

Beiträge zur Geologie der Kykladeninsel Amorgos

Autor(en): **Renz, Carl**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **26 (1933)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-159261>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Vol. 26, N° 2. — Décembre 1933.

Beiträge zur Geologie der Kykladeninsel Amorgos.

VON CARL RENZ.

Mit 1 Textfigur.

Die an der südöstlichen Peripherie der kristallinen Kykladen-
gruppe gelegene Insel Amorgos besteht aus sedimentären Gesteinen,
die, soweit sie überhaupt verändert, nur noch in beschränkter Masse
von der metamorphen Umwandlung betroffen wurden und sich somit
von den hochmetamorphosierten Bildungen ihrer unmittelbaren Nach-
barschaft deutlich abheben.

Den bisherigen Versuchen, das Alter der amorginischen Sedi-
mente zu bestimmen, fehlte der palaeontologisch fundierte Unterbau,
ein Mangel, der durch die isolierte Lage des aus seinem organischen
Verband gelösten Gebirgsfragmentes noch verschärft wird.

So beruhte die vorläufige Altersdeutung¹⁾ lediglich auf dem
lithologischen Vergleich einzelner Sedimentfolgen mit petrographisch
ähnlichen Schichtenreihen im Palaeozoikum (Devon, Karbon, Perm)
schon entfernterer aegaeischer Gebiete.

Am besten schneidet bei diesen Vergleichen noch der Kryoneri-
dolomit ab, da er einen eigenartigen und dabei nicht landläufigen
Faziestyp darstellt.

Der Kryoneridolomit von Amorgos ist ein an die nordwest-
liche Randzone der Insel gebundener und mit ihr durchstreichender
Horizont von grauen bis gelblichen, dichten Dolomitbänken mit
zwischen geschalteten dünneren, vorwiegend violettroten, seltener grau-
grünen Schieferstreifen.

¹⁾ R. LEPSIUS: Geologie von Attika. Berlin 1893, S. 80—81.

A. P. LIPPSON: Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Peter-
manns geogr. Mitteil. 1901, Erg. Bd. 29, Ergänzungsheft Nr. 134, S. 98—106.

CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum
und Palaeozoikum. Jahrb. oesterr. geol. R. A. Wien 1910, Bd. 60, H. 3, S. 497—515
(Kapitel C. Die Insel Amorgos, gemeinsame Untersuchung mit F. FRECH).

CARL RENZ: Beiträge zur Geologie der aegaeischen Inseln. Praktika de
l'Acad. d'Athènes 1927, t. 2, p. 364.

Ein lithologisch vollkommen gleichartig ausgebildeter Dolomitkomplex kehrt nach meinen Untersuchungen im Permokarbonbereich der argolischen Küsteninsel Hydra wieder und gehört hier nach seiner Foraminiferenführung (Fusulinellen) und Lagerung im jungpaläozoischen Schichtenverband dem Perm an.

Die habituelle Übereinstimmung dieser auf Amorgos und Hydra beschränkten Dolomitgesteine und ihr etwa gleiches geographisches Situationsverhältnis gegenüber dem grösstenteils versenkten kristallinen Gebirge der Kykladen und Attikas legte auch ihre stratigraphische Gleichstellung nahe, obwohl auf Amorgos zurzeit noch keine Fusulinellen aus dieser Dolomitserie bekannt sind. Einige ganz einzeln beobachtete Korallen- und Gastropodenreste waren stratigraphisch nicht verwertbar. Dagegen konnte ich auf dem Amorgosnahen Katokupho schwarze permische Foraminiferenkalke feststellen, die mit Neoschwagerinen, Verbeekinen, Fusulinen usw. der älteren Dyas bzw. dem Mittelperm angehören.

Die permischen Neoschwagerinenkalke befinden sich hier als Bestandteile des neogenen Pesuliakonglomerats auf sekundärer Lagerstätte, doch lässt sich aus der Form und Grösse der Gerölle und Blöcke schliessen, dass ihr Anstehendes nicht weit entfernt gewesen sein kann.

So erscheint die Altersdeutung des Kryoneridolomits einigermaßen gesichert, obwohl mich meine langjährigen Erfahrungen in Griechenland belehrt haben, dass auf lithologische Vergleiche oder sogenannte reine Leitgesteine stratigraphisch kein Verlass ist.

Eine an der Westseite der Katapolabucht bei der Kapelle Panagia Kato-Akrotiri dem Schiefer von Minoa diskordant aufsitzende Dolomitscholle ist vom Kryoneridolomit zu trennen. Dieser tektonisch aufgelagerte, körnige, magnesiumreichere, kompakte Dolomit, der sich somit ohne weiteres von den mit Schieferlagen wechselnden Bänken des sehr dichten Kryoneridolomits unterscheidet, stimmt in seiner ganzen Erscheinungsform vielmehr mit den hellenischen Triasdolomiten (wie dem Hauptdolomit) überein.

Das Alter der übrigen, bisher für paläozoisch gehaltenen Komplexe von Amorgos, wie der Schiefer von Minoa und Aegiali, der quarzreichen Grauwackenkonglomerate von Kapsala und Arkesine, der Hornsteinkalke von Chozoviotissa (Chozoviotissakalk) und der halbkristallinen Kammkalke des Prohit Ilias blieb aber nach wie vor höchst problematisch.

Ausserdem treten schwarze Kalke auf, die an Tripolitzakalke erinnern (wie in der Umgebung von Katapola), doch kenne ich bei weitem noch nicht alle Teile der langgestreckten Insel.

Der Mangel an Fossilien ist auch auf die Beschaffenheit der Sedimente zurückzuführen, die sich, wie gesagt, grossenteils schon mehr oder weniger im Anfangsstadium der Metamorphose befinden.

Neuerdings fand ich nun am Nordhang der Inselmitte in den dunkelgrauen bis schwarzen Kalken von H. Joannis-Richti, die ich als Richtschichten bezeichnen will, doch noch relativ gut überlieferte Korallen mit *Chaetetes chaetetiformis* VETTERS und *Lati-maeandra* nov. spec. nebst einem vereinzelt zur Gattung *Placites* MOJS. gehörigen Ammoniten, den ich als *Placites* cfr. *Oldhami* MOJS. bestimmt habe.

Placites cfr. Oldhami Mojs.

1896. *Placites Oldhami* MOJSISOVICS: Beiträge zur Kenntnis der obertriadischen Cephalopoden-Faunen des Himalaya. Denkschr. Akad. Wiss. Wien (math. nat. Kl.) Bd. 63, S. 92 [664], Taf. 19, Fig. 2a—c.
1899. *Placites Oldhami* MOJSISOVICS: Upper triassic Cephalopoda faunae of the Himalaya. Palaeont. Indica ser. 15, Bd. 3, Part 1, p. 111, Taf. 19, Fig. 2a—c.
1906. *Placites polydactylus* MOJS. var. *Oldhami* C. DIENER: Fauna of the Tropites-Limestone of Byans. Calcutta 1906, p. 165, Taf. 14, Fig. 7, 8, 9.
1909. *Placites* cf. *polydactylus* MOJS. var. *Oldhami* C. DIENER: The Fauna of the Traumatocrinus-Limestone of Painkhanda. Calcutta 1909, p. 20, Taf. 4, Fig. 4a—b.

Das einzige von H. Joannis-Richti auf Amorgos vorliegende Exemplar ist mit seiner Unterseite noch an den harten, grauschwarzen, schon ziemlich kristallinen Kalk gebunden und durch den Gesteinsdruck leicht deformiert. Die Ammonitenfüllmasse selbst ist dichter. Obwohl das Lobenbild unter den Witterungseinflüssen im ganzen schon erheblich gelitten hat, konnte ich die generische Bestimmung doch einwandfrei durchführen, da sich neben den verwaschenen Stellen der Oberfläche da und dort auch noch besser überlieferte Lobenpartien erhalten haben, aus denen sich die ganze Suturführung ohne Schwierigkeit rekonstruieren liess.

Der Form nach stimmt der Amorgosammonit, der einen Maximaldurchmesser von 6,5 cm erreicht, mit den äusserst enggenabelten, flachen und hochmündigen Gehäusen der indischen Vorlagen überein. Die stark abgeplatteten, glattschaligen Flanken schliessen sich über den schmalen, abgerundeten Externteil zusammen.

Die Lobatur besteht aus 14 lateralen Suturelementen (14 Sättel und 15 Loben inkl. Externlobus).

Die charakteristische, leicht konkave Einbuchtung der vielgliedrigen Auxiliarenreihe kommt bei meinem amorginischen Stück ausgesprochen zur Geltung. Von den Auxiliaren ab wird der Suturbogen konvex und erreicht mit dem Wipfel des ersten Hauptsattels seinen Höhepunkt.

