

## GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

### Die Ausgrabungen in der Zwergelafantenhöhle „Charkadio“ auf der Insel Tilos (Dodekanes, Griechenland) in den Jahren 1974 und 1975

Von FRIEDRICH BACHMAYER, NIKOLAUS SYMEONIDIS, ROBERT SEEMANN  
und HELMUTH ZAPFE <sup>1)</sup>

mit einem Beitrag von CHRISTOS DOUMAS

(Mit 5 Tafeln, davon 2 Farbtafeln, und 10 Abbildungen)

Manuskript eingelangt am 31. Mai 1976

#### Einleitung

Die ersten wissenschaftlichen Grabungen in der Zwergelafantenhöhle auf der Insel Tilos wurden bereits im April und Juni des Jahres 1972 durchgeführt (SYMEONIDIS 1972). Im Juni 1972 beteiligten sich an den Grabungen in der Höhle von Tilos auch die beiden Mitverfasser BACHMAYER und ZAPFE. Vom JAHRE 1973 an war auch ein Ausgrabungsteam des Wiener Naturhistorischen Museums mittätig. In diesen Jahren wurde versucht, mittels einiger Profile einen Einblick in die Sedimentation und in die in den Höhlenablagerungen vorkommenden fossilen Tierreste zu gewinnen (SYMEONIDIS, BACHMAYER & ZAPFE 1973). Es gelang schon bei diesen informativen Grabungen, einige bedeutende Ergebnisse zu erzielen, so konnten in dem Höhlensediment die Zwergelafanten, *Palaeoloxodon antiquus falconeri* BUSK und *Palaeoloxodon antiquus mnaidriensis* LEITH ADAMS, nachgewiesen werden und weiters ergab eine Radio-Karbon-Datierung, an Zwergelafantenknochen durchgeführt, ein Alter von 4390 Jahren  $\pm$  600 und 7090 Jahren  $\pm$  680.

Erst im Jahre 1974 wurde dann mit systematischen Grabungen begonnen. Im Mai 1974 wurde vorerst eine leistungsstarke, mit einem Benzinmotor betriebene Seilwinde in die Höhle gebracht und installiert. Gleichzeitig wurde der störende Abraum, meist große Steine, aus der Höhle entfernt.

Das zweite Unternehmen wurde im Herbst 1974 (10. September bis 10. Oktober 1974) durchgeführt. Es wurde ein Areal von 4 m mal 5 m abgesteckt

---

<sup>1)</sup> Anschrift der Verfasser: HR Prof. Dr. Friedrich BACHMAYER, Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien I; Prof. Dr. Nikolaus SYMEONIDIS, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität, Bvd. Franklin Roosevelt 46, Athen; Dr. Robert SEEMANN, Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien I; Prof. Dr. H. ZAPFE, Paläontologisches Institut der Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien I.

und diese Fläche schichtweise abgegraben. Alle Funde wurden genau vermessen und in einen Plan eingetragen. Auf Grund dieser sorgfältigen Untersuchungen konnte nicht nur das Vorkommen eines Braunbären durch einen Eckzahn nachgewiesen werden, sondern es konnte die Verteilung und die Lage der Tierreste im Sediment festgehalten und weiters ein sehr mächtiges Profil (etwa 6 m) ergraben werden. Es stellte sich dabei heraus, daß die bei früheren Grabungen vermutete Felssohle in 3,50 m Tiefe nur von großen Versturzböcken gebildet war (SYMEONIDIS, BACHMAYER & ZAPFE, 1973, S. 134). Weitere Grabungen, die für 1976 beabsichtigt sind, sollen diese Frage zu klären versuchen. Obwohl die Arbeiten noch nicht abgeschlossen sind, kann aus den Jahren 1974 und 1975 wieder über einige Ergebnisse berichtet werden. Alle bisherigen Grabungen wurden gemeinsam vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Athen mit dem Naturhistorischen Museum in Wien durchgeführt.

An den Grabungen in der Höhle haben bisher von österreichischer Seite teilgenommen: Prof. Dr. Friedrich BACHMAYER (1972, 1973, 1974 und 1975), Prof. Dr. Helmuth ZAPFE (1972 und 1973), FrI. Christa BACHMAYER (1973), Präparator Erich ISOPF (1973, 1974 und 1975), Alfred TRUMMER (1973 und 1974) und Johann PREIS (1975). Von griechischer Seite: Prof. Dr. Nikolaus SYMEONIDIS (1972, 1973, 1974 und 1975), Prof. Dr. G. MARINOS (1972), Dr. Elias MARIOLAKOS (1972), Spiros LEKKAS (1972, 1973, 1974, 1975), Ass. Georg KALPAKIS (1975), Präparator Eduard GIKAS (1975).

### Beschreibung der Höhle und geologische Verhältnisse

Obwohl die wichtigsten Daten des Fundortes bereits an anderer Stelle mitgeteilt wurden (SYMEONIDIS, 1972; SYMEONIDIS, BACHMAYER & ZAPFE, 1973), seien hier noch folgende Angaben wiederholt: Die Höhle liegt 2,4 km S des Dorfes Megalo Chorion, ca. 120 m über dem Meeresspiegel und ist mit ihrem Portal gegen W geöffnet. Der bis zu 4,5 m hohe, hallenförmige Höhlenraum ist flach gegen NO geneigt und hat eine Ausdehnung von etwa 180 m<sup>2</sup>.

Vor der Höhle befindet sich die neuangelegte halbrunde, mit einer Trockenmauer umgrenzte Halde. Die Steine der Umgrenzung stammen aus der Höhle, ebenso wie der Abraum, der hier aufgeschüttet wurde. Die derzeitige Situation in der Höhle ist aus der Skizze zu entnehmen (Abb. 1). Das Grabungsareal der Jahre 1974 und 1975 (4 × 5 m) ist dort eingezeichnet und die Arbeiten sollen hier 1976 fortgesetzt werden. Das folgend beschriebene Profil wurde hier auf ca. 6,0 m Tiefe abgegraben. Die mächtigen Tropfsteinbildungen (Stalagmiten) der Höhle werden vom mineralogisch-petrographischen Mitautor (SEEMANN) mit der Sinterlage des Profils (s. unten) auch hinsichtlich des Alters in Zusammenhang gebracht.

Die Höhle befindet sich in einem fossilarmen mesozoischen Kalk (Jura). Im Kalkstein sind unterhalb der Höhle mächtige Lagen von rötlichbraunem Radiolarit eingeschaltet. Diese dürften die basalen Schichten des Höhlen-

bodens bilden, da in den tiefsten Lagen des Höhlenprofils Bruchschutt von Radiolarit enthalten ist. Diese Hornsteinschichten sind dicht und dürften wasserstauend gewirkt haben. Sie sind wahrscheinlich auch die Ursache für einen Quellaustritt unterhalb der Höhle. — Das tuffitische Material von erdiger Beschaffenheit, welches die tieferen Teile der Höhle ausfüllt und die fossilen Reste enthält, läßt aufgrund seiner lithologischen und petrographischen Beschaffenheit interessante Schlüsse zu, die im folgenden Abschnitt mitgeteilt werden.

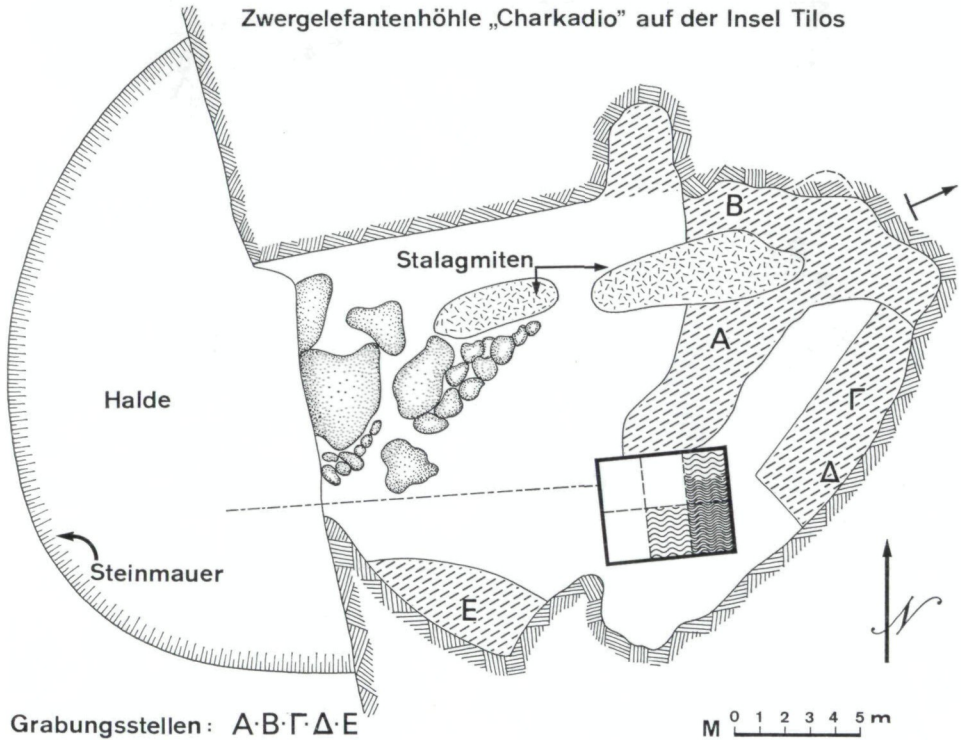


Abb. 1. Grundriß der Höhle „Charkadio“ mit den Grabungsfeldern A–E. Im rechteckigen Feld (4×5 m) wurde das Profil der Abb. 3 (dichte Schraffierung) ausgegraben.

### Petrographische Beschreibung und Auswertung der bisher aufgeschlossenen Höhlensedimente

Die folgend beschriebenen Untersuchungen beruhen auf dem 1975 aufgeschlossenen Profil von 6,00 m Mächtigkeit und den daraus entnommenen 12 Sedimentproben.

Die Insel Tilos, auf der die beschriebene Höhle „Charkadio“ liegt, zählt zur Gruppe der Dodekanes. Sie befindet sich im äußersten Südosten des Kykladen-Bogens, der sich vom Isthmus von Korinth über Santorin bis zum Kleinasiatischen Festland hin erstreckt (Abb. 2). Zusammen mit den Nachbar-

inseln Nisyros, Yali, Kos, Pserimos und Kalymnos liegt Tilos im Einflußgebiet einiger bedeutender Vulkanprovinzen (Abb. 9) und gleichzeitig am SE-Rand der tektonisch sehr aktiven Ägäischen Platte (McKENZIE 1970). Die dabei auftretenden Faktoren Vulkanismus und Meeresspiegelschwankungen sind für die Inselbildung wie auch für die Sedimentation und zusammen mit dem Klima auch für Vegetation und Fauna von großer Bedeutung. Zur Klärung der Zugehörigkeit der fast ausschließlich vulkanischen Komponenten des Höhlensediments zu den in Frage kommenden Vulkanprovinzen, wie auch zur Klärung

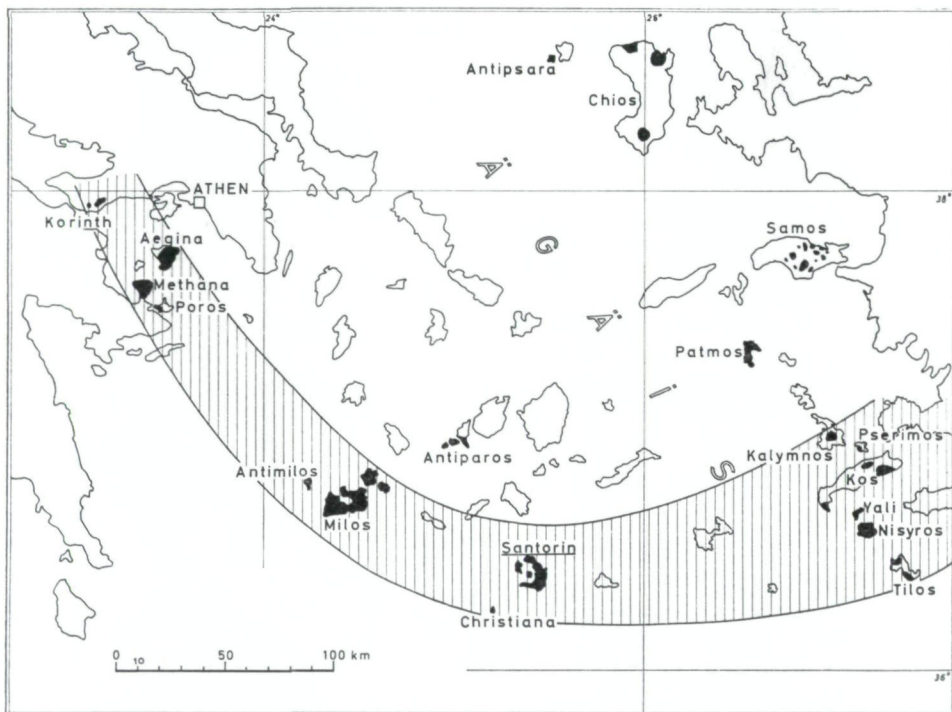


Abb. 2. Verbreitung der jungen Vulkanite (schwarz) im südägäischen Raum (Kykladen-Inselbogen: senkrecht schraffiert) (nach PICHLER, GÜNTHER & KUSSMAUL (1972)).

des Sedimentationsmechanismus und der dabei stattfindenden chemischen und mineralogischen Veränderungen wurden aus dem mitgebrachten Material einige repräsentative Proben aus dem Profil ausgewählt und untersucht.

Wie aus dem Profil (Abb. 3) zu ersehen ist, kann man den Aufschluß in zwei Haupteinheiten unterteilen. Als Grenze ist eine in 3,5 m Tiefe liegende kompakte, ca. 10 cm dicke, durchgehende Sinterdecke (Probe 7) anzusehen. Sie ist genetisch sicher mit der Versinterung in der Eingangshalle in Beziehung zu setzen. Die obere, 3,5 m mächtige Sedimentschicht ist relativ einheitlich und nur wenig geschichtet (hier wurden 6 Proben aus verschiedenen Tiefen genommen). Einzig in etwa 0,5 und 1 m Tiefe treten zwei deutliche Horizonte auf,







in denen weiße, rundliche Konkretionen angereichert sind (Probe 4). Diese oft lößkindlartigen und unter weißer, weicher Oberfläche z. T. auch hellbraun bis gelblichen Gebilde treten aber ebenfalls vereinzelt im übrigen Sediment der oberen Abfolge auf. Nach röntgenographischen Untersuchungen handelt es sich dabei um Dahllit (Karbonatapatit).

