

Φαιομέλανες νουμμουλιτοφόροι άσβεστολίθοι τοῦ Ἡωκαίνου (Πριαμπόνιον).

VI. Ἐπὶ τῶν φαιῶν τούτων άπολιθωματοφόρων άσβεστολίθων άκολουθοῦν έναλλασσόμενα στρώματα άμμων, ψαμμιτῶν καὶ κροκαλοπαγῶν, μεταξὺ τῶν όποίων εύρίσκονται καὶ ήφαιστιογενεῖς τόφοι.

Εἰς τοὺς τόφους τούτους άκολουθοῦν ήφαιστειογενή πετρώματα, λείψανα παλαιοῦ ήφαιστειογενοῦς καλύμματος. Διακρίνονται οἱ κάτωθι τύποι ήφαιστειογενῶν πετρωμάτων :

A) Τραχεῖται

B) Τραχειανδεσῖται

Γ) Ἄνδεσῖται

Δ) Τόφοι.

VII. Νεογενές. Ἀργίλοι, άμμοὶ καὶ κροκαλοπαγή, πιθανῶς πλειοκαινικῆς ήλικίας.

IX. Πλειστοκαινικαὶ άποθέσεις.

Στρώματα πηλῶν καὶ κορημάτων.

SCHRIFTTUM

1. ΑΡΩΝΗΣ Γ., Ἐκθέσεις περὶ τῶν θειούχων μεταλλευμάτων τῆς νήσου Σαμοθράκης. Ἐκθέσεις I.G.E.Y. 1951.
2. HÖRNES R., Geologischer Bau der Insel Samothrake. Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss. XXXIII, 1874.
3. JARANOFF D., Contribution à l'étude géologique et morphologique de la région de Dédéagac et de l'île de Samothrace. *Geologica Balkanica*, 3, Part. 1, Sofia 1938.
4. NIĘDZWIĘDZKI J., Ueber Gesteine von der Insel Samothrake. *Tschermaks mineralogische Mitteilungen*, Jahrgang 1875, Heft II, Wien 1875.
5. VIRLET T., Sur le déluge de la Samothrace. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. II (1831), Paris 1831.
6. ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ Γ., Περὶ τῆς ήλικίας σχηματισμῶν τινῶν τῆς Σαμοθράκης. Δελτίον τῆς Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρείας, τόμος III, τεῦχος 1, 1955/56.

ΦΥΣΙΚΗ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑ.—Über junge Verschüttungserscheinungen auf der Insel Kreta und ihre Beziehungen zum Klima des Pleistozäns, von Nicol. Creutzburg*. Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ κ. Μαξ. Μητσοπούλου.

Eine der auffallendsten, bisher kaum beachteten Erscheinungen in der physischen Natur der Insel Kreta ist die Tatsache, dass fast in allen Teilen der Insel mehr oder weniger deutliche Spuren einer einstmals allge-

* N. CREUTZBURG, Φαινόμενα προσχώσεων εἰς τὴν Κρήτην καὶ αἱ σχέσεις αὐτῶν πρὸς τὸ κλίμα τοῦ Πλειστοκαινοῦ.

mein verbreiteten, mächtigen Tal- und Hangverschüttung sichtbar werden. Diese Verschüttung ist zwar jung, d.h. quartären Alters, aber sie kann sich nicht unter dem heute herrschenden Klima gebildet haben.

Es handelt sich dabei sowohl um linear angeordnete, schmalere oder breitere Schotterterrassen in den Tälern als auch um grosse, flächenhaft ausgedehnte, ebene Beckenausfüllungen in tiefen Lagen¹; weiterhin um gewaltige, mehr oder weniger verfestigte Geröllfächer und Schwemmkegel, die sich aus der Mündung von Tälern oder Engschluchten entweder ins Meer hinaus vorgebaut haben oder aber—im Binnenland—auf flacher geböschten Fussflächen vor dem Steilabfall eines Gebirgsstockes zur Ablagerung gekommen sind; schliesslich um Schuttausfüllungen von Engschluchten, die erstaunliche Mächtigkeiten (bis zu 100 m) besaßen. Aber Verschüttungserscheinungen treten, unabhängig von Tälern oder Schluchten, auch in einer ganz anderen Form auf: als flächenhaft ausgebreitete, brecciöse Hangschuttdecken, die ebenso in tiefen Lagen die steilen Küstenhänge wie auch in den mittleren Gürteln der Gebirge (bis mindestens 1500 m) die Abhänge einstmals wie ein mächtiger Schuttpanzer überkleidet haben.

Schotterterrassen in den Tälern, mehr oder weniger verfestigt, sind so zahlreich und so allgemein verbreitet, dass es sich erübrigt, Einzelheiten anzuführen. Die ausgedehnteste und besterhaltene *Beckenausfüllung* liegt in Westkreta bei Kándanos in Sélino, eine kleinere 1,5 km östlich des Dorfes Jérjeri, am Südfuss des östlichsten Psiloriti (Abb. 5). Auch das grosse Becken von Alikianú (12 km südwestlich Chaniá) ist durch mächtige, mit roten Lehmen und Sanden wechsellagernde Schottermassen fast ganz ausgefüllt gewesen. Als Beispiele für ehemalige grosse *Schuttfächer* bzw. *Schwemmkegel* vor oder in Talmündungen an der Küste seien erwähnt: 1) die Landzunge von Palióchora (Südwestkreta), 2) die Mündung der Dómataschlucht (Südküste, 4 km westlich Agía Ruméli, Abb. 4), 3) die Mündung des Tals von Kúneni und, 10 km nördlich davon, die Bucht von Sfinári (beides an der Westküste), 4) die südwestlichen Winkel der Bucht von Kísamo in Nordwestkreta (1 km westlich Kastélli bzw. 1 km nordöstlich des Dorfes Kaliviani), 5) die Gegend der drei Landzungen 4 km westlich Chaniá (Nordküste), 6) die Talmündungen einige km westlich Chersónisos (Nordküste Mittelkretas), 7) die Talmündung in der Bucht von Móchlos (Halbinsel Sitía, Nordküste) (Abb. 7), 8) die Bucht von Makrys Gialós (Halbinsel Sitía, Südküste, Abb. 1).

