehört zu einem offenen System.

6.1.2.4. Westküste Kretas

Den Schwerpunkt der Westküste bilden die Ergebnisse der eingehenden Untersuchungen des Bereiches von Falasarna im NW der Küste. P. A. PIRAZZOLI et al. (1991) geben einen umfassenden Überblick von der Geologie bis zur Geschichte des Hafens von Falasarna und dem NW der Insel.

Die Arbeiten knüpfen an, wo unsere Einleitung zur Neotektonik endet: am Erlöschen der minoischen Ära. Es geht um die Rolle der Tsumanis am Schicksal des Hafens seit 1530 ± 40 Jahre B.P. Die jüngsten Studien nehmen für die nachminoische Zeit bis zur zweiten Hälfte des 4. Jahrhunderts B.C. einen befestigten Hafen an, der in erster Linie Piraten als Stützpunkt diente. Ab etwa 365 A.D. wurde der Bereich in kurzer Zeit durch eine stufenförmige Hebung trocken gelegt und zunächst durch marine und später terrestrische Sedimente aufgefüllt. Heute liegt der ehemalige MSL (mittlerer Meeresspiegel) 6,6 m a.s.l.

Die südlich von Falasarna aus Konglomeraten entnommene Molluskenschale (Nr. 20: 152 ka) weist ebenfalls auf unruhige Küstenbewegungen mit vorwiegender Hebungstendenz hin. Das Ergebnis ist wegen des hohen $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisses fraglich.

6.2. Peloponnes

Der Peloponnes ist die größte Halbinsel von Griechenland und bildet den südlichen Eckpunkt von Europa. Der Name stammt von „Pelops“, dem mythischen König des historischen Pisa.

6.2.1. Geologischer Aufbau

Die alpinen Ablagerungen werden von A. METTOS in folgende geotektonische Zonen gegliedert (Darstellung nach A. DOUNAS & A. MORFIS, 1986 in Fig. 6.3):

- Die **Paxi Zone** besteht aus Marmoren von kretazischem bis paläogenem-miozänem Alter, die gegen das Hangende nach einer Übergangszone aus Kalkschiefern in eine atypische Flyschentwicklung übergehen.

- Die **Ionische Zone** besteht aus Evaporiten, Kalken, Schiefen (siliceous) und Dolomiten von permotriassischem bis mitteozänem Alter sowie einer mitteozänen bis untermiozänen Flyschabfolge.

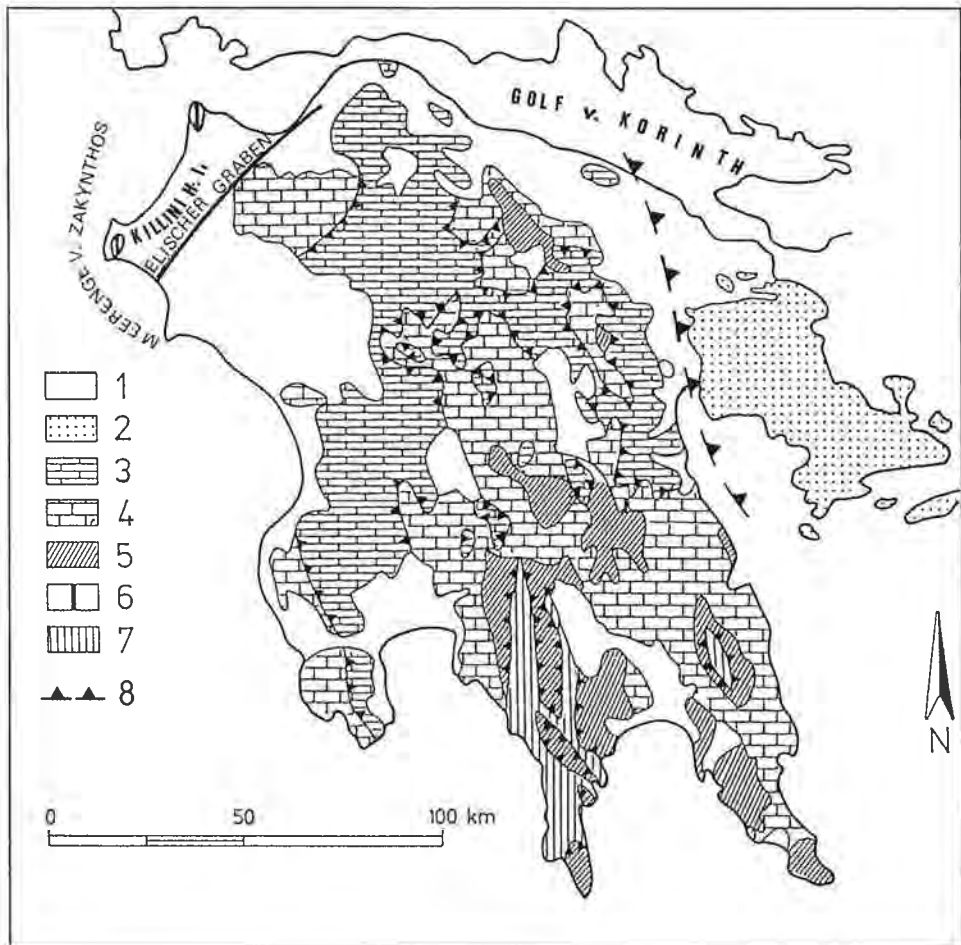


Fig. 6.3: Geotektonischer Aufbau des Peloponnes (nach A. DOUNAS & A. MORFIS, 1986). 1 – Neogen und Quartär; 2 – kretazische Marmore, Kalke und Kalkschiefer; 3 – Evaporite, Kalke, kristalliner Schiefer und Dolomite, Permotrias, eozäner Flysch; 4 – mittel- und obertriassische Kalke und Dolomite (Gavrovo-Tripolis-Zone); 5 – Kalke, Sandsteine und Radiolarite (Trias), verbreitete Flyschzonen (Cenoman bis Paläozän); 6 – Grabenbruch; 7 – Kalke und Kalksandstein, Ophiolite, transgressiv überschoben von eozänem Flysch; 8 – überregionale Plattenbewegung.

Geotectonic structure of the Peloponnesus (after A. DOUNAS & A. MORFIS, 1986). 1 – Neogene and Quaternary; 2 – Cretaceous marble, limestone, calcareous schist; 3 – Evaporite, crystalline schists and dolomite, permotriassic rocks, and eocene flysch; 4 – middle and uppertriassic limestone and dolomite (Gavrovo-Tripolis zone); 5 – limestone, sandstone and radiolarite (Triassic), flysch zones (Cenoman up to Paleocene); 6 – graben fault; 7 – limestone, sandstone, ophiolite, transgressiv overthrust by eocene flysch; 8 – overthrust-Plate tectonics.

- Die kristallinen Kalkmarmore (Plattenkalkseinheit) des Taygetos- und Parnonasgebirges werden nach neuesten Erkenntnissen ebenfalls der Ionischen Zone zugeordnet, die erwähnten Gesteine sind durch eine niedriggradige Metamorphose überprägt.
- Die **Gavrovo-Tripolis-Zone** erstreckt sich über große Bereiche des Peloponnes und besteht aus Karbonatabfolgen (Kalken und Dolomiten) von mittel- bis obertriasisch- z. T. bis obereozänem Alter, sowie obereozänem bis spätoligozänem Flysch.
- Das Basement dieser Zonen wird aus einer Abfolge von vulkanischen Gesteinen, Phylliten, Quarziten und Kalkschiefern gebildet (vermutliches Alter: Karbon bis Mitteltrias). Sie ist auch als „Phyllit-Quarzit Einheit“ bekannt, die auf die „Plattenkalkseinheit“ aufgeschoben wurde.
- Die **Pindos Zone** besteht aus Kalken, Sandsteinen und Radiolariten von mitteltriassischem bis unterkretazischem Alter, sogenannter „erster Flysch“ des Cenoman-Santonian, Oberkreidekalken, paleozänen Flysch-Zwischenlagen und schließlich dem „zweiten Flysch“, der dem Zeitabschnitt Paleozän bis Obereozän zugeordnet wird.
- Es folgt die **Trapeziona Einheit**, bestehend aus Kalken, Kalken mit Ammoniten und sandigen Kalken (Trias bis Unterkreide) und Ophioliten, die auf die vorgenannten Formationen überschoben sind. Transgressiv darüber folgen Kalke (Oberkreide) und Flyschablagerungen (Paleozän/Eozän, vgl. Fig. 6.3).

6.2.2. Ergebnisse der Geländeaufnahmen

Die Geländearbeiten wurden im Mai/Juni 1991 durchgeführt und beschränkten sich auf bereits von IGME geologisch kartierte Bereiche. Die Aufnahmen begannen im Argolischen Golf und folgten im Uhrzeigersinn den Küsten des Peloponnes bis zum Hinterland der Stadt Korinth (Fig. 6.4).

6.2.2.1. Argolischer Golf

Zwischen den im NE vom Bergland der Argolischen Halbinsel und im SW von Steilufern der Ausläufer des Parnos-Gebirges begleiteten Ufern des Argolischen Golfes liegt im äußersten NW ein ausgedehntes Schwemmland. Hier bedecken Tausende Hektar von Agrumenfeldern die Argos- und Asini-Drepanon-Ebenen.

Der ganze Bereich ist ein für die Gewinnung von Proben zur U/Th-Altersbestimmung wenig ergiebiges Gelände. Daher soll versucht werden, aus den Ergebnissen von hier sehr eingehenden hydrogeologischen Untersuchungen von A. MORFIS & H. ZOJER (1986) ergänzende Daten und Hinweise für Meeresspiegelschwankungen zu gewinnen. Das Hauptaugenmerk gilt dabei den Untersuchungen von Quellen (Fig. 6.5). Tabelle 6.2 gibt einen Überblick über Seehöhe und Typus der im Golf von Argos dargestellten Austritte.

Am Westrand der Ebene entspringt etwa 3 km von der Küste entfernt die Kephalaria von Argos. „Kephalaria“ ist in diesem Fall kein Eigenname sondern die Bezeichnung der größten Quelle einer Landschaft (von griechisch Kephala, d. h. Haupt, Kopf). Die Quelle tritt an der Stelle aus, wo eine bedeutende Störung des Olonoskalkes auf eine Schürze von eingeschaltetem Flysch (undurchlässig) stößt. Durch die Korrosion des Wassers wurde die Störungskluft erweitert, sodaß das an der Gesteinsgrenze aufstoßende Wasser aus einer Höhle entspringt.

Da im Gebirge der Wasserkörper nicht allein in der Störung sondern auch im Kluftsystem des Bereiches fließt, versuchten die Anwohner im weiteren Bereich mit Erfolg durch Bohrungen ebenfalls Wasser aus dem „Karstwasserkörper“ zu erschließen (vgl. Tab. 6.3).



Fig. 6.4: Lage der untersuchten Aufschlüsse am Peloponnes. Nummern in Klammer repräsentieren Proben, die in der selben stratigraphischen Position jedoch in einem anderen Jahr gezogen wurden.

Position of collected samples for U/Th-age determination (Peloponnesus). () – samples of the same stratigraphic position but collected at different years.

Bei der Kephalaria wird der sommerliche Abfluß durch eine 3 m hohe Mauer auf $12 \text{ m}^3/\text{h}$ vermindert und im Winter durch den Abbau des Rückstaus durch die Mauer eine geringe Schüttung erhalten.

Der Karstwasserspiegel und die Verkarstung des Hinterlandes der Küste folgten zeitlichen Phasen. Nicht klar ist, inwieweit verschiedene Klimaperioden wirksam wurden.

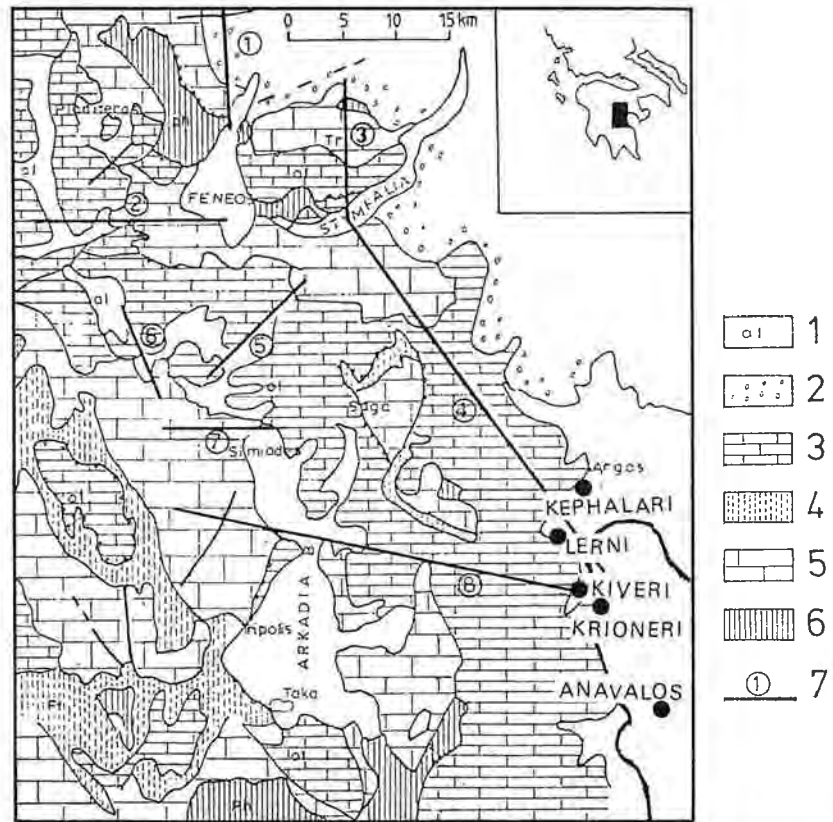


Fig. 6.5: Geologische Situation der Quellen im Golf von Argos (nach A. STYLIANOU, 1986). 1 – alluviale Ablagerungen; 2 – pliozäne Sedimente; 3 – Kalke der Olonos Pindos Zone; 4 – Flysch; 5 – Kalke der Gavrovo-Tripolis-Zone; 6 – semimetamorphe Serie; 7 – Störungen.
 Geological position of springs along the sea coast of the Gulf of Argos (after A. STYLIANOU, 1986). 1 – alluvial sediments; 2 – pliocene sediments; 3 – limestone of the Olonos Pindos zone; 4 – flysch, 5 – limestone of the Gavrovo-Tripolis zone; 6 – semimetamorphic rocks; 7 – faults.

Tab. 6.2: Seehöhe und Typus der Quellen in Fig. 6.5 nach H. HÖTZL & H. ZOJER (1986, p. 66).
 Altitude and salinity of the springs of fig. 6.5 (see H. HÖTZL & H. ZOJER, 1986, p. 66).

Quellbezeichnung	Seehöhe (m)	Meereswasseranteil (%)	Bemerkungen
Lerni	0,6		Nach dem Isotopengehalt Einzugsgebiet nicht gleich Kephalaria
Kiveri	0	0,45	Starker Anteil von direktem Niederschlagswasser
Krioneri	-15	0,1	Starker Anteil von Niederschlag aus Hochlagen des Einzugsgebietes
Anavalos	-70	Mischungsanteil schwankend	Klare Beeinflussung zur Zeit der Schneeschmelze

Tab. 6.3: Ergebnisse von Bohrungen im Olonoskalk im weiteren Bereich der Umgebung der Kephalaria von Argos (nach A. MORFIS & H. ZOJER, 1986). * Erhöhung der Schüttung durch Einsatz von 1000 l Salzsäure auf 12 m³/h.
 Results of drillings into Olonos limestone of the area around the Kephalaria of Argos (after A. MORFIS & H. ZOJER, 1986). * Discharge increased to 12 m³/h as a result of the injection of 1000 l acid.

Bohrung-Nr.	Seehöhe (m a.s.l.)	Tiefe (m)	Stat. Wasserspiegel (m)	Ergiebigkeit (m ³ /h)	Abstand von der Kephalaria (m)
1	26,86	40	+26,00	100	15
2	29,46	30	+27,90	40	70
3	26,90	27	?	40	90
4	45,42	60	+24,42	50	170
5	33,25	?	+24,30	40	130
6	150,17	160	+23,77	15	2900
7	117,56	170	+29,36	5*	5000
Kephalaria	23,82	Überlauf		0–3,8 m ³ /s	

6.2.2.2. Südküste des Peloponnes

Das Bild der Südküste des Peloponnes ist geprägt durch die Küsten der Golfe von Messina und Lakonien.

Der gesamte Südrand sank während einer vorneogenen Hebung des Hinterlandes im Oberpliozän einheitlich gegen S ab, wobei das Meer entlang von Grabenstrukturen in das Land eindrang.