Das Sediment selber ist nach makroskopischer Untersuchung als relativ einheitliche, tuffitische, hellbraune, sehr lockere Ablagerung mit diffus eingestreuten Versturzböcken und Verwitterungsschutt von der Höhlendecke anzusehen (Probe 1—6).

Etwas anders ist der Charakter der Sedimentabfolge unter der Sinterdecke. Viel deutlicher können hier ruhige, horizontal gelagerte Schichten erkannt werden. Auf Grund äußerer Merkmale wurde eine Differenzierung in fünf Zonen durchgeführt. Die Probe 8 unter der Sinterdecke ist hellbraun und mittelkörnig. Eingestreut in diese erste Zone sind horizontale Lagen von Versturzmateriel. Probe 9 stammt aus einer hellgraugrünen, relativ feinkörnigen Schicht. Die nächste Lage, aus der Probe 10 genommen wurde, ist wieder durchsetzt mit Schutt und Blockwerk. Das Material ist grünlich bis braun.

Probe 11 ist rötlichbraun, hat eher sandigen Charakter und ist relativ ungestört. An der derzeitigen Profilsohle in 5,70 m Tiefe liegt eine eher dünne, lehmig aussehende, grügelbe Schicht (Probe 12). Der primäre Höhlenboden konnte hier noch nicht erreicht werden. Auf Grund einer deutlichen Konzentrationssteigerung des Jaspisanteiles, der sonst gleichmäßig über das Profil verteilt ist, kann man annehmen, daß die Distanz zum anstehenden Fels, der Jaspis eingelagert hat, nicht mehr groß sein kann.

An den mächtigen fossilführenden Höhlenablagerungen wurden genannte 12 repräsentative Proben ausgewählt und sedimentpetrographisch untersucht. Folgende Methoden wurden dabei angewandt:

1. Korngrößenanalysen
2. Schwer- und Leichtmineralanalysen
3. Chemische Analysen
4. Röntgendiffraktometrische Analysen und Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen
5. Radiokohlenstoff-Altersbestimmungen.

ad 1) Korngrößenanalysen:

Die Bestimmung der Kornfraktionen erfolgte für den Sandanteil (2,0—0,063 mm) durch Siebung, für den Ton- und Siltbereich (0,063—0,002, bzw. unter 0,002 mm) nach der Pipetten-Methode ANDREASENS. Die Verrechnung der so erhaltenen Werte für 14 bis 15 Fraktionsabschnitte ergab zusammen die Kornverteilung. Daraus wurden graphisch und rechnerisch die Parameter: Mittelwert (Md = Median), Sortierungskoeffizient (So) und Schiefekoeffizient (Sk) nach TRASK (1932) ermittelt. Zusätzlich gelangten die CM-Werte nach PASSEGA (1957) sowie die Sand-Silt-Ton-Verhältniszahlen nach MÜLLER (1961) zur Anwendung.

Zur kornmäßigen Klassifizierung der Proben wurden die prozentuellen Werte für Sand, Silt und Ton in das Dreieck (Abb. 4) eingetragen. Den darin enthaltenen Nomenklaturvorschlägen entsprechend sind die vulkanischen Lockersedimente der Charkadio-Höhle in zwei deutlich voneinander abgegrenzte Gruppen zu unterteilen. Die Hauptmenge der Ablagerungen hat eine relativ einheitliche Zusammensetzung und liegt im Feld der mittel- bis stark sandigen Silte. Die zweite Gruppe, die nur von den zwei Proben direkt unter der Sinterschicht vertreten wird, ist als siltiger Sand zu bezeichnen. In beiden Fällen ist der Tongehalt, der höchstens 10% erreicht, gering.

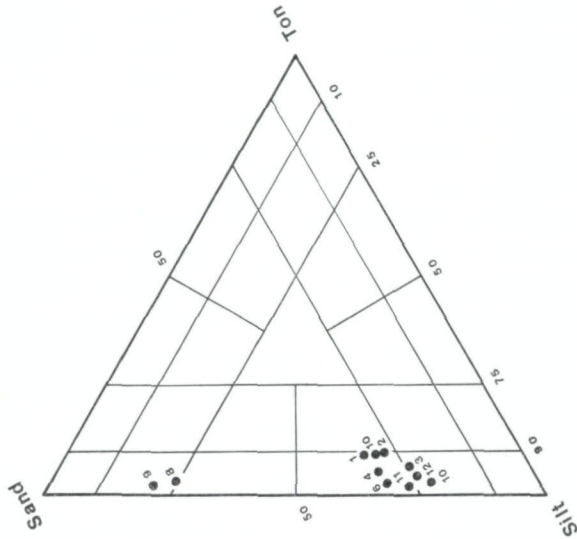


Abb. 4. Korngrößenklassifizierung der Proben im Sand-Silt-Ton-Dreieck (nach MÜLLER (1961)).

Zur Ermittlung des Medianparameters  $Mz$ , der  $Q_1$ - und  $Q_3$ -Werte, sowie der C- und M-Werte, wurde die Kornsummenkurve (Abb. 5) gezeichnet. Auch hier ist die schon aus Abb. 4 erkannte Zweiergruppierung festzustellen. Wieder haben die Proben 8 und 9 einerseits und der Rest der Proben andererseits einen außergewöhnlich ähnlichen, zum Teil fast identen Verlauf. Einzig die Probe 4 bildet ein Zwischenglied, was aber daraus zu erklären ist, daß im Bereich der Korngrößen über 0,063 mm durch die Anwesenheit der Karbonatapatikongregationen eine Verfälschung zu scheinbar größeren Fraktionsanteilen gegeben ist. Der Kurvenverlauf der Probe 4 wäre nach Abzug dieser nicht zum primären Sediment zu zählenden Komponenten sicher ident mit den restlichen Proben. Ähnlich verhält es sich mit den Proben 8 und 9. Hier tritt die Verfälschung des Fraktionsanteiles durch Calcitooide (Sinterperlen) bzw. durch Verkittung von kleineren Körnern zu größeren Aggregaten auf. Trotz dieses Effektes unterscheiden sich die zwei Proben von den restlichen durch eine verhältnismäßig



bessere Sortierung. Wie aus dem flachen bis sehr flachen Kurvenverlauf zu erkennen ist, ist im ganzen gesehen die Sortierung aller Proben, einschließlich von 8 und 9, sehr schlecht. Besser kommt diese Eigenschaft in den hohen bis außerordentlich hohen So- und Sk-Werten in Tab. 1 zum Ausdruck (FÜCHTBAUER (1959)). Das heißt, es sind praktisch alle Korngrößenfraktionen, nur mit unwesentlicher Anreicherung einzelner, an der Sedimentzusammensetzung beteiligt. Der hohe Wert  $So = 11,6$  für die Probe 4 entspricht nach EMERY

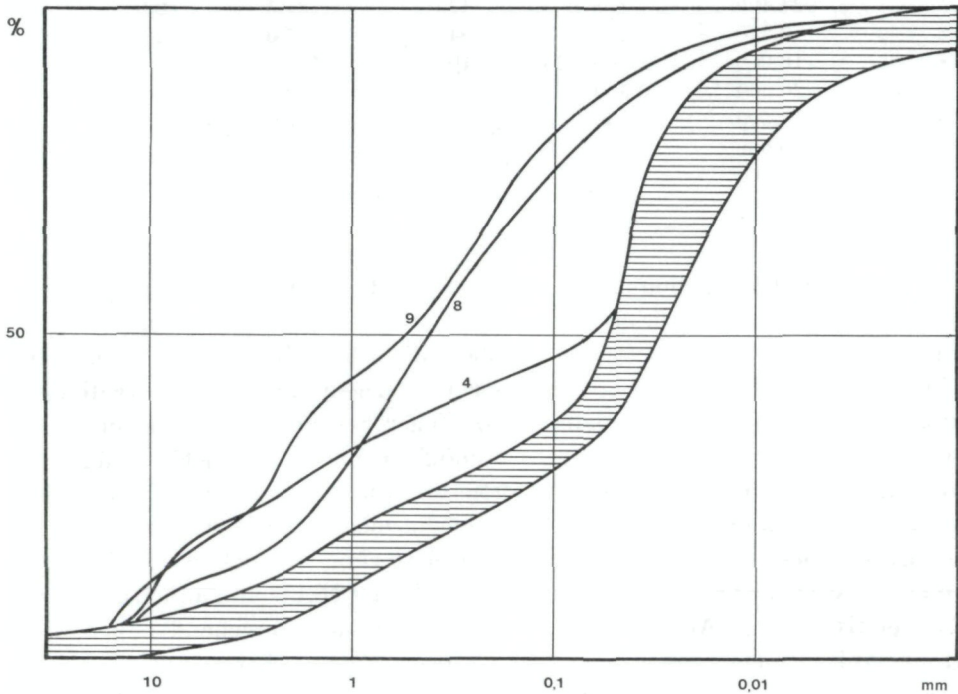


Abb. 5. Kornsummenkurven der sehr schlecht sortierten tuffitischen Lockersedimente. Das schraffierte Feld beinhaltet die nahezu identen Kurven der restlichen Proben.

(1955) z. B. einem typischen Höhlensediment, was mit den hier zu besprechenden Gegebenheiten voll übereinstimmt.

Die Klassifizierung der Sedimente nach ihrem Transportmechanismus in Verbindung mit dem Ablagerungsmilieu ergibt sich aus der Anwendung der CM-Norm (PASSEGA (1957), ROYSE (1968)). Die aus zahlreichen verschiedenen Sedimenten ermittelten charakterisierenden Sedimentationsfelder bilden die dazu erforderliche Vergleichsbasis. In diesem CM-Diagramm (Abb. 6) wird noch einmal die aus den vorhergehenden Diagrammen ersichtliche Gruppierung verdeutlicht. Die Proben 8 und 9 fallen nach BULL (1962 u. 1972) in das Überschneidungsfeld zwischen „Mudflow-deposits“ (Trübestromablagerungen, Turbidite) und durch strömendes Wasser abgelagerte Sedimente. Das bedeutet,

Tabelle 1. Sedimentparameter:  $Q_1$ ,  $Q_2$  (Md),  $Q_3$ , sowie So (Sortierung) und Sk (Schiefe) nach TRASK (1932). C- und M-Werte nach PASSEGA (1957).

Probe	C	$Q_1$	$Q_2$ (Md)M	$Q_3$	So	Sk
1	46.000	490	34,5	12,5	6,3	5,15
2	18.600	283	32,6	14,5	4,4	3,86
3	13.800	182	29,0	12,7	3,8	2,75
4	34.000	2.300	70,0	17,0	11,6	7,98
5	24.400	188	42,0	21,5	2,9	2,29
6	6.370	225	54,0	35,0	2,5	2,70
8	16.000	1.400	410,0	100,0	3,7	0,83
9	20.000	2.800	560,0	150,0	4,3	1,34
10	13.500	450	58,0	27,0	4,1	3,61
11	9.600	380	39,0	17,0	4,7	4,25
12	20.000	270	49,0	27,0	3,1	3,04

daß bei der Sedimentation der Schichten 8 und 9 — oder auch danach — eine geringe Beteiligung, d. h. Sortierung oder Umlagerung durch fließendes Wasser zu verzeichnen war. Die restlichen Proben, die schon eindeutig — bis darüber hinaus — im Feld der Trübestromablagerungen liegen, sind als Höhlensedimente anzusprechen, die nach einmaliger plötzlicher Sedimentation, die eine Sortierung entlang des Transportweges unmöglich machte, bis jetzt weitgehend unverändert blieben. Eine spätere Sortierung durch Umlagerung war in dem sackförmigen Höhlenraum auch nicht leicht möglich. Die Sortierung durch Kornverkleinerung, wie sie bei Bodenverwitterung möglich wäre, fällt hier einerseits wieder durch den schützenden Effekt der Höhle und andererseits durch das relativ geringe Alter der Sedimente aus. Dementsprechend haben diese Höhlenablagerungen einen noch sehr geringen Tonanteil. Zusätzlich wird die Sortierung des Bodenmaterials auch noch durch Versturzmateriale und Verwitterungsschutt von der Höhlendecke verschlechtert.

#### ad 2) Schwer- und Leichtmineralanalysen:

Die überraschende Einheitlichkeit der Sedimente ist auch bezüglich des Mineralbestandes festzustellen. Nur relativ geringe Konzentrationsschwankungen ermöglichen Differenzierungen zwischen den diversen Schichten.

Alle Proben über der Sinterschicht sind weitgehend ident zusammengesetzt, was abermals auf eine einheitliche, einem Ereignis zuzuschreibende Ablagerung hindeutet.

Die Variationsbreite des Mineralbestandes ist nicht sehr groß.

Hauptmenge: Quarz (Fast durchwegs Einsprenglinge saurer vulkanischer Gesteine, meist aus Bimssteinen, wie sie auch in entsprechenden Lagen vor der Höhle zu finden sind. Die Ausbildung ist xenomorph bis splittrig, sehr selten mit Kristallflächen. Der Quarz ist glasklar mit wenig Fremdeinschlüssen,

öfters aber mit blasigen Hohlräumen. Die primäre Oberfläche der Einsprenglinge ist stark korrodiert bzw. angeschmolzen.)