Die von der Naht entfernteren grösseren Hilfsloben sind zweispitzig, wie auch die zwischenliegenden Sättel dimeroid gestaltet sind. In der Nahtnähe lassen sich diese Teilungen der winzigen Auxiliarelemente nicht mehr erkennen.

Die beiden grossen lateralen Hauptloben laufen, abgesehen von ihrer sekundären Zerschlitung, in zwei deutlich ausgeprägte Spitzen aus, die sich auch an dem amorginischen Exemplar noch klar abheben, und zwar namentlich beim zweiten Hauptlobus.

Die Gliederung des seichtereren Externlobus bzw. die Zerlegung des Externsattels durch zwei Adventivloben gleicht, ebenso wie das gegenseitige Höhen-

verhältnis der beiden grossen Hauptloben den entsprechenden Suturpartien der indischen Originale.

Der Höhenunterschied zwischen dem ersten und dem etwas mehr herabhängenden zweiten Hauptlobus bleibt aber bedeutend kleiner als bei dem sizilianischen *Placites baidaensis* GEMMELLARO¹⁾ und den nah verwandten Placitesarten des ostalpinen Norikums.

Bei den zum Vergleich besonders in Betracht kommenden alpinen Typen (wie *Placites polydactylus* MOJS., *Placites subsymmetricus* MOJS.)²⁾ sind zudem die Auxiliarsättel tiefer gespalten; bei *Placites polydactylus* MOJS. verringert sich auch die Zahl der Hilfselemente um einige Einheiten.

Der erwähnte norische *Placites baidaensis* GEMM. ist ausserdem mit sichelförmigen Falten versehen, die den übrigen Arten der Gruppe fehlen.

Bei allen diesen Placiten bleibt sich jedoch der im Auxiliarenbereich leicht konkave und dann konvexe Schwung des Suturbogens gleich.

Placites Oldhami war bisher bekannt aus den oberkarnischen Tropiteskalken, Daonellen- und Traumatocrinusschichten von Indien. Der jetzt von mir auf Amorgos nachgewiesene *Placites* ist der erste obertriadische Ammonit dieses Horizontes aus Griechenland.

In faunistischer Beziehung hat die Wiederkehr dieses indischen Placites auf Amorgos heute nichts mehr Auffallendes an sich, da auch in den untertriadischen Cephalopodenkalken von Chios und in den Bulogkalken Hydras verschiedene, anfangs für Eigentypen des Himalaya gehaltene Arten vorkommen. *Placites Oldhami* MOJS. steht auch, wie gesagt, den ostalpinen Placiten so nahe, dass ihn C. DIENER zuerst nur als Varietät des *Placites polydactylus* MOJS. betrachtete.

Im Hinblick auf die Korallen der amorginischen Richtschichten war zunächst mit einem tithonisch-alkretazischen Alter der Richtikalke zu rechnen. Die nach ihrer äusseren Gestalt zum Vergleich mit dem Amorgos-*Placites* herangezogenen Tithon-Kreideammoniten (wie manche Typen des Geschlechtes *Placenticeras*, der *Tissotiagruppe* u. a.) unterscheiden sich aber ohne weiteres durch ihren andersgearteten Lobenbau.

Herr J. FELIX (Leipzig), dem ich die spezifische Bestimmung der beiden Korallen verdanke, gibt von ihnen die folgenden Artbeschreibungen:

Chaetetes chaetetiformis Weisserm. (Vett. sp.).

1916. *Monotrypa chaetetiformis* VETTERS: Über eine tabulate Koralle und eine *Stromatopora* aus den mesozoischen Kalken Dalmatiens (Insel Cazza). Denkschr. Akad. Wiss. Wien (math. nat. Kl.) Bd. 92, S. 296, Taf. 8, Fig. 1a–c.
1926. *Chaetetes chaetetiformis* WEISSERMEL: Neues über Tabulaten, Hydrozoen und eine Hexakoralle aus dem Tertiär der Bogenfelder Diamantfelder, S. 94.

¹⁾ G. GEMMELLARO: I cefalopodi del Trias superiore della Regione occidentale della Sicilia. Palermo 1904, S. 281, Taf. 2, Fig. 19–24.

²⁾ E. MOJSISOVICS: Das Gebirge um Hallstatt. Abhandl. oesterr. geol. R. A. Wien 1875, Bd. 6, H. 2, S. 52, Taf. 21, Fig. 3–6 und S. 56, Taf. 22, Fig. 3.

„Die Kolonien sind eingeschlossen in einen dunkelgrauen, z. T. fast schwärzlichen Kalkstein. Sie sind von flach knollenförmiger Gestalt; oft sind mehrere solcher Knollen miteinander verwachsen.

In der Regel stehen die röhrenförmigen Polyparien senkrecht zur Oberfläche. Da das Wachstum oft ein recht unregelmässiges ist, so sieht man in Schliffen durch die ganze Kolonie bzw. durch mehrere miteinander verwachsene Kolonien stellenweise die Polypenzellen im Längsschliff und dicht dabei im Querschliff. Die Polypenzellen sind direkt mit ihren Wandungen verwachsen. Eine Struktur in diesen dunkel erscheinenden Zellwänden, etwa eine schwarze Mittellinie, ist nicht zu erkennen.

Der Durchmesser der Röhren beträgt 0,33–0,50 mm. Ihr Durchschnitt ist unregelmässig polygonal, am häufigsten vier- bis fünfseitig. Die Dicke der Wandungen einer Röhre beträgt 0,05 mm.

Im Längsschliff der Röhren erblickt man Querböden (Tabulae), doch ist deren Verteilung recht unregelmässig. An manchen Stellen der Schliffe sind sie sehr zahlreich, an anderen dagegen sehr spärlich. Im ersteren Fall beträgt ihre Entfernung 0,3–0,4 mm; auf 2 mm Zellhöhe zählt man 5–6 Böden. Die Vermehrung erfolgt durch Teilung. In der Kollektion RENZ befinden sich 4 Exemplare und 6 grosse Schliffe.

Ich habe die Koralle vorläufig als *Chaetetes chaetetiformis* angeführt, muss jedoch dazu bemerken, dass die Zurechnung zu dieser Art nicht völlig gesichert ist. VETTERS gibt nämlich an, dass die Röhren ausser ihrer gemeinsamen Zwischenwand noch eine eigene Innenwand zu besitzen scheinen. Eine solche kann ich in den mir vorliegenden Schliffen nicht wahrnehmen. Man sieht aber in diesen, dass die Koralle in einer beginnenden Umkristallisierung begriffen ist und die Konturen der Röhrenwandungen daher überhaupt nicht scharf sind. Dadurch würde auch die feine Kontur einer Innenwandung unkenntlich geworden sein.“

Latimaeandra n. sp.

„Die Kolonie war flach polsterförmig. Um ihre Struktur zu ermitteln, wurde ihre Unterfläche stark angeschliffen. Das Exemplar ist 95 mm lang, 50 mm breit und bis 20 mm dick.

Die Kelche sind in Reihen geordnet, die von ziemlich stumpfen Rücken getrennt werden. Manche Reihen verlaufen mehr geradlinig, andere gebogen, noch andere haben Ausbuchtungen. Die Breite der Reihen beträgt 8–10 mm, die der Rücken 5–6 mm. Der Erhaltungszustand der Oberfläche ist mangelhaft, so dass man nur stellenweise einige Kelchzentren erkennen kann. In Längsschliffen sieht man zwischen den kompakten Septen zahlreiche kräftige Traversen.

Obgleich die Art neu sein dürfte, unterlasse ich es doch, bei ihrem ungenügenden Erhaltungszustand einen neuen Namen für sie aufzustellen.“

Trotz der weitgehenden stratigraphischen Indifferenz der beteiligten Korallen konnte für die Richtschichten ein palaeozoisches Alter wegen der *Latimaeandra* nicht mehr in Frage kommen.

Die Chaetetiden sind in Osthellas, abgesehen vom Permokarbon, auch im Oberjura und in der Altkreide viel verbreitet.



Figur 1. Karte der Insel Amorgos und ihrer Umgehmg.

Nach den beiden Korallentypen¹⁾ allein hätte ich daher auf ein tithonisch-unterkretazisches Alter der Richtikalke geschlossen. Der sporadisch darin enthaltene *Placites* cfr. *Oldhami* Mojs. ist jedoch für die Altersbestimmung ausschlaggebend und weist die Richtschichten der Obertrias zu, in der sie als oberkarnische und eventuell noch unternorische Äquivalente zu betrachten sind. Zurzeit bezeichnen diese *Placites*-Korallenkalke mit ihren ersten auf Amorgos angetroffenen Fossilien den einzigen, stratigraphisch festen Boden der Insel.