Zur Zeit der Pliozän-Pleistozän-Grenze kam es dabei zu einer Schrägstellung der pliozänen Ablagerungen gegen Südosten, was in der Landformung und nicht zuletzt in der günstigen Situation der Terrassenbildung sehr deutlich zum Ausdruck kommt.

Die oberste Pedimentebene ist an der Westseite der Halbinseln weitgehend erhalten, ihre Höhenlage nimmt gegen S ab. An der Südostflanke taucht das oberpliozäne Relief unter den Meeresspiegel ein. Die gut erhaltene Hochfläche spricht nach den Autoren G. KOWALCZYK & F. WINTER (1979) für eine tektonische Ruhephase zur Zeit der Pliozän-Pleistozän-Grenze.

Im mittleren Pleistozän kam es in allen Bereichen zu beachtlichen Verwerfungen, die in „Tyrrhenian Terrassen“ ein Ausmaß von Zehnermetern erreichten. Sie dauern bis zur Gegenwart an (Bauten aus der Zeit von 2000 B.P. sanken bis derzeit 5 m unter den Meeresspiegel).

Eine Folgerung aus der Tatsache quartärer tektonischer Veränderungen (sowohl Hebungen als auch Senkungen) von beachtlichem Ausmaß ist, daß die Höhenlage von Terrassen kein Kriterium für das Alter beziehungsweise für die Zuordnung einer Klimaphase sein kann (Tab. 6.4).

Bemerkungen zum U/Th-Alter: Die U/Th-Alter unter 50 ka fallen ohne Ausnahme in das Würm-Interstadial (vgl. Fig. 3.1). Nach der herkömmlichen Gliederung sind sie alle in irgendeine Tyrrhenien-Stufe eingeordnet (also älter). G. KOWALCZYK & P. WINTER (1979) betonen das häufige Auftreten von *Strombus bubonius*.

Tab. 6.4: Terrassen, Höhenlage und U/Th-Alter der Proben (vgl. Tab. 5.1). Stratigraphische Zuordnung: WI – Würm-Interstadial; E – Eem; R – Riss; H – Holstein.
Terraces, altitude and U/Th-age of samples collected from terraces of the south and west coast of the Peloponnesus. Stratigraphic division: WI – Würm Interstadial; E – Eem; R – Riss; H – Holstein.

Bereich	Probennummer	Terrassenhöhe (m)	Alter (ka)	Stratigraphie
Golf von Lakonien	6	0–5	117	WI
	7a	3	104	E
	5b	5–10	> 230	?
Golf von Messinien	16	3–4	54	WI
	22b	6–8	59	WI
	25	10–20	139	R
Südwestküste	35	0–2	52	WI
	29b	4	59	WI

6.2.2.3. Westküste des Peloponnes

Im Gegensatz zu den derselben geologischen Struktur folgenden Küsten des Lakonischen und Messinischen Golfes im S des Peloponnes zeigt der W der Halbinsel grundsätzlich verschiedene Küstenabschnitte.

Während im SW eine der Südküste ähnliche, mehr oder minder vollständige Abfolge pleistozäner Terrassen dominiert, die auch von den U/Th-Altern gestützt wird (vgl. Tab. 6.4, Nr. 29b), drückt dem äußersten W die Salinartektonik der Killini-Halbinsel ihren Stempel auf.

Eine schematische Darstellung (SW-NE-Profile) der tektonischen Abläufe nach den Autoren G. KOWALCZIK & P. WINTER (1979) zeigt in kurzen Zügen die Folge der Einwirkungen des Druckes der Überlagerung auf eine triassische Salinarentwicklung durch Jura- und Kreidgesteine und der darin begründeten, bereits im Miozän einsetzenden Salinartektonik. Dem schon älteren Elischen Grabenbruch, der die Halbinsel vom Vorland des Binnenkörpers des Peloponnes trennt (Fig. 6.3), folgte am Ende des Pliozäns der Einbruch der Meerenge von Zakynthos. Für die Zeit des beginnenden Pleistozäns (nach G. KOWALCZIK & P. WINTER: Calabrien) wird eine kräftige Hebung des Westpeloponnes angenommen (marines Oberpliozän liegt nördlich Olympia auf +400 m a.s.l.), die sich im Alt- und Mittelpleistozän fortsetzt. Altpleistozäne Schotter auf beiden Seiten bestätigen nunmehr den Zusammenhang der Killinischen Halbinsel mit dem übrigen Peloponnes.

Eine neue Belebung der Bruchtektonik und Hebung des Killinigebietes tritt im Mittelpleistozän ein und setzt sich bis in das Holozän fort.

Die letzte interglaziale Zeitmarke sind die Transgressionsterrassen des „Eu-Tyrrhen“-Meeres. G. KOWALCZIK & P. WINTER (1979) lassen offen, wie weit Verebnungen um +180, +120 und +60 m a.s.l. älteren Meeresterrassen zuzuordnen sind. Es ergibt sich dabei, auf die Nomenklatur hinzuweisen, in der Eem-Terrassen (Riß-Würm-Interglazial) als Eu-Tyrrhen, die Terrassen des Würm-Interstadials (I/II) als Neo-Tyrrhen bezeichnet werden.

Von örtlicher Bedeutung ist die Feststellung, daß die Bruchtektonik (Verstellungen bis zu 8 m) auch noch zur Zeit des Würm-Interstadials wirksam war. Die Gegeben-

heiten zeigen eindeutig, daß jegliche Schätzung des Alters der Terrassen nach der Höhenlage im weiteren Bereiche um Killini unmöglich ist.

6.2.2.4. Nordküste des Peloponnes und Golf von Korinth

Im Golf von Korinth findet man bei Mavra Lithavia (Fig. 6.4, Nr. 38) diskordant über dem Grundgebirge max. 2 m mächtige hellgraue Biogenkarbonate mit einem großen Anteil von Korallen. Während für die Korallen ein kleines Alter mit ca. 17 ka bestimmt wurde, ergaben die in derselben stratigraphischen Position eingebauten Muscheln ein Alter von etwa 91 ka. Beide Proben stellten offene Systeme dar.

Eine in der Literatur mehrfach beschriebene Terrassenabfolge liegt im Bereich der Stadt Korinth vor. Die wohl ausführlichste Beschreibung dieser Abfolge wurde von M. SEBRIER (1977, unveröff. Dissertation) durchgeführt, der in diesem Küstenabschnitt acht verschiedene Terrassenniveaus unterscheidet.

Im Rahmen der vorliegenden Studie wurden von den drei ausgeprägtesten und auch fossilreichsten Terrassenniveaus mehrfach Proben entnommen und analysiert (Tab. 6.5):

- Westlich der Stadt Korinth liegt in etwa 20–25 m a.s.l. diskordant über weißgelben zumeist massigen neogenen Sanden und Silten eine etwa 2 m mächtige Kalksandsteinbank mit Crustaceenbauten und spärlichen Molluskenschalen (3. Stufe nach M. SEBRIER, 1977). Wiederholte Analysen ergaben Alter zwischen 106 und 145 ka (Nr. 29, 39). Dieses Alter steht im Gegensatz zu einer Altersbestimmung von M. SEBRIER (1977), der für diese Terrasse ebenfalls mittels der U/Th-Methode ein Alter von $49\ 000 \pm 20\ 000$ Jahre bestimmt hat.
- Die zweite markante Terrasse liegt in etwa 40–50 m a.s.l. im Bereich der ehemaligen alten Stadt. Die sogenannte Korinth-Terrasse (nach M. SEBRIER 5. Stufe) besteht aus einer etwa 10 m mächtigen Abfolge aus massigen bis leicht geschichteten Kalksandsteinen und gelben Sanden. Als Fossilien finden sich neben Austern auch Korallenbruchstücke. Während die Untersuchung der Koralle ein Alter von 109 ka (Nr. 40) ergab, wurde für Muschelschalen ein Alter zwischen 162 und 171 ka (Nr. 28, Wiederholungsmessung) bestimmt.
- Aufschlüsse der Temple Terrasse (nach M. SEBRIER 6. Stufe) finden sich in einer Höhenlage zwischen 75 und 100 m a.s.l. Es handelt sich dabei um eine geringmächtige Lage (1,5 m mächtig) aus Feinkonglomeraten mit einer sandigen Matrix und sehr seltenen Fossilienlagerungen (Austern). Das an einer Austernschale bestimmte Alter von 63 ka (Nr. 41) steht sowohl im krassen Widerspruch zur stratigraphischen Position dieser Terrasse als auch zu der zweiten Altersangabe von M. SEBRIER (1977), der für dieses Niveau ein Alter von $235\ 000 +40\ 000/-30\ 000$ Jahre angibt.

Westlich von Loutraki wurden im Bereich des Kaps von Ireon und südlich von Perachora noch Proben gesammelt.

Am Kap von Ireon findet man diskordant auf dem Grundgebirge aufgelagert vom Seespiegelniveau bis in eine Höhe von etwa 40 m immer wieder Reste von beige-grauen fossilführenden Kalksandsteinen. Terrassenniveaus sind an dieser Steilküste nicht ausgebildet. Die Altersbestimmung einer dickschaligen Muschel aus diesen Sedimenten in etwa 40 m a.s.l. ergab 92 ka (Nr. 42).

Südlich von Perachora liegt diskordant über weißen neogenen Sanden eine mindestens 3 m mächtige Abfolge aus roten Konglomeraten und Sandsteinen, in die fallweise

Tab. 6.5: U/Th-Alter der Terrassenabfolge im Bereich von Korinth und der näheren Umgebung (in ka). Lage der Probenahmestellen siehe Fig. 6.4.
Results of the U/Th-age dating from terraces of the area of Korinth in ka. Topographic situation see fig. 6.4.

Aufschluß-nr.	Labor-nr.	Town Corinth	Town C. SEBRIER	Ancient Corinth	Temple T.	Temple T. SEBRIER	Mavra L.	K. Ireon	Perachora
			49			235			
43a	836								117
43b	837								15
38a	812						91		51
38b	813						17 (Koralle)		
39	814	131							
		145							
40	815			109					
42	817							92	
41	816				63				
44	838			> 350					
28	959			162					
				171					

dickschalige Muscheln eingebettet sind. Die Ablagerungen entsprechen faziell einem distalen Schwemmfächerbereich, der aufgrund des Fossilinhaltes marin überarbeitet wurde. Die Altersbestimmungen ergaben unterschiedliche Werte von 15, 51 sowie 117 ka (Nr. 43a, b). Beide Proben bildeten offene Systeme.

Beim Vergleich der Älter mit der Höhenlage der Probenahmestellen ergeben sich bei der herkömmlichen Betrachtung (d. h. je höher desto älter) Diskrepanzen, deren Ursache gerade hier eindeutig in der lebendigen Tektonik zu suchen ist, möglicherweise aber auch in einer fehlerhaften Altersbestimmung liegt.

6.3. Zakynthos, Kephallinia und Nordwestküste des griechischen Festlandes bei Prevesa

Die Inseln Zakynthos und Kephallinia liegen im südlichen Ionischen Meer nordwestlich des Peloponnes, Prevesa nördlich von Kephallinia an der Nordwestküste Griechenlands (Fig. 6.8).

6.3.1. Geologischer Aufbau

Beide Inseln und auch der Bereich von Prevesa werden von alpinen und postalpinen Sedimenten aufgebaut.

Deckenbau

Die alpinen Sedimente auf den Inseln Zakynthos und Kephallinia werden zwei verschiedenen geotektonischen Zonen zugeordnet: die Ionische Zone und die Paxi Zone oder Präapulische Zone. Die Ionische Einheit überlagert die Paxi Zone. Die alpinen Sedimente im Bereich Prevesa werden der Ionischen Zone zugeordnet.

Ionische Zone

Auf **Zakynthos** findet man die Ionische Zone nur im SE der Insel, im Bereich des Skopos Berges (5 km südöstlich von der Stadt Zakynthos, Fig. 6.6). Die Sedimente der Ionischen Zone bestehen hier hauptsächlich aus triassischen Gipsen, die von Brekzien umgeben sind (unlösliche Anteile von Gips) und auch dunklen Kalken, die den Gips überlagern.

Die Überschiebungslinie der Ionischen Zone auf die Paxi Zone ist nicht aufgeschlossen, da sie von Sedimenten oberpliozänen Alters verdeckt wird.

Auf **Kephallinia** tritt die Ionische Zone nur in einem schmalen Streifen im E der Insel zwischen Sami und Poros (Fig. 6.7) zutage. Die Abfolge beginnt im Obertrias – über der triadischen Entwicklung folgen Evaporite – und endet im Eozän. Die Ablagerungen der Ionischen Zone sind: „Pantokrator“-Kalke, Kalke und Schiefer mit „Posidonia“- , „Viglia“-Kalken und Nummulitenkalke.

Im Bereich **Prevesa** bestehen die Ablagerungen aus Kalken, Dolomiten, triassischem Gips und Flysch.

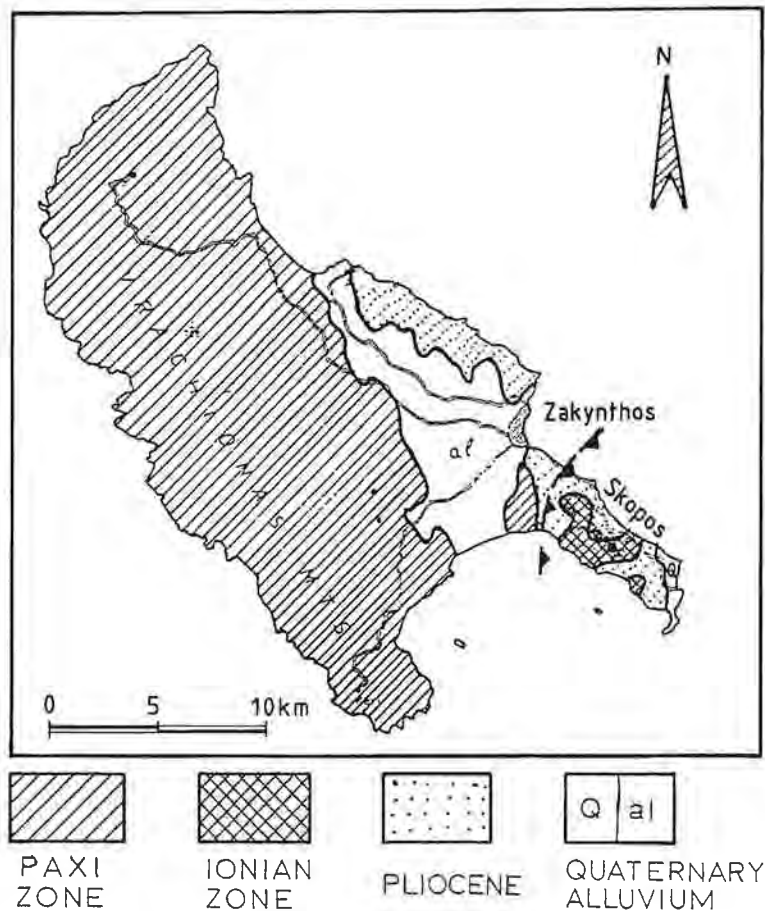


Fig. 6.6: Geologische Gliederung der Insel Zakynthos.
Geological structure of the island Zakynthos.