¹ Die Ausfüllung der hochgelegenen Poljen (Omalós, Askýphu, Nída, Lassíthi usw.) durch Schuttfächer bzw. Schwemmmaterial bildet einen Fragenkomplex für sich, der hier nicht behandelt werden soll.

Weiterhin liegt eine ganze Reihe von miteinander verwachsenen, aus Schluchten hervorgekommenen Schuttfächern auf einer jung herausgehobenen, durchschnittlich 2 km breiten und rund 100 m hoch gelegenen Küstenplattform östlich Chóra Sphakíon (Westkreta, Südküste).

Ferner sind fast sämtliche jungen tektonischen Senkungszone Kretas durch flache Schuttfächer mehr oder weniger zugeschüttet worden (so die kleine, in der westlichen Fortsetzung der Sudabucht gelegene Tiefebene südlich Chaniá; so fast die gesamte Messará- Ebene, in der eine Schuttzunge sich an die andere reiht; so das junge Senkungsgebiet im nördlichen Teil des Isthmus von Ierápetra).

Die besten Beispiele für grosse *Geröllschuttfächer im Binnenland* finden sich am Süd- und Südwestfuss des Psiloritgebirges: 1) oberhalb des Dorfes Furfurás (Amári), 2) bei und westlich Voríza (Abb. 2), 3) 4 km westlich davon bei Kamáres. Die Basis dieser drei Schuttfächer liegt in etwa 500 - 550 m Höhe.

Schuttfüllungen inmitten von Engschluchten sind am besten in der oben erwähnten Dómataschlucht erhalten; aus ihnen haben sich bis zur Gegenwart z.T. erdpyramidenähnliche Formen entwickelt (Abb. 3). Kleinere Reste wurden auch an den Hängen der Schlucht gleich westlich Chóra Sphakíon beobachtet.

Relikte flächenhaft entwickelter *Hangschuttdecken* bzw. Schuttfüsse sind allerorten häufig; für tiefe Lagen sei das auf Abb. 6 wiedergegebene Vorkommen 2 km westlich der Súja- Bucht (Südküste Westkretas) erwähnt, kleinere Reste sind, weiter östlich, entlang der ganzen Küste zu sehen; ein weiteres gutes Beispiel bietet der Steilhang oberhalb der Karstquelle Almyrós, 10 km westlich Iráklion. In höheren Lagen sind mächtige brecciöse, stark verfestigte und zu bizarren Felsbastionen verwitterte Hangschuttrelikte z.B. an der Kakí Skála (2 km südlich des Omalós- Polje, in Westkreta) in ca. 1400 m Höhe vorhanden. Am SW- Abhang des Psilorítis, nordöstlich von Furfurás, ist in Höhen zwischen 1100 und 1450 m die Überkleidung der Hänge durch brecciöses, kalkiges oder auch dolomitisches Material so stark, dass das darunter anstehende Gestein nur ausnahmsweise an die Oberfläche tritt.

Die Schuttbildungen unterscheiden sich sowohl—je nach den in den Liefergebieten anstehenden Gesteinen (Dolomiten, Kalken, Kalkbreccien, Kalkmergeln, Schiefen, Sandsteinen, Rotlehmen usw.) und je nach den Ablagerungsbedingungen—durch ihr Material wie auch durch den Verfestigungsgrad. Sie können als gelbliche oder rötliche Lehme und Sande mit oder ohne Geröllbrocken, als grobe Sande mit Geröllhorizonten, als lose oder auch stark verfestigte Schotter, als eisenfest zusammengebackene Konglomerate oder auch als dichte Gehängebreccien entwickelt sein.

Es kann kein Zweifel darüber bestehen, dass alle diese, in den verschiedensten Formen auftretenden Verschüttungen ein komplexes Phäno-

men darstellen, das allgemeine klimatische Ursachen hat. Dabei muss es sich um die Auswirkungen eines *Vorzeitklimas* handeln; denn die Verschüttungen sind heute nur mehr in Resten erhalten, sie sind zerschnitten, zum grossen Teil zerstört, abgetragen, aus den Schluchten wieder ausgeräumt, von den Hängen entfernt. Aber die noch vorhandenen, mehr oder weniger isolierten Reste sind so eindeutig, so zahlreich und so allgemein verbreitet, dass sich das Gesamtbild eines grossartigen, vorzeitklimatischen Verschüttungsvorganges, der in vielfältigen Erscheinungsreihen zum Ausdruck kommt, ohne Mühe rekonstruieren lässt.

Bezeichnenderweise wird unter dem heutigen Klima nur in recht geringen Masse aufgeschüttet. Rezente Schuttfächer, Deltabildungen, selbst Schutthalden sind selten und besitzen meist nur geringen Umfang (abgesehen von örtlichen, gesteins- und klimabedingten Hangverschüttungen in Höhen über 1800 m, sowie von den weithin auffallenden, mächtigen Schutthalden an der grossen Sitía- Bruchstufe bei Kavúsi; hier dürfte es sich aber der Hauptsache nach um «subrezentem», etwa der «mittleren Wärmezeit» des Holozäns entstammenden Schutt handeln). Insgesamt darf gesagt werden, dass in der Gegenwart Einschneiden und Ausräumung die Aufschüttung bei weitem überwiegt, jedenfalls in Höhenlagen unter 1800 m.

Wenn man das *Alter* dieser Schuttbildungen etwas genauer bestimmen will, so wird man zunächst von der Tatsache ausgehen müssen, dass die Verschüttungen einem Relief entstammen bzw. ein Relief überkleiden oder auskleiden, das etwa dem heutigen entspricht oder wenigstens als sein unmittelbarer Vorgänger betrachtet werden kann. Da das Gebirgsrelief Kretas sich in seinen wesentlichen Zügen erst im Altpleistozän herausgebildet hat (CREUTZBURG 1958, S. 32), müssen auch die Verschüttungen pleistozänes Alter besitzen, und sie können nur in einer Zeit entstanden sein, die jünger ist als die «Phase der Schluchtbildung», d. h. die Phase energischer Tiefenerosion, welche – hinsichtlich ihrer tektonischen Ursachen – eine Folge altpleistozäner Reliefverstärkung gewesen ist.

Die entscheidende – und zugleich interessanteste – Frage ist es jedoch, ob es sich bei den Verschüttungen um Bildungen warmzeitlichen oder kaltzeitlichen Ursprungs bzw. Alters handelt.