Die von einer beginnenden dynamischen Veränderung bereits gestreiften Richtikalke, an die sich im Liegenden weitere Kalke anschliessen, stehen am unteren Ende eines z. T. klastischen Schieferkomplexes an, der durch die oberen quarzreichen Grauwackenkonglomerate (Grauwackenkonglomerat von Kapsala) seine besondere Note erhält.

Die klastischen Gesteine werden an der Kammeinsattelung von Kapsala durch die Chozoviotissakalke²⁾ überdeckt. Die Chozoviotissakalke sind eine ziemlich geringmächtige Serie von grauen bis dunkelgrauen, teilweise dolomitisierten, plattigen Kalken mit Hornsteinschnüren, die habituell an gleichartig entwickelte mesozoische Faziestypen Westgriechenlands erinnern. Ihre Überlagerung erfolgt durch die grauen, halbkristallinen, vielfach druckstreifigen Kalke des Proplit Ilias, des höchsten Berggipfels der Inselmitte.

Es sieht zunächst so aus, als ob die Richtikalke eine Einlagerung beim Übergang des Kalkes zu der schiefrig-klastischen Schichtengruppe bilden würden, wie man sie z. B. öfters auch zwischen Tripolitzakalk und Flysch beobachten kann.

Ich glaube aber eher, dass die ganze Lagerungsfolge der sedimentären Einheiten hier anormal ist und von Einkeilungen, Verschuppungen und grösseren Überschiebungen beherrscht wird. Dazu kommen natürlich noch die Verwerfungen und Rutschungen der jungen Bruchbildung. Ich hoffe, die Sachlage durch meine weiteren Detailuntersuchungen noch besser aufhellen zu können.

Einen Anhaltspunkt für das Alter der Kammkalke des Proplit Ilias liefert ein Bauxitvorkommen im östlichen Inselteil.

Nach W. FISCH³⁾ enthalten die mit den Kammkalken der Inselmitte korrespondierenden Kalke des Krikelas (des höchsten Gipfels im östlichen Inselteil) an verschiedenen Stellen Bauxit in Form von grösseren und kleineren Linsen. Die Anordnung der einzelnen Vorkommen verrät eine starke Faltung und Verschuppung des Gebirges.

¹⁾ Abgesehen von den im Kalk eingewachsenen Korallen wurden bei H. Joannis-Richti auch noch einige lose, z. T. sehr voluminöse Korallenstöcke aufgesammelt, die aber eine mangelhaftere strukturelle Erhaltung aufweisen.

²⁾ So genannt nach dem Höhlenkloster Chozoviotissa am Südhang der Inselmitte.

³⁾ Laut brieflicher Mitteilung.

Eine Lagergruppe südlich des Krikelas deutet auf das Vorhandensein zweier verschiedener Bauxithorizonte hin. Es ergibt sich daraus eine Ähnlichkeit mit den Bauxiten der mittelgriechischen Parnass-Kionafazies.

Nach L. NÖTH¹⁾ liegt in der Gegend von Distomon ein Bauxithorizont innerhalb der Kreide und ein weiterer im Oberjura, und zwar unter dem Kimmeridgien. Im Parnass, im Kionamassiv und in der Oeta gehört das Kimmeridgien nach meinen Untersuchungen jedoch zum Verband eines mächtigen dunklen Kalkkomplexes mit dem oberen Leithorizont der Cladocoropsiskalke (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX). Die Cladocoropsiskalke vertreten etwa das untere Kimmeridgien bis Séquanien, während die Bauxitlager und Bauxitnester hier überall jünger sind und jedenfalls erst nach den Ellipsactinienkalken folgen.

Nach G. GEORGALAS²⁾ erscheint der mittelgriechische Bauxit als Einschaltung zwischen unterkretazischen Kalken und oberkretazischem Hippuritenkalk.

W. FISCH vermutet, dass der untere Bauxithorizont Mittelgriechenlands der Altkreide angehört, wobei der obere Horizont etwa in die mittlere Kreide zu stellen wäre. Die Annahme von W. FISCH gründet sich auf auffallende Analogien des unteren Bauxithorizontes Mittelgriechenlands mit den Vorkommen des Bihargebirges (Rumänien), wo ausser Ellipsactinien im Liegenden ebenfalls Sphaerocodien auftreten³⁾.

Verschiedene Eigenschaften, wie z. B. ihre ausserordentliche Härte, verleihen den Amorgosbauxiten den Charakter eines Übergangsgliedes von den mittelgriechischen Bauxiten zu den Smirgeln von Naxos und Westanatolien, die hochmetamorphosierte Bauxite vom Alter der erstgenannten darstellen könnten.

Man kann daher annehmen, dass die Kammkalke von Amorgos (Prophit Ilias, Krikelas) samt den Chozoviotissakalken kretazisch sind und sich vermutlich auch noch am Jura beteiligen.

¹⁾ LUDWIG NÖTH: Beiträge zur Geologie und Palaeontologie Mittelgriechenlands. Neues Jahrb. für Min. usw. 1931, Beil. Bd. 66 (Abt. B), S. 146. Der dunkle Kalkkomplex mit dem Cladocoropsishorizont rückt auch in der Larymnagegend in die hier von L. NÖTH angegebene Lücke zwischen Mittellias und Unterkreide ein und umfasst daselbst auch noch Oberlias, Dogger und Malm p. p. (vgl. hierzu CARL RENZ, Neues Jahrb. für Min. usw., Beil. Bd. 38, S. 25–28).

Inwieweit es sich hier um eine Verzahnung von Fazieselementen der parnassischen Entwicklung mit der osthellenischen Sedimentation auf Grund zeitweiliger analoger Niederschlagsbedingungen oder um ein Hineinspielen von tektonischen Überlagerungen, d. h. Überschiebungen durch die osthellenische Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe handelt, muss im einzelnen noch abgeklärt werden.

²⁾ G. C. GEORGALAS: Les Bauxites de la Grèce. L'Echo des Mines et de la Métallurgie 1924, N^o 2808, p. 138.

³⁾ W. FISCH: Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. Jahrb. d. Phil. Fakultät II d. Universität Bern, Bd. 4, Bern 1924.

Bei der Chora von Amorgos liegen die Kalke des Prophit Ilias der Schiefergruppe von Minoa auf; bei Kapsala schieben sich zwischen das Grauwackenkonglomerat und die Kalke des Prophit Ilias noch die Chozoviotissakalke ein. Diese ganzen Lagerungsverhältnisse sprechen für Überschiebung und tektonische Auflagerung der oberen Kalkserie auf den schiefrig-klastischen Gesteinen.

Ein zweites Korallenvorkommen der Richtschichten (dunkle Kalke mit *Thamnastraea* spec. u. a.) befindet sich am Kapvorsprung Kornakopos bei Kastri Arkesine, wo im Hangenden ebenfalls die Schiefer, Grauwacken und Quarzkonglomerate wiederkehren.

Welches Alter besitzen nun diese zwischen den obertriadischen Richtikalken und den überschobenen Kreidekalken liegenden klastischen Gesteine und die Schieferkomplexe von Minoa und Aegiali?

Bei normaler Schichtenfolge wäre die Antwort durch das jetzt von mir festgelegte obertriadische Alter der Richtschichten gegeben. Da aber die Lagerungsverhältnisse anscheinend durch tektonische Verschiebungen gestört sind und da ausserdem das heutige Amorgos eine in ihrer Art weit und breit alleinstehende Gebirgsruine darstellt, wird sich eine vollgültige Lösung dieser Frage ohne weitere palaeontologische Stützen nur schwer finden lassen.

R. LEPSIUS hatte die Tonschiefer und Grauwackengesteine der Insel mit den weitentlegenen devonischen Schiefern und Grauwacken am Bosphorus verglichen. F. FRECH und ICH betrachteten sie als Äquivalente der von mir festgestellten karbonischen Schiefer- und Grauwackengesteine von Attika. A. PHILIPPSON liess ihr Alter in der Schwēbe zwischen Palaeozoikum oder Kreide.