**Feldspat (Plagioklas):** (Fast durchwegs Einsprenglinge intermediärer bis basischer vulkanischer Gesteine, aber auch in Bimssteinen. Die Ausbildung ist hypidiomorph bis idiomorph, z. T. mit Bruchflächen entlang der charakteristischen Spaltflächen. Der Plagioklas ist meist glasklar bis leicht getrübt, oft auch

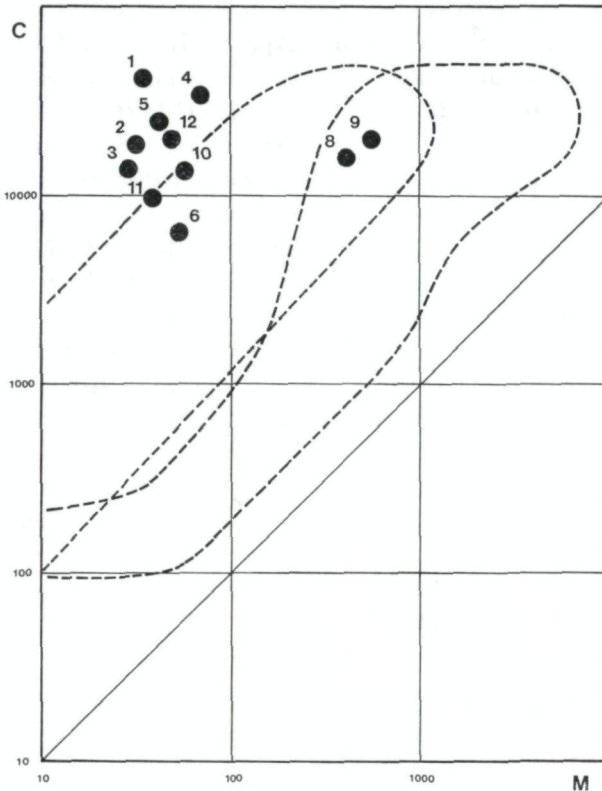


Abb. 6. Darstellung der Höhlensedimente im CM-Diagramm (nach PASSEGA (1957)). Die Proben 8 und 9 liegen als einzige Sedimente im Randgebiet des Feldes mit Ablagerungen mit schwachen Sortierungseffekten durch fließendes Wasser. Die restlichen Proben befinden sich in- und außerhalb des Feldes der Trübestromablagerungen ohne Sortierungseffekt. (Angaben in Mikron).

mit dem irisierenden Farbenspiel der Labradore. Als Einschlüsse treten meist idiomorphe Magnetite auf.)

**Jaspis:** (sedimentärer Herkunft; aus den anstehenden Kalken. Die Ausbildung ist durchwegs splittrig. Die Farbvariationen reichen von weiß, grau, rot, orange, grün bis dunkelbraun.)

**Nebenmenge: Hornblenden und Pyroxene:** (aus intermediären bis basischen Vulkaniten).

Die Ausbildung ist idiomorph bis hypidiomorph. Die Farben variieren von hellgrün bis dunkelgrün und schwarz.

Magnetit: (aus intermediären bis basischen Vulkaniten). Die Ausbildung ist idiomorph (Oktaeder).

In geringen Mengen treten daneben auch noch

Kalifeldspäte, sowie Biotit und Hämatit auf. Der Biotit, meist schon in mehr oder weniger verwitterten Blättchen, stammt aus sauren Bimssteinen, wie sie lokal auch zu finden sind.

Akzessorien: Olivin, Turmalin, Apatit, Rutil, Zirkon, Epidot u. a.

Der Olivin entstammt basischen bis ultrabasischen Vulkaniten, wie sie auch von RAAB & STOFFERS (1975) und PICHLER, GÜNTHER & KUSSMAUL (1972) aus einigen Lagen beschrieben werden. Die restlichen Schwerminerale lassen sich zu einer metamorphen kristallinen Assoziation zusammenfassen. Ihre Herkunft ist in den Metamorphiten des Grundgebirges zu suchen. Zusätzlich zu den Mineralbestandteilen kommen auch noch Gesteinsbruchstücke. In der Hauptmenge dunkelgraue und rötliche, verwitterte basische Vulkanite, sowie helle Bimssteine. Daneben Kalkschutt des anstehenden Gesteins.

In geringen Mengen treten auch metamorphe Grüngesteine, sowie kristalline Schiefer und Gneise aus dem Untergrund auf. In den Proben unter der Sinterdecke liegen die Verhältnisse sehr ähnlich. Nur die Konzentrationen einzelner Komponenten schwanken etwas und erlauben vorsichtige Differenzierungen. So weist die Probe 12 eine deutliche Anreicherung an Biotit und ein gleichzeitiges Zurücktreten des Hornblendeanteiles auf. Ähnliche, aber nicht so ausgeprägte Schwankungen sind in den Proben des oberen Sedimentpaketes zu beobachten, was aber auch auf die leichte Sortierbarkeit und die große Verwitterungsanfälligkeit des Biotits zurückzuführen sein könnte.

Der in den unteren Sedimentlagen ebenfalls zu verzeichnende höhere Gehalt an Jaspis deutet auf die Nähe des anstehenden Kalkes hin. Der Anteil an Hornblenden und Pyroxenen ist im allgemeinen geringer als in den Schichten über der Sinterdecke. Diese Abnahme ist z. T. auch auf den stärkeren Verwitterungseffekt bzw. auf das höhere Alter zurückzuführen. Aus demselben Grund findet man auch kaum mehr vulkanische Gesteinskomponenten, ausgenommen Kristallin- und Kalkkomponenten. Wie in der oberen Schicht treten Magnetit und Hämatit, untergeordnet auch Biotit auf. Alle Bestandteile sind bereits wesentlich stärker oxydiert. Die Akzessorien aus dem kristallinen Untergrund sind etwas stärker angereichert. Die genaue Bestimmung der Schwermineralbestandteile, insbesondere der Feldspäte, Hornblenden und Pyroxene ist in Arbeit. Diese zusätzlichen Analysendaten werden eine wesentliche Erleichterung in der Zuordnung der einzelnen Schichten zu den diversen Vulkancyklen schaffen.

Eine deutliche Abweichung in der Mineralzusammensetzung ist bei den Proben 8 und 9 festzustellen. Wie schon bei der Korngrößenverteilung erwähnt und wie es auch aus dem Chemismus zu erkennen ist, treten in den Fraktionen zwischen 8 und 0,5 mm Calcitooide (Sinterperlen) in größeren Konzentrationen



auf. Vor allem hat die Probe 8 einen sehr hohen Oidgehalt. Der Sinter überzieht dabei die diversen siltig-sandigen Vulkanitkomponenten mit dünnen, konzentrisch geschichteten Lagen. Diese Bildungen, die nur unter Wasser entstehen können, erfordern damit unbedingt feuchteres Klima und eine viel stärkere Vegetation an der Landoberfläche.

Keiner der beiden Faktoren ist heute dort in erforderlichem Ausmaß gegeben. Zusätzlich wird dies auch durch die Tropfsteinbildungen im Höhlenraum und durch die darüberlagernde Sinterdecke dokumentiert. In den Tufflagen

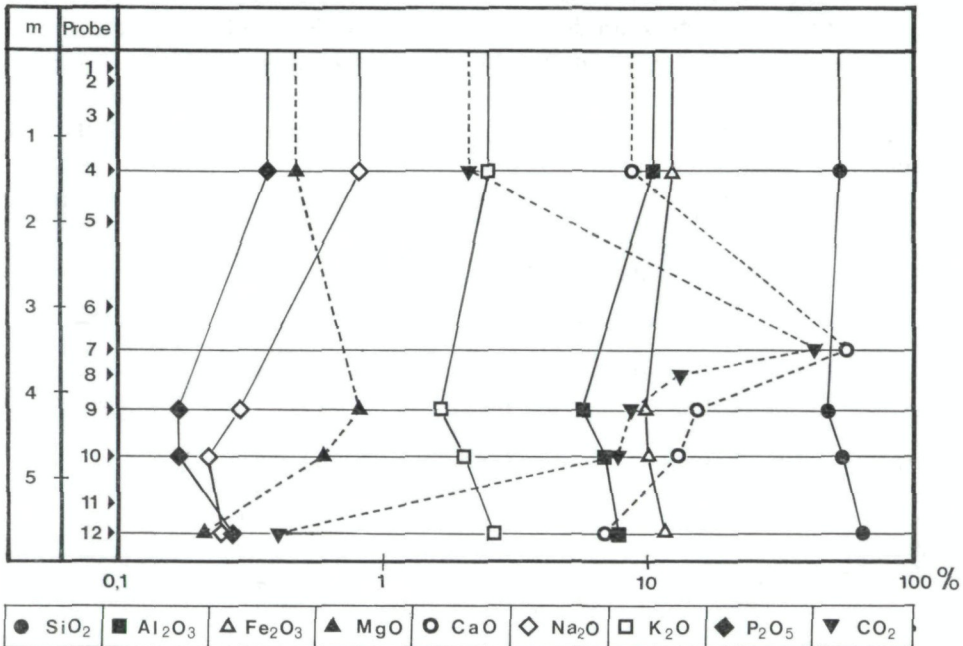


Abb. 7. Konzentrationsänderungen der Hauptelemente im Profil von 0 bis 6 m Tiefe (nach Tab. 2).

unter und vor allem über dieser Zone sind keine Sinterabscheidungen zu registrieren. Das heißt, nach der alten Hauptversinterungsphase in der Höhle war keine neuerliche feucht-warme Klimaphase, kombiniert mit Vegetationszunahme zu verzeichnen. Einzig die zwei mit den Karbonatapatit-Konkretionen durchsetzten Lagen im obersten Profilmeter deuten auf zwei von der Oberfläche kommende Feuchtigkeitsvorstöße im Sediment hin. Die in die Tiefe dringenden Lösungen führten unter anderem Phosphat aus den sich zersetzenden fossilen Knochen mit. Entlang der Lösungsfront reicherte sich Phosphat an und wurde dort durch Calcium ausgefällt. Da keine gleichlaufende Versinterung zu verzeichnen ist und auch aus der Tatsache, daß die Feuchtigkeitsfront nur in geringe Tiefe vorgedrungen ist, kann man nur auf eine kurzfristige, schwache Feuchtigkeits-, aber nicht auf eine markante Vegetationszunahme schließen.

## ad 3) Chemische Analysen:

Zur Charakterisierung der Sedimente wurden aus den zwölf Proben vier repräsentative ausgewählt und davon der Gesamtchemismus bestimmt. Die Analysenwerte sind in der Tabelle 2 zusammengefaßt. Zur besseren Veranschaulichung wurden die Daten sowohl in das Diagramm (Abb. 7), wie auch in die Dreiecksdarstellung (Abb. 8) eingetragen. Aus Abb. 7 können die Konzentrationsschwankungen der einzelnen Elemente im Profil abgelesen werden.

Es sind zwei Elementgruppen zu unterscheiden. Die eine Gruppe beinhaltet jene Elemente, die im Meterbereich 3,5 bis 4,5 deutlich zunehmen (Proben 7 bis 9). Die zweite Gruppe zeigt den umgekehrten Trend. Die Elementkonzentration in den höchsten und tiefsten Schichten sind einander auffallend ähnlich (Probe 1 bis 6 und 11 bis 12). Die erste Gruppe besteht aus den Elementen Ca, Mg und CO<sub>2</sub>. Die Anreicherung ist durch die Versinterung der Zonen 7, 8 und 9 mit entsprechend höherem Calcitgehalt zu erklären. Dementsprechend ist auch die Abnahme der restlichen Elemente zu verstehen. Zieht man das dem im

Tabelle 2. Sediment-Vollanalysen aus der Höhle Charkadio.

	4	9	10	12
SiO <sub>2</sub>	52,2 (61,8)	47,1 (67,7)	54,3 (70,3)	63,7 (68,8)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,1 (12,0)	5,6 ( 8,1)	6,9 ( 8,9)	7,7 ( 8,3)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,1 (14,3)	9,7 (14,0)	10,0 (12,9)	11,5 (12,4)
MgO	0,5 ( 0,6)	0,8 ( 1,2)	0,6 ( 0,8)	0,2 ( 0,2)
CaO	8,5 ( 6,9)	15,1 ( 5,9)	13,0 ( 4,1)	6,9 ( 6,9)
Na <sub>2</sub> O	0,8 ( 0,9)	0,3 ( 0,4)	0,2 ( 0,2)	0,3 ( 0,3)
K <sub>2</sub> O	2,5 ( 3,0)	1,7 ( 2,4)	2,0 ( 2,6)	2,6 ( 2,8)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4 ( 0,5)	0,2 ( 0,3)	0,2 ( 0,2)	0,3 ( 0,3)
CO <sub>2</sub>	2,1 ( — )	8,6 ( — )	7,7 ( — )	0,4 ( — )
H <sub>2</sub> O	10,2 ( — )	10,1 ( — )	4,9 ( — )	6,1 ( — )
	99,4 (100 )	99,1 (100 )	99,8 (100 )	99,7 (100 )

Sediment bestimmbarer CO<sub>2</sub> entsprechende CaCO<sub>3</sub> von der Gesamtanalyse ab und rechnet die Restwerte erneut auf 100%, so erhält man einander sehr ähnliche Analysen, die dann direkt vom vulkanischen Ausgangsgestein abzuleiten sind (entspricht den in Tab. 2 in Klammer gesetzten Analysenwerten). Gut kommt dieser Trend in der Dreiecksdarstellung nach RONOV & KHLBNIKOVA (1957) (Abb. 8) zum Ausdruck. In dieser Graphik wird die verwitterungsbedingte chemische Veränderung eines Sediments bezüglich des Ausgangsgesteins gezeigt. Im Falle einer basischen oder tropischen Verwitterung verlagert sich der Punkt des Sediments, hauptsächlich unter Abnahme von SiO<sub>2</sub> und starker Zunahme von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vom Ursprungsgestein ausgehend im Dreieck nach oben. Im Falle einer sauren bzw. einer Verwitterung im mäßig kalten Klimabereich wandert dieser Punkt hauptsächlich unter

starker Zunahme von  $\text{SiO}_2$  und Abnahme von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  nach unten. Betrachten wir die Analysenpunkte der Höhlensedimente, von denen  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{H}_2\text{O}$  abgezogen wurde, im Vergleich zu denen mit der Ursprungszusammensetzung, so ist dabei erstens die Streuung wesentlich verringert worden — einzig die Probe 4 hat sich etwas distanziert —, zweitens hat sich die Bezugsstrecke zu den Ausgangsgesteinen deutlich verringert. Erst dadurch ist eine

Tabelle 3. Vergleichsanalysen aus dem ägäischen Raum (nach NICHOLLS (1971))

A: Vulkanite der SW-Ägäis; B: Vulkanite der NE-Ägäis.