Man wird zunächst prüfen müssen, ob die Verwitterungsprodukte, die das Material für die ausgedehnten Verschüttungen auf der Insel Kreta lieferten, etwa auf ähnliche Weise entstanden sein können wie die pleisto-

NICOL. CREUTZBURG.— ÜBER JUNGE VERSCHÜTTUNGSERSCHEINUNGEN AUF DER
INSEL, KRETA UND IHRE BEZIEHUNGEN ZUM KLIMA DES PLEISTOZÄNS



Abb. 1.— Makrýs Gialós (Halbinsel Sitía, Südküste). Pleistozäner Küstenschuttfächer, in ca. 20 m Höhe marinem Pliozän auflagernd.



Abb. 2.— Bei Voríza (Psiloríti - Südrand). Pleistozäner Schuttfächer westlich des Dorfes. Basishöhe ca. 500 m.

TAFEL II.

NICOL, CREUTZBURG.— ÜBER JUNGE VERSCHÜTTUNGERSCHENUNGEN AUF DER
INSEL KRETA UND IHRE BEZIEHUNGEN ZUM KLIMA DES PLEISTOZÄNS



Abb. 3.— Dómata - Schlucht (Südwestkreta). Erdpyramidenähnliche Reste pleistozäner Schuttausfüllung inmitten der Engschlucht.



Abb. 4.— Mündung der Dómata - Schlucht (Südwestkreta). Reste zweier ineinandergeschachtelter Mündungs - schwemmfächer.

NICOL. CREUTZBURG.— ÜBER JUNGE VERSCHÜTTUNGERSCHWEINUNGEN AUF DER
INSEL KRETA UND IHRE BEZIEHUNGEN ZUM KLIMA DES PLEISTOZÄNS



Abb. 5.— Östlich Jérjeri (Mittelkreta). Pleistozäne Beckenausfüllung.

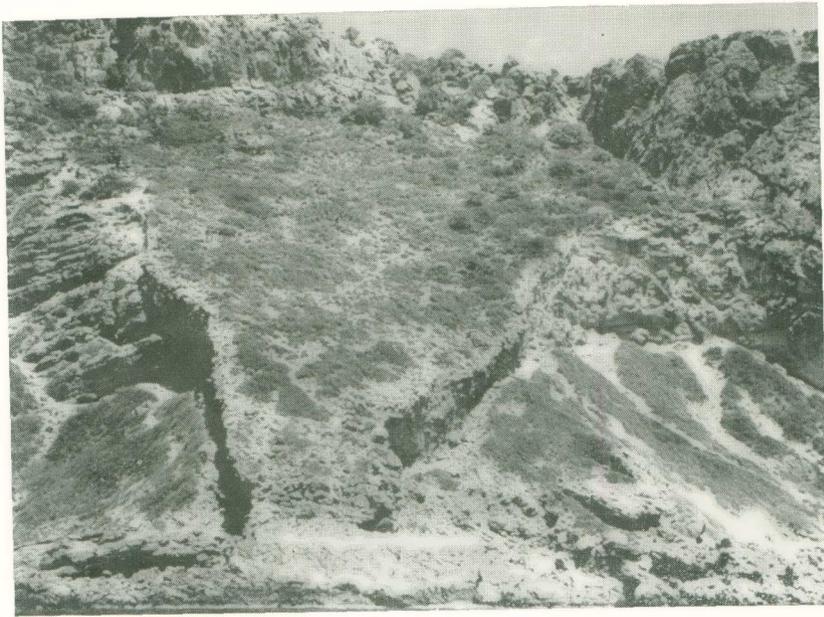


Abb. 6.— Südküste Westkretas, westlich der Súja - Bucht. Pleistozäner
Hangschuttpanzer.

TAFEL IV.

NICOL. CREUTZBURG.— ÜBER JUNGE VERSCHÜTTUNGSERSCHENUNGEN AUF DER
INSEL KRETA UND IHRE BEZIEHUNGEN ZUM KLIMA DES PLEISTOZÄNS

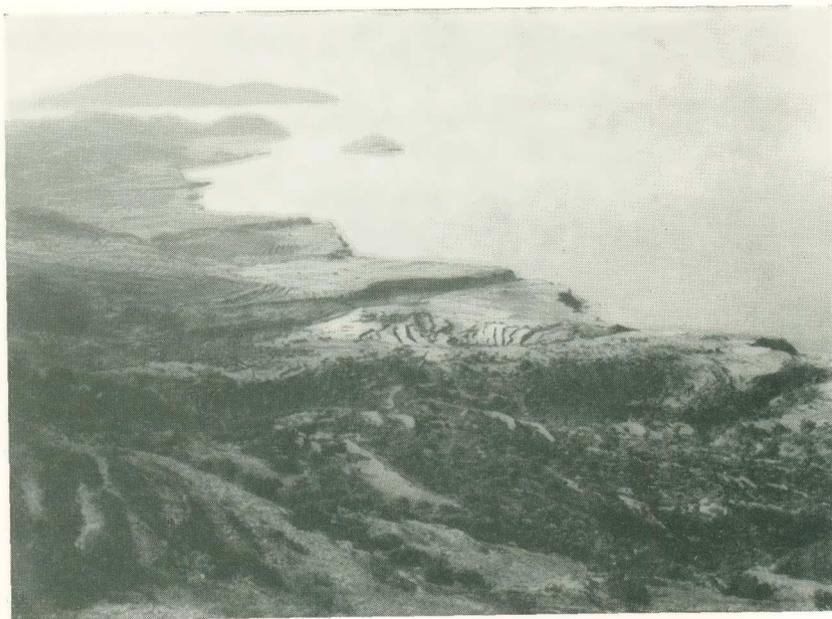


Abb. 7.— Halbinsel Sitia, Nordküste. Pleistozäne Küstenschuttfächer in der Bucht von Mochlos.