Hält man unter den einheitlichen stratologischen Sedimentfolgen der verschiedenen griechischen Fazieszonen nach gleichartigen Komplexen Umschau, so steht unter den nachpalaeozoischen Formationsgliedern nur noch der Flysch zur engeren Wahl. Tatsächlich lassen sich ja auch die flyschähnlichen oberkarbonischen Schiefer- und Grauwackengesteine und die eigentlichen oberkretazisch-alttertiären Flyschbildungen in Osthellas lithologisch nicht auseinanderhalten. So kommen natürlich auch umgekehrt die Schiefer von Minoa und Aegiali in ihrem Gesamthabitus dem Flysch nahe, obwohl dieser Eindruck in beiden Fällen durch die schon begonnene Metamorphose der amorginischen Schichtenkomplexe verwischt wird. Dabei tragen die Schiefer von Aegiali im östlichen Inselteil ihr flyschartiges Gepräge manchenorts noch etwas ungeschminkter zur Schau als die Minoaschiefer.

Das Alter der Schiefer von Minoa und Aegiali kann daher durch lithologische Vergleiche nicht bestimmt werden. Es erscheint deshalb auch verfrüht, heute schon Erwägungen darüber anzustellen, ob die Quarzkonglomerate etwa als Basalglied der Schiefergruppe eine mit der osthellenischen Kreidetransgression korrespondierende Transgression anzeigen.

Bevor ich jedoch auf die Stellung der Insel Amorgos im weiteren ägäischen Rahmen eingehe, habe ich noch die kleineren Inseln in ihrer engeren Umgebung zu besprechen.

Die Inselgruppe Makariaes.

Die zwischen Naxos und Donusa gelegenen, politisch aber noch zu Amorgos gehörigen Makariaesinseln bestehen aus drei Eilanden, nämlich H. Nikolaos, Prasini und Strongylos, unter denen die Nikolaosinsel mit ihren zerlappten Umrissen nicht nur das grösste, sondern auch interessanteste Glied darstellt (s. Textfig. 1).

Der durch zwei Buchten von dem langgestreckten südlichen Inselkörper abgeschnürte Nordzipfel von H. Nikolaos besteht aus grauen Kalken von klotzigem Aussehen. Der meist dichte Kalk neigt nur wenig zur Kristallinität und zeigt an seiner abgewitterten Oberfläche bisweilen sporadische Durchschnitte von Korallen und Gastropoden. Dazu kommen als wichtigste Fossilien stellenweise noch mittelgrosse Megalodonten. Wie gewöhnlich in Griechenland lassen sich die Megalodonten auch hier nicht herauslösen; doch gewann ich, abgesehen von den im Fels beobachteten herzförmigen Längsschnitten, einige Handstücke, an denen sich die Merkmale der Gattung *Megalodon* noch hinreichend erkennen liessen.

Der südliche Teil von H. Nikolaos baut sich aus jungtertiären Gesteinen auf.

Am Isthmus zwischen den beiden Inselhälften stossen die obertriadischen Megalodontenkalken zunächst an graue, sandig-mergelige Bildungen mit Geröllen aus vorherrschenden Marmoren, nebst verschiedenen anderen kristallinen Kykladengesteinen und eruptiven Felsarten. Diese konglomeratische Ablagerung ist wohl dem schon erwähnten, foraminiferenkalkführenden Pesuliakonglomerat von Kato-kupho gleichzustellen (vgl. S. 132 u. 142).

Unten an der Ostbucht kommen auch die gelblichen, plattigen Kalke hervor, die sonst grosse Teile der Kuphonisia zusammensetzen.

Mit mauerartigem Anstieg schliessen sich an die Konglomeratbildungen des Isthmus die übrigen Neogenglieder an. Hierzu gehören auch pflanzenführende, braungraue Sinterkalke, die ebenfalls auf den Kuphonisia wiederkehren.

Sonst besteht die weitere jungtertiäre Schichtenreihe vornehmlich aus meist hellgelben bis graugelben Kalkmergel- und Kalksandsteinschichten mit eingeschalteten Geröllen.

Die Neogengesteine beschreiben eine ziemlich flache Synklinale, deren Achse etwa der Längsrichtung des südlichen insularen Teilkörpers folgt.

Die Schichtenserie enthält auch einen in Steinbrüchen abgebauten, sich gut als Werkstein eignenden, gelbgrauen Kalksandstein und weiter oben am Westzipfel graugelbe, gastropodenreiche Kalksand-

steinlagen. Trotz der Individuenmenge ist die Gastropodenfauna aber doch merkwürdig artenarm und dazu höchst eintönig, da es sich fast nur um Angehörige der Gattung *Melanopsis* handelt. Sehr auffallend für diese limnischen Neogenbildungen sind einige gleichsinnig und ebenflächig zwischengeschaltete, dünnplattige Lagen von lichthem, marmorartigem Kalk.

Die beiden anderen Makariaesinseln, Prasini und Strongylos, bauen sich aus anscheinend fossilereen, grauen Kalken auf, die zwar dem obertriadischen Megalodontenkalk von H. Nikolaos habituell ähnlich werden, aber doch mehr zerknittert und auch schon etwas kristallinischer sind. Ausserdem steht auf Prasini gegenüber der Ostbucht von H. Nikolaos chromitreicher Peridotitserpentin an. Das Kontaktband mit dem Kalk besteht aus roten, oberflächlich braunen Zersetzungsprodukten.

Leider ist das Alter des Prasinikalkes nicht ganz sicher, sonst könnte dieses Serpentinvorkommen für die osthellenische Serpentinfrage von Belang werden.

Die Kuphonisia.

Die Kuphonisiagruppe setzt sich ebenfalls aus drei Inseln zusammen, d. h. Ano- und Katokupho nebst Glaronisi (s. Textfig. 1).

Mit Ausnahme der Westspitze von Katokupho, an der ein gelblicher, marmorierter Kalk ansteht, bestehen alle drei Inseln aus Neogen, das sich in seiner Entwicklung und mit seiner gleich flachgewellten Lagerung vollkommen der im Alter adäquaten limnischen Neogenfazies auf der Makariaesinsel H. Nikolaos anschliesst.

Ein sehr interessantes Glied dieses Neogens sind die schon aus der Ostbucht von H. Nikolaos erwähnten mattgelben bis weissgrauen, dichten, lithographischen Plattenkalke, die den Nordostzipfel von Katokupho, Glaronisi und die südliche Randpartie von Anokupho einnehmen. Ohne ihre Verbindung mit dem durch die limnischen Melanopsidenschichten gewährleisteten Neogen würde ich die in einem solchen Milieu unerwartete Plattenkalkfazies niemals für lakustres Jungtertiär gehalten haben, sondern ich hätte sie eher mit den Plattenkalken der mesozoischen Komplexe Westgriechenlands verglichen. Doch gibt auch A. PHILIPPSON aus dem kleinasiatischen Süsswasserneogen derartige lithographische Kalke an.

Die übrige höhere Schichtenfolge von Ano- und Katokupho gleicht sich ebenfalls der Neogenentwicklung von Makariaes an, nur wurde das Melanopsidenlager von H. Nikolaos auf den Kuphonisia nicht wiedergefunden.

Dagegen kehren die Pflanzenschichten mit Schilfstengeln u. dgl. bzw. die braungrauen, kristallinen Sinterkalke mit Blattabdrücken (von Laubbäumen) auch auf den beiden Kuphonisia wieder.

Das Äquivalent der Gerölle am Isthmus von H. Nikolaos findet sich in den z. T. ziemlich lockeren Konglomeratbildungen der Pesuliabucht auf Katokupho. Die betreffenden Konglomerate, die ich als Pesuliakonglomerat bezeichne, durchqueren den Inselkörper von der Pesuliabucht bzw. der Bucht zwischen den Kaps Jenupas und Charakas im Süden nach der Phitiobucht im Norden.

Zum Unterschied von Makariaes enthalten die Pesuliakonglomerate aber neben dem kristallinen Kykladenmaterial und Rollstücken eruptiver Herkunft (Ophiolithen und weiteren Eruptiven) reichlich grobe Gerölle und Blöcke von metamorphosefreien Foraminiferengesteinen.

Besondere Bedeutung erlangen hierunter die schon erwähnten schwarzen mittelpermischen Neoschwagerinenkalke¹⁾ mit ihren glänzend überlieferten Neoschwagerinen, Verbeekinen, Fusulinen usw.

Mein Material von hier enthält nach einer mikroskopischen Untersuchung durch Y. OZAWA und A. TOBLER²⁾ folgende für Mittelperm sprechende Typen:

Neoschwagerina craticulifera SCHWAGER,
Neoschwagerina cfr. *Margaritae* DEPRAT,
Sumatrina pesuliensis n. sp.,
Verbeekina Verbeeki GEINITZ,
Fusulina cfr. *elongata* SHUMARD,
Fusulinella sp. und *Depratella* sp.