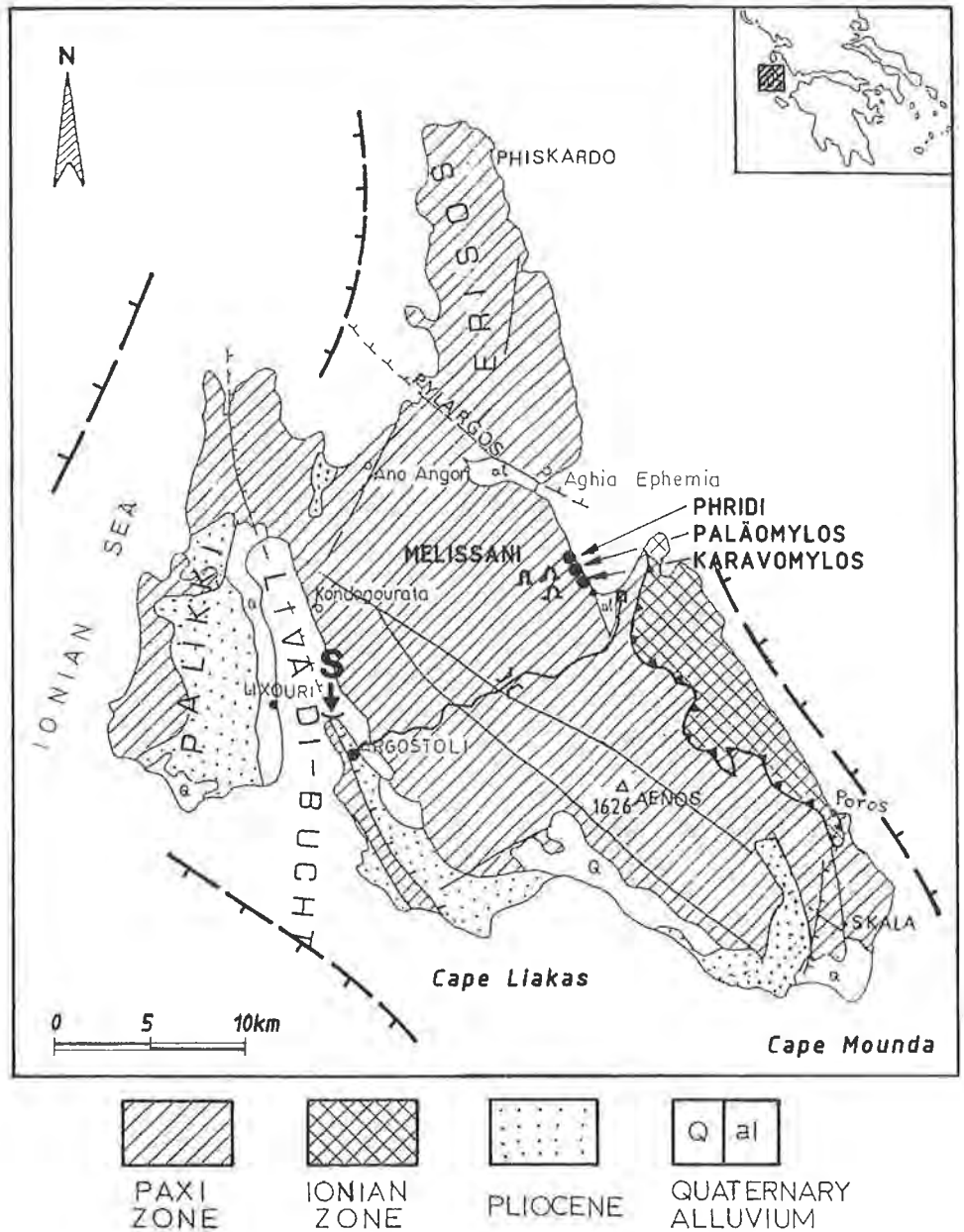


Fig. 6.7: Geologischer Aufbau der Insel Kephallinia. S – Eindringen von Meerwasser.
 Geological structure of the island Kephallinia. S – seawater encroachment.

Paxi Zone

Auf der Insel Zakynthos besteht die Paxi Zone (Fig. 6.6) in erster Linie aus Karbonatgesteinen oberkretazischen, eozänen und oligozänen Alters sowie aus Kalken und Mergeln von mittel- bis obermiozänem Alter mit Einschaltungen von Silten und San-

den. Im hangenden Bereich dieser Abfolge sind Evaporite messinischen Alters eingelagert. Der überwiegende Teil der Insel Kephallinia wird von Gesteinen der Paxi Zone aufgebaut (Fig. 6.7). Die Sedimentation beginnt während der Obertrias, darüber folgen Evaporite. Die Folge endet im Mittelmiozän. Die Abfolge der Paxi Zone besteht aus Dolomiten, Kalken, Konglomeraten und Mergeln.

Auf Kephallinia kommt aufgrund der räumlichen Verteilung den postalpinen Sedimenten eine besondere Stellung zu. Dabei finden sich pliozäne Ablagerungen in Form von Konglomeraten, Kalken, Sanden, Sandsteinen und blauen Mergeln. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt zwischen 100 und 260 m. Daneben gibt es auch pleistozäne terrestrische und marine Ablagerungen. Die terrestrischen Ablagerungen findet man hauptsächlich auf der westlichen Flanke des Aenos und nordwestlich der Bucht von Argostoli. Es handelt sich dabei um bis zu 40 m mächtige, rote verfestigte Konglomerate und Brekzien mit unterpleistozänem Alter.

Bei den marinen Ablagerungen dominieren Sandsteine, an der Basis der Abfolge liegt häufig eine dünne Konglomeratschicht. Aufschlüsse dieser Abfolge findet man im Bereich des Flughafens (südlich von Argostoli), Skala und südwestlich von Lixouri.

Auf der Insel **Zakynthos** bilden Kalke und Mergel von unter- bis mittelmiozänem Alter und Einschaltungen von Tonen und siltig oder sandigen Lagen obermiozänen Alters sowie in den hangenden Bereichen Evaporite die Sedimentlagen (Fig. 6.6).

Im Bereich des Skopos Berges traten neben marinen Ablagerungen auch fluvio-lakustrine und lagune Ablagerungen pliozänen Alters auf. Die mergeligen Kalke liegen diskordant über den miozänen Ablagerungen, was auf eine bedeutende tektonische Phase während des unteren Pliozäns hinweist.

Pleistozäne Ablagerungen herrschen auf der Halbinsel Skopos vor. Es handelt sich dabei um Tone, Sande und Kalksandsteine. Zahlreiche Forscher haben diese Ablagerungen untersucht, u. a. auch B. KERAUDREN (1970) und M. DERMITZAKIS et al. (1979). Alle stimmen überein, daß die Kalksandsteine einem seichtmarinen Ablagerungsraum zuzuordnen sind. Widersprüchliche Meinungen gibt es über die Ursachen der Wechsellagerung von Tonen und Sanden. B. KERAUDREN (1970) sieht darin tektonische Ursachen, andere Autoren führen diese Wechsellagerung auf eustatische Meeresspiegelschwankungen zurück.

M. DERMITZAKIS et al. (1979) beschreiben drei verschiedene Formationen von der Skopos Halbinsel, die durch Diskordanzen voneinander getrennt sind.

Im Bereich **Prevesa** treten an postalpinen Ablagerungen oberpliozäne-pleistozäne Sedimente, bestehend aus einer Wechsellagerung von verfestigten und nicht verfestigten Konglomeraten, mit Lagen von Sandsteinen und grauen Tonen, auf. Im liegenden Bereich gehen die Ablagerungen lateral in lakustrine Sedimente über (Mergel mit Ligniten). Die pleistozänen Sedimente bestehen aus Einschaltungen von marinen, lagunalen und lakustrinen Ablagerungen, u. a. Konglomeraten, Mergel, Tonen und Sanden mit einer Mächtigkeit von 400–500 m.

Im Bereich zwischen **Mytikas** und **Prevesa** liegen diskordant über den oben beschriebenen Ablagerungen marine Sedimente mit einem oberpleistozänen Alter. Es handelt sich dabei um Tone, Sande und Sandsteine mit Korallen, Lamellibranchiaten und Gastropoden.

6.3.2. Probenahmestellen und Ergebnisse der U/Th-Altersbestimmungen im Ionischen Bereich

Bei den bearbeiteten Ionischen Inseln und dem Küstengebiet von Prevesa handelt es sich um räumlich individuelle Bereiche (Fig. 6.8).

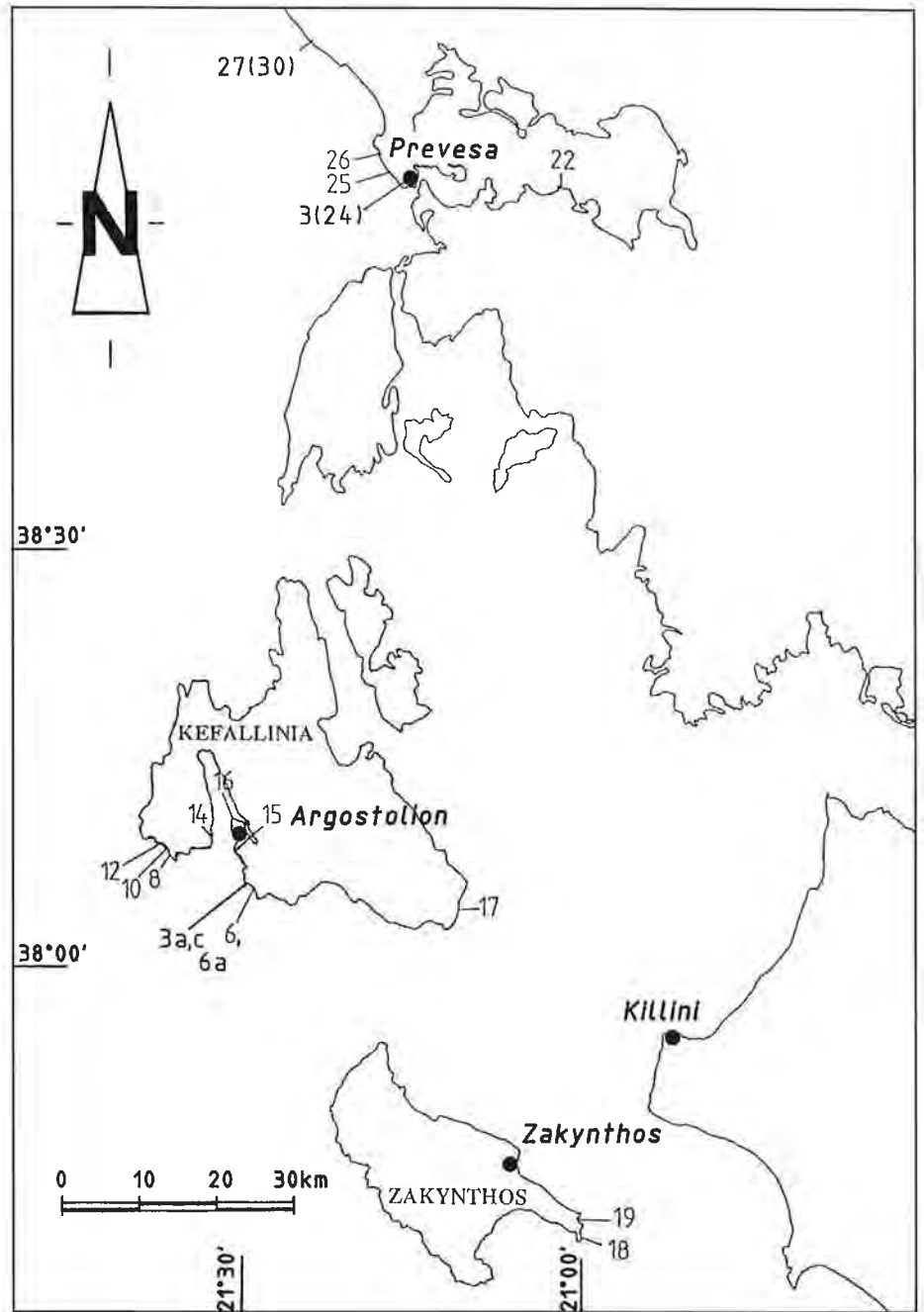


Fig. 6.8: Probenahmestellen Zakynthos, Kephallinia und Prevesa. Nummern in Klammer repräsentieren Proben, die in der selben stratigraphischen Position jedoch in einem anderen Jahr gezogen wurden.

Position of collected samples at the coast of Zakynthos, Kephallinia and Prevesa. () – samples of the same stratigraphic position but collected at different years.

Zakynthos

Von den 402 km² der Insel Zakynthos nehmen einen großen Teil die NW–SE streichenden Zonen des Gebirges ein, von denen der stark verkarstete zentrale Bereich eine Höhe von 758 m erreicht. Die Nordostflanke ist großteils eine steile Kliffküste, im südwestlichen Bergland wechseln Reste von Pinuswäldern mit überweideter Macchia, Wein- und Obstplantagen.

Zur Zeit der Randsenke der Killini-Halbinsel (Peloponnes) im Mio-Pliozän setzte auch die Trennung der Insel Zakynthos vom Peloponnes ein. Heute beträgt die Breite der Meerengen von Zakynthos an ihrer engsten Stelle etwa 20 km, das übertrifft den Abstand zur Insel Kephallinia (Fig. 6.8).

Das wirtschaftlich wichtigste Gebiet ist die im Gebirge im E vorgelagerte pliozän-quartäre Scholle, von deren Strandterrassen auch die Proben Nr. 18 und 19 stammen (Tab. 6.6). Die Proben 18 und 19 sind in das Früh-Würm einzustufen.

Tab. 6.6: Ergebnisse der Probenahme und Altersbestimmungen Zakynthos. U/Th-Alter: FW – Früh-Würm.

Results of sampling and the U/Th-age of Zakynthos samples: FW – Early Würm.

Aufschlußnr.	Labornr.	Lokalität	U/Th-Alter (ka)	Seehöhe (m a.s.l.)	Stratigraphie
18	952	Gerakas Beach	68,0 ± 1,0	ca. 10–15	FW
19	953	N Kalogkeras B.	66,0 ± 1,6	ca. 15–30	FW

Kephallinia

Kephallinia, die größte der Ionischen Inseln (749,6 km²), liegt ca. 15 km nördlich von Zakynthos.

Die Insel ist eindrucksvoll gegliedert (Fig. 6.7). Die Hauptmasse durchzieht ein NW–SE verlaufender, etwa 35 km langer, aus Kreidekalken aufgebauter Gebirgszug. Durch Plateauflächen gegliedert, erreicht der Nordteil eine Länge von ca. 5 km und eine Höhe von 1060 m a.s.l. Im südlichen Zentralgebirge beherrscht mit 1626 m Seehöhe der Berg Aenos den absoluten Höhepunkt der Ionischen Inseln. Noch liegt hier ein nennenswerter Rest des einst berühmten Tannenwaldes (*Abies Cephalonica*), der bis zu Beginn des 19. Jahrhunderts zusammen mit Eichenwäldern den Berg mit einem grünen Mantel umgab. Im Jahre 1959 konnte man hier in den Nächten noch das lodernde Gegenspiel der Brandrodung durch Ziegenhirten als Begleiterscheinung zu den jämmerlichen Verbißformen versuchter Aufforstung erleben.

Über den zwischen der Nord- und Südhälfte des Gebirges in ca. 600 m a.s.l. gelegenen Sattel führt die einzige Verbindung vom an der Ostküste gelegenen Hafen Sami zu dem im W der Insel gelegenen Hafen und Behördenzentrum Argostoli.

Den südöstlichen Teil des Hauptmassivs bildet schließlich der schon in der geologischen Einführung genannte Anteil der Adriatisch-Ionischen Zone. Die Jura- und weniger verbreiteten Triaskalke erreichen im Hinterland von Sami 929 m a.s.l. (Fig. 6.7).

Den bizarren Grundriß erhält Kephallinia durch die beiden Halbinseln Erisos im N und Palikki im W.

Erisos, durch eine schmale Landenge jungtertiärer und quartärer Sedimente vom Hauptmassiv getrennt, besteht selbst ausschließlich aus Kreidekalken. Der steil zur Landenge von Pylargos abfallende Südrand ist der Beginn der von S stufenförmig nach N abfallenden Hochflächen mit zahlreichen, Terra rossa gefüllten Uvalas. Beide Flanken der Halbinsel sind Steilküsten, nur im äußersten N liegt in einer seichten Bucht das kleine

Städtchen Phiskardo mit historischen Resten und einer schmalen Halbinsel, wo zahllose bearbeitete Hornsteinstücke und eine Hornsteinlage in der naheliegenden Kreidekalkterrasse eine steinzeitliche Werkstätte vermuten lassen.

Ebenfalls nur mit einer flachen Landenge an den zentralen Teil der Insel gebunden ist die westliche Halbinsel Palikki. Der zwischen Palikki und dem Zentrum der Insel liegende Golf von Livadi hat eine durchschnittliche Breite von 3 km. Auf Palikki beherrschen die Kreidekalke nur einen Teil des Nordens. Schon hier und teilweise im SW gehen sie in eozäne Nummulitenkalke über, denen wiederum neogene Ablagerungen (Konglomerate, Sandsteine, Mergel, Kalke und Tegel) diskordant auflagern. Besonders die Feinsedimente beherrschen hier weite Teile der Halbinsel. Die neogenen Ablagerungen reichen weit bis zur Südküste von Palikki. Hier im S führten Deflation und Erosion zu einer Badland-Landschaft. Die neogenen Ablagerungen (meist gröbere Sedimente) nehmen auch den SW und S der Küste des Zentralmassivs der Insel bis Skala ein.

Zieht man in Betracht, daß die Ostküste von Palikki quartäres Schwemmland ist und andererseits nahezu sämtliche Küsten der Kalkgebirge unzugängliche Steilhänge sind, so wird die Konzentration der Probenahmestellen auf die Südwest- und Südküste verständlich (Fig. 6.8).

Die Beschreibung von Kephallinia bliebe unvollständig, würden die **Großformen der Verkarstung** nicht einbezogen, sind sie doch z. T. unmittelbar mit den Klimaperioden verbunden.