Abb. 8.— Bucht von Sújia (Westkreta, Südküste). Postpleistozäne Strandmarkierung in $6\frac{1}{3}$ m über N.N.

zänen Verwitterungsdecken und Schotterterrassen des gemässigten Klimagürtels, d.h. als die Folgeerscheinungen wirksamer Frostverwitterung und intensiver solifluidaler Denudation. Die Bedingungen hierfür waren in den nicht vereisten, aber unter dem Einfluss eines periglazialen Klimas sehr vegetationsarmen Teilen Mitteleuropas während der Eiszeiten gegeben. Aber im südlichen Mittelmeergebiet, in einer Breite von etwa 35°, lagen die Verhältnisse während der pleistozänen Kaltzeiten völlig anders. Die untere Grenze kalkklimatisch-morphologischer Prozesse, d.h. einer theoretisch möglichen Frostverwitterung und solifluidalen Denudation lag in Kreta kaltzeitlich nach POSERs Berechnung (1957, S. 128) etwa in 800-900 m Höhe, wahrscheinlich aber sogar noch höher. Es können also (mit Ausnahme der hochgelegenen, abflusslosen und darum als Schutt-Liefergebiete für die tieferen Gürtel nicht in Frage kommenden Poljen) nur die höchsten, steilsten und an Lockerböden ärmsten Teile der Gebirge—im wesentlichen die nackten, steilen Felshänge—über die kaltzeitliche Frostbodengrenze aufgeragt haben. Es ist undenkbar, die auf Kreta in den mittleren und tieferen Höhengürteln allgemein verbreitete pleistozäne Schuttbildung etwa auf kaltzeitliche Frostverwitterung und—im Zusammenhang damit—auf die Entstehung ausgedehnter Massen von Solifluktionsschutt zurückführen zu wollen. Im tieferen, während der Kaltzeiten sicherlich viel dichter als heute bewachsenen Gürtel Kretas war die mechanische Verwitterung gehemmt. Das kaltzeitliche Klima war in der geographischen Breite Kretas wohl erheblich niederschlagsreicher als das warmzeitliche bzw. das heutige. Die energische Tiefenerosion, die zur Bildung der grossartigen kretischen Schluchten geführt hat, dürfte neben den oben erwähnten tektonischen Ursachen auch solche klimatischer Art gehabt haben. Es ist anzunehmen, dass die Hauptphase der Schluchtbildung mit einer der altpleistozänen Kaltzeiten zusammenfällt.

Bereits die theoretische Überlegung führt also zu der Annahme, dass für eine gesteigerte Schuttbildung in Kreta eher die Warmzeiten verantwortlich zu machen sind als die Kaltzeiten. Es liegen aber auch Beobachtungsbefunde vor, die jene Annahme stützen. Anhaltspunkte für eine Altersbestimmung liefern nicht so sehr die Vorkommen im Binnenland als vielmehr die Verschüttungsreste an der Küste, wo sie an mehreren Stellen zu den Zeugnissen eines eustatisch bedingten und daher zeitlich einigermaßen datierbaren pleistozänen Meeresspiegelhochstandes in Beziehung treten.

An der Landspitze von Palióchora (im äussersten Südwesten Kretas, vgl. die Profilskizze S. 300), überdeckt der Rest eines ehemals weit ins Meer hinausgeschobenen Mündungsschwemmfächers diskordant die steil aufgerichteten älteren Gesteine einer kleinen, ca 25 m hohen, glatt abgeschliffenen Plattform, die als eine alte marine Abrasionsplatte gedeutet werden muss. In den groben Geröllbildungen und Sanden dieser Schuttauflagerung finden sich Ostreen und andere marine Muscheln. Aus diesem Befund ist zu schliessen, dass der (heute nur noch in spärlichen Resten erhaltene) Schwemmfächer in ein Meer vorgeschüttet worden ist, dessen Spiegel ungefähr 25-30 m höher lag als der heutige. Zweitens ist, rund 150 km von dieser Stelle entfernt, an der Nordküste des östlichen Kreta an einem Mündungsschwemmfächer, der aus dem Tal des Baches von Potamiés-Awdú herausgekommen ist, etwas Entsprechendes zu beobachten: nicht weit von der Küste sind in verfestigten groben Schottern dort, wo sie in «Poros»-Bildungen übergehen, in ca 23 m Höhe Ostreen enthalten. Auch an dieser Stelle stand also der Meeresspiegel zur Zeit der Schwemmfächerablagerung mindestens 25 m höher als heute. Drittens liegt ein ganz ähnlicher Befund an der Südküste der Halbinsel Sitia, in der Bucht von Makrýs Gialós vor*: ein in ausgedehnten Resten erhaltener, aus dem Adrómylos-Tal stammender, dem Neogen auflagernder Schuttfächer bricht hart an bzw. über der Küste in kliffähnlichen Steilkanten ab, teilweise sind die festen Konglomerate in Blöcke und Platten zerfallen (Abb. 1). Bis in ca 25 m Höhe sind auch hier in die konglomeratischen Sande marine Muscheln (*Pectunculus* usw.) eingebacken.

Auf einen längere Zeit andauernden Meeresspiegelstand etwa der gleichen Höhe deuten auch an mehreren anderen Stellen der kretischen Küsten Strandlinienspuren mit Brandungsgeröllen (vgl. z.B. auch Blatt Plataniás der griechischen geologischen Karte 1:50.000) auch solche mit Bohrmuschellöchern (so z.B. an der Landspitze 25 km nordwestlich Kí-samo Kastélli), weist vor allem auch die Tatsache hin, dass die kretische Nordküste sowohl westlich Chaniá wie auch östlich Iráklion vielfach einen – wenn auch unzusammenhängenden – Saum von marinem «Poros» trägt, der stellenweise bis zu einer Höhe von maximal 25 m hinaufreicht.

Daraus kann gefolgert werden, dass dieser ehemalige Meeresspiegelstand von etwa + 25 bis + 30 m eustatisch bedingt war und dass er der im Mittelmeergebiet weit verbreiteten, in Griechenland z.B. von Perachóra im Golf von Korinth durch MITZOPOULOS (1933) beschriebenen Strandlinie des Tyrrhens, also der Holstein-Warmzeit, d.h. dem Mindel-Riss-Interglazial des Pleistozäns entspricht (vgl. ZEUNER 1950 und 1959, Nomenklatur nach WOLDSTEDT 1958).

* Für den Hinweis auf dieses wichtige Vorkommen bin ich Herrn Dr. J. PAPA-STAMATIOU zu besonderem Dank verpflichtet.