Diese permische Foraminiferenkalkfazies kehrt nach meinen Untersuchungen mit zum Teil auch lichten Kalken sowohl im argolischen Archipel (Hydra mit seinen Trabanten), in Attika und Mitteleuboea, wie auf Cypern wieder. Ausserdem habe ich Anzeichen ihres Vorkommens im Taurus erhalten (nach Bachgeschieben im Hinterland von Mersina).

Am Pesuliakonglomerat beteiligen sich ferner noch verschiedene alttertiäre Foraminiferengesteine, die vor allem für Lutétien sprechen. Die Nummulitengesteine des Lutétiens (Kalke und grauwackenartige Sandsteine) führen u. a. Nummuliten (*Nummulites perforatus* MONTF.), Alveolinen (*Alveolina elongata* ORB.), Orbitoliten (*Orbitolites complanatus* LAM.), Discocyclinen (*Discocyclina* div. spec.).

Die Komponenten des Pesuliakonglomerats machen mit ihren z. T. groben Rollstücken und Blöcken den Eindruck, als ob sie nur aus geringer Entfernung herbeigeschafft und als mündungsnahe fluviatile Geschiebe abgelagert worden wären. Anstehende Vorkommen

¹⁾ CARL RENZ: Beiträge zur Geologie der aegaeischen Inseln. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1927, t. 2, p. 365. — CARL RENZ: Geologische Untersuchungen auf den aegaeischen Inseln. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1928, t. 3, p. 553.

²⁾ Y. OZAWA and A. TOBLER: Permian Fusulinidae found in Greece. Eclogae geol. Helvetiae 1929, Bd. 22, S. 45—49.

des kristallinen Kykladenmaterials, der alttertiären Foraminiferengesteine (Naxos, Astypalaea) und von Serpentin liegen ja auch in der Nähe.

Beiläufig sei jedoch bemerkt, dass unter Umständen auch grobe Gerölle ortsfremden Ursprungs, wie sie z. B. in sandig-mergeligen Partien innerhalb des Flyschs von Othoni (Fanó bei Korfu) zusammengehäuft sind (Ophiolithe und weitere Eruptiva, Quarze, Jaspis usw.), von weither verfrachtet sein können. Da sich die von den Nummulitenkalken des Lutétiens bis zum Burdigalien hinziehenden und nach obenhin faziell schon modifizierten Flyschablagerungen von Othoni der Flyschentwicklung der Malakstra in Albanien anpassen, so deutet diese Faziesanalogie auch den Weg an, den die aus Inner-Albanien stammenden Gerölle auf ihrer Wanderung genommen haben könnten.

Im allgemeinen weisen die neogenen Gesteine der Makariaes- und Kuphonisiagruppe auch hinsichtlich ihrer teilweisen Kristallinität auf die diesbezüglichen Neogenbildungen von Attika hin; andererseits deutet die limnisch-lithographische Plattenkalkfazies eine Verknüpfung mit dem anatolischen Süßwasserneogen an. Jedenfalls erfolgte der Kalkabsatz beiderseits unter gleichen Bedingungen.

Zur selben Gruppe wie das Neogen der Kuphonisia und Makariaesinseln gehören jedenfalls auch die Theológuschichten PHILIPPSONS auf Anaphi¹⁾, der südlichsten griechischen Kykladeninsel. Die Theológuschichten legen sich am Westhang von Anaphi dem Grundgebirge mit flacher Neigung diskordant an. Sie bestehen nach A. PHILIPPSON aus flyschartigen Sandsteinen, Konglomeraten, Tonschiefern und dichten, fast lithographischen Plattenkalken.

Ausserdem wäre noch eine Altersgemeinschaft meines Pesuliakonglomerats mit den dunkelroten oder braunen Konglomeraten und Sandsteinschichten von Mykonos (Panormosbucht)²⁾ in Erwägung zu ziehen. Die letzteren sind gleicherweise in flache Falten gelegt, ihr Alter ist jedoch noch unbestimmt. Zu den Bestandteilen der Konglomerate von Mykonos gehören kristalline Gesteine, Quarz, Serpentin, Kalk und bohnerartige Eisenkonkretionen (nach A. PHILIPPSON).

Wie ich beim Vorbeifahren sah, besteht auch die gegen die Makariaesinseln vorspringende Landzunge von Muntsara auf Naxos aus vermutlich gleichfalls neogenen Konglomeraten, die aber noch untersucht werden müssen.

¹⁾ A. PHILIPPSON: Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns geogr. Mitteil. 1901, Erg. Bd. 29, Ergänzungsheft Nr. 134, S. 111 u. 147.

²⁾ A. PHILIPPSON: Nachträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns geogr. Mitteil. 1902, Bd. 48, S. 107.

Antikeros.

Beeinträchtigt durch ein drohendes Unwetter habe ich auf dem wichtigen Antikeros leider nur ganz kurze Zeit verweilen können, wobei ich nur den Ostzipfel oberflächlich kennenlernte.

Hier wurden in grauen Kalken spärliche Korallenreste und Gyroporellen gefunden. Die weiteren am Aufbau der Insel beteiligten Kalke und sonstigen Gesteine habe ich nicht mehr untersuchen können. Habituell ähneln die allerdings schon kristallinischeren Gyroporellenkalken von Antikeros den Kalken der Makariaesinseln.

Auf Mykonos kommen gleichfalls Gyroporellenkalken vor, die von L. CAYEUX¹⁾ der Trias zugewiesen wurden.

Bei dem vorliegenden Erhaltungszustand der Röhren, an denen man im Längs- und Querschliff wohl noch die äusserliche Form, aber sonst keinerlei nähere Einzelheiten mehr erkennen kann, erscheint mir eine nur hierauf basierte Altersbestimmung bei einem gänzlich isolierten Vorkommen ziemlich gewagt, da gleichartige Diploporidenröhren auch in anderen Formationen, wie in französischen Urgonkalken auftreten (bei Grenoble und anderwärts). Immerhin werden die gyroporellenhaltigen Kalke von Antikeros im Hinblick auf Makariaes wohl obertriadisch sein.

Dessenungeachtet verliert aber der halbmetamorphe Gyroporellenkalk von Antikeros nichts von der Bedeutung, die er angesichts seiner Lage zum vollkristallinen Gebirge besitzt.

Das kristalline Gebirge zwischen Naxos und Amorgos.

Im Raum zwischen Antikeros einerseits und den Makariaesinseln andererseits dringen die vollkristallinen Gesteine des grössten teils untergetauchten kristallinen Gebirges bis nach Amorgos vor und enden hier mit der Randinsel Nikuria, die sich dem nordwestlichen Küstensaum von Amorgos unmittelbar vorlegt.

Das dominierende Gestein von Nikuria²⁾ ist ein weisser, sehr grobkristalliner Marmor.

Scheinbar über dem Marmor, vielleicht aber auch durch Brüche abgeschnitten, findet sich zwischen dem östlichen Zipfel und der Hauptmasse der Insel ein winkelig begrenztes Vorkommen von Glimmerschiefer und karbonatreichem Epidot-Hornblendeschiefer.

¹⁾ L. CAYEUX: Existence de calcaires à Gyroporelles dans les Cyclades. Compt. rend. Acad. d. sciences Paris 1911, t. 152, p. 292—293. — L. CAYEUX: Description physique de l'île de Délos. Exploration archéologique de Délos. Paris 1911, p. 124—125.

²⁾ CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. Jahrb. oesterr. geol. R. A. 1910, Bd. 60, S. 511.

Daneben tritt ein durch Druck teilweise umgewandelter Quarzporphyr auf.

Das Streichen dieser kristallinen Schichten beträgt N 70—80 W (40° S), ist also annähernd senkrecht zur Streichrichtung der Hauptinsel eingestellt.

Ein weiteres, räumlich kleineres Vorkommen der hochmetamorphenen Schiefer liegt beim Kloster Panagia. Nach Westen folgt wieder Marmor mit entgegengesetztem Einfallen (N 80 W bis W-O; 40° N).

Auch etwas weiter erhebt sich der Marmor im Eiland Grabonisi nochmals über den Meeresspiegel.

Vollkristalline Gesteine, wie sie auf Nikuria und Grabonisi auftreten, finden sich sonst nirgends auf der Hauptinsel, es sei denn, dass in dem von mir noch nicht begangenen äussersten Westen oder auf Grabusa noch derartig hochmetamorphosierte Bildungen vorkommen.

Aus dem gleichen blendend weissen, sehr grobkristallinen Marmor, der auf Nikuria herrscht, besteht auch die kleine Felseninsel Kopria zwischen der Makariaesgruppe und den Kuphonisia bzw. Keros (s. Textfig. 1).