Ihr Schwerpunkt liegt im E der Insel im weiteren Bereich der Bucht von Sami. Mit dem Hinterland beginnend, sind es Einsturzdolinen und Schächte, zunächst unbegebar, in Küstennähe aber als Schauhöhlen installiert. Der größte Einsturz (Melissani) ist heute durch einen Stollen erschlossen und die Wasserfläche (160 m × 40 m) ist befahrbar. Ebenso eindrucksvoll sind große Brackwasserquellen an der Küste (Phridi, Paläomylos). Sie haben eine mittlere Schüttung von 80 l/s. Karavomylos – mit bis zu mehreren 100 l/s – ist die größte Quelle der Insel. Im extremen Winter 1962/63 stieg hier die Schüttung auf ca. 10 m³/s. Letzten Endes gibt das Aufwallen von submarinen Quellen, an die 30 m vom Ufer entfernt, ein beredtes Zeichen tiefliegender Wasserwege.

Dem steht ein seltenes, heftig diskutiertes, lange ungelöstes hydrologisches Phänomen im W der Insel gegenüber, die sogenannten „Meermühlen von Argostolion“. Hier fließt entlang der Nordostküste der kleinen Halbinsel von Argostolion Meerwasser über eine längere Strecke (sicher ca. 300 m) durch Klüfte in den Karstgrundwasserkörper, der hier tiefer liegt als der Meeresspiegel. Im 19. Jahrhundert, als Kephallinia in englischer Hand war, ließ der englische Steuereinnahmer STEVENSON 1835 ein Kluftbündel erweitern und nutzte das nun in einem kleinen Kanal zufließende Meerwasser zum Betrieb einer Getreidemühle. Erst dadurch wurde das Phänomen bekannt. Es fand das Interesse einer Anzahl von Naturwissenschaftlern, von denen bei Th. GLANZ (1965) ein Dutzend samt deren z. T. skurrilen Theorien zitiert ist. Nach einer hydrogeologischen Aufnahme der Insel (V. MAURIN & J. ZÖTL, 1960) wurde 1963 durch eine Markierung des in das Karstwassersystem eindringenden Meerwassers dessen Wiederaustritt in den großen Brackwasserquellen in der Bucht von Sami an der Ostseite der Insel nachgewiesen (V. MAURIN & J. ZÖTL, 1965, J. ZÖTL, 1989). Das hydraulische Modell bearbeitete Th. GLANZ (1965).

Das Ergebnis ist insofern von Interesse, als die Entwicklung dieses Systems nur in den klimatischen Kaltzeiten vor sich gehen konnte. Durch den in diesen Epochen abgesenkten Meeresspiegel verlor der Livadibusen seinen Zusammenhang mit dem Meer. Wie die Isobathen zeigen, wurde der Meerbusen damit zu einem trockenen Polje. Da

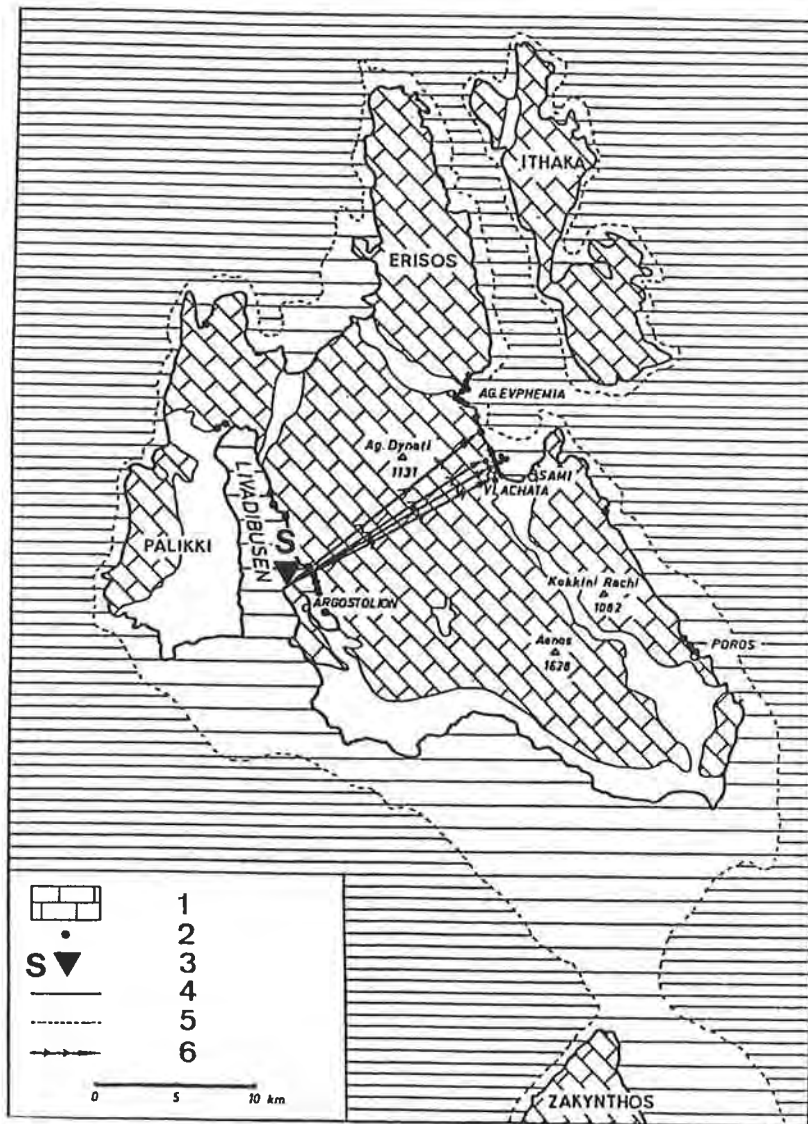


Fig. 6.9: Die Inseln Kephallinia und Ithaka, Hydrogeologie und Karstphänomäne (J. ZOTI, 1989).
 1 – verkarstete Kreidekalke; 2 – Brackwasserquellen in der Bucht von Sami (vgl. Fig. 6.7);
 3 – die Meerwassereintritte in den Karstgrundwasserkörper im N der Halbinsel Argostolion;
 4 – die derzeitige Küste der Insel; 5 – die derzeitige 100 m-Isobathe; 6 – die derzeitige
 unterirdische Fließrichtung von Meer- und Brackwasser im Karstwasserkörper Kephallinias;
 S – Eindringen von Meerwasser. M – Mühlrad; E – Meerwasserabfluß.
 Hydrogeological situation and phenomena at the islands Kephallinia and Ithaka (J. ZOTI,
 1989). 1 – karstified cretaceous limestone; 2 – brackish water springs at the bay of Sami (see
 fig. 6.7); 3 – area of seawater encroachment into the lower karstwater body at the northern
 coast of the peninsula of Argostolion; 4 – the recent shore line of the islands; 5 – the present
 100 m isobathe; 6 – the present subsurface flow-direction of sea- and brackish water within
 the karstwater body of Central Kephallinia; S – seawater encroachment. M – mill wheel;
 E – seawater sinkhole.

mit dem Meeresspiegel auch der Karstwasserkörper im Kalkmassiv des zentralen Inselkörpers abgesenkt wurde, erfolgte aufgrund der wasserdichten Westseite des Livadiopoljes auch dessen Entleerung bzw. Abfluß des nunmehr zufließenden Oberflächenwassers in den Karstwasserkörper des Hauptmassivs und mit diesem unterirdisch zur Ostküste der Insel, d. h. zur 100 m tiefer gelegenen Meerenge zwischen Kephallinia und Ithaka (Fig. 6.9).

Dieser viele Jahrtausende ablaufende Vorgang schuf so großlumige Wasserwege, daß das System auch nach dem Wiederanstieg des Meeresspiegels intakt blieb. Figur 6.10 zeigt den als Schauobjekt gefaßten Zufluß des Meerwassers zum Karstgrundwasser. Im Arbeitsjahr 1963 bestand dieser befestigte Zufluß noch nicht. Es wurden damals insgesamt 11 aktive Schluckstellen am unmittelbaren Küstensaum kartiert. In die größte aller Schwinden flossen ca. 50 l/s. In ihrer Nähe lagen die Ruinenreste von einer der ursprünglich zwei errichteten Mühlen, die dem Phänomen die Bezeichnung „Meer-

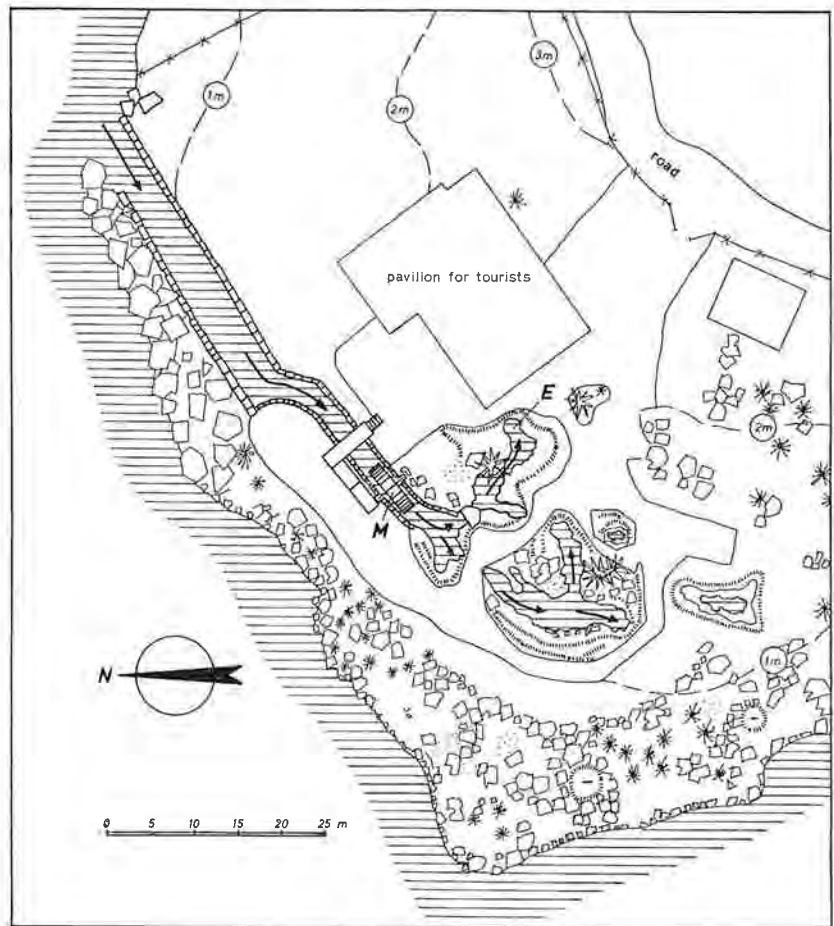


Fig. 6.10: Zufluß des Meerwassers in die Katavothre von Argostolion. M – Mühlrad; E – Meerwasserabfluß.
Seawater encroachment into the catacomb of Argostolion. M – mill wheel; E – seawater sink-hole.

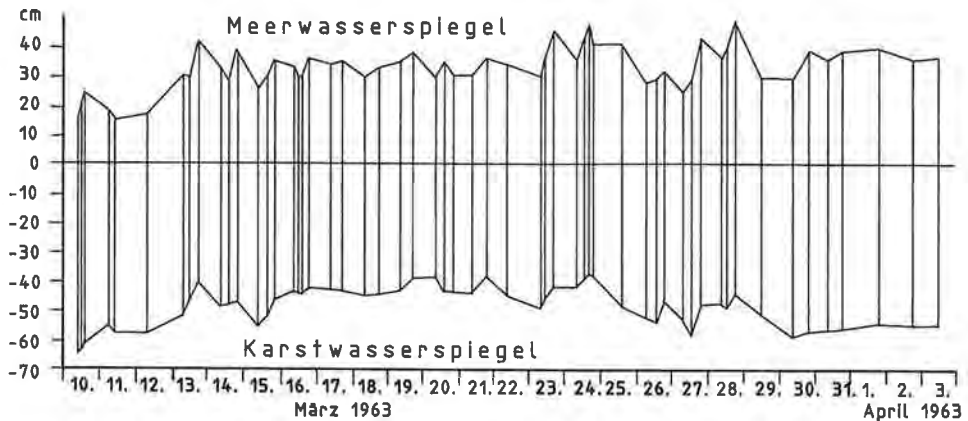


Fig. 6.11: Differenz zwischen Meeres- und Karstgrundwasserspiegel bei den Meermühlen von Argostolien in der Zeit vom 10. März bis 3. April 1963 (V. MAURIN & J. ZÖTL, 1965). Maximaler Abstand der Flächen 96 cm am 30. März 1963, minimaler Abstand 69 cm am 20. März 1963.

The differences between the sea- and underground karstwater level at the region of the former sea-mills of Argostolion within the time of March 10 up to April 3, 1963 (V. MAURIN & J. ZÖTL, 1965). Maximum of the differences 96 cm at the March 30, minimum 69 cm at March 20, 1963.

mühlen“ brachten. Figur 6.11 zeigt das Ergebnis von Meeres- und Karstwasserspiegelmessungen von V. MAURIN & J. ZÖTL während des Arbeitsaufenthaltes im März 1963.

Für die Beobachtung wurde im Meeresspiegelbereich ein Pegel am Kliff-Gestein einzementiert und für die Grundwasserspiegelmessungen 10 m im Inland ein Stahlrohr für Lichtlotmessungen eingebaut. Schon die kurze Zeit der Messungen ergab eine unterschiedliche Distanz zwischen Meeres- und Grundwasserspiegel im Ausmaß von 27 cm (Fig. 6.11).

6.3.3. Ergebnisse der Probenahme und der U/Th-Altersbestimmungen des Arbeitsgebietes Kephallinia

Bei näherer Betrachtung von Tab. 6.7/A fallen folgende Besonderheiten auf:

- Von 11 Altern Kephallinias sind fünf > 120 ka. Die $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse sind im erwarteten Rahmen.
- Die Probe Nr. 17 stammt vom SE der Insel (Fig. 6.8).
- Alter aus einem jüngeren Würm-Interstadial fehlen.

Der Schluß aus diesen Gegebenheiten geht dahin, daß im SW die jungen Strandterrassen des Würm-Interstadials unter dem derzeitigen Wasserspiegel liegen. Der SE der Insel ist von der Absenkung in wesentlich geringerem Ausmaß betroffen.

Diese Tendenz zur Schrägstellung scheint weiterhin zu bestehen. Beim verheerenden Erdbeben 1953 (das Erdbeben, dessen Epizentrum unter Zakynthos lag, verursachte auf Kephallinia eine Zerstörung von 91 % der Wohnstätten. Viele Orte wurden an anderen Stellen wieder errichtet, worauf die vielen mit „Nea“ beginnenden Ortsnamen – z. B. Nea Skala – hinweisen) wurde die Südostküste 0,8–1 m gehoben, das Ausmaß der Hebung bei Argostoli betrug nur etwa 0,3 m, was eine vermehrte Schrägstellung ergibt. Ein Ausmaß, das für die Satellitengeodäsie durchaus meßbar ist.

Tab. 6.7: Vergleich des U/Th-Alters von Proben aus Kephallinia (A) mit den Proben von der Festlandküste in NW-Griechenland (B). Lage der Probenabnahmestellen siehe Fig. 6.8. Stratigraphische Zuordnung: Ho – Holozän; SW – Spät-Würm; W – Würm; FW – Früh-Würm; E – Eem; HE – Hoch-Eem; SR – Spät-Riss; R – Riss; H – Holstein. Vergleiche Fig. 7.3. Comparison of U/Th-age of samples from Kephallinia (A) and the shoreline of NW-Greece (B). Location of samples see Fig. 6.8. U/Th-age: Ho – Holocene; SW – Late Würm; W – Würm; FW – Early Würm stage; E – Eem; HE – High Eem; SR – Late Riss; R – Riss; H – Holstein. Compare fig. 7.3.

A Kephallinia					
Aufschluß-nr.	Labor-nr.	Lokalität	U/Th-Alter (ka)	Seehöhe (m a.s.l.)	Stratigraphie
6a	943	Flughafen	168 ± 5	ca. 0–2	R
8	945	Kap Akrotiri	167 ± 9	ca. 0–5	R
10	946	Ag. Nikolaos	> 306	ca. 20	?
12	947	Kavos Schinou	127 ± 4	0–20	HE
			143 ± 8		SR
14	948	Kap Agios	96 ± 5	5	E
15	949	Makris Giallos	87 ± 2	4–7	E
			94 ± 4		E
16	950	S. Katavotres	100 ± 2	0–1	E
			104 ± 5		E
17	951	Skala	65 ± 3	ca. 15	FW
B NW-Griechenland					
22	954	Ag. Nikolaos	109 ± 4	ca. 0–3	E
24	963	Prevesa	122 ± 6		HE
24b	955	Prevesa/Jail	215 ⁺⁷³ ₋₄₁	ca. 0–3	H
25	956	Drosia	> 319	ca. 0–4	?
26	957	S-Mitikas	33 ± 1	1	W
27	958	Ligia	9 ± 1	ca. 0–2	Ho
			13 ± 1		SW

6.3.4. Bemerkungen zur geologisch-tektonischen Sonderstellung der Insel Kephallinia

Schon bei Beginn der Beschreibung des geologischen Rahmens der Arbeit wurde die seit den achtziger Jahren fortschreitende Neuorientierung der Plattentektonik und die durch die Satellitengeodäsie vermittelten Daten der Bewegungsrichtung und -geschwindigkeit in die geologische Einleitung einbezogen.