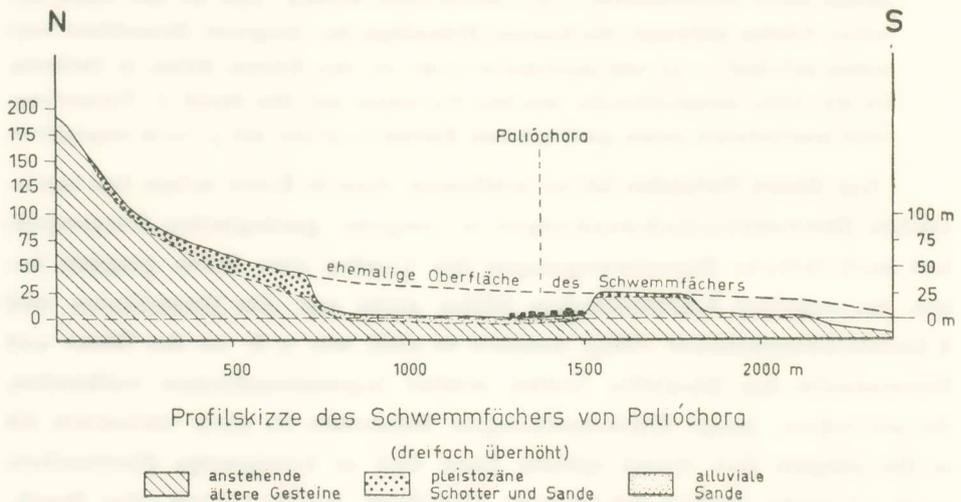
Man wird nicht erwarten dürfen, eine derartige alte Strandlinie durchlaufend an allen Küsten Kretas und überall genau in der gleichen Höhe anzutreffen.

Im Westen Kretas ist an der Nord-, West- und Südküste eine jüngere, tiefere Strandlinie, nur wenige m über dem heutigen Meeresspiegel gelegen, fast durchlaufend entwickelt und deutlichst sichtbar (Abb. 8). Sie ist mit grosser Wahrscheinlichkeit gleichfalls eustatischer Natur und dürfte der sog. «Flandrischen» oder schlechthin «Postglazialen» Transgression entsprechen, die auf etwa 3500 v. Chr. datiert werden kann (vgl. dazu GRAUL 1960). Im Bereich des östlichen Mittelmeeres sind marine Terrassen in 3 - 4 m Höhe von der Küste Palästinas durch PFANNENSTIEL (1952) beschrieben worden. Aber an den westkretischen Küsten schwankt die heutige Höhenlage der jüngeren Strandlinie zwischen minimal 3 - 3,5 und maximal 6 - 7 m; an den Küsten Sitías, in Ostkreta, ist die Höhe entsprechender mariner Terrassen auf den durch J. PAPA-STAMATIΟΥ bearbeiteten neuen geologischen Karten 1 : 50 000 mit 5 - 10 m angegeben.

Aus diesen Befunden ist zu schliessen, dass in Kreta neben den eustatischen Meeresspiegelschwankungen in jüngster geologischer Vergangenheit auch örtliche Eigenbewegungen des Landes eine Rolle gespielt haben. An manchen Küstenstrecken fehlen nicht nur alte Strandlinien und Küstenschwemmfächer völlig, sondern es sind, wie z. B. an der West- und Südwestseite des Mirabéllο Golfes, schöne Ingressionsformen vorhanden, die auf lokale, junge Küstensenkungen hinweisen. In einer tektonisch bis in die jüngste Zeit derart labilen Zone darf es keineswegs überraschen, wenn an vielen Stellen tektonische Vorgänge, Verbiegungen oder Bruchbewegungen zu Hebungen oder Senkungen pleistozänen oder sogar postpleistozänen Alters geführt haben. Trotzdem kann es kaum zweifelhaft sein, dass eine «tyrrhenische Transgression» (als eustatisch bedingtes, allgemeines Ansteigen des Meeresspiegels) auch in Kreta vorhanden war - nur muss damit gerechnet werden, dass die Strandspuren dieses Meereshochstandes örtlich von jungen Verstellungen betroffen worden sind, so dass sie heute in ihrer Höhenlage um Beträge von 5 - 6, vielleicht auch 10 m differieren können, unter Umständen sogar an gewissen Küstenstrecken völlig fehlen, d. h. unter den Meeresspiegel herabgetaucht sind. Freilich kann auch der Fall gegeben sein, dass Strandlinien deswegen aussetzen, weil das Gestein ihrer Ausbildung oder Erhaltung nicht günstig war, oder dass küstennahe Verschüttungen deswegen örtlich fehlen, weil sie durch Abtragung restlos entfernt worden sind.

Als Ergebnis lässt sich also festhalten, dass jedenfalls die pleistozänen Küstenschwemmfächer gleichen Alters sind wie die Strandspuren der—wahrscheinlich—tyrrhenischen Transgression, dass sie sich also nur in einer Warmzeit gebildet haben können.

Wenn die pleistozänen Verschüttungsreste Kretas auch, wie erwähnt, in zwei äusserlich von einander verschiedenen Erscheinungsformen auftreten—erstens als Schwemmfächerbildungen sowie Tal- und Schluchtverschüttungen, die unter Mitwirkung von fließendem Wasser zu Stande gekommen sind, zweitens als trockene Schutthalden und Schuttmäntel,



also als flächenhafte Hangverschüttungen—, so ist es doch äusserst wahrscheinlich, dass beide Typen grundsätzlich auf die gleichen klimatischen Ursachen zurückzuführen sind. Weiterhin darf man wohl die Annahme machen, dass die—(zeitlich) datierbaren—Verschüttungen in der Nähe der *Küste* und die entsprechenden Erscheinungen im höher gelegenen Binnenland entstehungsmässig und im grossen und ganzen auch altersmässig zusammengehören.