	Basaltischer		Andesit		Dacit		Rhyodacit		Rhyolit	
	Andesit		Andesit		Dacit		Rhyodacit		Rhyolit	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
$\text{SiO}_2$	54,8	55,3	58,9	59,2	63,2	63,3	69,7	69,5	74,9	74,9
$\text{TiO}_2$	0,8	0,9	0,7	0,8	0,6	0,6	0,5	0,5	0,2	0,1
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,4	16,6	17,1	16,9	16,1	16,5	15,1	15,0	13,1	14,0
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,7	2,5	3,2	2,8	3,4	2,6	1,1	1,2	0,7	0,5
$\text{FeO}$	3,5	4,3	3,4	3,3	2,0	2,7	1,8	1,9	0,8	0,9
$\text{MnO}$	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
$\text{MgO}$	5,0	5,8	3,4	3,3	2,4	2,2	1,1	0,9	0,5	0,2
$\text{CaO}$	9,9	7,9	7,6	6,5	6,4	5,1	4,0	2,8	2,0	1,1
$\text{Na}_2\text{O}$	3,1	3,3	3,5	3,6	3,6	3,6	3,4	3,3	3,9	3,5
$\text{K}_2\text{O}$	1,5	2,9	1,9	3,2	2,1	3,1	3,1	4,7	3,7	4,5
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

gute Zuordnung zu den Ausgangsgesteinen möglich geworden. Unter Berücksichtigung der gleichmäßigen  $\text{SiO}_2$ -Zunahme, einerseits durch Verwitterung des Sediments selbst und andererseits durch Jaspisanreicherung aus den umgebenden Kalkgesteinen, kann der chemische Trend der Ablagerungen ermittelt werden. Dementsprechend sollte je nach dem Alter der Schicht der Analysenpunkt immer mehr in Richtung der „SK-Ecke“ wandern. Diese Entwicklung wird durch die Lage der jüngeren Probe 4 auf der Strecke zwischen den Vulkaniten und den älteren Proben 9, 10 und 12 bestätigt. Verlängert man diese Verwitterungsrichtung, zeitlich gesehen nach hinten, graphisch gesehen in der Dreiecksdarstellung nach oben, so gelangt man in den Bereich der Andesite und Dacite. Beachtet man auch die Tatsache, daß in einem Sediment mit Ca-Überangebot der Ca-Gehalt des Ausgangsmaterials sicherlich nicht stark abnehmen wird, so kann man, wenn man mit Vulkanitanalysen aus dem Ägäischen Raum vergleicht (siehe Tab. 3), die CaO-Werte der Ablagerungen mit 4,1 bis 6,9% am ehesten bei den Andesiten und Daciten mit CaO-Werten zwischen 5,1 und 7,6 einreihen. Zum Vergleich liegen die Werte bei den basaltischen Andesiten mit 7,9–9,9% sicher zu hoch, die Werte aber bei den Rhyodaciten und Rhyoliten mit 1,1 bis 4,0% zu niedrig.

Da im Inselbereich und Umgebung zusätzlich zu den diversen mehr oder weniger basischen Andesiten auch saure bis extrem saure Bimssteine auftreten, muß der im Höhlensediment zu erwartende Mischeffekt zwischen den Ausgangsvulkaniten berücksichtigt werden. So kann zum Beispiel ein andesitisch zusammengesetztes Sediment eine Mischung aus basaltischen Andesiten und Rhyoliten darstellen. Diesbezügliche Aufschlüsse können nur in detailierten Schwer- und Leichtmineralanalysen erwartet werden.

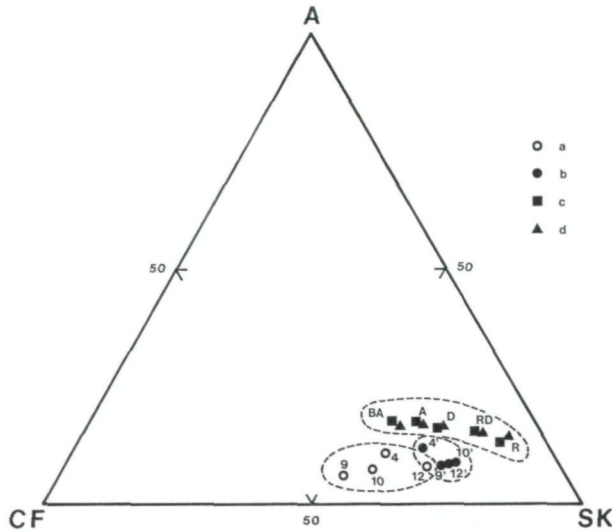


Abb. 8. Chemische Zusammensetzung der tuffitischen Höhlensedimente im Vergleich zu den Vulkanittypen des ägäischen Raumes (nach Tab. 2 und 3). Dreiecksdarstellung unter Berücksichtigung der Verwitterungsabläufe; nach RONOV & KHLBNIKOVA (1957). a: Höhlensediment; b: Höhlensediment abzüglich sekundärem  $\text{CaCO}_3$ ; c: Vulkanite der SW-Ägäis; d: Vulkanite der NE-Ägäis; BA = basaltische Andesite; A = Andesite; D = Dacite; RD = Rhyodacite; R = Rhyolite.

Dreieckspunkte: A =  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ ; SK =  $\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ ; CF =  $\text{CaO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{SO}_3$ .

Nach dem Verwitterungstrend der Sedimente in der Dreiecksdarstellung (Abb. 8) ergibt sich eher eine Umsetzung im saurem Milieu bei kaltem bis gemäßigttem Klima.

#### ad 4) Röntgendiffraktometrische Analysen und Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen

Zur Mineralphasenbestimmung wurden sowohl Röntgendiffraktometer als auch Röntgenpulvercamera verwendet. Folgende Mineralphasen konnten in den Sedimenten identifiziert werden:

Quarz

Feldspat (Plagioklas)



Calcit

Dahllit (Karbonatapatit:  $3 \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 2 \text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ )

Diopsid

Tremolit

Olivin (Forsterit)

Biotit

Tonminerale: Chlorit

Illit

Montmorillonit

Kaolinit

Unter den röntgenographisch feststellbaren Mineralien sind Quarz, Calcit und Feldspat die Hauptmenge. In der Probe 4 tritt auch der dort angeereicherte kryptokristalline Dahllit in den Vordergrund. In geringen Mengen, meist in Form bernsteinfarbiger weicher Körner, tritt dieses Mineral auch in Lagen unter der Sinterdecke auf. Aus den dunklen Anteilen der Schwerminerale wurde Magnetit, Hämatit und deren Verwitterungsprodukt Goethit registriert. Unter den silikatischen Mineralien konnte Diopsid, Tremolit und Olivin festgestellt werden. Die korrodierten rundlichen Olivinkörner zeichnen sich durch eine hellgelbe bis fast farblose Farbe aus, die auf sehr geringen Eisengehalt hindeutet (Forsterit). Der z. T. schon stark verwitterte Biotit, vorallem in den tieferen Schichten, zeigte nur mehr undeutliche Reflexe. In der Tonmineralfraktion konnte neben der Hauptmenge Chlorit, Illit und Montmorillonit auch Kaolinit nachgewiesen werden. Dabei sind viele der Tonminerale, im speziellen der Chlorit und Illit, auf zersetzte Kristallinkomponenten zurückzuführen.

Mittels Mikrosondenanalysen konnte die chemische Zusammensetzung einiger Mineralkomponenten bestimmt werden. Die Feldspäte aus der oberen Schichte (Probe 4) sind in zwei Gruppen, in eine mit Oligoklaszusammensetzung (Durchschnitt: Ab: 60, An: 35, Or: 5) und eine mit Labradorzusammensetzung (Durchschnitt: Ab: 30, An: 67, Or: 3) einzuteilen. Die Oligoklase stammen aus sauren, rhyodacitischen bis rhyolitischen Bimssteinen, die Labradore stammen aus basischen, meist andesitischen Laven. Akzessorisch tritt auch Alkalifeldspat auf.

Die eisenarmen Olivine setzen sich aus ca. 70—80% Forsterit- und ca. 20—30% Fayalitanteil zusammen. Ein entsprechender olivinführender andesitischer Vulkanismus wird auf der benachbarten Insel Nisiros beschrieben (PARASKEVOPOULOS (1956)).

Die Magnetite haben mit ca. 4%  $\text{TiO}_2$  einen etwas erhöhten Titangehalt. Diese Komponenten stammen ebenfalls größtenteils aus Andesiten.

Weitere Analysen, auch von anderen Mineralien und aus anderen Schichten, sind in Arbeit. (Die Mikrosondenanalysen wurden in dankenswerter Weise von Dr. A. KRACHER am Naturhist. Museum in Wien durchgeführt.)

## ad 5) Radiokohlenstoff-Altersbestimmungen

Da eine petrographische oder chemische Gliederung des über die ganze Profillänge nahezu ident zusammengesetzten Höhlensediments und dessen Zuordnung zu den diversen möglichen Vulkanprovinzen und Einflußsphären (Abb. 10) kaum möglich war, mußte diese Unterteilung auf chronologischem Weg mit Hilfe von absoluten Altersbestimmungen an den eingelagerten Fossilresten und Höhlensintern durchgeführt werden. Die Bestimmungen wurden uns in dankenswerter Weise vom  $^{14}\text{C}$ - und  $^3\text{H}$ -Laboratorium des Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, von Prof. Dr. M. A. GEYH durchgeführt. Zusammen mit den Radiokohlenstoffbestimmungen, die schon von SYMEONIDIS, BACHMAYER & ZAPFE (1973) behandelt wurden, sind bisher folgende Proben untersucht worden:

Proben Nr.	Probe	Profiltiefe	Alter (a BP)
Hv 5378	Tropfstein (Stalaktit ?; lose im Sediment)	0–1 m	10370 ± 115
Hv 5379	Knochenrest (Zwergelefant)	0–1 m	7090 ± 690
Hv 5376	Knochenrest (Zwergelefant)	3,50 m	4390 ± 600
Hv 7097	Tropfstein (Stalaktit, auf Unterseite von Versturzblock; lose im Sediment)	2–3 m	30200 ± 585
Hv 7098	Tropfstein (Stalaktit, auf Unterseite von Versturzblock; lose im Sediment)	2–3 m	880 37200 ± 790
Hv 7099	Sinterdecke (anstehend)	3,50–3,60 m	3120 44900 ± 2240

Nach diesen bisherigen Altersbestimmungen liegt die Hauptversinterungsphase in einem Zeitraum zwischen ca. 45.000 bis ca. 30.000 Jahren. In dieser Periode entstand die Sinterdecke, die die ältere Sedimentationsfolge (unter 3,60 m) abschloß, und die mächtigen Tropfsteingebilde und Wandversinterungen, die durch das jüngere Sedimentpaket bis über den jetzigen Höhlenboden hinausragen.

Zur Bestätigung, daß die Hauptversinterungsphase tatsächlich in dem vorher angegebenen Zeitabschnitt liegt, muß durch weitere Proben, vor allem von anstehendem Material, belegt werden. Die beiden Tropfsteine Hv 7097 und Hv 7098 stammen von der Unterseite eines großen Versturzblockes, der von der Decke ins Sediment fiel. Dementsprechend handelt es sich dabei um Stalaktiten. Da die Proben vollständig in jüngere Sedimente eingebettet sind, könnte hier der Hartwassereffekt eine Verfälschung des Alters bis zu 3.500 Jahre erwirken.

Die Oberseite des großen Versturzblockes ist von keiner neuerlichen Sinterschicht überzogen, bzw. von keinen jüngeren Stalagmiten besetzt. Das heißt, daß die Versturzphase erst nach der Hauptsinterperiode, aber noch während der Sedimentation des oberen Schichtpaketes stattgefunden hat, zu

einer Zeit, in der keine neuerliche größere Versinterung oder Fortsetzung der alten zu registrieren war. Unbedeutende jüngere Kalkabscheidungen sind in engräumigen kluftartigen Nebenstrecken der Höhle zu beobachten. Ob das Alter dieser Formation mit dem des einen losen Sinterstückes, das nahe der Oberfläche gefunden wurde, zu vergleichen ist, wird eine neuerliche Probenahme und Altersbestimmung zeigen. Ebenso wird sich herausstellen, ob dieses Alter mit ca. 10.000 Jahren durch junge Wässer verfälscht wurde oder nicht.

Das Maximalalter der Ablagerung der oberen Sedimentfolge wird durch Alter zweier Knochenreste und eines Sinterbruchstückes festgelegt. Entsprechend kommt hier ein Zeitraum von ca. 4.000—10.000 Jahren in Frage. Daß dabei die Probe mit dem jüngeren Alter tiefer unten liegt als die mit dem höheren Alter, ist entweder auf eine Art Deltaschichtung des Sediments bei der Auffüllung des Höhlenraumes zurückzuführen oder auf eine Mischung des Sediments vor der Auffüllung, sodaß die Höhle nur als sekundärer Sedimentationsraum anzusehen wäre. Eine Verfälschung der Altersdaten der Knochen ist eher auszuschließen, da das Material noch sehr gut erhalten war und noch hinreichend viel Fett und Kollagen enthielt. Die Lage des jungen Tropfsteins mit ca. 10.000 Jahren knapp unter der Oberfläche könnte auf menschlichen Einfluß zurückzuführen sein.

### Diskussion der sedimentpetrographischen Daten

Wie die bisherigen Untersuchungen ergaben, handelt es sich bei den derzeit bis zu 6 m mächtigen, hellbraunen, tuffitischen Lockersedimenten der Charkadio-Höhle um durchgehend sehr einheitlich zusammengesetzte Ablagerungen. Unter Berücksichtigung der sedimentpetrographischen und chemischen Ergebnisse und vor allem mit Anwendung der  $^{14}\text{C}$ -Altersdaten ergibt sich folgendes vorläufiges Höhlenbildungs- und Ablagerungsmodell: Im Mittel- bis Jungpleistozän wird unter feuchterem Klima das primäre Höhlensystem im Grundwasserniveau gebildet. Nahezu gleichzeitig mit der Bildung wird das System mit den ersten Sedimenten zum Teil gefüllt. Es handelt sich dabei um Lösungsrückstände der anstehenden Kalke und um mittransportiertes Material aus dem Hinterland. Tilos und alle benachbarten Inseln waren damals wahrscheinlich noch untereinander und mit dem Festland verbunden (MEULENKAMP & al. 1972). Ein Aufschluß über diese Sedimente liegt noch nicht vor, da die Grabungen noch nicht so weit fortgeschritten sind. Am ehesten wäre noch die Probe 12 mit den angereicherten Jaspisen zu den Primärsedimenten zu zählen.

Das folgende Sedimentpaket (Probe 12—8), das entsprechend der überlagernden Sinterschichte älter als ca. 45.000 Jahre ist, ist einer längerwährenden vulkanischen Epoche zuzuschreiben. Da die geringermächtigen Ablagerungen horizontal erfolgten und zwischen einzelnen Schichten auch Versturzhorizonte

auftreten, handelt es sich dabei um eine ruhigere Sedimentationsperiode mit deutlichen Unterbrechungen.