Es war ein glückliches Zusammentreffen, daß kurz nach der Erkenntnis der Schrägstellung der Insel Kephallinia aufgrund der Interpretation der U/Th-Alter, die neotektonischen Studien von H. G. KAHLE et al. (1995) die Bedeutung der NE–SW streichenden „Kephallinia Störungszone“ (Kephallinia Fault Zone, KFZ) zutage brachten (für den Hinweis auf den Sonderdruck der Publikation von M. KAHLE et al., 1995, sind wir Prof. M. SÜNKEL zu Dank verpflichtet). Es stellte sich heraus, daß die KFZ eine der Hauptunstätigkeitsflächen zwischen dem „Adriatischen Block“ (Adriatic microplate) und dem Übergang zum Westhellenischen Bogen ist. Die Geschwindigkeit der

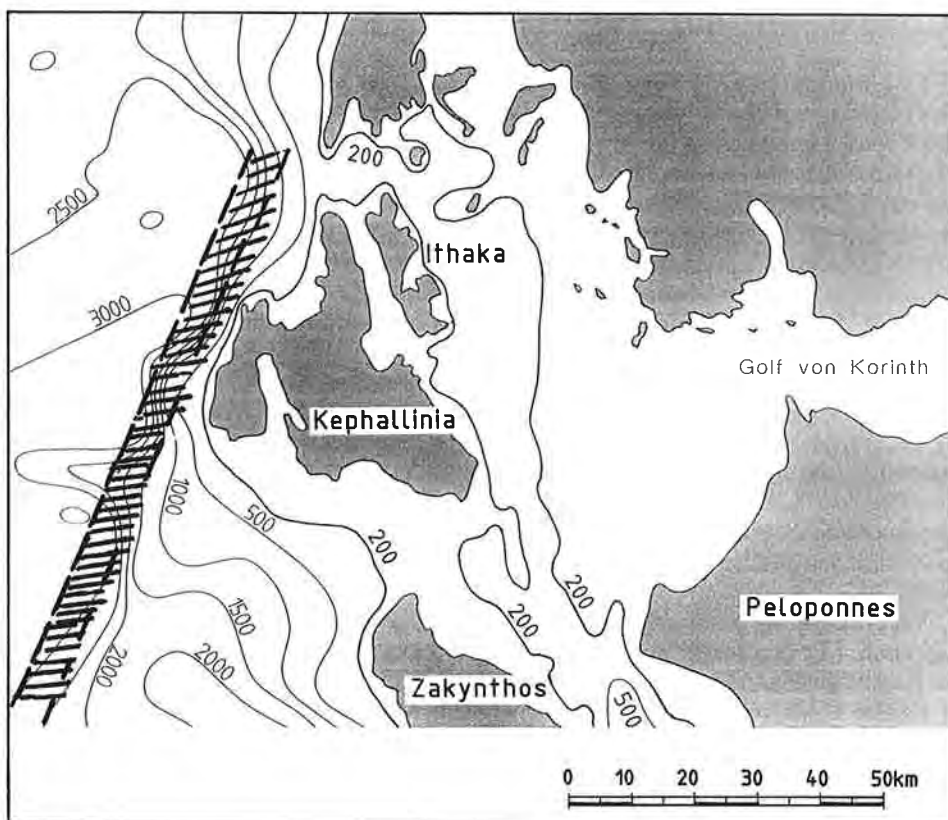


Fig. 6.12: Der Kephallinia Graben im Bereich der 2000-3000 m-Isobathe des mittleren Ionischen Meeres.
The Kephallinia fault zone (KFZ) at the depth of 2000-3000 m below sea level.

Bewegung wird auf durchschnittlich 20 mm/a geschätzt. Einen informativen Einblick in die submarine Topographie gibt ein Ausschnitt aus der Seekarte von G. GIERMANN & M. PFANNENSTIEL (Fig. 6.12). Eine ausgedehnte Schelfplatte zwischen dem südgriechischen Festland und dem Peloponnes einerseits und den Ionischen Inseln andererseits wird durch die 200 m-Isobathe begrenzt. Von der Nordwestküste der Halbinsel Palikki erreicht die Steilküste zum Kephalliniagraben innerhalb einer Entfernung von 8 km eine Tiefe von 3000 m.

6.3.5. Ergebnisse der Probenahme und der U/Th-Altersbestimmungen des Küstengebietes Prevesa

Den Abschluß der bearbeiteten Küstenterrassen bildet der Bereich um Prevesa (Fig. 6.8). Das Gebiet wurde aufgrund der vorliegenden Kartierung durch H. METTOS einerseits und der typischen Festlandposition andererseits in die Altersbestimmungen miteinbezogen.

Hier wurde die Probenahme mit Bedacht vorgenommen und erbrachte Alter aus dem Mindel-Interstadial, Mindel, der Eem-Zeit und dem Würm bis zum Postglazial (vgl. Tab. 5.1 und Tab. 6.7/B). Diese östliche Festlandsküste ist zweifelsohne stabiler als die Insel an der KFZ (Kephallinia Graben Zone) in ihrer pull apart-Situation.

7. Zusammenfassung, Folgerungen und Bemerkungen

Das Studium mariner Strandterrassen im östlichen Mittelmeer setzte eine sorgfältige Planung und Durchführung der notwendigen Feldarbeiten unter Berücksichtigung der Entwicklungsgeschichte sowohl des Themas als auch der Arbeitsmethoden und Hilfswissenschaften voraus. Die Einführung brachte daher in gebotener Kürze Hinweise auf die Geochronologie des Pleistozäns. Von Bedeutung waren $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Bestimmungen von Quellwässern der Kalkhochalpen sowie des Anteils des Niederschlages der verschiedenen Jahreszeiten (Fig. 2.1). Diese Meßergebnisse aus den Jahren 1968–1971 gehören zu den kleinen Schritten am Beginn großangelegter Isotopenuntersuchungen vor der Erfassung langzeitiger Perioden von Warm- und Kaltzeiten von weltweitem Umfang.

Figur 3.1 ist ein Diskussionsbehelf zur Interpretation der ^{18}O -Werte. Die Kurve Fig. 3.1/A ist eine Auswertung der von N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON (1984) und D. G. MARTINSON et al. (1987) aufgebauten Datenprojektion. Sie dient als solche der Subsumierung der Daten. H. SCHWARCZ & C. YOUNGE (1983) nutzten sie zur Eingrenzung der Kalt-(Glazial-) und Warm-(Interglazial-)Zeiten und Freilegung der Übergangsperioden. Letztere erfaßten deutlich das (oder die) Würm-Interstadial(e), was sich später für Vergleiche der Terrassen verschiedener Untersuchungsgebiete hilfreich erwies.

Von Bedeutung waren die mit der U/Th-Altersbestimmung verbundenen Schwierigkeiten. Mit den Datierungsproblemen der Strandterrassen hat sich M. A. GEYH im Kap. 5. auseinandergesetzt.

Bei den Feldarbeiten wurden möglichst dicke Mollusken mit dem Preßlufthammer freigelegt. Die Meßergebnisse waren das Produkt von Laborarbeiten, wobei in wichtigen Fällen auf empirische Erkenntnisse von M. A. GEYH zurückgegriffen werden konnte. Die gesamten Meßdaten mit detaillierten Zahlen (Tab. 5.1) bilden den Abschluß. Gekürzte Angaben begleiten die Beschreibungen der Arbeitsgebiete. Die zu Beginn getroffene Entscheidung, die Untersuchungen nicht auf ein Gebiet zu konzentrieren, sondern gezielt auf mehrere erfolgversprechende Bereiche des östlichen Mittelmeeres anzusetzen, erwies sich als richtig.

Die Feldarbeiten und Probenahmen auf **Kreta** konzentrierten sich aufgrund des vom IGME vorgegebenen zeitlichen Rahmens auf Gebiete, von denen bereits entsprechende geologische Untersuchungen vorlagen. Bereiche dieser Art waren die mittlere und östliche Nordküste der Insel. Das Gebiet ist durch eine Anzahl starker Störungen von sehr heterogener Natur gekennzeichnet. Im mittleren Abschnitt treten submarine Quellen aus, auch Estavellen unter dem Meeresspiegel zeugen vom Wechselspiel zwischen Meer- und Süßwasser. Submarine Terrassen weisen auf eine langzeitige Vorflutwirkung hin. Auch die weiter östlich am Westrand der Bucht von Heraklion entspringende stärkste Quelle Kretas (Almyros) ist ein Brackwasserüberlauf. Weiter bis zum Ostende der Nordküste wurden nur vier Einzelproben gezogen, von denen die aus einem Konglomerat bei Malia entnommene eine Altersbestimmung von 84 ka (Eem-Zeit) aufweist. Im NE wird eine gegenwärtige neotektonische Senkung von 2,5 mm/a angenommen.

Die Südostküste zeigt für die Probenahme günstige Bedingungen. Über eine Länge von ca. 50 km erstrecken sich Terrassen in verschiedener Seehöhe von 2 m bis zu 40 m a.s.l., deren später gemessenes U/Th-Alter zwischen 93 und > 336 ka liegt. Weitere Bereiche wurden noch im S und N der Westküste beprobt. Der Schwerpunkt lag hier im NW. Dort liegt der Strand des noch im Jahr 365 A.D. geschichtlich erwähnten Hafens von Falasarna, heute 6,6 m über dem Meeresspiegel (P. A. PIRAZOLLI et al., 1992).

Wesentlich stärker als auf Kreta tritt im südlichen Teil des **Peloponnes** die Parallelität der Küsten mit dem Verlauf der jungen Störungselemente der quartären Tektonik zutage. Figur 7.1 erspart uns, was die Tektonik anbelangt, einführende Worte. Den quartären Verwerfungen entlang der Küsten folgen auch die Strandlinien der Eem-Zeit in den Golfbereichen des Südens.

Im Vergleich der Abschnitte A und B auf Fig. 7.1 sind verschiedene tektonische Gegebenheiten von Kreta und dem Peloponnes augenscheinlich. Selbst im kleinen Maßstab kommt die blockartige Zerbrechung Kretas zum Ausdruck. Der tektonische, SW–NE verlaufende Graben von der Ostseite der Bucht von Mirabella und Ierapetra wurde in der Darstellung eingefügt. Beachtenswert ist auch, daß die in Teil B durch Punktreihen eingetragenen Richtungen seichtliegender submariner geomorphologischer Linien genau an jenem Teil der Nordküste Kretas entlang ziehen, wo in der Beschreibung der Feldarbeiten die submarinen Terrassen eines kaltzeitlichen Erosionsniveaus entstanden sind.

Der Tabelle 6.4 ist zu entnehmen, daß die eem-zeitlichen Terrassen im Golf von Lakonien sehr niedrig liegen (ca. 3 m a.s.l.), auch die Terrassen aus dem Mindel-Riss-Interglazial (> 230) liegen nur um 5 m a.s.l. Ähnliche Verhältnisse herrschen im Golf von Messenien, wo eine Terrasse aus einem Spät-Riss-Interstadial (139 ka) bei ca. 15 m a.s.l. liegt. Diese auf die quartäre Tektonik zurückgehende Situation läßt für eine Altersgliederung der Terrassen nach der Höhe und für die Einschaltung eines Tyrrhenien keinen Spielraum.

Starke tektonische Verstellungen wurden in den Ufern der Straße von Korinth im N der Halbinsel registriert. Eem-Terrassen (nach älterer Bezeichnung „Tyrrhen“) wurden im Raum von Korinth in verschiedensten Höhenlagen gemessen (vgl. Tab. 5.1), wobei nicht klar feststellbar ist, inwieweit die Höhendifferenzen auf tektonische Versetzungen zurückzuführen sind. U/Th-Alter des Eem liegen noch von den Proben Kap Ireon (92 ka, ca. 40 m a.s.l.) und Mavra Lithavia (91 ka, 5–6 m a.s.l.) im mittleren Bereich der Straße von Korinth nach Patras vor.

Es ist den geologisch-geomorphologischen Verhältnissen von **Zakynthos**, der südlichsten der Ionischen Inseln, zuzuschreiben, daß sich die Probenahme auf den äußersten SE beschränkte. Die Werte der Altersbestimmung entsprechen dem Beginn des älteren Würm-Interstadials. Die Seehöhe der Terrassen schließt eine leichte tektonische Hebung nicht aus (vgl. Tab. 6.6).

Die ebenfalls geologisch bedingte Beschränkung der Probenahme auf die neogenen Küsten brachte im Fall der Insel **Kephallinia** den Vorteil einer Konzentration von Altersdaten. Es überrascht, daß von den 14 Altern im SW sieben größer als 130 ka, die folgenden drei eem-zeitlich (94–118 ka) sind. Die einzige im SE durchgeführte Datierung ergab 65 ka. Daß kein U/Th-Alter im Bereich des sonst stets vertretenen Würm-Interstadials liegt, ließ die Überlegung aufkommen, inwieweit daraus auf eine Schrägstellung der Insel zu schließen sei, durch die die jüngsten Terrassen heute unter dem Meeresspiegel zu liegen kamen. Diese Annahme wurde bestärkt durch die mit dem schweren Erdbeben von 1953 erfolgte Hebung, die die bisher nicht beachtete Schrägstellung noch vergrößerte.

Die endgültige Bestätigung brachte der Einblick in die neotektonische Darstellung der Kephallinia Bruchzone bei H. G. KAHLE et al. (1995). Die Situation ist übrigens im Detail in der Seekarte von G. GIERMANN & M. PFANNENSTIEL (1960) bestätigt (Fig. 6.12).

Die Alter der im Küstengebiet von **Prevesa** gesammelten Proben umspannen den Bogen vom Prä-Eem zum Eem, über das Würm-Stage bis zum nacheiszeitlichen Küstenrand.

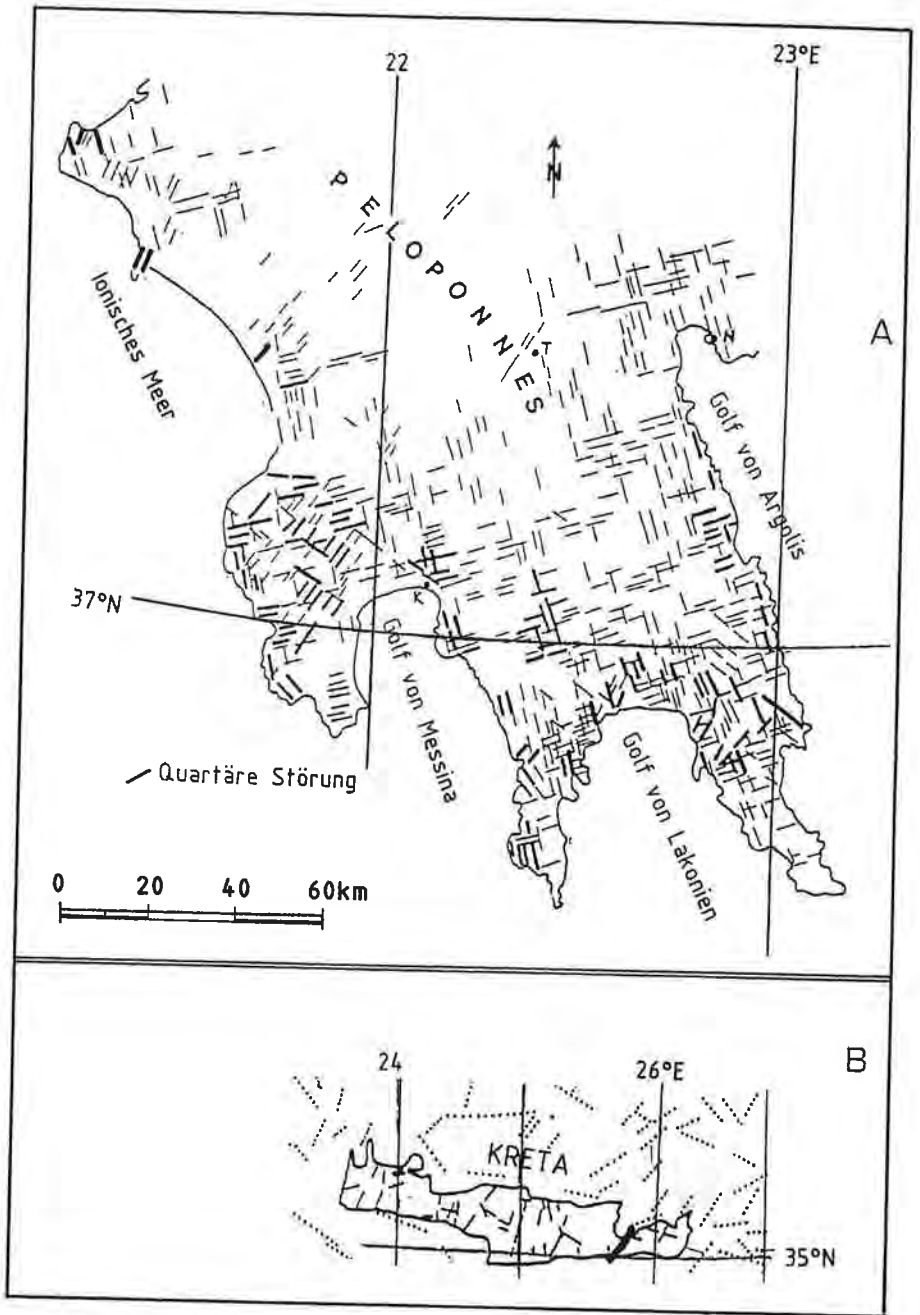


Fig. 7.1: Vergleich der quartären Störungen im Peloponnes und der quartären Untiefen entlang der Küsten im N und SW Kretas. Zu beachten ist die Verschiebung der geographischen Lage Kretas zu Vergleichszwecken. (Störungsnetz nach P. KRONBERG & R. GÜNTHER, 1977.)
 Comparison of the Quaternary fault system at the Peloponnesus peninsula and the shallow submarine terraces at the depth of about 30 m along the northern and southwestern coast of Crete (displaced meridian! Fault system after P. KRONBERG & R. GÜNTHER, 1977).