Das Hauptgestein der grösseren Insel Keros ist ebenfalls Marmor, der aber hier auch feinkörniger (zuckerkörnig) wird und öfters eine lichtgraue Färbung annimmt, wie an der Südküste und auf dem ihr vorgelagerten Inselnschwarm. Hier stellen sich lokal auch hellrote Partien ein. Auf Lubardari steht vorwiegend weisser, feinkörniger Marmor an.

Unter der mächtigen Marmordecke von Keros erscheinen in der Bucht gegenüber der Klippe Diliakas, in der Phirobucht und an der Südostspitze der Insel bei der Klippe Vurgaris dunkle, sandig-schiefrige Gesteine, sowie schwarze, dichte, ganz dünnschichtige, durch den Gebirgsdruck zu etwas dickeren Lagen zusammengescheusste Kalke nebst rotem Hornstein. Diese relativ wenig veränderten Gesteine, die mit der augenscheinlich überschobenen Marmordecke verfaltet sind, sehen z. T. ganz nach Mesozoikum aus.

Ich habe schon 1906 in einem auf dem Internat. Geologen-Kongress in Mexiko gehaltenen Vortrag¹⁾ darauf hingewiesen, dass im kristallinen Gebirge Attikas und der Kykladen Trias enthalten sein dürfte.

Da ich im griechischen Metamorphikum nicht gearbeitet hatte, beruhte meine Annahme lediglich auf Rückschlüssen, die sich aus dem mir gelungenen Nachweis von Mitteltrias (Wettersteinkalk) am

¹⁾ CARL RENZ: Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Comptes rendus X^e Congr. géol. internat. Mexico 1906, I, p. 204.

Parnes (Attika) ergaben, und zugleich auf der Voraussetzung, dass die von A. BITTNER und R. LEPSIUS immer wieder betonte reguläre Verknüpfung der normalen Parnessedimente mit den Gesteinen des attischen Metamorphikums durch petrographische Übergänge zurechtbesteht.

Auf Grund der gleichen Vorbedingung hielten seinerzeit A. BITTNER, M. NEUMAYR und F. TELLER die ganze kristalline Serie Attikas (desgl. Euboeas und der östlichen Othrys) für metamorphosierte Kreide, weil sie eben in den unveränderten Gesteinen ihrer Nachbarschaft nichts anderes als Kreide sahen.

Als ich dann später im Parnes noch Oberkarbon (Schiefer- und Grauwackengesteine mit Fusulinen und Schwagerinen), Perm mit schwarzen Verbeekinen-Fusulinenkalken¹⁾, sowie Werfenerschichten²⁾ fand, verglich ich, immer gestützt auf die obige Voraussetzung, die oberkarbonischen Schiefer- und Grauwackengesteine des Parnes provisorisch mit den lithologisch ähnlichen, aber schon metamorph infizierten Athener Schiefen. Allerdings lagen die Athener Schiefer höher als die metamorphen Kalke, in denen ich Trias vermutete, doch war auch mit tektonischen Bewegungen und Lagerungsverschiebungen zu rechnen. Als gegeben betrachtete ich eine Überschiebung³⁾ der Athener Schiefer durch die Lykabetoskalk (Akropoliskalk usw.).

Wenn A. BITTNER und R. LEPSIUS die Stratigraphie des Parnes richtig erkannt hätten, so würden sie bei dem von ihnen eingenommenen Standpunkt und logischer Schlussfolgerung zu einer im Prinzip analogen Altersdeutung ihrer kretazisch-metamorphen Serie gelangt

1) Neben den permischen Foraminiferenkalken mit gemischter Fauna und Fusulinenkalken sind manche dieser schwarzen Kalke fast nur mit glänzend überlieferten, grossen Individuen der *Verbeekina Verbeeki* GEINITZ erfüllt (wie z. B. am Beletsi oder Mavrino).

2) Die am Beletsi (Attika) anstehenden Werfenerschichten umfassen Seiser- und Campileräquivalente mit einer vorwiegenden Bivalvenfauna. Weiter im Westen des Parneszuges kommen zwischen H. Meletios und Portaes ebenfalls Werfenerschichten vor (rote, untergeordnet auch gelbe, sandige, glimmerhaltige Schiefer und Sandsteine). In der Nähe befindet sich ein Aufschluss von roten, dünnplattigen, knolligen Kalken mit spärlichen Ammonitenspuren, für die ich seinerzeit unter dem nötigen Vorbehalt ein möglicherweise devonisches Alter in Erwägung gezogen hatte. Heute glaube ich bestimmter, dass hier ein reduziertes Äquivalent der untertriadischen Marmarotrapezalkalke von Chios (oberes Werfénien) vorliegt. Ein Ammonitenabdruck des attischen Vorkommens könnte von den Monophylliten der Këirafauna herrühren. Über dem Wettersteinkalk treten gegen Westen im Kithaeron auch die höheren Triasglieder auf (Hauptdolomit, Gyroporellen- und Megalodontenkalk in Dachsteinkalkfazies). Unterhalb H. Meletios stehen gegen Meopolis schwarze permische Foraminiferenkalken an (mit *Verbeekina Verbeeki* GEINITZ, Fusulinen usw.), ebenso sind hier die gewöhnlichen fusulinenhaltigen Gesteine des Oberkarbons verbreitet.

3) CARL RENZ: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912, Bd. 64, Monatsber. Nr. 8, S. 460.

sein, wie J. DEPRAT¹⁾ auf Euboea oder C. KTENAS²⁾ in der zentralen Aegaeis.

Das Verhältnis von Amorgos zu den kristallinen Kykladen.

Die Insel Amorgos markiert zugleich mit Hydra die heutige südöstliche und westliche Grenze des vollkristallinen Gebirges der Kykladen und Attikas. Beide Inseln sind Relikte der beschränkt metamorphen und normalen Hülle.

Für die Beurteilung der Position, die Amorgos im Rahmen des aegaeischen Gebirgsbaues einnimmt, ist daher die Altersfrage der kristallinen attisch-kykladischen Masse und ihr tektonisches Verhältnis zu den Randzonen von grundlegender Bedeutung.

Der Fragenkomplex, der das Problem der kristallinen Gesteine Attikas umfasst, wurde unlängst von L. KOBER³⁾ unter neuen Gesichtspunkten behandelt, wobei die Auffassung dieses Autors den früheren Anschauungen von A. BITTNER und R. LEPSIUS fundamental abweichend gegenübersteht.

Meinerseits kann es sich hier nur um eine hypothetische Betrachtung über die mögliche Einordnung von Amorgos und Hydra in den von L. KOBER entworfenen Bauplan handeln, da ich mich, abgesehen von der Amorgosgruppe, im Gelände noch nicht mit dem Studium des hellenischen Metamorphikums beschäftigt habe.

Ich will daher unter Beiseitelassung der Erforschungsgeschichte zunächst mit einem kurz referierenden Überblick auf die Untersuchungen von L. KOBER zurückkommen.

Das attische Metamorphikum wird von L. KOBER in zwei tektonisch voneinander getrennte Stufen geteilt, nämlich in die hochmetamorphosierte „untere attische Serie“ und in die weniger metamorphe „obere attische Serie“, die zusammen ein dem Tauernfenster der Ostalpen vergleichbares „penninisches Fenster“ bilden.

Auf das älteste Glied dieses Penninikums, den mit dem Zentralgneis der Hohen Tauern verglichenen Pentelikongneis, folgen die vormesozoischen, bestenfalls untertriadischen Varischiefer von LEPSIUS (Glimmerschiefer mit Quarzlinen). Die Marmore und Dolomite werden zur Trias gestellt, während die azoischen Kaesariani-Glimmerschiefer von LEPSIUS grösstenteils mit den im wesentlichen liassischen Bündner Schistes lustrés identifiziert werden, die in Attika noch bis in die unterste Kreide hineinreichen sollen. Als beweisend für die Gleichschaltung mit dem Lias der Tauern führt L. KOBER noch Liasbreccienmarmore und obere Breccien an, die als grobe Marmorgerölle und Blöcke in den Schistes lustrés schwim-

¹⁾ J. DEPRAT: Note préliminaire sur la géologie de l'île d'Eubée. Bull. soc. géol. de France 1903 (4^e série), t. 3, p. 229—234. — J. DEPRAT: Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Besançon 1904, p. 27—53.

²⁾ C. A. KTENAS: Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de la mer égée. Compt. rend. XIII^e Congr. géol. internat. Liège 1922, p. 571.