Es fragt sich, welcher Art diese klimatischen Ursachen gewesen sind. Offenbar müssen zwei klimatisch bedingte Voraussetzungen erfüllt gewesen sein. Zunächst mussten sehr erhebliche Mengen von Verwitterungsmaterial, von lockerem Gesteinsschutt bereitgestellt und angeliefert werden, d.h. die mechanische Gesteinsverwitterung muss gegenüber der heu-

tigen um ein bedeutendes Mass gesteigert gewesen sein. Dabei sind die Bedingungen für einen mechanischen Gesteinszerfall in einem trockenwarmen Klima allerdings nicht bei allen Gesteinsarten der Insel völlig gleich gewesen. Unter allen Gesteinen Kretas neigen die jungpaläozoischen Plattenkalke am meisten zu scherbiger Verwitterung, zum Zerfall in zahllose kleinere oder grössere Bruchstücke. Noch leichter zerfallen die meist sehr mürben metamorphen Schiefer sowie die Flyschschiefer und Flyschsandsteine. Dagegen liefern die oft massigen oder dickgebankten Tripolitzakalke viel weniger Gesteinsschutt, die Dolomite und dolomitischen Kalke der gleichen Fazies verwittern dagegen wieder stärker, vielfach grusig bzw. eckig. Mit den petrographisch bedingten Unterschieden in der «Verwitterungsfreudigkeit» der Gesteine dürfte es zusammenhängen, dass die pleistozänen Verschüttungen nicht überall von gleicher Intensität waren. Die grossartigsten Schuttfächerbildungen treten z.B. fast nur dort auf, wo im Einzugsgebiet der Schluchten bzw. Täler die jungpaläozoischen Plattenkalke oder aber die metamorphen Schiefer anstehen.

Weiterhin muss aber auch fliessendes Wasser eine gewisse Rolle gespielt haben. Zum Teil ist der Verwitterungsschutt talwärts abtransportiert worden, sei es, dass er bis an den Gebirgsfuss oder sogar bis ins Meer gelangt ist, sei es, dass seine Abfuhr von den Bächen und Flüssen nicht bewältigt werden konnte, so dass mächtige Geröllmassen in den Schluchten und Tälern liegen blieben.

Beide Bedingungen können in ein und demselben Klima – und zwar dem einer pleistozänen Warmzeit – dann erfüllt gewesen sein, wenn dieses Klima ein Wechselklima gewesen ist, das zwar im ganzen gesehen wesentlich heisser war und eine viel länger dauernde Trockenzeit aufwies als das heutige, jedoch kürzerer (aber heftiger) Regenfälle in der etwas kühleren Jahreszeit nicht völlig entbehrte. Es spricht nichts dagegen, sich für die pleistozänen Warmzeiten in der geographischen Breite Kretas ein derartiges Klima vorzustellen. Wenn die Nordwärtsverschiebung der planetarischen Klimagürtel im Mittelmeergebiet während der pleistozänen Warmzeiten auch nur das gleiche Mass von 4-5° Breite erreichte, wie die Südwärtsverlagerung während der letzten Kaltzeit (BÜDEL 1953, Diagramm S. 251), so musste Kreta in seinen tiefer gelegenen Teilen damals bereits in den Gürtel einer sehr vegetationsarmen Wüstensteppe oder sogar Halbwüste gerückt sein. Die südlichsten Ausläufer der zyklonalen Regen des

Westwindgürtels dürften Kreta damals während der kühleren Jahreszeit noch eben berührt haben, und die höher aufragenden Gebirge werden – wie heute – den grössten Teil dieser Niederschläge aufgefangen haben.

Dafür, ob in Kreta während des Pleistozäns vorwiegend eingeschnitten oder vorwiegend aufgeschüttet wurde, ist aber offenbar weniger die grössere oder geringere Quantität der Niederschläge massgebend gewesen, als vielmehr das Verhältnis der durch die Niederschlagsmenge bedingten durchschnittlichen Wasserführung der Bäche und Flüsse zur Menge des den Wasserläufen zugeführten und zum Abtransport übergebenen Schuttmaterials. Überstieg die Menge des ständig angelieferten Schuttes die Transportkraft der Wasserläufe, so konnte nicht nur keine Tiefenerosion geleistet werden, sondern es musste sogar ein grosser Teil des Schuttes liegenbleiben, d.h. es wurde aufgeschüttet. War die Wasserführung jedoch relativ gross und die Menge des laufend anfallenden Schuttes gleichzeitig gering, so wurde eingeschnitten und ausgeräumt.

Während der Warmzeiten des Pleistozäns war in Kreta ohne Zweifel der erstere Fall gegeben. Pflanzenarmut, «steppenhafte» Verhältnisse, d.h. eine äusserst lückenhafte Vegetationsbedeckung im tieferen und mittleren Höhengürtel, verursacht durch die sehr langdauernde, völlig regenlose heisse Jahreszeit mussten die mechanische Verwitterung begünstigen. Die Schutthalden- bzw. Schuttfussbildung scheint so gross gewesen zu sein, dass die Gebirgshänge teilweise bis hoch hinauf in ihrem eigenen Schutt nahezu erstickten. Die Niederschlagsepisoden waren selten und sie beschränkten sich wahrscheinlich auf wenige Wochen der kühleren Jahreszeit, aber sie waren doch, in der Summe vieler Jahre, ergiebig genug, um morphologische Wirkungen auslösen zu können. Der in reichlichster Menge zugeführte Schutt konnte freilich nur zum geringen Teil bewältigt, d.h. abgeführt werden. Das hatte zur Folge, dass selbst in den breiteren Tälern Flussschotter sich in beträchtlicher Menge bzw. bis zu bedeutender Mächtigkeit aufhäuften, dass besonders enge Schluchten im Extremfall durch Schuttmaterial bis hoch hinauf ausgefüllt, verstopft wurden, während vor den Tal- oder Schluchtmündungen in vielen Fällen grosse Schuttfächer auf ebeneren Fussflächen vor den Gebirgen oder an den Küsten riesige Schwemmkegel ins Meer hinaus vorgebaut wurden.