Die Zusammenfassung der jeweiligen geologischen Situation der Arbeitsgebiete und die Abhängigkeit der Terrassen von tektonischen Faktoren drängen zu einem Rückblick auf den geologischen Hintergrund. Dem folgt der Versuch, entsprechende Folgerungen und abschließende Bemerkungen vorzulegen.

Das Mittelmeer ist der Rest eines weit größeren Meeres, der Tethys der geologischen Vergangenheit. Der Rückzug des Meeres steht in einem gewissen Gleichgewicht mit der Orogenese der alpidischen Gebirge der Eurasischen Platten. Die Plattentektonik ist komplizierter als angenommen. Bei einem Zusammenstoß dieser beweglichen Körper wird im allgemeinen eine ozeanische Platte unter die kontinentale Platte geschoben (subduziert), was einerseits zur Bildung der langen Gebirgsketten (Alpen, Karpaten), andererseits zum Schmelzen der ehemaligen ozeanischen Platten und zur Entstehung von Vulkanen und zu Erdbeben an den Plattengrenzen führt (mio- und pliozäne Vulkanen im Steirischen Becken).

Mit der Beruhigung der alpidischen Genese im weiteren Hinterland haben sich diese „Randerscheinungen“ tektonischer Unruhe an den Nordrand des Mittelmeeres verlagert. Vergleiche der Erdbeben im Bereich der Südwestküste der Balkanhalbinsel, im Ionischen Meer (Kephallinia 1953 mit dem Epizentrum unter Zakynthos), die Ausbrüche von Vulkanen und Erdbeben in Italien und besonders die Vulkanexplosion der Insel Santorin in der Ägäis. Auswirkungen der Druckspannungen zwischen der Afrikanischen Platte und Teilen der Europäischen Platte (Adria) haben unlängst zu den Erdbeben in Umbrien geführt (Fig. 7.2).

Dazu muß auf die nunmehr lebendigen Seitenverschiebungen, verbunden mit Nebenerscheinungen von Zerrungsbecken (pull apart) und Grabenzonen, verwiesen werden. Was das Wiener Becken in Mitteleuropa ist, finden wir, auf das Ionische Meer übertragen, in der KFZ (Kephallinia fault zone) (H. G. KAHLE et al., 1995 und Fig. 7.2).

Dazu gehören schließlich die Schrägstellungen von Plattenresten (Kephallinia) und von der Kruste durchschlagende tektonische Versetzungen an der Erdoberfläche.

Einen entscheidenden Informationssprung von den nur geringfügigen Veränderungen epirogenetischer Natur (z. B. Hebung der Alpen gleichmäßig ca. 1–2 mm/a) bilden die Meßergebnisse neotektonischer Plattenbewegungen durch die Präzision der Satellitengeodäsie. So wurde für den gesamten Bereich des Ionischen Meeres eine tektonische Bewegungsrichtung NE–SW mit einer Geschwindigkeit von 20 mm/a festgestellt (H. G. KAHLE et al., 1995). Das bedeutet auch eine Veränderung des Verlaufes der Inselküsten von 20 m pro tausend Jahren. **Die Zeitspanne seit dem Höhepunkt des letzten Hochglazials beträgt um 20 ka, dem entspricht eine Küstenverschiebung von 400 m, was eine bedeutende Veränderung durch die Abtragung zur Folge haben kann.** Eine Aussage von entscheidender Bedeutung für das gesamte Thema dieser Arbeit ist dann gegeben, wenn es um die **Beträge der vertikalen Bewegung** geht. Legt man einem Küstenbereich eine Hebung im Ausmaß von 5 mm/a (gemessen wurden an der Küste des Ionischen Meeres bis 7 mm/a) zugrunde, so bedeutet dies eine tektonische Hebung von 5 m pro tausend Jahren bzw. 50 m/10 ka oder **100 m/20 ka**. Was Angaben des Ausmaßes neotektonischer Senkungen betrifft, darf auf Werte im Text verwiesen werden.

Zu den **wesentlichsten Erfahrungen aus den Ergebnissen der Feldarbeiten und Altersbestimmungen** zählt die Tatsache, daß die Typisierung der Terrassen im östlichen Mittelmeer weder nach einem scheinbaren locus typicus, noch nach der Höhenlage oder einem Leitfossil erfolgen kann. Daraus ergibt sich weiters, daß Vergleiche mit Bereichen langfristig tektonisch stabiler Küsten wie etwa des Südchinesischen Meeres (H. D. TIA et al., 1975, 1976, N. J. SHACKLETON, 1987) oder auch nur des Atlantik nicht zielführend sind.

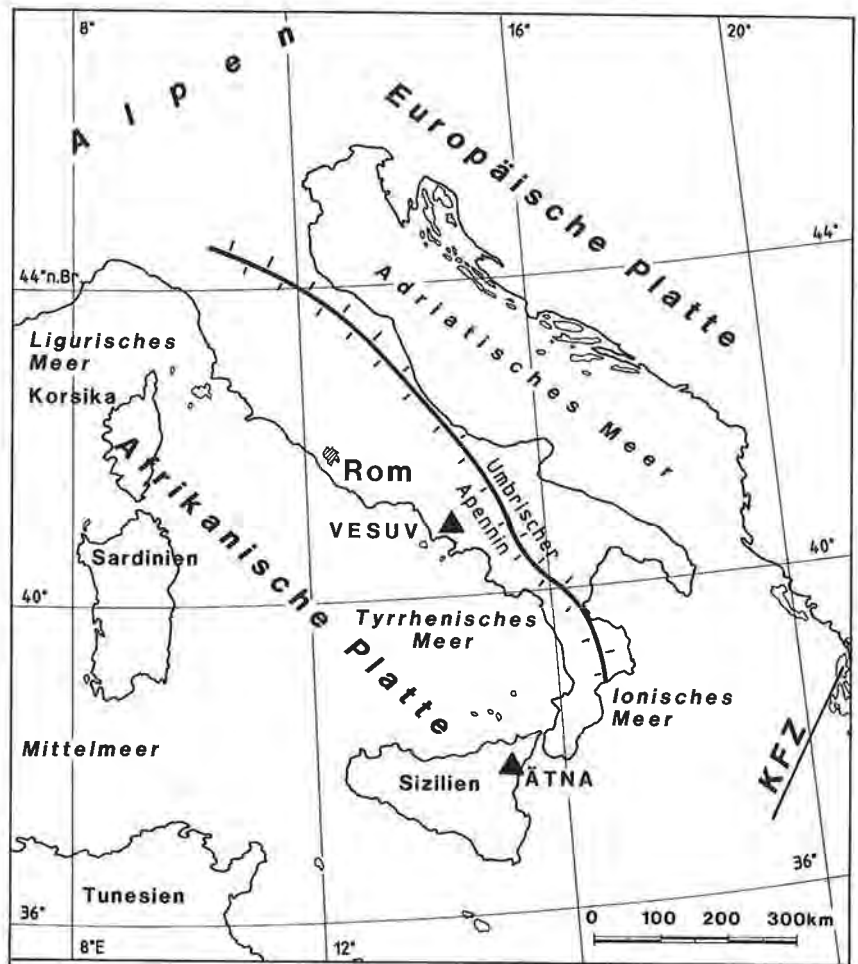


Fig. 7.2: Grenzbereich zwischen der Afrikanischen und Europäischen Platte (nach der Darstellung der Nachrichtenausstrahlung des öffentlichen Österreichischen Fernsehens am Donnerstag, 16. Oktober 1997). Persönliche Zufügung der Kephallinia Bruchzone (KFZ).
 Border zone between the African and European Plate (after the Television of October 16, 1997).

Es wäre jedoch ein fataler Fehlschluß, von diesen Vergleichen die Annahme abzuleiten, daß die klimabedingten Meeresspiegelschwankungen im europäischen Mittelländischen Meer unabhängig von den Spiegelschwankungen des Atlantischen Ozeans zu sehen sind. Von Bedeutung ist hierbei im besonderen die Tektonik, die den Nordsaum des östlichen Mittelmeeres in eine Kette tektonisch verstellter Terrassen gestaltete.

Schließlich ist die Frage zu beantworten, inwieweit die Einzeilung einer klimatischen Epoche bzw. deren Unterteilung zur Bemessung von Terrassen herangezogen werden kann (z. B. Eem-Terrassen, Terrasse des Würm-Interstadials). Dies scheint uns grundsätzlich möglich. Da in einer breiteren fossilführenden Schicht aber häufig Klimagrenzen überschreitende Alterswerte vorkommen, soll dies (soweit bekannt) auch in der Benennung zum Ausdruck kommen (z. B. Eem-Würm-Interstadial, WI-Ter-

rasse), wobei der jüngsten Zeitspanne der Vortritt geboten werden sollte, weil sie – die Oberfläche bildend – Träger des geomorphologischen Geschehens der Gegenwart ist.

Eine letzte Bemerkung gilt der Darstellung des zeitlichen Ablaufes der Meeresspiegelschwankungen.

Bei der Darstellung einer Zeitkurve von Strandterrassen auf der Basis von U/Th-Altern müßte auch der fortlaufende Einfluß der Tektonik berücksichtigt werden. P. A. PIRAZOLLI et al. (1991) haben eine diesbezügliche Berechnung unter Annahme einer gleichmäßigen Hebung von 0,5 mm/a für den Zeitraum von 1 Mio. Jahren durchgeführt und dazu das Modell eines Bezugsdiagrammes von Strandlinien, Isotopenkurve und epirogenetischer Hebung konstruiert (P. A. PIRAZOLLI et al., 1991, Fig. 2). Als Bezugsbeispiel diente den Autoren die Abfolge der Korallen-Riffterrassen der Küste der Insel Sumba (Indonesien) von 0–300 ka.

Die daraus abzuleitende Folgerung, auf diese Art auch eine Kurve der Meeresspiegelschwankungen über mehrere Klimaepochen abzuleiten, folgten E. BARD et al. (1992). Sie konstruieren eine Kurve der Meeresspiegelschwankungen in Metern entsprechend den U/Th-Altersmessungen bis 270 ka.

Der in dieser Kurve liegende Höhepunkt der Eem-Zeit (120 ka) liegt dort 7 m höher als jener des Holozäns. Der nächstältere warmzeitliche Höhepunkt des Wasserspiegels vor 220 ka liegt weitere 10 m höher als der Peak der Eem-Zeit.

Zunächst war verlockend, diese Kurve durch die eigenen Meßdaten zu ergänzen, zumal die auf dieser Kurve liegenden U/Th-Meßdaten sich auf die Zeit des Holozäns bis zum Hoch-Würm und auf das Hoch-Eem konzentrierten. Für die dazwischenliegende Würm- und Eem-Zeit liegen nur sieben U/Th-Alter vor. Ein Zeitabschnitt, der durch unsere Aufnahmen mit über 30 Meßdaten abgedeckt wird.

Ein Hauptgrund, von der Nutzung dieser Kurve der Meeresspiegelschwankungen abzusehen, war vor allem der Umstand, daß sich diese Kurve ausschließlich auf Meßdaten von ungestörten Korallenriffen (der Insel Barbados) stützt.

Alle Überlegungen führten schließlich zu der Entscheidung, die gewonnenen U/Th-Alter der beschriebenen Untersuchungsgebiete in die von den Autoren N. G. PISTAS & N. J. SHACKLETON (1984) bzw. D. G. MARTINSON et al. (1987) entworfenen Standardkurve einzuordnen (Fig. 7.3), wobei für die Proben der einzelnen Untersuchungsgebiete verschiedene Signaturen verwendet wurden.

Eine Schwierigkeit tat sich durch den kleinen Maßstab der Kurven auf: Selbst die so klein wie möglich gehaltenen Zeichen gemessenen Alters von Proben der jeweiligen Versuchsgebiete vereinnahmen ein Zeitausmaß von etwa 2 ka.

Optisch signalisiert das Auge auf den ersten Blick die fehlenden Signaturen des Ionischen Bereiches im Zeitabschnitt des Würm-Interstadials, eine Bestätigung der abgesunkenen Terrassen dieses Zeitabschnittes. Klar ersichtlich in Fig. 7.3 sind gewisse Ballungsbereiche, von denen vor allem jene zu beachten sind, die alle drei Signaturen enthalten. Wenig ins Auge stechen Zeitabschnitte plus/minus mit kaum einem Beleg, von denen zwei durchaus nennenswert sind (73–81 und 111–116 ka). Beide liegen an einem steilen Abfall der Kurve zu jüngeren Phasen: am Ende des Hoch-Eem bzw. in der Übergangszeit vom Spät-Eem zum Früh-Würm.