Diese Abfolge ist am ehesten mit den mächtigen, vermutlich mittel- bis jungpleistozänen „Plateau-Tuffen“, die auch auf benachbarten Inseln und in angrenzenden Gebieten der Westtürkei auftreten, in Beziehung zu setzen (KELLER (1969)) und (BESENECKER & OTTE (1972)).

Sekundäre Kalkabscheidungen fehlen in den untersten Schichten fast vollständig. Auch der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Proben geht — für Kalkhöhlensedimente untypisch — sehr stark zurück (Abb. 7), was mit Unterstützung der Korngrößenanalysen darauf schließen läßt, daß die Ablagerung mit wenig Wasser und ohne wesentliche Sortierung erfolgte. Erst in den oberen Schichten (Probe 8 und 9) der älteren Schichtabfolge sind Auswirkungen von etwas fließendem bzw. stehendem Wasser zu erkennen. Erstens ist eine gewisse, wenn auch nur schwache Sortierung des Sediments, zweitens auch eine in Richtung der Sinterschicht immer stärkere Anreicherung von Sinterperlen festzustellen. Dies spiegelt sich auch im steigenden Gehalt an — sekundärem Kalk entsprechenden — CO<sub>2</sub> wider. Im Stadium der Sinterperlenbildung muß der damalige Höhlenboden stark mit Feuchtigkeit durchsetzt, bzw. mit etwas Wasser bedeckt gewesen sein. Zu diesem Zeitpunkt muß eine klimatische Veränderung stattgefunden haben, die eine immer stärker werdende Versinterung ermöglicht hat. Daß die Karbonatanreicherung in den Sedimenten nicht bis zu den tiefsten Schichten gereicht hat, ist damit zu erklären, daß der sekundäre Kalk quantitativ in den oberen Schichten bzw. an der Sedimentoberfläche abgegeben wurde, sodaß nur kalkfreie Wässer bis in die Tiefe dringen konnten. Die Entwicklung gipfelte in der Ausbildung der mit ca. 45.000 Jahren datierten bodenbedeckenden Sinterschicht, bzw. den darauf aufbauenden mächtigen Tropfsteingebilden, die mit ca. 37.000 bzw. 30.000 Jahren datiert wurden. Nach M. A. GEYH fällt diese Wachstumsperiode in das für Sinterbildung günstige Denekamp- und Hengelo-Interstadial.

Calcitablagerungen im beschriebenen Ausmaß sind nur in von der Außenwelt weitgehend abgeschlossenen Höhlenräumen, die andere, bzw. annähernd — von der Oberfläche unabhängige — PT-Bedingungen haben, möglich. Daher muß die damalige Höhlensituation deutlich anders gewesen sein als heute. Heute beherrscht das Außenklima fast vollständig den Höhlenraum. Zur Zeit der Tropfsteinbildung muß diese Halle als Teil eines vielleicht viel größeren Höhlensystems von der Oberfläche abgeschlossen gewesen sein.

Nach Ende der Hauptversinterungsphase muß eine längere Sedimentationspause eingetreten sein. Ob das Ende durch Änderung der klimatischen Bedingungen oder durch die Öffnung, bzw. Zerstörung des Höhlensystems stattgefunden hat, konnte bisher nicht festgestellt werden. Heute herrschen auf Tilos jedenfalls Bedingungen, die für Tropfsteinbildungen ungünstig sind. Belegt durch <sup>14</sup>C-Daten an zwei fossilen Knochenresten und an einem Sinterstück, setzte die Sedimentation der oberen Lage erst vor ca. 10.000



Jahren ein. Auf Grund der Anordnung der datierten Proben liegt entweder eine Deltaschichtung oder eine Auffüllung erst nach vorhergehender Durchmischung an anderer Stelle vor. Nach sedimentpetrographischen Daten erfolgte die Ablagerung sehr schnell und ohne Sortierung. Wasser spielte dabei keine wesentliche Rolle, was erstens im Fehlen weiterer Versinterungen und zweitens auf Grund der sehr geringen Verwitterung der Mineralkomponenten des Sediments festzustellen war.

Einzig die zwei Karbonatapatitkongretionshorizonte deuten auf schwache Durchfeuchtung des Bodens hin. Im Zeitraum der Ablagerung der oberen Sedimentabfolge muß auch die Abtrennung der heutigen Inseln vom Festland stattgefunden haben. Damit vielleicht in Zusammenhang stehend sind im obersten Teil der Sedimentabfolge geringe marine Beeinflussungen zu beobachten (Foraminiferen, marine Schnecken und Muscheln). Im Gegensatz dazu zeigen die unteren Lagen diesen Einfluß nicht. Wie weit hier die in diesem Bereich heftig diskutierten starken Hebungen und Senkungen der Inseln oder die durch submarine Eruptionen ausgelösten Flutwellen (Tsunamis) verantwortlich sind (KELLER & NINKOVICH (1972)), wird noch zu klären sein. Diese Hebungen und Senkungen, die relative Meeresspiegelschwankungen in größerem Ausmaß hervorrufen, werden mit der auch noch rezent sehr aktiven Plattentektonik und der damit gleichlaufenden gesteigerten vulkanischen Tätigkeit im ägäischen Raum erklärt. Eine nachgewiesene von NE her geführte Aufschiebung der ägäischen auf die gegenläufige afrikanische Platte würde eine starke Hebung des Südrandes der ägäischen Platte, auf der sich auch Tilos befindet, zur Folge haben (McKENZIE (1970), NICHOLLS (1970)). Entsprechend könnte der heutige große Niveauunterschied zwischen der marin beeinflussten Sedimentoberschichte in der Höhle und dem rezenten Meeresspiegel erklärt werden. Ähnliche Beobachtungen bezüglich subrezenter Meeresspiegelschwankungen von 170 bis 200 m machten auch BESENECKER & OTTE (1972), MEULENKAMP & al. (1972) und BOND (1976) auf benachbarten Inseln in der Ostägäis.

Im Chemismus unterscheiden sich die Sedimente nur sehr wenig. Die Proben der unteren Lage haben einen etwas höheren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt als die der oberen Lage, was aber sicher auch auf stärkere Verwitterung und damit verbundener Anreicherung an  $\text{SiO}_2$  zurückzuführen ist. Formal gesehen entspricht der Chemismus des Sediments einem dacitisch bis rhyodacitischen Ausgangsmaterial. Die Proben aus dem oberen Sedimentpaket sind etwas kieselsäureärmer; sie liegen dem andesitisch-dacitischen Ausgangsmaterial näher.

Nach KELLER & NINKOVICH (1972) kommen als Einzugsgebiete der tuffitischen Sedimente nicht nur die Vulkanprovinzen der W-Türkei—O-Ägäis und der SW-Ägäis in Frage, sondern auch die altersmäßig festgelegten Ausbrüche von Ischia (24.000 a) und Santorin (17.000 a bzw. 3.500 a). (Abb. 9).

Wie weit hier die diversen Vulkanausbrüche Einfluß auf Chemismus und Mineralbestand des Höhlensediments genommen haben, wird erst durch weitere

detaillierte Mineral- und Gesteinskomponentenanalysen, wie auch durch entsprechende Untersuchungen an Vergleichsmaterialien zu klären sein.

### Die Paläontologischen Funde

Die Grabungen im Jahr 1974 und das 1975 ergrabene Profil (Abb. 3) haben wieder ein beträchtliches paläontologisches Fundmaterial geliefert. Zunächst waren es wieder Knochen und Zähne der Zwergelofanten (*Palaeoloxodon antiquus mnaidriensis* LEITH ADAMS und *P. antiquus falconeri* BUSK), die aus verschiedenen Tiefen der Grabungsfelder Γ und E geborgen wurden

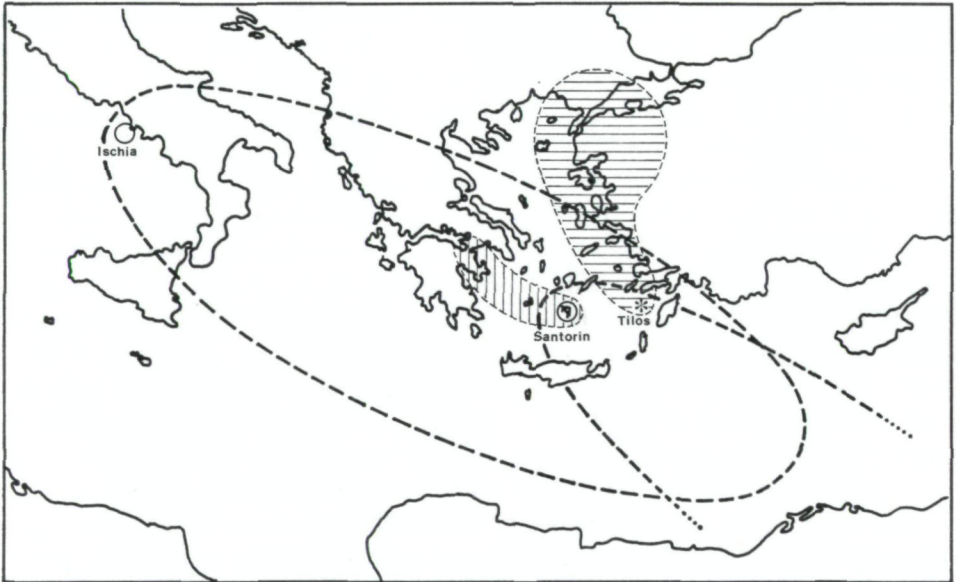


Abb. 9. Junge ägäische Vulkanprovinzen (vertikal schraffiert: südwestägäische-; horizontal schraffiert- nordost- und südostägäische Vulkanprovinz.) Bisher nachgewiesenes Verbreitungsgebiet der Ischia-Tephra (~24000 a) und der Santorin-Tephra (~3500 a) (nach KELLER & NINKOVICH (1972)).

(Abb. 1). Eine interessante Verteilung der Funde zeigte aber das oben beschriebene Profil von 6,0 m Höhlensediment (Abb. 3). Dieses, durch eine Sinterschicht (ca. 0,1 m) in zwei petrographisch verschiedene Abschnitte geteilt, ergab das Vorkommen von Zwergelofanten bis zu einer Tiefe von etwa 4 m. In der vertikalen Verteilung ist deutlich das Vorherrschen größerer Knochen bzw. Zähne (Stoßzähne!) vom Typus *P. a. mnaidriensis* in den tiefen Lagen (2,70–4,00 m) und vom kleineren *P. a. falconeri* in den höheren Lagen des Tuffsedimentes (0–2,70 m) zu erkennen. Als Begleiter der Zwergelofanten fanden sich Reste, meist Knochen, von *Testudo marginata*. Im basalen Abschnitt des Profiles (4,00–5,70 m) wurden bisher keine Zwergelofanten, hin-

gegen ziemlich zahlreiche Knochen und Zähne von Hirschen gefunden. Diese Cerviden, von denen leider keine bestimmbar Geweihreste vorliegen, erfordern eine nähere Erörterung.

Von besonderem Interesse sind die durch Kalkinkrustation erhaltenen Reste von Myriopoden, in 5,30 m Tiefe, deren Beschreibung weiter unten folgt.

Von den Cervidenresten wird hier zunächst eine Übersicht des Materials gegeben, wobei die Bezeichnungen C I und C II Cervide I bzw. II bedeuten, was weiter unten erläutert wird:

#### Übersicht der Cervidenreste

3 Phalanx I	(C I)
2 Phalanx II	(C I)
2 Phalanx III	(C I)
4 Phalanx I	(C II)
8 Phalanx II	(C II)
1 Phalanx III	(C II)
2 Epiphysen von Phalanx I	(C I)
4 Phalanx III	(C II ?)
Calcaneus sin. juv. ohne prox. Epiphyse	(C I)
2 Centrale tarsi sin.	(C I)
1 Astragalus dext.	(C I)
Astragalus sin.	(C II)
Astragalus dext.	(C II)
Astragalus dext.	(C I)
Astragalus sin.	(C II)
Calcaneus sin.	(C I)
2 Radiale dext.	(C I)
Carpale III dext.	(C I)
Pisiforme dext.	(C I)
Ulnare sin.	(C I)
2 Sesambeine	(C I)
Metatarsale dext. Diaphyse	(C II)
Metatarsale dext. Diaphyse ohne distales Ende	(C II)
Metatarsale sin. Diaphyse	(C II)
Metacarpale sin. Diaphyse dist. Stücke	(C II)
Metatarsale dext. Diaphyse	(C II)
2 Metatarsale dext.	(C II)
Metacarpale dext.	(C II)
2 Tibia dext. Diaphyse	(C II)
Os malleolare	(C I)
Femur sin. distale Epiphyse	(C II)
Femur dext. distale Epiphyse	(C II)
Femur sin. dist. Endstück Epiph. Fragment	(C I)
Femur dext. prox. Diaphyse Fragment	(C II)
Femur dext. Diaphyse	(C II)
Femur sin. prox. Hälfte	(C I)
Radius dext. Diaphyse juv.	(C II)
Radius sin. dist. Diaph. Fragment	(C II)
Humerus, distales Endstück	(C I)
Humerus dext. Diaphyse	(C II)

Humerus sin. Diaphyse	(C II)
Humerus dext. Diaphyse	(C II)
Humerus dext. prox. Diaph. Fragment	(C II)
Humerus sin. prox. Diaph. Fragment	(C II)
Humerus dext.	(C II)
Humerus sin. Diaph. Fragment	(C II)
Humerus dext. Diaph. Fragment distal, frühjuv.	(C II)
Humerus sin. proximales Endstück	(C I)
Scapula sin. beschädigt	(C I)
2 Scapula dext. beschädigt	(C II)
Atlas, beschädigt	(C I)
Atlas, Fragment	(C I)
Halswirbel (6.) beschädigt	(C II)
Halswirbel (4. oder 5.) beschädigt	(C II)
Halswirbel (4. oder 5.)	(C I)
Epistropheus, craniales Fragment	(C I)
Epistroph. Fragment	(C I)
Brustwirbel (vorderer)	(C II)
Brustwirbel (1.) Fragment	(C I)
Brustwirbel, Centrum	(C I)
Brustwirbel (2.)	(C I)
Brustwirbel (hinterer)	(C I)
Lumbalwirbel, Centrum	(C I)
Os sacrum, craniales Fragment	(C I)
Rippe vollst.	(C I)
Rippe prox. Fragment	(C I)
Stück vom Geweih	(C I ?)
Geweih-Rose	(C I oder C II ?)
2 Stücke vom Geweih	(C I oder C II ?)
Fragmente des rechten und linken Frontale mit Basis des Rosenstockes	(C II)
Unterkieferbruchstück Ramus-Fragment sin.	(C I)
Unterkiefer dext. Corpus ohne Zähne	(C II)
M <sub>3</sub> dext. Zahnkeim	(C I oder C II)
P <sub>3</sub> dext.	(C I)
P <sub>2</sub> dext.	(C I)
P <sub>2</sub> sin.	(C I oder C II ?)
P <sub>3</sub> sin.	(C I)
I <sub>1</sub> sin.	(C I oder C II ?)
I <sub>3</sub> dext.	(C I oder C II ?)
M <sup>1</sup> sin.	(C I)
M <sup>2</sup> sin.	(C I oder C II ?)
P <sup>2</sup> dext.	(C I oder C II ?)
P <sup>2</sup> sin.	(C I oder C II ?)
P <sup>2</sup> sin. Zahnkeim	(C I oder C II ?)
M <sup>2</sup> dext. abgekaut	(C I)
M <sup>1</sup> dext. abgekaut	(C I)

Wie aus dieser Liste hervorgeht, fehlen in diesem Material bestimmbare Geweihreste als wesentliche diagnostische Elemente. Während die Zuordnung zu den Cerviden nicht zuletzt durch die vorhandenen Zähne außer Zweifel ist, stehen für eine nähere Bestimmung nur mehr die Dimensionen zur Verfügung.