In den Kaltzeiten mit ihren viel häufigeren und im Durchschnitt des Jahres darum auch quantitativ gesteigerten Niederschlägen herrschten

jedoch im tieferen und mittleren Höhengürtel die umgekehrten Verhältnisse. Die Transportkraft der Bäche und Flüsse, bedeutend infolge der häufigen, wohl auch sommerlich nicht völlig aussetzenden Niederschläge und durch plötzliche Schneeschmelzen, wurde durch die Zuführung von Material von oben bzw. von den Gehängen her nicht belastet, sie konnte daher fast restlos einer Ausräumung der vorher in den Talschluchten liegengebliebenen Gerölmengen zugute kommen. Über diese Transportarbeit hinaus wurde, zum mindesten im Mündungsbereich, noch im Anstehenden eingeschnitten. Die Erosionsbasis lag ja wesentlich tiefer als in den Warmzeiten. Die kaltzeitliche Ausräumung scheint aber gerade die Schluchten in recht ungleichen Mass betroffen zu haben. Heute ist die Verbreitung der küstennahen Verschüttungsreste in Kreta keineswegs gleichmässig. Zum Beispiel fehlt gerade der grössten aller kretischen Südküstenschluchten, der von Samariá, jede Andeutung eines ehemaligen Schwemmfächers. Auch vor der Trypití-Schlucht ist keine Spur eines alten Deltas zu erkennen, während die in der Mitte zwischen den beiden erwähnten Schluchten gelegene Dómata-Mündung die mächtigsten und grossartigsten Verschüttungsreste zeigt, die überhaupt in Kreta vorkommen (Abb. 4). Es ist nicht anzunehmen, dass die Verschüttung während der Warmzeiten sich nur auf bestimmte Schluchten beschränkte. Das Phänomen der Aufschüttung muss alle Täler und Schluchten betroffen haben, wenn auch je nach dem Talquerschnitt, je nach Grösse und Charakter des Einzugsgebietes örtlich in verschiedenem Ausmass. Aber aus grossen, weitverzweigten und kaltzeitlich besonders wasserreichen Schluchten (wie der von Samariá) dürfte die Schutt- und Geröllfüllung fast vollkommen wieder ausgeschwemmt worden sein, während z.B. in und vor der kürzeren, sehr engen und steilen Dómata-Schlucht relativ viel erhalten blieb.

Die völlige oder teilweise Zerstörung der ins Meer hinein vorgebauten Mündungsschwemmfächer kann nur durch die Meeresbrandung bewirkt oder wenigstens vollendet worden sein, und zwar im Holozän—vermutlich in erster Linie während des gegenüber heute um durchschnittlich 5-6 m höheren Meeresstandes zur Zeit der «Flandrischen Transgression». Auch heute arbeitet die Brandung noch an der Beseitigung der letzten Reste jener Deltabildungen.

Für den hohen Gürtel der Gebirge (oberhalb etwa 1800 m) galten während der Kaltzeiten allerdings andere Gesetze. Es würde den Rahmen

dieser Arbeit überschreiten, hier auf Einzelheiten einzugehen. Nur soviel sei in Kürze angedeutet: wenn auch durch Moränen nachweisbare Vergletscherungsspuren fehlen (so dass die Lage der würmeiszeitlichen Schneegrenze knapp unterhalb der Höhe der höchsten Berggipfel, also in 2300 - 2400 m angesetzt werden darf; vgl. die Karten bei LOUIS 1944 und bei PASCHINGER 1957), so gibt es doch Anhaltspunkte dafür, dass erstens die in 2000 - 2100 m Höhe gelegenen, sehr tiefen Grossdolinen des Zentralmassivs der «Weissen Berge» ganzjährig von —freilich bewegungslosen— Firnansammlungen erfüllt gewesen sind, dass zweitens während der kaltzeitlichen, zwar kurzen, aber doch noch häufige Frostwechsel aufweisenden Sommer an ausgeaperten Gipfelhängen eine intensive Frostverwitterung herrschte, so dass eckiger Schutt, vielleicht z.T. auch durch Lawinen, hangabwärts transportiert wurde und in Zwischenräumen zwischen den Firnansammlungen liegen blieb. Eigenartige, ganz isoliert auch am flachen Hang der Grossdolinen liegende «Zungen» eines stark verfestigten, eckigen, mehrere m mächtigen Kleinschutttes, die zweifellos weder Jetztzeit- noch Warmzeitbildungen sind, lassen kaum eine andere Deutung zu.

Unterhalb von 1800 m dürften die morphologischen Auswirkungen denudativer Vorgänge unter dem Einfluss von Bodenfrost, wie bereits S. 296 betont, nur sehr unbedeutend gewesen sein, jedenfalls in keiner Weise ausreichend, um etwa die bis mindestens 1450 m heraufreichenden Hangschuttpanzer erklären zu können.

Alles spricht also dafür, dass die pleistozänen Hang- und Talverschüttungen des tieferen und mittleren Gürtels in Kreta *warmzeitliche* Bildungen sind. Es bleibt die Frage zu erörtern, ob sämtliche Verschüttungen in Kreta völlig gleichaltrig sind, d.h. ob sie durchweg das Ergebnis einer einzigen, etwa der der tyrrhenischen Stufe entsprechenden Holstein- Warmzeit sind, oder ob auch die letzte (Eem-) Warmzeit an der Bildung der Verschüttungen beteiligt war, ob also Ablagerungen mindestens zweier getrennter Warmzeiten vorliegen. Die Entscheidung dieser Frage ist schwierig, da eine stratigraphische Trennung von verschiedenen alten Schuttbildungen, auch von «Poros» verschiedenen Alters nur in den seltensten Fällen gelingt. Immerhin liegt in Kreta ein Anhaltspunkt dafür vor, dass die letzterwähnte Annahme zutrifft. Das Schuttfächerdelta in der Mündung der Dómata- Schlucht ist doppelt entwickelt, d.h. in einen grösseren, älteren Schuttfächer ist ein etwas kleinerer, jüngerer eingeschachtelt (Abb. 4);

die Bildung der beiden Schuttfächer muss durch eine länger dauernde Erosions- bzw. Ausräumungsphase getrennt gewesen sein. Es lässt sich denken, dass der ältere Schuttfächer der Warmzeit des Tyrrens, der jüngere derjenigen des Monastir I entspricht. Daraus könnte man schliessen, dass auch die übrigen Schuttbildungen Kretas nicht unbedingt als genau gleichaltrig anzusehen sind.

Abschliessend sei darauf hingewiesen, dass das Phänomen pleistozäner Verschüttungen im östlichen Mittelmeergebiet selbstverständlich nicht auf Kreta beschränkt ist. Auch auf dem griechischen Festland, im Peloponnes, in Attika, in Thessalien usw. können ähnliche Erscheinungen, vor allem grosse, flache Schuttfächer häufig beobachtet werden. Es wird weiterer Untersuchungen bedürfen, um klarzustellen, inwieweit Parallelierungen—sowohl altersmässig wie in bezug auf die klimatischen Ursachen—mit den kretischen Vorkommen möglich bzw. erlaubt sind. Man gewinnt allerdings den Eindruck, als ob auf dem griechischen Festland, wo das Vorhandensein der grossen Beckenebenen einen ganz anderen Typus des Grossreliefs bedingt, die Erscheinungsreihen junger Verschüttungen nicht so vielgestaltig entwickelt sind wie gerade auf der kompliziert gebauten und morphologisch aufs stärkste differenzierten Insel Kreta.