Bezüglich des Riss-Würm-Interglazials bestehen Unstimmigkeiten in der Benennung der Epoche. M. A. GEYH sieht im Eem nur den Zeitabschnitt von 125–112 ka des gesamten Riss-Würm-Interglazials von ca. 125–80 ka, während andererseits der Abschnitt von 125–112 ka als Hoch-Eem aus dem gesamten Interglazial herausgehoben wird. Es herrscht in der Tat mehr Klarheit, wenn wie bei den anderen Warmzeiten die Benennung der begrenzenden Kaltzeiten mit einbezogen wird. Aus internen Gründen wird

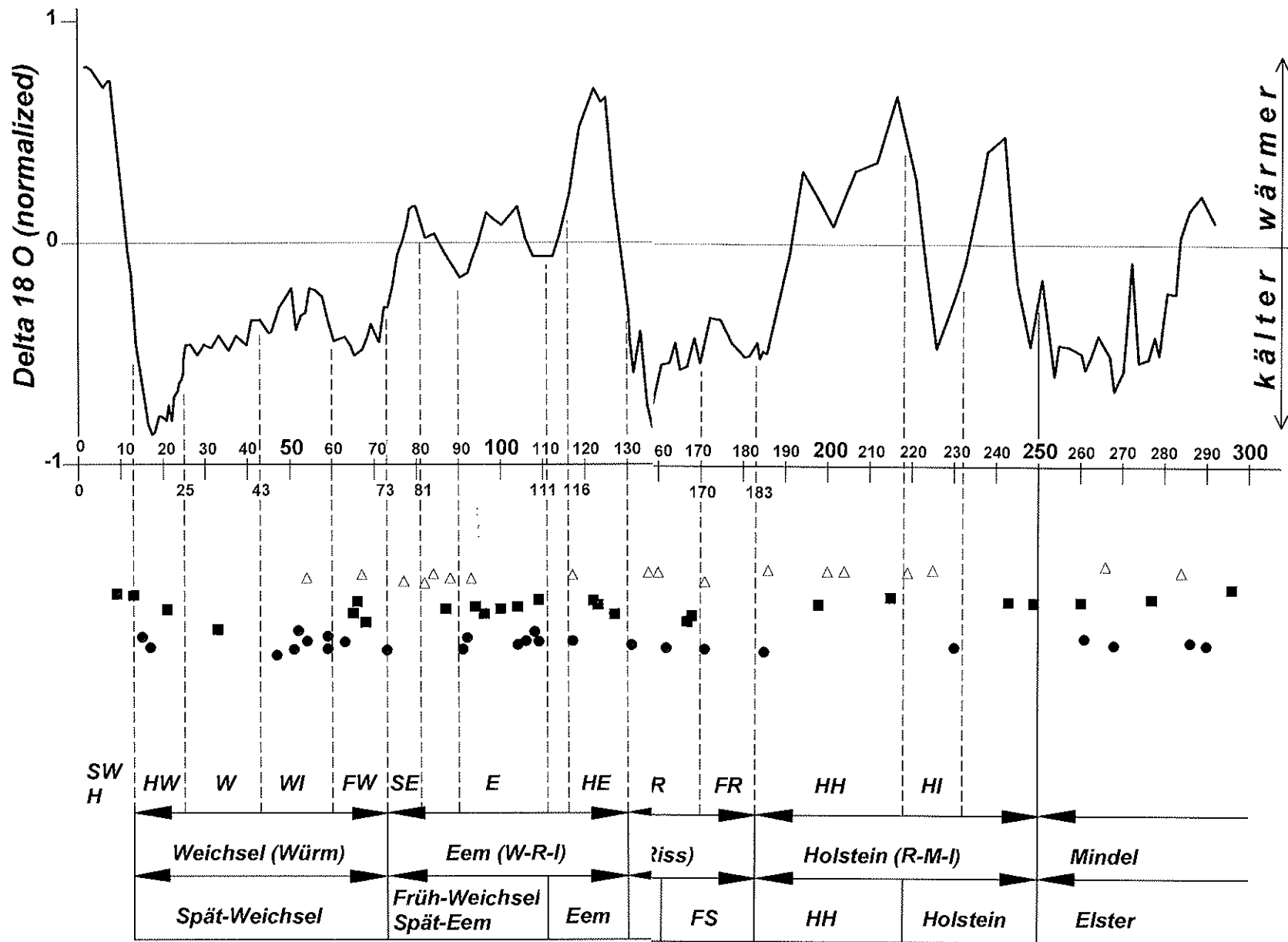


Fig. 7.3: U/Th-Altersdaten (in ka) der Tab. 5.1 übertragen auf die chronostratigraphische Kurve von N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON (1984). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Tiefsee stratigraphie ergeben die Klimakurve. Proben der Strandterrassen: \blacktriangle – von Kreta; \bullet – vom Peloponnes; \blacksquare – von Kephallinia, Zakynthos und Pches Meer). Abkürzungen der KlimaePOCHen und Stände: H – Holozän; SW – Spät-Würm; HW – Hoch-Würm; Würm; W – Würm (Weichsel); WI – Würm-Interstadial; FW – Früh-Würm; SE – Spät-Eem; E – Eem, resp. W-R-I – Würm-Riss (Saale) Interglazial; HE – Hoch-Eem; SR – Spät-Riss; R – Riss; FR – Früh-Riss (FS – Früh-Saale); R-M-I – Holstein (Riss-Mindel-Interglazial); HH – Holstein-Hoch; HI – Holstein-Interstadial.
 Dates of U/Th-ages (in ka) of tab. 5.1 transferred into the chronostratigraphic curve of N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON (1984). The $\delta^{18}\text{O}$ -data of the deep-sea stratigraphy yield the curve of climate. Samples of molluscs from marine terraces: \blacktriangle – of Crete; \bullet – of the Peloponnesus; \blacksquare – of Kephallinia, Zakynthos und Pin Sea). Abbreviations of climatic epoches and stages: H – Holocene, SW – Late Würm; HW – High Würm; Würm; W – Würm, i. e. Weichsel glacial period; WI – Würm Interstadial; FW – Early Würm stage; SE – Late Eem; E – Eem, resp. W-R-I – Würm-Riss (Saale) Interglacial; HE – High Eem; SR – Late Riss, resp. Late Riss-Würm Interglacial; R – Riss (Saale); FR – Early Riss (FS – Early Saale); R-M-I – Riss-Mindel Interglacial; HH – High Holstein, HI – Holstein Interstadial.

jedoch das Eem als Bezeichnung des gesamten Riss-Würm-Interglazials beibehalten.

Das Fehlen von U/Th-Altersdaten für die Zeit von 116–110 ka spricht in der Tat für ein Absinken des Meeresspiegels mit einem durchschnittlichen Gefälle von 95 mm/a, ohne Ruhephase für die Bildung von Korallenbänken. Entsprechend der nächsten datierten Messung von E. BARD et al. (1992), die in Fig. 1 von den Autoren leider in die Konstruktion der Kurve nicht eingebunden wurde, könnte ein „event“ vorliegen, der durch eine Einschaltung eines kurzen Intervalls von Wiederanstieg und Fortsetzung der Absenkung den allgemeinen Zyklus zwar unterbrach, im großen aber nicht störte. Ein Blick in den Anhang der Daten der gemessenen Klimaindikatoren bei den Autoren D. G. MARTINSON et al. (1987, p. 25) zeigt für die Zeit von 97–103 ka schwankende $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die die Annahme dieser Klimaschwankungen unterstützen. Dasselbe gilt für die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Fig. 7.3.

Es besteht demnach aber auch kein Grund, die Zeit von 116–73 ka nicht der Eem-Epoche zuzurechnen. Ähnliches gilt für das Spät-Eem 81–73 ka B.P.

Nach diesen Erkenntnissen ist die Sauerstoff-18-Kurve die Basis der Klimaepochen Würm (W), Weichsel-Kaltzeit, Eem (Würm-Riss-Interglazial), Saale (Riss-Kaltzeit), Holstein (Riss-Mindel-Interglazial) und Mindel-(Elster-)Kaltzeit eingeteilt. Unterteilungen wie Holozän (H), Spät-Würm (SW) etc. (siehe Fig. 7.3) sind Übergangsphasen. Das Spät-Eem (SE) ist der oben bereits erwähnte strittige Abschnitt zwischen Würm- und (Hoch-)Eem (HE). Die ebenfalls lange in ihrem Zeitabschnitt nicht genau begrenzte Saale-(Riss-)Epoche ist durch die erhebliche Anzahl von neuen Meßdaten weitgehend geklärt.

Literatur

- ALHREVIC, S. (1969): Jadranske vrulje u vodnom rezizmu dinarskog primorskog krasa i njihova problematica.– *Carsus lugoslaviae*, 6, 183–205, Zagreb.
- ARONIS, G. (1962): Karstwasseruntersuchungen im Gebiet von Argos (Peloponnes).– *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 14, 58–68, Graz.
- BARABAS, M., A. BACH & A. MANGINI (1988): Age analytical model for the growth of ESR signals.– *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 14, 1/2, 231–235.
- BARD, E., R. G. FAIRBANKS & B. HAMELIN (1992): How accurate are the U/Th ages obtained by Mass Spectrometry on Coral Terraces.– *NATO ASI Series, Vol. I*, 3, 15–21, Berlin/Heidelberg (Springer).
- BARKOV, N. I., F. C. GORDIYENKO, E. S. LORTEVICH & V. M. KOTLYAKOV (1976): Distribution of isotopes in the core from a hole drilled to a depth of 950 m in ice at the Vostok Antarctic station.– *Doklady Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect.*, trans., 230, 66–68.
- BARRY, R. (1983): The Late Pleistocene Climatology.– In: WRIGHT, H. E. Jr. & S. C. PORTER (Hrsg., 1983): *Late Quaternary Environments.– The Late Pleistocene, Vol. 1*, 390–407, London (Longmen).
- BISWAS, B. (1973): Quaternary changes in the sea level in the South China Sea.– *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 6, 229–256.
- BLANC, A. C. (1942): Schriftennachweis p. 349.– In: WOLDFIEDT, P. (1961): *Das Eiszeitalter. Grundlagen einer Geologie des Quartärs.– Bd. 1*, 3. Aufl., 734 S., Stuttgart (Ferdinand Enke).
- BROCKHAUS (1952–1985): *Der Große Brockhaus.– 12 Bde., Konversationslexikon.*
- CHAPPEL, J. M. A. (1974): Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea. A study of Quaternary tectonic movements and sealevel changes.– *Soc. of America Bull.*, 85, 553–570.
- CHAPPEL, J. M. A. & N. J. SHACKLETON (1981): Sea Level Change, 0 to 40 k.a.– *Proceedings of First Climanz*, February 1981, 121–122.
- CHAPPEL, J. M. A. & N. J. SHACKLETON (1986): Sealevel estimated from New Guinea terraces.– *Quat. Sci. Rev.*, 5, 160–183.

- CHAPPEL, J. & N. J. SHACKLETON (1986): Oxygen isotopes and sea level.— *Nature*, **329**, 137–140.
- CREUTZBURG, N. et al. (1977): General Geological Map of Greece (Crete Island), 1 : 200 000.— Section of Geological Mapping of the Institute of Geological and Mining Research (I.G.M.R.), Crete Island.
- CREUTZBURG, N. & E. SEIDEL (1975): Zum Stand der Geologie des Präneogens auf Kreta.— *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, **149**, 363–383.
- DANSGAARD, W., S. J. JOHNSON, J. MOELLER & C. C. JR. LANGWAY (1969): One thousand Centuries of Climatic Records from Camp Century on the Greenland Ice Sheet.— *Science*, **166**, 377–381.
- DAVIS, G. H., G. L. MEYER & C. K. YEN (1968): Isotope Hydrology of the Artesian Aquifers of the Styrian Basin, Austria.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **20**, 51–62, Graz.
- DE GEER, G. (1912): A Geochronology of the last 12 000 years.— *Congrès Geol. Internat. Stockholm 1910*, C.R. 241–253.
- DE GEER, G. (1940): *Geochronologia succia, Principes*.— *K. Svenska Vetenskapsakad. Handl.*, (3) **18**, 367 S.
- DERMANIS, A., A. FILARETOU, E. LIVIERATOS & I. N. TZIAVOS (1992): Straintype representation of the potential anomalies, with an example for the eastern Mediterranean.— *Manuscripte geodaetica*, **17**, 164–173.
- DERMITZAKIS, M. (1973): Recent tectonic movements and old strandlines along the coasts of Crete.— *Bull. Geol. Soc. Greece*, **X**, 1, 48–64.
- DERMITZAKIS, M., D. PAPANIKOLAOU & Z. KAROTSIERIS (1979): The marin Quaternary formations of SE Zakynthos Island and their paleogeographic implications.— *Proc. 6th Coll. Geol. Aegean Region, Athens 1977*, **1**, 407–415.
- DINÇER T., D. R. PAYNE, C. K. YEN & J. ZÖTL (1972): Das Tote Gebirge als Entwässerungstypus der Karstmassive der nordöstlichen Kalkhochalpen (Ergebnisse von Isotopenuntersuchungen).— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **24**, 71–109, Graz.
- DOUNAS, A. & A. MORFIS (1986): Outline of the geology.— In: A. MORFIS & H. ZOJER (Hrsg., 1986): *Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus (Greece)*.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **37/38**, 13–21, Graz.
- DUFAURE, J. J. (1971): Sur quelques niveaux marins quaternaires du Péloponnèse (Grèce) et leurs relations avec des formations continentales.— „*Quaternaria*“, Vol. **15**, 179–185.
- EMILIANI, C. (1954): Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial water during the Tertiary.— *Science*, **119**, 853–855.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures.— *Journal Geol.*, **63**, 538–578.
- EMILIANI, C. (1972): Quaternary paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals.— *Science*, **178**, 389–401.
- FASANI, L. (Hrsg., 1978): *Die illustrierte Weltgeschichte der Archäologie*.— 692 S., München.
- FIRBAS, F., H. MÜLLER & K. O. MÜNNICH (1955): Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bolling“-Klimaschwankungen.— *Nat. Wiss.*, **42**, 509 S.
- FRENZEL, B. (1967): *Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters*.— 291 S., Braunschweig (Vieweg).
- GEYH, M. A. (1967): Experience gathered in the construction of low-level counters.— *Radioactive Dating and Techniques*, 575–589, IAEA, Wien.
- GEYH, M. A. & H. SCHLEICHER (1990): *Absolute Age Determination; Physical and Chemical Dating Methods and their Application*.— 502 S., Berlin/Heidelberg (Springer).
- GIERMANN, G. & M. PFANNENSTIEL (1960): *Seekarte des östlichen Mittelmeeres*.— L'Institut Océanographique et Musée de Monaco.
- GLANZ, Th. (1965): Das Phänomen der Meermühlen von Argostolion.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **17**, 113–127, Graz.
- GRIBBIN, J. (Hrsg., 1978): *Climatic change*.— 280 p., London (Cambridge University Press).
- GUALANDI, G. (1978): Die minoische Kultur.— In: FASANI, L. (Hrsg., 1978): *Die illustrierte Weltgeschichte der Archäologie*.— 692 S., München.
- HÖTZL, H., B. REICHERT & T. RÖCKEL (1986): Hydrogeological characteristics of the structural elements.— In: A. MORFIS & H. ZOJER (Hrsg., 1986): *Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus (Greece)*.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **37/38**, 24–28, Graz.
- HÖTZL, H. & H. ZOJER (1986): Hydrochemical studies.— In: A. MORFIS & H. ZOJER (Hrsg., 1986): *Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus (Greece)*.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **37/38**, 65–78, Graz.

- IMPERATORI, L. (1966): Le gisement tyrrhénien de Portarakia dans le Péloponnèse méridional.— *Praktika de l'Acad. d'Athènes*, 40, 315–328.
- KAHLE, H. G., M. V. MÜLLER, A. GEIGER, G. DANUSER, St. MÜLLER, G. VEIS & D. PARADISSIS (1995): The strain fields in the northwestern Greece and the Ionian islands: results inferred from GPS measurements.— *Tectonophysics*, 41–52 (Elsevier).
- KATZENBERGER, D. (1989): Experiment zu Grundlagen der ESR-Datierung von Molluskenschalen.— Sonderveröffentlichungen des Geologischen Institutes der Univ. zu Köln, 72, 71 S.
- KAUFMANN, A. & W. S. BROECKER (1965): Comparison of the Th²³² and C¹⁴ ages for carbonate materials from Lake Labotan and Bonneville.— *J. Geophys. Res.*, 70, 4039–4054.
- KAUFMANN, A., W. S. BROECKER & D. L. THURBER (1972): The status of U-series methods of mollusk dating.— *Geochim.-Cosmochim. Acta*, 35, 1155–1183.
- KELLETTAT, D. (1979): Geomorphologische Studien an den Küsten Kretas.— *Abh. Ak. Wiss. Göttingen*, 32, 1–105.
- KOWALCZYK, G. (1977): Jungquartäre Strandterrassen in SE-Lakonien, Peloponnes.— *Proc. VI Colloq. Geol. Aegean Region*, Vol. I, 435–44, Athens.
- KOWALCZYK, G. & P. WINTER (1979): Neotectonic and structural development of the Southern Peloponnesus.— *Ann. Geol. Pays Hellen.*, Tome hors ser. II, 637–646, Athens.
- KRONBERG, P. & R. GÜNTHER (1977): Patterns and crustal fracturing in the Aegean region.— In: G. KALLERGIS (Hrsg., 1977): *Proceedings of the VI. colloquy on the geology of the Aegean region*, Athens 1977.
- LABOREL, J., P. A. PIRAZZOLI, J. THOMMERET & Y. THOMMERET (1979): Holocene raised shorelines in western Crete (Greece).— *Proc. of the Intern. Symp. "Coastal Evolution in the Quaternary"* (1978, Sao Paolo), 475–501.
- LAMOUREAUX, P. E. & H. IDRIS (1966): *The Exodus, Myth—Legend—History*.— 262 p., Inc. Tuscaloosa, AL, USA (Word Way Press).
- MARIOIAKOS, I. (1975): Thoughts and view points on certain problems of the geology and tectonics of Peloponnesus (Greece).— *Ann. Geol. Pays Hellen.*, Vol. 37, 215–313.
- MARTINSON, D. G., N. G. PISIAS, J. D. HAYS, J. IMBRIE, T. C. JR. MOORE & N. J. SHACKLETON (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy.— *Quaternary Research*, 27, 1–29.
- MAURIN, V. & J. ZÖTL (1960): Karsthydrologische Aufnahmen auf Kephallinia (Ionische Inseln).— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, H. 1, 52 S., Graz.
- MAURIN, V. & J. ZÖTL (1964): Karsthydrologische Untersuchungen im Toten Gebirge.— *Österr. Wasserwirtschaft*, 16, 5/6, 112–123, Wien.
- MAURIN, V. & J. ZÖTL (1965): Salt Water Eneachment in the Low Altitude Karst Water Horizons of the Island of Kephallinia (Ionian Islands).— In: IAEA (Hrsg., 1965): "Hydrology of fractured rocks".— IAEA-Dubrovnik symposium, Oct. 1965, 423–438.
- MILANKOWITZ, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitproblem.— *Acad. Roy. Serbe, Ed. spec.*, 135, 633 S.
- MORFIS, A. & H. ZOJER (Hrsg., 1986): *Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus (Greece)*.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 37/38, 301 p., Graz.
- MOSER, H. & W. RAUERT (1980): *Isotopenmethoden in der Hydrologie*.— *Lehrbuch der Hydrogeologie*, Bd. 8, 400 S., Berlin/Stuttgart (Gebriüder Borntraeger).
- NILSSON, T. (1983): *The Pleistocene, Geology and Life in the Quaternary Ice Age*.— 651 p., Stuttgart (Ferdinand Enke).
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER (1901–09): *Die Alpen im Eiszeitalter*.— Bd. 1–3, 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PIRAZZOLI, P. A., J. AUSSEH-BADIE, P. GIRESE, E. HADJIDAKI & M. ARNOLD (1992): Historical and Environmental Changes at Phalassarna Harbor, West Crete.— *Geoarchaeology*, 7/4, 371–392.
- PISIAS, N. G. & N. J. SHACKLETON (1984): Modelling the global climate response the orbital forcing and atmospheric carbon dioxide changes: a frequency domain approach.— *Nature*, 310, 757–759.
- SCHWARZ, H. & C. YOUNGE (1983): Isotopic composition of Palaeowaters as inferred from speleothem and its fluid inclusions.— *Proceeding Advisor Group Meeting IAEA, Vienna 1980*, 115–131.
- SEBRIER, M. (1977): *Tectonique récente d'une transversale d'arc égéen*.— *Thèse IIIe cycle Sciences*, 75 S., Orsay.