In dieser Beziehung zerfällt das Material ziemlich durchgehend in zwei Gruppen, in der Materialübersicht als C I und C II bezeichnet.

Cervide I (C I): Die so bezeichneten Stücke haben durchaus die Dimensionen des Rothirsches (*Cervus elaphus* L.). (Vgl. Tafel 3, Fig. 2—3). Es geht dies auch aus den unten folgenden Maßen einiger als Beispiele ausgewählter Knochen hervor.

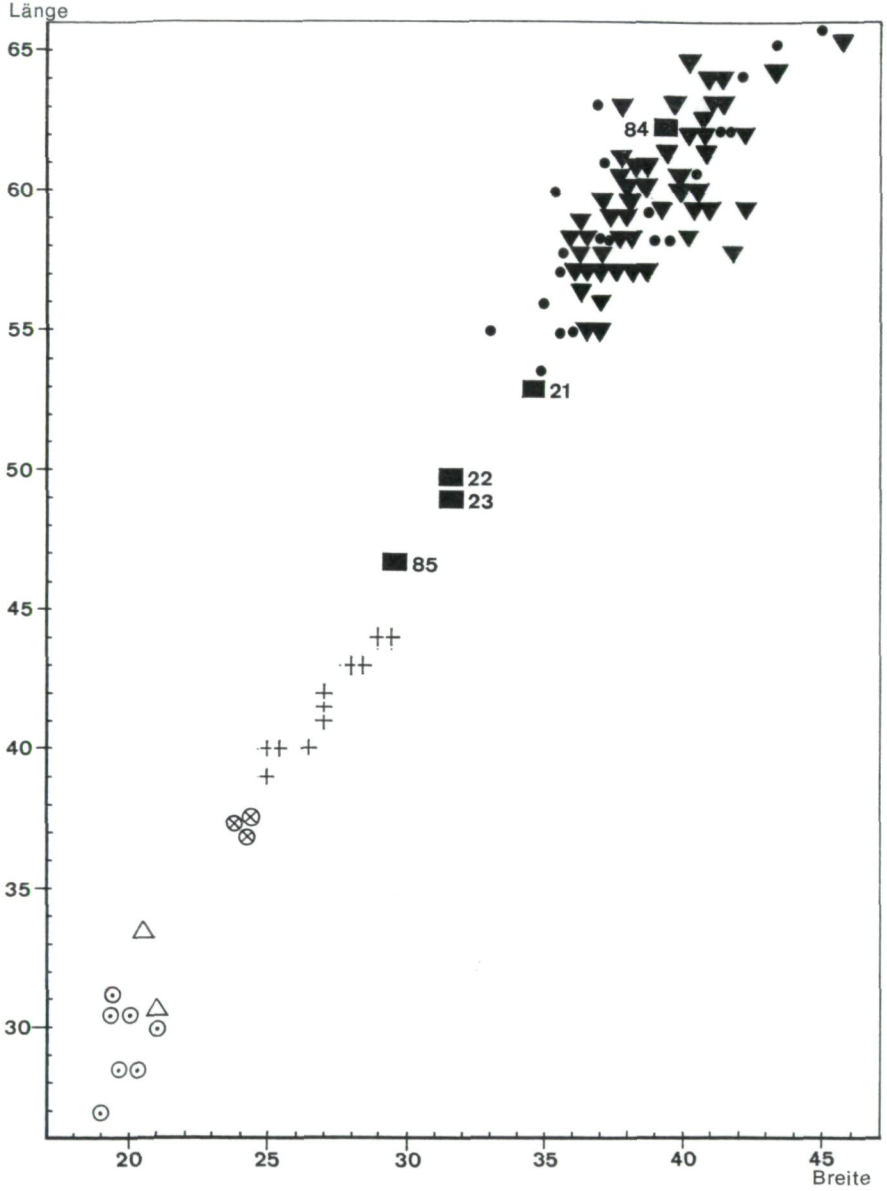
Cervide II (C II): Auch diese zweite Gruppe läßt sich ohne Geweihreste nicht sicher zuordnen. Sie ist deutlich durch geringere Dimensionen ausgezeichnet, sodaß zunächst der Verdacht gerechtfertigt schien, daß es sich hier um Damhirsche handeln könnte. Diese Vermutung konnte aber nicht durch exakte Kriterien gestützt werden. Der rezente Damhirsch (*Dama dama* L.) ist eindeutig kleiner als die Gruppe C II. Auch die Alternative, daß hier Damhirsche von besonderer Größe vorliegen könnten, ist ohne schlüssigen Beweis geblieben. *Dama mesopotamica* BROOKE wird zwar stärker als *D. dama* beschrieben. Dasselbe gilt jedoch für die hier zum Vergleich herangezogenen prähistorischen Damhirsche von Photolivos in Makedonien (vgl. Maße), die ebenfalls als größer beschrieben werden als der rezente *Dama dama* und trotzdem kleiner sind als C II (vgl. Abb. 10 und BÖKÖNYI, 1971). Für diesen Vergleich eignete sich am besten der Astragalus, der in 5 Stücken repräsentiert war, von denen 2 zu C I und 3 zu C II gehören. Wenn man die Maße dieser 5 Astragali in das Diagramm von BÖKÖNYI (1971) einträgt, so liegen deren zwei eindeutig im Streubereich von *Cervus elaphus* (Abb. 10). Drei weitere Astragali liegen jedoch zwischen *C. elaphus* und *Dama* und sind jedenfalls größer als die großen prähistorischen Damhirsche von Photolivos (Makedonien), die wieder größer als der rezente Damhirsch sind.

Diese Verhältnisse erlauben — bevor Geweihfunde vorliegen — zunächst nur folgende Deutung. Es liegen Cervidenreste zweier Größenkategorien vor: Eine Reihe von Belegen in der Größe eines mittleren Rothirsches und eine zweite, die dimensionell zwischen Rothirsch und Damhirsch liegt. Bemerkenswert ist, daß vor allem für die Hirsche von *elaphus*-Größe von Zwergwuchs noch nicht gesprochen werden kann. Der Nachweis offenbar noch normalwüchsiger Hirsche wäre für die Faunengeschichte der Insel Tilos von Bedeutung. Die Möglichkeit, daß erwähnter Größenunterschied zwischen C I und C II durch einen Sexualdimorphismus bedingt sein könnte, ist derzeit nicht auszuschließen (vgl. Taf. 3 und 4).

Maße	gr. Länge	gr. Breite	
(84) <sup>2)</sup> Astragalus dext.	62,5	39,5	(C I)
(21) Astragalus dext.	53,0	35,0	(C I)
(22) Astragalus sin.	50,0	32,0	(C II)
(23) Astragalus dext.	49,0	32,0	(C II)
(85) Astragalus sin.	46,5	30,0	(C II)

<sup>2)</sup> Die in Klammer beigefügten Zahlen beziehen sich auf die Numerierung bei der Ausgrabung.

ASTRAGALUS



- Cervus elaphus } Photolivos (Makedonien) neolithisch-frühbronzezeitlich
- + Dama dama }
- ▼ Cervus elaphus, Balkan neolithisch
- ⊗ Dama dama, rezent
- Capreolus capreolus, rezent
- △ Capreolus capreolus, Balkan neolithisch
- Cerviden von Tilos (CI: 21 und 84; CII: 22, 23 und 85)

Abb. 10. Maße der Astragali der Cerviden C I und C II im Vergleich mit *Cervus elaphus* und *Dama dama* (Vergleichsmaße nach BÖKÖNYI, 1971).



		gr. Länge	gr. Breite prox.	gr. Breite dist.	
(92)	Metacarpale dext.	204,5	30	35	(C II)
(91)	Metatarsale dext.	208	35	36	(C II)
		antero-post. Durchmesser		gr. Breite	
(97)	Femur, dist. Epiphyse	113		78,5	(C I)
		Länge d. Molaren- reihe	Länge d. Prä- molaren- reihe	Höhe unter M <sub>3</sub>	Höhe unter M <sub>1</sub>
(96)	Mandibula dext. (Taf. 3)	73	43	41	31 (C II)

Zusammen mit dem Cerviden-Material wurde eine kleine Tibia dext. ohne Epiphysen gefunden (45), die am ehesten mit einem kleinen Boviden (? *Capra aegagrus* GM.) verglichen werden kann. Die proximale Hälfte einer sehr grazilen juvenilen Tibia würde größtmäßig zu *Capreolus* (?) passen. Beide Belege sind für eine exakte Bestimmung zu dürftig, beweisen aber doch, daß neben den Cerviden mit weiteren Faunenelementen zu rechnen ist.

In 3,50 m Tiefe, etwas über der Sinterschicht, fanden sich Teile vom Skelett einer Fledermaus (*Myotis blythi* TOMES, det. R. W. WILSON). Das „Kleine Mausohr“ kommt im Mittelmeer-Gebiet auch lebend vor.

Mit Sicherheit bestimmbar erwies sich aus den oberen Lagen des Profiles (Tiefe 1,10 m) ein unterer Eckzahn eines Bären, der als *Ursus arctos* L. bestimmt werden kann. Dieser isolierte Zahn stammt eindeutig aus dem subfossilen Anteil des Profiles, wo ausschließlich Zwergelafanten dominieren und Spuren des alluvial-prähistorischen Menschen nachgewiesen sind. Ein normalwüchsiger Bär ist als Zeitgenosse der kleinen Zwergelafanten nur schwer vorstellbar und man wird an die Möglichkeit einer prähistorischen Jagdtrophäe vom nahen türkischen Festland denken dürfen.

Ein verhältnismäßig häufig belegtes Faunenelement ist die Schildkröte *Testudo marginata* SCHOEPPF (vgl. BACHMAYER & SYMEONIDIS, 1975). Nach dem Kenntnisstand der bisherigen Grabungen scheint sie im Profil nur im Hangenden der Sinterschicht vorzukommen. Spätere Grabungen können vielleicht dieses Bild der Verteilung ändern. *Testudo marginata* kommt derzeit auf dem griechischen Festland vor und findet sich nicht lebend auf der Insel Tilos. Auffällig ist das starke Überwiegen von Extremitätenknochen gegenüber ganz wenigen Panzerresten.

Ein interessantes Element der wirbellosen Fauna sind die als Kalkinkrustationen erhaltenen Reste von Myriopoden. Sie stammen aus dem tieferen Teil des Profiles, wo auch Sinterbildungen (vgl. S. 130) ein feuchtes

Ablagerungsmilieu anzeigen. Es ist nicht bekannt, ob diese Myriopoden heute auf Tilos noch lebend vorkommen. Es folgt hier eine Beschreibung dieser Funde.

Bei der Ausgrabung im Juni 1975 konnten in einer Tiefe von 5,30 m versinterte Myriopoden geborgen werden. Sie waren nur dünn übersintert, so daß eine genauere Bestimmung versucht werden kann. Es liegen 2 Exemplare vor, die zwei verschiedenen Arten angehören:

Ordnung: Diplopoda  
 Familie: Polydesmidae  
 Gattung: *Polydesmus* LATREILLE  
*Polydesmus* (*Polydesmus*) cf. *complanatus* LINNÉ  
 (Tafel 5, Fig. 2a, b)

Es ist nur ein versintertes Exemplar gefunden worden, von dem 6 zusammenhängende Glieder erhalten sind. Die Vorderecken der Rückenschilde sind stark abgerundet, während die Hinterecken zu einer schnabelartigen Spitze ausgebildet sind.

Die Übersinterung ist so zart, daß auch die Ansatzstellen der Beinpaare an allen Segmenten erkennbar sind. Die Rückenschilde sind breit. Der übersinterte Myriopodenrest läßt sich mit der rezenten Art *Polydesmus* (*P.*) *complanatus* gut vergleichen. Es handelt sich bei diesem fossilen Exemplar also um einen Rest von *Polydesmus* (*P.*) cf. *complanatus*.

Abmessungen:

Segmentlänge .....	2,3 mm
Segmentbreite .....	4,9 mm
Gesamtlänge des Restes .....	12,2 mm

Ein weiterer Myriopodenrest gehört zur Gattung *Unciger*.

Familie: Julidae  
 Gattung: *Unciger*  
*Unciger* cf. *foetidus* (KOCH)  
 (Tafel 5, Fig. 4)

Es sind von dem einen Exemplar 18 Körpersegmente erhalten. Die Übersinterung ist hier besonders zart, so daß die feinsten Einzelheiten deutlich erkennbar sind. Die einzelnen Körperringe sind sehr fein längsgefurcht und ähneln sehr der Gattung *Unciger*.