³⁾ L. KOBER: Beiträge zur Geologie von Attika. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien (math. nat. Kl.) 1929, Abt. I, Bd. 138, H. 7, S. 299—326.

men. Mit der Schistes lustrés-Zone sind Ophiolithe verbunden (Lherzolittypus nach G. VOREADIS).

Die untere attische Serie wird durch die transgressiv aufliegenden, gleichfalls ophiolithreichen¹⁾ Karaschichten von der oberen attischen Serie geschieden. Das Alter der wenig metamorphen, braunen, kieseligen Eisendolomite der Karaschichten wird in die Mittel- bis Oberkreide verlegt.

Die Basis der Karaschichten ist demnach eine Transgressionsfläche, während ihr Dach als Überschiebungsfläche die aufgeschobene Decke der oberen attischen Serie trägt.

Die „obere attische Serie“ umfasst zwei Abteilungen, nämlich eine tiefere kalkige mit den Alepovunikalken (Fuchsbergkalken) bzw. Ardettoskalken, deren Gesamtalter zwar mesozoisch, deren feinere Gliederung aber problematisch ist, sowie eine obere Abteilung mit den der Kreide zugezählten Athener Schiefen, die hier im Hinblick auf Amorgos besonders interessieren.

In den nach ihrem allgemeinen Charakter flyschähnlichen Athener Schiefen überwiegen unten dunkle phyllitische Gesteine und oben Mergel und glimmerführende Sandsteine.

Aus dem bisher Gesagten ergibt sich die tektonische Auflagerung der oberen attischen Serie auf der unteren. Für die Beurteilung der Altersfrage der Athener Schiefer, deren oberer Abschluss gleichfalls ein tektonischer ist, kommt somit nur ihr unmittelbares Liegende in der oberen attischen Serie in Betracht.

Zwischen die zeitlich nicht näher bestimmten mesozoischen Alepovunikalke und die Athener Schiefer schieben sich nach L. KOBER noch Serpentinbreccien mit höheren roten Schiefen und sandigen Kalken ein, was auf eine Unterbrechung hindeutet.

Es spricht somit nichts dagegen, die Athener Schiefer angesichts ihrer Flyschähnlichkeit auch als wirklichen Flysch zu betrachten, und zwar als einen bereits metamorph modifizierten Flysch.

Ophiolithe in den Athener Schiefen widerstreiten dieser Auffassung nicht, da auch andernorts, wie in Albanien, Euboea, Kreta, Rhodos, Cypern usw. eine den Flysch tangierende Eruptionsperiode²⁾ ophiolithischen Magmas bekannt ist.

Im Umkreis der Eruptiva wird der Flysch, wie z. B. auch der nummulitenführende Flysch von Mittelkreta, gewöhnlich mehr oder minder metamorphosiert.

Auf die Athener Schiefer sind nun, wie ich schon 1912 schrieb³⁾, „die einer ursprünglich zusammenhängenden Decke angehörigen

¹⁾ Harzburgittypus nach G. VOREADIS.

²⁾ Die alttertiäre ophiolithische Eruptionsepoche ist aber von der gleichfalls durch Serpentine und ihre Muttergesteine gekennzeichneten Eruptionsphase innerhalb der jurassisch-unterkretazischen osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteinformation zu unterscheiden. Die Gesteine der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteinformation verbreiten sich in Attika besonders in einer nördlichen Aussenzone des Parnes.

³⁾ CARL RENZ: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912, Bd. 64, Monatsber. Nr. 8, S. 460. Am Akropolishügel von Athen ist die tektonische Auflagerung der Kalkscholle der Akropolis auf den Schiefen

Kalke der Hügel von Athen überschoben“. Überhaupt bin ich auch in zahlreichen späteren Publikationen dafür eingetreten, dass die ostgriechische Tektonik auf Deckenbau beruht, nachdem ich in den verschiedenen osthellenischen Gebieten die stratigraphischen Unterlagen für diese meine tektonische Auffassung geschaffen hatte.

Die auf die Athener Schiefer überschobenen Kalke der Athener Klippenzone (Lykabettoskalke von LEPSIUS) sind nach L. KOBER in Jura und Kreide zu gliedern¹⁾. Ihre Überschiebung scheidet das „penninische Fenster“ Attikas von seinem Rahmen, während die Tatoilinie als Grenze zwischen der Athener Klippenzone und der Parnesserie angenommen wird.

Nach meinen Untersuchungen ist die Gesamtheit der jungpalaeozoisch-mesozoischen Schichtenglieder des Parnes²⁾ auf den am Südfuss des Massivs stellenweise entblösten orbitoidenhaltigen Flysch³⁾ überschoben.

Es fragt sich nun, ob die Kalke der Athener Klippenzone zum regulären Liegenden dieses Flyschs gehören oder nicht. Nach der Klärung dieser Frage können die weiteren Folgerungen gezogen werden.

Trifft die erstere Eventualität zu, so gehören die Kalke der Athener Klippenzone je nach dem Aussehen ihres klarer herauszuarbeitenden Faziesbildes entweder zur Parnass-Kionafazies⁴⁾ oder zur osthellenischen Fazies⁴⁾, wobei ihre Zugehörigkeit zur Parnass-

von Athen deutlich zu erkennen. L. KOBER und A. KIESLINGER bestätigen diese längst zuvor von mir publizierte Überschiebung, und zwar L. KOBER loc. cit. S. 314 und A. KIESLINGER in einer kürzlich erschienenen „Die Akropolis-Überschiebung in Athen“ betitelten Mitteilung (Centralbl. für Min. usw. 1933 (Abt. B), Nr. 5, S. 276–280).

¹⁾ Der einzige palaeontologisch gesicherte Horizont ist das von C. KTENAS durch Hippuriten nachgewiesene Oberturon.

²⁾ Die überschobene Masse stellt kein in sich geschlossenes Schichtenpaket dar, sondern es machen sich auch innerhalb der Parnesserie Horizontalverschiebungen und Brüche geltend.

³⁾ Die mit einem Bruch verbundene Grenze, an der sich im Parnes die Gesteine der jurassisch-unterkretazischen osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe mit ihrer transgressiven Überlagerung und Hippuritenkalk (im Armeniengebirge etc.) den jungpalaeozoisch-triadischen Bildungen anlegen, verläuft an der nördlichen Gegenflanke des Parneszuges (zu L. KOBER loc. cit. S. 318). Diese junge Bruchtektonik ist natürlich unabhängig von dem vorangegangenen Deckenschub und einer Überschiebung der ersteren Serie.

⁴⁾ Die Parnass-Kionafazies ist, wie ich früher schon mehrfach hervorhob, mit der westmontenegrinisch-kroatischen Hochkarstzone (montenegrinisch-nordalbanische Tafel Nopcsas) zu vergleichen, während meine osthellenische Zone mit der bosnisch-inneralbanischen Kalk- und Serpentinregion von Kosmat (Merditaserie Nopcsa) korrespondiert (zu L. KOBER loc. cit. S. 313 u. S. 320).

L. KOBER gebraucht an Stelle meiner altgültigen Namen „Parnass-Kionazone“ und „osthellenische Zone“ die Bezeichnungen „boeotische Serie“ und „thesalische Serie“. Ferner kreiert L. KOBER für die osthellenische Fazies und die entsprechende Zone im nordwestlichen dinarischen Anschlussgebiet (Merdita usw.)

Kionazone mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat; anderenfalls ist mit Schuppenbildung innerhalb der oberen attischen Serie zu rechnen.

Betrachten wir nun den Platz, den die Insel Amorgos in einem derartigen tektonischen Gebäude einnimmt.

Das Kristallin der Kykladen korrespondiert nach L. KOBER mit seiner unteren attischen Serie.

In Anbetracht des eng umgrenzten Arbeitsfeldes von L. KOBER, das nur die unmittelbare Umgebung von Athen (Hymettos, Pentelikon) umfasst hat, ist diese Übertragung naturgemäss nur summarisch zu nehmen.

Die hochmetamorphen Gesteine der kristallinen Kykladen erstrecken sich, flankiert von Antikeros und den Makariaesinseln, in breiter submariner Front von Naxos bis an den Nordwestsaum von Amorgos. Ihr letzter Vorposten unmittelbar vor Amorgos ist die Insel Nikuria mit Grabonisi.

Keros mit seinen Trabanten und die einsame Marmorklippe Kopria schlagen die Brücke hinüber nach Naxos.

Zwischen Keros und Naxos schiebt sich das limnische Neogen der Kuphonisia, das einst mit den gleichen Bildungen der Makariaesinsel H. Nikolaos zusammenhing und die Senkungen und Hebungen zur jüngeren Tertiär-Quartärzeit illustriert.