- SHACKLETON, N. J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume, and sea level.— *Quat. Sci. Rev.*, 6, 183–190.
- SHACKLETON, N. J. & N. D. OPDYCKE (1973): Oxygen isotope and palcomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 years and 10^6 year scale.— *Quaternary Research*, 3, 39–55.
- SIMARSKI, I. T. (1996): Constantinople's Volcanic Twilight.— *Aramco World*, 1996, 11/12, 9–13.
- STAUFFER, B. (1993): Ist ein über mehrere Jahrtausende stabiles Klima die Ausnahme?— *Spektrum d. Wiss.*, 11/1993, 16–18.
- STYLIANOU, A. (1986): Hydrotectonic systems.— In: A. MORFIS & H. ZOJER (Hrsg., 1986): *Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus (Greece)*.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 37/38, 28–34, Graz.
- TJIA, H. D., S. FUJII & K. KIGOSHI (1976): Changes of Sea-level in the southern South China Sea area during Quaternary times.— *Sains Malaysiana*, 5, 11–36.
- TJIA, H. D., S. FUJII & A. SUGINURA (1975): Additional dates on raised shorelines in Malaysia and Indonesia.— *Sains Malaysiana*, 4 (2), 69–84.
- WARRICK, R. A., E. M. BARROW & T. M. WIGLEY (Hrsg., 1993): *Climate and sea level change: observations, projections and implications*.— 424 p., Cambridge University Press.
- WESTERMANN (1979): *Westermann Lexikon der Geographie: Thira (Thera, Santorin)*.— Bd., 4, 580–581.
- WOLDSTEDT, P. (1958): *Das Eiszeitalter. Übersicht über das Pleistozän der Apennin-Halbinsel*.— Bd. 2, S. 319, Stuttgart (Ferdinand Enke).
- WOLDSTEDT, P. (1961): *Das Eiszeitalter. Grundlagen einer Geologie des Quartärs*.— Bd. 1, 3. Aufl., 734 S., Stuttgart (Ferdinand Enke).
- ZÖTL, J. (1960/61): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes.— *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, Jg. 1960/61, H. 2, 54–183, Graz.
- ZÖTL, J. (1971): Isotopenmessungen in der Hydrogeographie als Hilfsmittel zur Untersuchung der Klimaschwankungen in der Spät- und Nacheiszeit.— *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, 102, 195–202, Graz.
- ZÖTL, J. (1974): *Karsthydrogeologie*.— 291 S., Wien/New York (Springer).
- ZÖTL, J. (1989): Paleokarst as an important hydrogeological factor.— In: BOSAK, P. (Hrsg., 1989): *Paleokarst a systematik and regional review*.— 483–509, Amsterdam (Elsevier).

Summary and Conclusion

The study of marine beach shore terraces in the eastern Mediterranean requires careful planning and carrying out of the necessary fieldwork, with concentration on the history of terrace development as well as the area of study, the work methods and ancillary knowledge. A brief introduction also requires concentration on the geochronology of the Pleistocene.

Figure 3.1 is a helpful aid for our discussion. The curves of the O-18 values to some degree of different measure, are a better comparison for the epochs with approx. 130 ka. The standard curve in fig. 3.1 is an evaluation of various data projections from N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON (1984) and D. G. MARTINSON et al. (1987). These studies support the previous work of H. SCHWARZ & C. YOUNGE (1983), which provided differentiation between the cold (glacial) and warm (interglacial) time periods, as well as the times of transition between the two (Fig. 3.1/A).

Of significant difficulty was the determination of the age of the U/Th measurements. The work of M. A. GEYH in chapter 5. concentrates specifically on this problem.

In the field, fossilized mollusks were removed from the terraces with jackhammers. Measurements were then made in the laboratory, where GEYH's considerable previous work was of great help because of his empirical experience with the investigation. The measurements thereby derived appear in tab. 5.1. These results supported the thesis that the fieldwork should be conducted at several specific points in the eastern Mediterranean, rather than merely at one point.

The fieldwork began on the north coast of Crete, concentrating on the middle and eastern portions thereof. This area has many heterogenous faults. The beginning of the middle section is dominated by karst topography on the coast. A significant portion of this section was the Bay of Baliou, which had strong submarine springs at approx. 30 meters depth. The circulation of sea water, and fresh water from the hinterland mountains in the form of an estavella shows that the submarine ter-

race was, for a long time, the base level of erosion. The discharge of the strongest well in Crete, Almyros in the Bay of Heraklion, has the same character of circulation between brackish and fresh water, it is clear that this pattern is similar to the behavior of the submarine springs in the bay of Baliou 24 km away. Further along the northern coast, four probes were taken; these probes into the conglomerate of Malia gave an age of 84 ka (Eem Period). In the northeastern part of the coast, a neotectonic subsidence of 2.5 mm/a is thereby calculated.

In contrast to the northern coast, the southeast coast was better suited for the successful taking of samples. Terraces in different heights from 2 up to 40 m above sea level extend for approx. 50 km along this coast. Their different U/Th ages, as later measured, range between 93 and > 336 ka. Further probes were taken in both the south and north ends of the west coast. The most interesting area here was the northwest coast. Here lay the ancient harbor of Falasana, mentioned as a functioning harbor as late as 365 A.D., and which today lies 6.6 m above sea level.

The next region of investigation was the Peloponnese. In contrast to Crete, the younger fault zones of the quaternary tectonic arc here parallel the coasts, and the same is true for the terraces.

From tab. 6.4 we can see that the terraces of the Eem period in the Gulf of Lakonia lay very low (3 m above sea level). The same is true of the terraces of the Mindel-Riss Interglacial (> 230 ka), which also lay only 5 m above sea level. Similar conditions are to be found in the Gulf of Messina, where a terrace from the late Riss Interstadial (139 ka) lies at about 15 m above sea level. From these cases we can see that to use the Tyrrhenian time period to date these terraces does not work.

Severe vertical tectonic faults in the area of the Straits of Corinth, were found in the north of the Peloponnese peninsula. Eem terraces (formerly "Tyrrhenian") were measured at different heights near Corinth. From this we can see that differences in elevation can not be accurately laid to tectonic action. Other age measurements from the probes taken at Kap Ireon (92 ka, ca. 40 m a.s.l.) and Mavra Lithavia (91 ka 5–6 m a.s.l.) in the central area of the Straits of Corinth have been made.

After the work in the Peloponnese, investigations proceeded to the Ionian islands. The first of these was the small island of Zakyntos, on which two measurements were taken. From these measurements it was impossible to make an accurate age estimate, however the age is certainly at the beginning of the Würm Interstadial.

On the island of Kephallinia it was possible to collect samples in the southwest corner of the island, on the peninsula of Palikki. The surprising results of this research were that the ages of the higher-laying terraces in the SW ranged from 180 ka to the Eem age. The Eem terraces were, for the most part, at sea level.

The absence of Würm-Interstadial terraces was very surprising. The first explanation made it clear that the island itself is in the process of tilting to the SW. Contact with experts from the Satellite-Geodysic allowed satellite measurements which proved this theory. Movements of the earth's crust in this way are also suggested by marine topographical maps of the Ionian Sea, which prove that a tectonic fault system exists in this region. This tectonic fault system has the character of a "pull-apart zone".

The conclusions of this geologic work and the dependence of terraces on tectonic factors force one to look back on earlier geologic developments: the rise of the Alps and the retreat of the Tethys Sea, of which the Mediterranean is a remnant. Plate tectonics is much more complicated than has previously been believed.

With the decrease in activity of the Alpine tectonics, and the consequent phenomena, the zone of active tectonic unrest has moved to the S. Therefore, the volcanic phenomena has moved south in the same way, giving the Adriatic coast its current familiar environment of earthquakes – most recently shown by the 1997 Umbria earthquake, and as shown in the island of Santorini, where the Minoan culture suffered from earthquakes in the past. The heavy earthquake on Kephallinia in 1953 is another indication of this activity. The result of the compression between the European and the African plates can be seen to hold Umbria in a state of stress.

The work conducted in the eastern Mediterranean leads to certain unavoidable conclusions. The first of these is that these local phenomena cannot be taken as indications for large coastal areas of the oceans, especially when their own local tectonic history is different from that of the eastern Mediterranean. Another critical point is that terraces cannot be accurately dated from fossil types alone. The final conclusion is that the Mediterranean, like the Atlantic, has experienced shrinking and expansion; however, in the Mediterranean this phenomenon was strongly influenced by tectonic activity, and this is proven by a chain of tectonically altered terraces. The tectonic activity of the

eastern Mediterranean is unique to this region and has influenced the terrace formation and the geologic record of the area; it is not to be compared to coastal areas of the great oceans, which have their own geological history.

Once the movement of the sea level in the Pleistocene became apparent to geologists, a method for measuring and understanding this phenomenon became important. With the alternation between cold and warm periods of the climate, the phenomenon of terrace building (closely connected with the warm climatic periods and the rise of the sea level) is a critical guide to previous climatic conditions. The best-known marine terraces of the warm periods were first investigated in Italy. The warm periods were thus named after locations where terraces were identified and investigated, for example the "Sicilian", "Tyrrhenian", and "Monastirian" terrace systems; these names applied to terraces of certain elevation above sea level. It was not long before geologists realized that this system of organization by elevation alone was not universally applicable; thereafter geologists attempted to organize all marine terraces by the fossil types found in the terraces themselves. The study with which we began shows that neither of these methods for understanding terrace formation are applicable to the eastern Mediterranean. This study shows that determination of age of the fossils in the different terraces is the key which allows an accurate determination of age of the terraces themselves. With the accurate determination of the age of the fossils found in terraces, one can then determine the climatic period in the Pleistocene when these terraces were formed.

The height of the terraces in the eastern Mediterranean is closely connected to neotectonic movement in the area of the terraces. Therefore, the terraces are closely bound both to the climatic epochs and to the tectonic influences in the area.

Within Fig. 7.3 all results of U/Th-age measurements accompany the chronostratigraphic standard curve. The areas of investigation have different signatures. How difficult it is to place them fairly exact into the time-scale of the curve demonstrates the fact that the length of one signature occupies about 2 ka of the time-scale. Nevertheless the inclusion of the signatures into fig. 7.3 demonstrates not only the absence of the signatures of Kephallinia island during the Würm Interstadial. There are other stages without any signatures. This may be interpreted as a time of rapidly changing seawater level, within a time short enough that no terraces could develop.

All these experiences lead to the decision that the chronostratigraphic curve of N. G. PISIAS & N. J. SHACKLETON (1984) and the evaluation of D. G. MARTINSON et al. (1987) are the best frame for the evaluation of our study.

Figure 7.3 shows the change of generally cold resp. warm epochs. The well-known European nomenclature divides the warm and cold epochs. Shortened terms for transitional space times are only proposals contrary to stadials which are part of the epoch.

Dank

Am Beginn des Forschungsprojektes „Strandterrassen und eustatische Meeresspiegelschwankungen im östlichen Mittelmeer“ (1990–1993) standen die gemeinsam mit dem Institut für Allgemeine Geologie und Kartierung des IGME (Athen) durchgeführten Feldarbeiten. Die von diesem Partner eingebrachte Logistik, Kenntnis der Arbeitsbereiche und notwendigen Kartenunterlagen bildeten die Basis einer optimalen Nutzung der beschränkten Arbeitszeit. Mein aufrichtiger Dank hierfür gilt Herrn Direktor Dr. A. MAVRIDIS. Die freundschaftliche Atmosphäre der gemeinsamen Planung führte unter Beiziehung von Dr. A. METTOS zur Festlegung der auf drei Jahre verteilten Feldarbeiten. Deren Durchführung lag in den Händen meines qualifizierten Mitarbeiters Dr. F. RIEPLER, und dem ihm beigestellten griechischen Kollegen Ch. GEORGIU. Von der gewissenhaft und mit Sachkenntnis durchgeführten Feldarbeit konnte ich mich während meines längeren Aufenthaltes auf Kreta und durch einen Kurzbesuch am Peloponnes überzeugen.

Von Anbeginn der Planung bildete die Durchführung einer umfassenden Altersbestimmung von Zeugen zeitgebundener Phänomene den Kern des Forschungsprogrammes.

Die erste Aussprache mit dem Realisten Prof. Dr. M. A. GEYH in Wien bleibt mir in Erinnerung. Das Ausmaß der Schwierigkeiten wurde mir aber erst im Laufe der U/Th-Messungen von Molluskenschalen, die mittels Preßlufthammer aus weitgehend vor dem gegenwärtigen Einfluß der Atmosphäre geschützten Milieu stammten, gewahr. Nur unter Einbeziehung persönlicher Erfahrung an möglichen Einflüssen und neuer Methoden lieferten die Messungen von M. A. GEYH eine bislang nicht erreichte Genauigkeit, die mit der Interpretation neotektonischer Vorgänge im Einklang steht. Dankesworte für diese Bemühungen sind schwer zu formulieren.

Die erst 1995 begonnenen Vorarbeiten für die Publikation der aus den Aufnahmeberichten und den Altern gewonnenen Erkenntnissen fielen mit einer Welle neuer wissenschaftlicher Errungenschaften der Satellitengeodäsie zusammen. Herrn Prof. Dr. H. SÜNKEL schulde ich Dank für die Vermittlung einschlägiger Literatur.

Herzlich danken für die stete Hilfsbereitschaft darf ich dem derzeitigen Vorsitzenden des Österr. Nationalkomitees des IGCP der ÖAW, Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. F. WEBER für die finanzielle Unterstützung der Mitarbeit von Dr. F. RIEPLER und dessen Betreuung der Hilfskräfte zur Fertigstellung der Textabbildungen. Erst die Hilfe von Herrn Prof. F. WEBER sicherte den Abschluß der Arbeiten.

Die Bearbeitung des englischen Textes der Zusammenfassung trägt die Handschrift von Mag. B. ELS.

Eine unerwartete Hilfe war die spontane unentgeltliche Forcierung und Fertigstellung eines computerkompatiblen Manuskriptes durch Herrn Dipl.-Ing. D. BORMANN, für die ich herzlich danke.

Der finanzielle Aufwand für die Aufenthalte in Athen und in den Arbeitsgebieten, sowie für den Transport der Gesteinsproben und eines Teiles der U/Th-Messungen wurden vom Budget der Quartärkommission und der Kommission des IGCP der Österr. Akademie der Wissenschaften getragen. Der Großteil der beträchtlichen Kosten der U/Th-Messungen wurde auf Ansuchen des Unterzeichneten vom Österr. Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) übernommen.

Bei der raschen Entwicklung der erdwissenschaftlichen Forschung trägt die baldige Publikation von Ergebnissen wesentlich zum Informationswert bei. Hiefür bin ich meinem Kollegen Herrn Univ.-Prof. Dr. H. ZOJER und seiner Redaktionsleiterin Frau Mag. M. PROBST zu Dank verpflichtet.

J. G. ZÖTL