Durchmesser des Körpers .....	3,6 mm
Größte Segmentlänge .....	1,1 mm
Gesamtlänge des Restes .....	17,3 mm

Die beiden gefundenen versinterten Myriopoden waren durch Absätze eines harten Wassers umkrustet worden, wobei die Chitinsubstanz vollständig aufgelöst wurde und nur die Hohlform übrigblieb. Es sind nur die Innenabdrücke und die äußeren Formen der Tiere erhalten. Es muß in der Zeit, wo die

Sinterbildung stattfand, in der Höhle eine große Feuchtigkeit geherrscht haben, denn die Myriopoden haben ein hohes Feuchtigkeitsbedürfnis. Auch die Sinterplatten von über 10 cm Dicke sprechen für eine starke Durchfeuchtung der Höhle. Die Sinterplatte stellte einen sekundären Höhlenboden dar.

### Archäologische Funde

Während der Arbeiten im Jahre 1975 wurde auch eine archäologische Ausgrabung in der Höhle durchgeführt. Diese Grabung leitete Herr Dr. CHRISTOS DUMAS, Vorstand des Archäologischen Museums in Rhodos, unterstützt vom Archäologen Herrn I. SAKELLARAKIS. Herr Dr. DUMAS stellte uns den folgenden Bericht über seine Ausgrabung zur Verfügung:

“The 1975 season of palaeontological investigations in the Charkadio Cave on Tilos was combined with a minor archaeological excavation. The latter was restricted to the southern edge of the cave in an unexcavated sector. The top layer, not exceeding 50 cm in thickness, consisted of soft brownish earth and stones. Only in this layer did evidence of human activity exist, though not in undisturbed stratigraphical sequence. This evidence, covering a period of ca. 3.500 years, consists of stone implements and potsherds, ranging in date from the middle of the third millenium B. C. up until the post-Byzantine period. After this period the cave seems to have ceased being used for habitation and thence only occasionally offered refuge to both humans and animals.

#### Stone implements:

The majority of stone tools are mill-stones. About fifty pieces have been found to date, either intact or fragmentary. As a rule they are elliptical in shape and made of grey or black trachyte. Of all the examples, only one, found in two pieces, seems to belong to historical times.

Also of trachyte are four fragments of mortars, two pestles and six grinders.

Of various stones are five other tools which, since they have at least one smooth face, can be considered to be polishers. These tools and artefacts are not unknown in the Aegean region. In the Dodecanese, in particular, they are known from the Cave of Aspri Petra in Cos and also from Thermi on Lesbos.

#### Pottery:

Unfortunately, Charkadio did not produce a single intact pot. However, about ten cases of sherds were collected, mostly dating to Byzantine and post-Byzantine times.

#### Prehistoric sherds:

The number of prehistoric pot-sherds is very small. They are characterized by a gritty paste and imperfect firing. The majority of them are coming from black or brown burnished ware. No shape has been reconstructed from the

collected sherds. However, rim fragments indicate with certainty that, in the main, these sherds originate from open vases (bowls, basins etc.). Similar forms are known from the Cave of Aspri Petra on Cos, from caves in the Vathy Bay of Kalimnos and from Tigani on Samos.

Two sherds probably belonged to spouts of closed vessels such as jugs like those found at Thermi on Lesbos, the Cave of Aspri Petra on Cos as well as Western Anatolia.

Unique are the fragments of a shallow open vase. In form these recall the shallow fruit-stands from Poliochni, and probably belonged to a similar vase.

Of the sherds belonging to the bottoms of vases three exhibit a flat base and one is provided with a ring-like base. Mat impressions are well-preserved on the base of one sherd while the impressions of grass can be distinguished on another. Very few examples of handles have been collected. They all seem to have belonged to larger vessels. There is only one sherd which is decorated. A relief band was attached to the surface of the pot.

All the sherds described above exhibit relations with pottery known from cave sites in the Dodecanese, such as Aspri Petra on Cos and those at Vathy Bay in Kalimnos. From the point of view of fabric and shapes, they can be classed with pottery from the middle of the third millenium B. C. Thus human occupation of the Charkadio Cave during the Early Bronze Age has been confirmed, just as in other cave sites of the Dodecanese. Cave sites tend to establish a rule for Early Bronze Age settlements in this group of islands which show more contacts with Western Anatolia rather than with the Cyclades and the Greek Mainland in that period.

A unique sherd from Charkadio could be dated to the Late Bronze Age (Mycenaeen).

#### Sherds of historical times:

The presence of potsherds dating to Classical and Hellenistic times is worthy of mention. In general they belong to black glazed kylikes or kotylae, as one can recognize from the bases and handles. Important is the fragment of a stamped handle belonging to a Hellenistic amphora.

Of the vast amount of Byzantine and post-Byzantine sherds characteristic are two belonging to glazed pottery and others bearing incised or stamped decoration.“

Funde prähistorischer Objekte wurden bisher auch mehrmals anlässlich paläontologischer Ausgrabungen in dieser Höhle gemacht. So beschreibt SYMEONIDIS (1972, Taf. XLVII) einen halben Steinhammer. Ferner beobachtete er bis zu 2 m Tiefe das gemeinsame Vorkommen von Elefantenknochen mit prähistorischer Keramik (l. c. S. 450). Während der Grabungen im Jahre 1972 wurde ein 3,5 m mächtiges Profil der Höhlensedimente freigelegt und es wurde das Vorkommen grober Keramik in fast allen Niveaus festgestellt (SYMEONIDIS,

BACHMAYER & ZAPFE, 1973, S. 137). Wenn für diese Keramikreste auch keine fachmännische Datierung vorliegt, so beweisen sie doch das holozäne Alter eines großen Teiles des Höhleninhaltes, was durch die Radio-Karbon-Datierung der Elefantenknochen damals auch bestätigt wurde (l. c. S. 138).

### Übersicht und vorläufige Zusammenfassung der Ergebnisse

Die letzten Grabungen haben gezeigt, daß die Felssohle der Höhle noch immer nicht erreicht ist. Diese Tatsache bedingt eine gewisse Unsicherheit der bisherigen Beobachtungen und läßt noch weitere Ergebnisse erwarten. Immerhin aber haben diese Grabungen eine Reihe bemerkenswerter Tatsachen zutagegebracht, die eine vorläufige Zusammenfassung rechtfertigen.

Das etwa 6 m mächtige Profil (Abb. 3) ermöglichte zunächst folgende petrographische Feststellungen. Über einer Sinterschicht (3,6–3,5 m Tiefe), deren Alter mit  $44.900 \begin{matrix} +3120 \\ -2240 \end{matrix}$  Jahren vor der Gegenwart datiert wurde, liegen

Tuffe, die aufgrund ihrer petrographischen Beschaffenheit von jenen unter der Sinterschicht etwas verschieden sind. Beide Tufflagen können mit den bekannten vulkanischen Phasen von Ischia (24.000 Jahre vor der Gegenwart), Santorin (17–18.000), Santorin (3.500) und Phasen des kleinasiatischen Raumes in Beziehung gesetzt werden (vgl. Abb. 9). Neben dieser Zweigliederung des Profiles über bzw. unter der mit ca. 45.000 Jahren datierten Sinterschicht ergibt sich auch eine Abfolge der organischen Einschlüsse (Abb. 3). Bis zu einer Tiefe von 2,70 m findet sich die kleinste Zwergelfantenform (*Palaeoloxodon antiquus falconeri* BUSK) vorherrschend, während von 2,70 bis 4,0 m die größere Form (*P. a. mnaidriensis* LEITH ADAMS) dominiert. Zusammen mit den Elefanten kommt *Testudo marginata* SCHOEPFF vor, die zumeist nur durch Extremitäten-Reste repräsentiert ist. In 3,50 m Tiefe fand sich ein Skelettrest von *Myotis blythi* TOMES. Im tiefsten Teil des Profiles fanden sich bisher keine Zwergelfanten, während Knochen von offenbar noch normalwüchsigen Cerviden verhältnismäßig häufig beobachtet wurden (vgl. S. 132ff.). In der Sinterschicht wurden Reste von Myriopoden festgestellt (*Polydesmus* cf. *complanatus* [VERHOFF] und *Unciger* cf. *foetidus* [KOCH], vgl. S. 138). Sie deuten auf den feuchten Biotop der Sinterbildung und wurden zusammen mit unbestimmbaren Heliciden gefunden. Besonders bemerkenswert ist die Anwesenheit des Menschen, die durch Keramik bei früheren Grabungen zusammen mit Zwergelfantenresten bis zu einer Tiefe von 3,5 m an einzelnen Stellen nachgewiesen werden konnte (SYMEONIDIS, BACHMAYER & ZAPFE, 1973, S. 138). Die letzten archäologischen Grabungen (1975) ergaben aus den obersten 0,5 m des Sediments Belege für einen Zeitraum von etwa 3.500 Jahren (S. 139). Der Fund eines Eckzahns vom Braunbären in den obersten Lagen des Höhlensediments (Abb. 3) ist am ehesten als Hinterlassenschaft des Menschen anzusehen (Jagdtrophäe vom Festland?).

Diese Befunde erlauben folgende Deutungen des bisher aufgeschlossenen Profils:

Für den tiefsten Teil bis einschließlich der Sinterschicht ist noch mit einem feuchten mediterranen Klima und entsprechender Vegetation zu rechnen. Die normalwüchsigen Hirsche machen es wahrscheinlich, daß eine Verbindung mit dem kleinasiatischen Festland entweder noch bestand oder daß zumindest noch ein Inselareal vorhanden war, das den Hirschen ausreichenden Lebensraum bot und zu keiner Verzweigung führte. Sinterperlen im Sediment und die Bildung der Sinterschicht lassen auf zeitweise Wasserführung der Höhle schließen. Mit dem Auftreten der Zwergelofanten, also schon vor 45.000 Jahren muß jedenfalls mit der Trennung vom Festland gerechnet werden. Über der Sinterschicht scheint die Sinterbildung zurückgegangen zu sein und ist zunehmende Austrocknung und Verminderung der Vegetation anzunehmen. In diese Zeit fällt die Ausbildung der kleinsten Zwergform der Elefanten, die nach den Datierungen an Knochen bis in die geologische Gegenwart lebte. Diese sehr geringen Altersangaben aus Knochen, die verhältnismäßig tief im Sediment lagen ( $4.390 \pm 600$  bzw.  $7.090 \pm 680$  Jahre) bei SYMEONIDIS, BACHMAYER & ZAPFE (1973, S. 137) dürften sich aus besonderen Lagerungsverhältnissen erklären. Der Sedimentkörper in der Höhle ist wahrscheinlich nicht horizontalgeschichtet sondern ein deltageschichteter Sedimentkegel im inneren Teil eines Hohlraumsystems, dessen vordere Teile nicht mehr erhalten sind. Diese Annahme läßt es durchaus möglich erscheinen, daß relativ junge Elefantenknochen in größerer Tiefe eingebettet wurden. Auch muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß Teile des Höhlenraumes erst relativ spät im Zuge einer vulkanischen Phase verfüllt wurden. Dieser Vorgang setzt Aschenregen voraus, die neben der Suche nach Wasser die Tiere veranlaßt haben mögen, die Höhlen aufzusuchen. Alle bisher vorliegenden absoluten Datierungen lassen sich somit vereinbaren. Nur der Anfang der Ausbildung der Zwergformen bei den Elefanten wird durch das Datum der Sinterschicht deutlich in das Jungpliozän verlegt.

#### Literatur

- BACHMAYER, F. (1953): Die Myriopodenreste aus der Altpliozänen Spaltenfüllung von Hundsheim bei Deutsch-Altenburg (Niederösterreich). — Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **162**: 20—25. — Wien.
- (1965): Fossile Myriopoden aus einer Spalte in den Steinbrüchen von Psychiko im nördlichen Teil von Athen (Griechenland). — Praktika, Akad. Athen, **40**: 92—95. — Athen.
- BACHMAYER, F. & N. SYMEONIDIS (1975): Eigenartige Abspaltungen von Stoßzähnen der Zwergelofanten aus der Höhle „Charkadio“ auf der Insel Tilos — Artefakte? — Ann. Géol. d. Pays Hellén., **26**: 320—323, 5 Taf. — Athen.
- (1975): Schildkrötenreste (*Testudo marginata* SCHOEPPF) aus der Höhle „Charkadio“ auf der Insel Tilos (Dodekanes, Griechenland). — Ann. Géol. d. Pays Hellén., **26**: 324—327, 2 Taf. — Athen.
- BESENECKER, H. & O. OTTE, (1972): Zur postalpidischen Sedimentation und Tektonik in der Ost-Ägäis. — Z. Deutsch. Geolog. Ges., **123**: 527—539. — Hannover.
- BÖKÖNYI, S. (1971): Angaben zum frühholozänen Vorkommen des Damhirsches, *Cervus (Dama) dama* (LINNÉ, 1758) in Europa. — Säugetierkd. Mitt. **19**: 206—217. — München.