ΠΕΡΙΛΗΨΙΣ

Εἰς ὅλας σχεδὸν τὰς περιοχὰς τῆς Κρήτης ἔχουν παρατηρηθῆ λειψάνα ἐκτεταμένων τεταρτογενῶν προσχώσεων κοιλάδων καὶ κλιτύων. Πρόκειται ἐνταῦθα περὶ ὑπολειμμάτων ἀναβαθμίδων κορημάτων, πληρώσεων λεκανῶν καὶ χαραδρῶν, κορημάτων ἐκ κροκαλῶν ἐν εἴδει ριπιδοειδοῦς μὲν μορφῆς εἰς τὴν ἐνδοχώραν καὶ δελτοειδῶν σχηματισμῶν εἰς τὰς ἀκτὰς. Πέραν τούτου περὶ λειψάνων καλυμμάτων ἐκ κορημάτων λατυποπαγοῦς μορφῆς παλαιότερας ἡλικίας, ἐπιφανειακῶς ἐξηπλωμένων.

Τόσον αἱ ἀναβαθμίδες ὅσον καὶ αἱ ριπιδοειδοῦς μορφῆς ἀποθέσεις κορημάτων, οἱ δελτοειδεῖς σχηματισμοὶ κλπ. ἔχουν ἄνευ ἐξαιρέσεως κατακερματισθῆ, ὁ σχηματισμὸς δὲ τῶν προσχώσεων ἐν οὐδεμιᾷ περιπτώσει ἔλαβε χώραν ὑπὸ τὰς σήμερον κρατούσας κλιματολογικὰς συνθήκας, ἀλλὰ ὑπ' αὐτὰς παρελθουσῶν γεωλογικῶν ἐποχῶν. Ὁ συγγραφεὺς θεωρεῖ ὅτι αἱ ψυχραὶ περίοδοι τῶν πλειστοκαινικῶν χρόνων δὲν παρεῖχον τὰς καταλλήλους κλιματολογικὰς συνθήκας διὰ τὴν συγκέντρωσιν τῶν τεραστίων ποσοτήτων κορημάτων κλιτύων τόσον εἰς τὰς κατωτέρας ὅσον καὶ εἰς τὰς ἀνωτέρας ζώνας.

Στηριζόμενος ἐπὶ θεωρητικῶν σκέψεων ὅσον καὶ ἐπὶ συγκεκριμένων παρατηρήσεων ὁ συγγραφεὺς τείνει μᾶλλον νὰ παραδεχθῆ ὅτι τὰ προαναφερθέντα φαινόμενα εἶναι δυνατὸν νὰ ἔλαβον χώραν μόνον εἰς τὴν περίπτωσιν θερμῶν κλιματολογικῶν συνθηκῶν.

Εἰς πλεῖστα σημεῖα τῶν ἀκτῶν τῆς νήσου ἐκ τῆς ἐναλλαγῆς χερσαίων προσχώσεων πρὸς τὸν θαλασσίας προελεύσεως ἀπολιθωματοφόρον (πῶρον) εἶναι δυνατὸν νὰ ἀποδειχθῇ ὅτι οἱ ἐκ τῶν ἐκβολῶν τῶν κοιλάδων μεταφερθέντες ὄγκοι κορημάτων ἀπετέθησαν ἐντὸς θαλάσσης, τῆς ὁποίας ἡ στάθμη εὐρίσκετο 20 - 25 μέτρα ὑψηλότερον τῆς σημερινῆς.

Πρόκειται κατὰ πᾶσαν πιθανότητα περὶ τῆς θαλασσίας ἐπικλύσεως τοῦ Τυρρηνίου, ἣτις ἀντιστοιχεῖ πρὸς τὴν μέσην καὶ μεγαλύτεραν θερμὴν περίοδον τοῦ Πλειστοκαίνου.

L I T E R A T U R

1. BÜDEL J., Die «periglazial» - morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. *Erdkunde* 1953.
2. CREUTZBURG N., Probleme des Gebirgsbaues und der Morphogenese auf der Insel Kreta. *Freiburger Universitätsreden*, N. F. Heft 26. Freiburg i. Br. 1958.
3. GRAUL H., Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges, berechnet an Hand von C - 14 Datierungen. Deutscher Geographentag Berlin 1959, Tagungsbericht und wiss. Abhandlungen. Wiesbaden 1960.
4. LOUIS H., Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. *Geologische Rundschau*, 34, 1944.
5. MITZOPOULOS M., Le Quaternaire marin (Tyrrhénien) dans la presqu'île de Pérachora. *Praktika de l'Acad. d'Athènes*. 8, 1933, S. 286 - 292.
6. PASCHINGER H., Die würmeiszeitliche Schneegrenze im Mittelmeergebiet. R. von KLEBELSBERG - Festschrift (*Mitt. Geolog. Ges. Wien*, 48), 1955.
7. PFANNENSTIEL M., Das Quartär der Levante. Teil 1: Die Küste Palästina - Syriens. *Akad. d. Wiss. u. der Lit. Mainz, Abhandl. der Math. - Naturwiss. Klasse No 7*, 1952.
8. POSER H., Klimamorphologische Probleme auf Kreta *Zeitschr. für Geomorphologie* 1957.
9. WOLDSTEDT P., Das Eiszeitalter. Band 2. Stuttgart 1958, 2. Aufl.
10. ZEUNER F. E., Dating the Past. An Introduction to Geochronology. London, 2nd edition 1950.
11. ZEUNER F. E., The Pleistocene Period. London 1959.

G e o l o g i s c h e K a r t e n .

Geological Map of Greece 1:50.000. Institute for Geology and Subsurface Research (K. ZACHOS, Director), Athens.

Sheet 2: Platanias - Crete (accomplished by H. J. MARTINI), 1956.

Sheet 22: Ierapetra; 23: Sitia; 24: Ziros (accomplished by J. PAPANASTASIOU), 1959.