- BOEKSCHOTEN, G. J. (1971): Quarternary tephra on Crete and the eruptions of the Santorin Volcano. — STRID, A. (ed.): Evolution of the Aegean, pp. 40—48. — In: Opera Bot. 30.
- BOND, A. (1976): Multiple sources of pumice in the Aegean. — Nature 259: 194—195.
- BULL, W. B. (1962): Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. — Jour. Sed. Petrology, 32: 211—216.
- (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. — In: J. K. RIGBY & Wm. K. HAMBLIN (Ed.): Recognition of ancient sedimentary environments. — Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. Nr. 16: 63—83.
- EMERY, K. O. (1955): Grain-size of California Basin Sediments. — Journ. Geology, 58: 503—512. — Chicago.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sediment-Gesteine. — Erdöl und Kohle, 12: 605—613.
- KELLER, J. (1969): Origin of rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks. The example of rhyolitic pumice from the island of Kos (Aegean Sea). — Bull. Volc. 23: 942—959. — Napoli.
- (1971): The major volcanic events in recent eastern Mediterranean vulcanism and their bearing on the problem of Santorini ash layers. — Acta International Sci. Congress on the Volcano of Thera, Greece, pp. 152—169.
- KELLER, J. & D. NINKOVICH (1972): Tephra-Lagen in der Ägäis. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 123: 579—588. — Hannover.
- KUSS, S. E. (1965): Eine pleistozäne Säugetierfauna der Insel Kreta. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 55: 271—348, 6 Abb., 3 Tab., 6 Taf. — Freiburg.
- McKENZIE, D. P. (1970): Plate Tectonics of the Mediterranean Region. — Nature, 226: 239—243.
- MELENTIS, J. (1964): Die pleistozänen Cerviden des Beckens von Megalopolis im Peloponnes (Griechenland). — Ann. Géol. d. Pays Hellén., 16: 1—92, 11 Taf., 9 Abb. — Athen.
- MEULENKAMP, J. E., Ed. F. J. DE MULDER & A. VAN DE WEERD (1972): Sedimentary history and paleogeography of the late Cenozoic of the island of Rhodos. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 123: 541—553. — Hannover.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. — N. Jb. Min. Mh. 1961: 148—163.
- NICHOLLS, I. A. (1971 a): Petrology of Santorini Volcano, Cyclades, Greece. — J. Petrol., 12: 67—119.
- (1971 b): Santorini Volcano, Greece-Tectonic and petrochemical relationships with volcanics of the Aegean region. — Tectonophysics, 11: 377—385. — Amsterdam.
- NINKOVICH, D. & B. C. HEEZEN (1967): Physical and chemical properties of volcanic glass shards from Puzzolana ash, Thera Island, and from upper and lower ash layers in eastern Mediterranean deepsea sediments. — Nature, 213: 582—585.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. (1956): Über den Chemismus und die provinziellen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußgesteine des ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. — TMPM, 6/H. 1: 13—73.
- PASSEGA, R. (1957): Texture as a characteristic of clastic deposition. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41: 1958—1984.
- PETERSEN, M. D. & G. MÜLLER (1974): Rezente tuffitische Sedimente im Bereich der Santorin-Inselgruppe (Griechenland). — N. Jb. Miner. Abh., 123: 86—109. — Stuttgart.
- PICHLER, H., D. GÜNTHER & S. KUSSMAUL (1972): Inselbildung und Magmen-Genese im Santorin-Archipel. — Naturwissenschaften, 59: 188—197.
- RAAB, G. & P. STOFFERS (1975): Recent tuffitic sediments around Santorini (Greece). — N. Jb. Miner. Abh., 124: 61—74. — Stuttgart.

- RONOV, A. B. & Z. V. KHLEBNIKOVA (1957): Chemical composition of the main genetic types of clays. — *Geokhimiya*, 6: 449—469.
- ROYSE, C. F., Jr. (1968): Recognition of fluviatic environments by particlesize characteristics. — *J. Sediment. Petrol.*, 38: 1171—1178.
- SEIFERT, G. (1961): Die Tausendfüßler. — *Die Neue Brehm-Bücherei*, 273. — Wittenberg-Lutherstadt.
- SYMEONIDIS, N. K. (1972): Die Entdeckung von Zwergelofanten in der Höhle „Charkadio“ auf der Insel Tilos (Dodekanes, Griechenland). — *Ann. Géol. d. Pays Hellén.*, 24: 445—461, 3 Abb., 15 Taf. — Athen.
- SYMEONIDIS, N., F. BACHMAYER & H. ZAPFE (1973): Grabungen in der Zwergelofanten-Höhle „Charkadio“ auf der Insel Tilos (Dodekanes, Griechenland). — *Ann. Naturhist. Mus.*, 77: 133—139, 1 Abb., 2 Taf. — Wien.
- TRASK, P. D. (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum. — *Houston Gulf Publ. Co.* 1932: 67 ff.

#### Danksagung

Herrn wiss. O. Rat Dipl.-Ing. Dr. K. BAUER (Säugetiersammlung Naturhist. Museum) verdanken die Verfasser verschiedene Hinweise auf Literatur sowie rezentes Vergleichsmaterial.

#### Tafelerklärungen

##### Tafel 1

Landschaftsbild mit der Höhle „Charkadio“ auf Tilos. (Man erkennt das Höhlenportal mit der waagrechten Stützmauer vor dem Abraummateriale links von der Bildmitte).

##### Tafel 2

Oben: Profil des Höhlensedimentes (vgl. Abb. 1). Man sieht im Tuff zwei helle Lagen von Karbonatapatit-Konkretionen.

Unten: Stoßzähne von *P. antiquus mnaidriensis* in der Tiefe von 2,70 m. Dahinter fossile Tropfsteinbildung.

##### Tafel 3

Fig. 1. *Ursus arctos* L. Unterer rechter Eckzahn.

Fig. 2—3. Astragalus des Cerviden C I (84 und 21, vgl. Abb. 10).

Fig. 4. Astragalus des Cerviden C II (85, vgl. Abb. 10).

Fig. 5. Mandibel des Cerviden C II (96).

##### Tafel 4

Fig. 1. Humerus dext. Cervide C I.

Fig. 2. Humerus dext. Cervide C II.

##### Tafel 5

###### Myriopodenreste

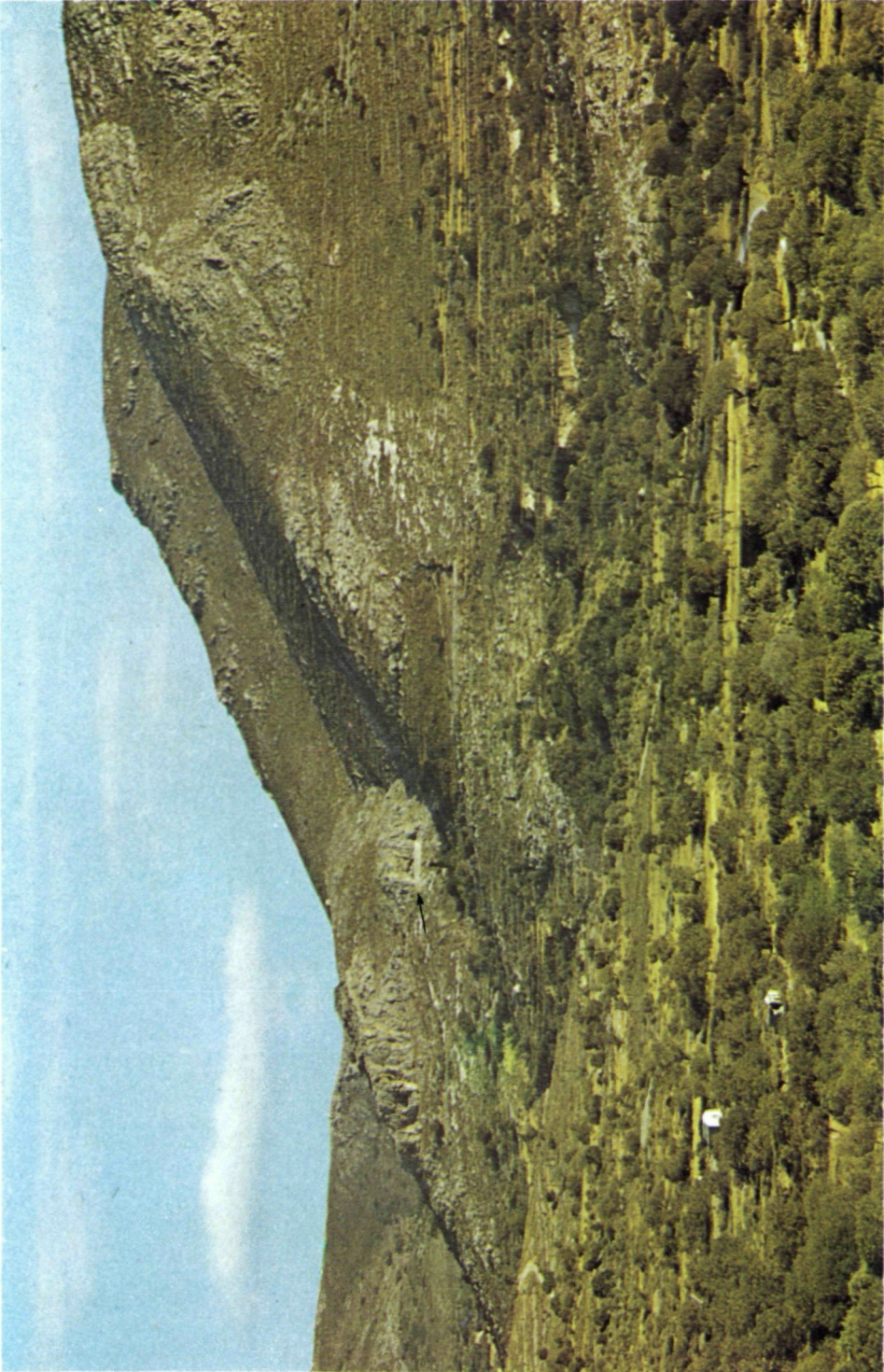
Fig. 1. *Polydesmus (P.) complanatus illyricus* VERHOEFF. Rezent, Oberseite als Vergleichsobjekt 5×.

Fig. 2. *Polydesmus (P.) cf. complanatus* LINNÉ. Versintert aus der Höhle „Charkadio“. a) Oberseite, b) Seitenansicht. 8×.

Fig. 3. *Unciger foetidus* (KOCH). Rezentes, etwas eingerolltes Exemplar als Vergleichsobjekt ca. 7×.

Fig. 4. *Unciger cf. foetidus* (KOCH). Versintert aus der Höhle „Charkadio“, 6,5×.

Die Ausgrabungen in der Zwergelefantenhöhle „Charkadio“ auf der Insel Tilos



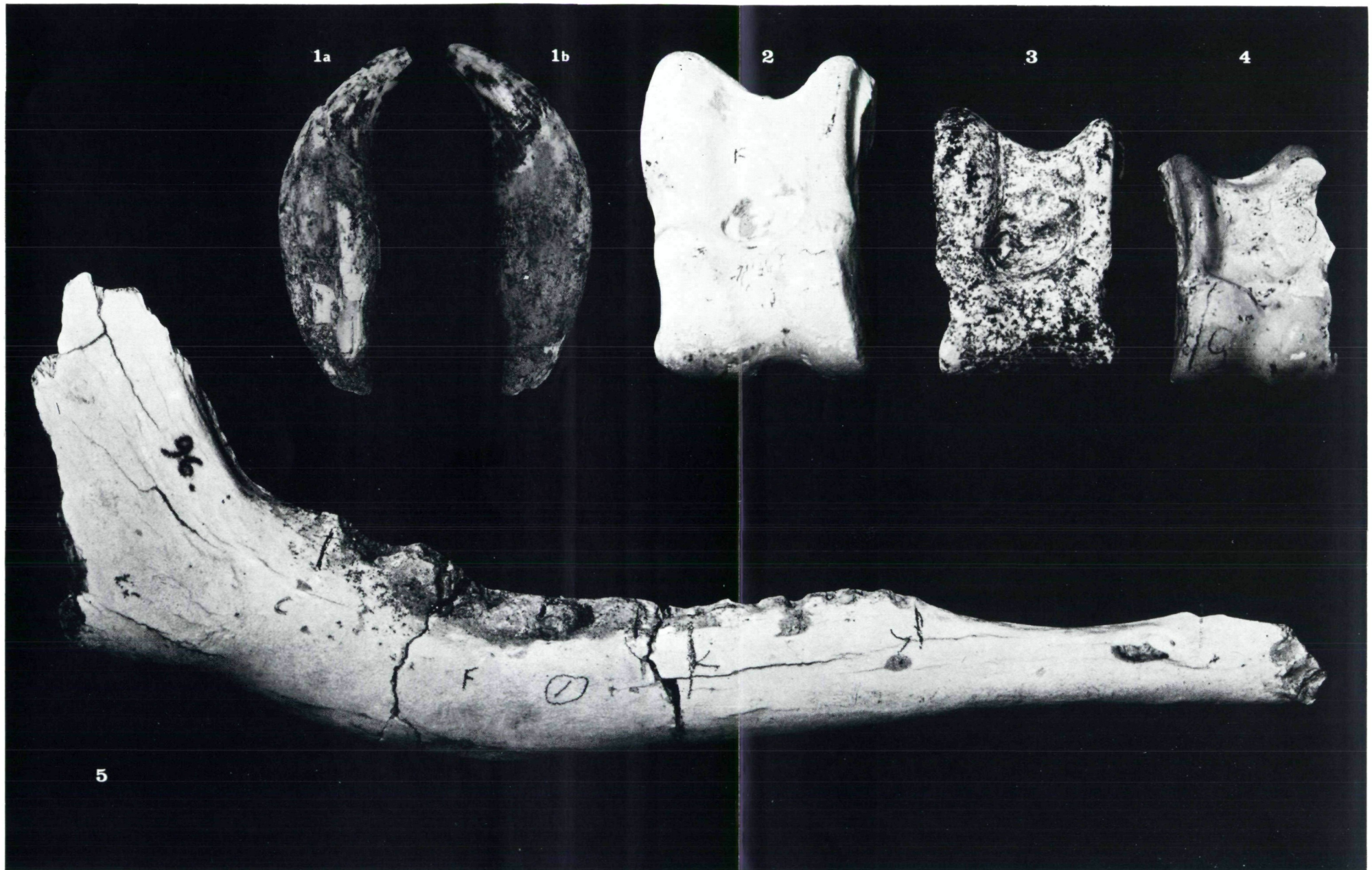


















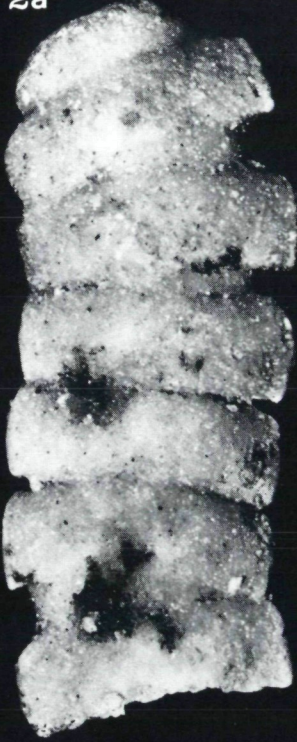




1



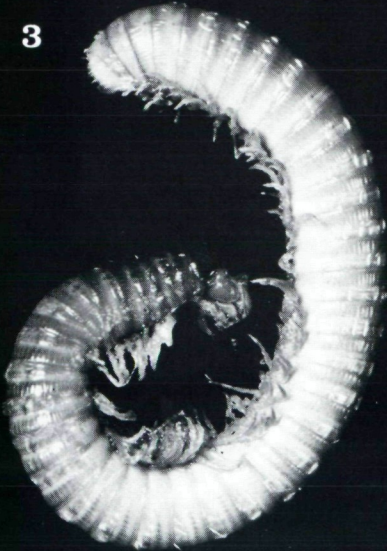
2a



2b



3



4