Das sich an der Pforte des Kykladenkristallins erhebende Amorgos legt mit seinen nur leichter metamorphosierten Sedimenten die Deutung nahe, dass hier Äquivalente der oberen attischen Serie vorliegen, wobei zunächst nur eine allgemeine und tektonische Korrelation angenommen werden kann und fazielle Unterschiede und vertikale Ausweitungen noch ausser Betracht bleiben müssen.

Eine Hauptfrage, die sich aber, wie oben ausgeführt, z. Z. noch nicht beantworten lässt, zielt natürlich auf eine eventuelle Gleichschaltung der Schiefer von Minoa und Aegiali mit den Athener Schiefer. Manche Momente liessen allerdings eine solche Parallelisierung verlockend erscheinen, wie der beiderseits ähnliche metamorphe Einschlag und die Überschiebung der Amorgosschiefer durch die Kreide enthaltenden Kammkalke (Prophit Ilias usw.), die als tektonisches Pendant der Athener Klippenzone gewertet werden könnten.

Jedenfalls gehören die Schiefer von Minoa und Aegiali nebst den Quarz- und Grauwackenkonglomeraten, den obertriadischen Richtschichten und den weiteren unteren Kalken zum Substrat dieser Überschiebung.

Sonst haben sich von den kaum veränderten bis metamorphosefreien Sedimenten obermeerisch nur noch wenige Fragmente erhalten,

den Namen „Abyssiden“ (L. KOBER: Die Grossgliederung der Dinariden. Centralbl. für Min. usw. 1929 (Abt. B), S. 426 u. 434). In Griechenland würde eine derartige Benennung ihrer Wortbedeutung nach gleicherweise auch für das Olonos-Pindosystem gelten können.

wie die Megalodontenkalke von H. Nikolaos und die mit Peridotitserpentin verknüpften Kalke von Prasini in der Inselgruppe Makariaes.

Die mittelpermischen Foraminiferenkalkgerölle im Pesuliakonglomerat von Katokupho deuten darauf hin, dass hier in der äusseren Umrahmung des Metamorphikums ein mit Attika, Mittel-euböa und Hydra übereinstimmendes Jungpalaeozoikum vorlag.

Der unveränderte Flysch dieses randlichen Gürtels enthielt in seinem stratigraphischen Ausmass jedenfalls Lutétien, wie der diskordant aufsitzende Nummulitenflysch auf Naxos und die Nummulitengesteine im Pesuliakonglomerat bezeugen. Dabei wirkt aber das inmitten des Kristallins von Naxos gelegene Flyschvorkommen einigermassen befremdlich und erinnert an die Verhältnisse der Vardarzone von F. KOSSMAT¹⁾.

Über die Zuteilung der Gyroporellenkalke von Antikeros zum äusseren Rahmen möchte ich heute aus dem oben angeführten Grund noch kein entscheidendes Wort sprechen.

Für den Kryoneridolomit von Amorgos lässt sich die Zugehörigkeit zur obersten Einheit zunächst auch nur mehr vermuten als beweisen.

Jedenfalls gliedern sich die gleichartigen Dolomite von Hydra dem dortigen Perm ein. Die Überdeckung des von einer dynamischen Umwandlung sozusagen unberührten hydriotischen Oberkarbons und Perms besteht aus unterer und weiterer Trias.

Auf Hydra sind zwei Triassysteme auseinanderzuhalten, die deckenartig übereinanderliegen. An der basal gelagerten Serie beteiligen sich vorwiegend rote bis graugrüne Felsarten der Schiefer-Hornstein-Tuffitfazies mit Keratophyrtuffen und einer Einschaltung von grauen, kieseligen Daonellen-Halobienschichten der karnischen Stufe, wie sie faziell gleich auch im Olonos-Pindoszug wiederkehren. Die tektonisch aufliegende Einheit wird durch einen Kalkkomplex mit Bulogkalk und weiteren sich anschliessenden mittel- und ober-triadischen Kalkmassen charakterisiert. Diese Kalkserie enthält ebenfalls einen Halobienhorizont, der sich aber in seinen eigenen Kalkverband lithologisch einpasst. Sie umspannt ferner noch höhere Korallenkalke mit obernorischen Zlambachkorallen.

Metamorphe Gesteine (Phyllite, Fruchtschiefer usw.) sind als scheinbar peripherisches Glied der attisch-kykladischen Masse auf Hydra zusammenhängend nur im äussersten Nordostzipfel und auch da nur in geringem Umfang bei H. Joannis-Zurva erschlossen.

Es sieht zunächst so aus, als ob hier die metamorphen Gesteinsschichten von den Wettersteinkalken der oberen Triasserie tektonisch überdeckt würden; doch dürften diese Kalke selbst nicht in unmittel-

¹⁾ F. KOSSMAT: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Berlin 1924 (Gebr. Borntraeger), S. 80—122.

baren Überschiebungskontakt mit dem Metamorphikum getreten sein. Das Bild des Überschiebungsfeldes wird vielmehr durch die junge Bruchtektonik kompliziert. Die metamorphen Bildungen könnten sich hier zwischen die obere und untere Triasserie (mit dem zugehörigen jungpalaeozoischen Liegenden), d. h. also zwischen die Parnass-Kionadecke und die Olonos-Pindosfazies, einkeilen.

Wir haben daher auf Hydra mehr die metamorphosefreien Stockwerke des tektonischen Baues vor uns, während in der Amorgosgruppe vorwiegend die hoch bis schwach metamorphen Serien erhalten sind.

Leider erlaubten die normalen und leicht veränderten Gesteine der Amorgos-Naxosgruppe infolge ihres allzu fragmentären und isolierten Bestandes oder wegen ihrer unsicheren stratigraphischen Stellung noch keine Kombination mit den aus dem aegaeischen Bereich bekannten Fazieseinheiten.

Der Bauxit im Krikelaskalk von Amorgos könnte allerdings auf die Parnass-Kionafazies hindeuten. Ferner kommt dann nach dem bis jetzt vorliegenden allgemeinen Bauplan der aegaeischen Gebirgs-einheiten noch die Vardarzone von KOSSMAT in Betracht. L. KOBER¹⁾ sieht in der Vardarzone, im Gegensatz zu F. KOSSMAT (loc. cit. S. 121—122), die Wurzelregion der Merditaserie (= osthellenische Zone RENZ).

Es sei hierbei auch auf die habituelle Ähnlichkeit der Amorgos-schiefer mit den gleichfalls von einer mässigen Metamorphose erfassten Schiefen der magnesischen Inseln (Skopelos usw.) hingewiesen, worauf auch schon A. PHILIPPSON aufmerksam gemacht hat (loc. cit. S. 100). Ich habe vorerst nur eine kurze Erkundungstour in die magnesische Inselgruppe (nördliche Sporaden) unternommen zwecks Untersuchung der unveränderten Kalkserie, in der ich zunächst neben Kreide auch noch Jura feststellen konnte²⁾.

Auf Skiathos wurden Hippuritenkalke mit *Hippurites (Orbignya) colliciatus* WOODWARD nachgewiesen, die für Senon sprechen, und auf Chelidromia (Halonisos) dunkelgraue, tithonische Ellipsactinien- und Chaetetidenkalke. Dazu kommt orbitolinenführendes Cenoman auf Xeronisi. Auf Skopelos sind die Hippuritenkalke, z. T. schon meso-metamorph, wodurch sie sich der beschränkt metamorphen Serie anschliessen.

Ihrer Lage nach gehören die magnesischen Inseln bereits zur Vardarzone von F. KOSSMAT³⁾, woraus sich von selbst die Frage nach den Wechselbeziehungen zwischen dem kristallinen Grundgebirge des

¹⁾ L. KOBER: Die Grossgliederung der Dinariden. Centralbl. für Min. usw. 1929 (Abt. B), S. 435.

²⁾ CARL RENZ: Beiträge zur Geologie der aegaeischen Inseln. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1927, t. 2, p. 363—364.

³⁾ FRANZ KOSSMAT: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Berlin 1924 (Gebr. Bornträger), S. 171.

alten pelagonischen Massivs von KOSSMAT und dem attisch-kykladischen penninischen Fenster von KOBER erhebt. Die Bereinigung dieser Frage liegt bei den Autoren, die die beiden grundsätzlich verschiedenen Auffassungen vertreten. Und wie steht es u. a. mit der lydisch-karischen Masse?

Nach der Literatur sind in der lydisch-karischen Masse sowohl archaische Gesteine, wie Marmore mit Smirgellinsen, massige Grünsteine mit Bronzitserpentin und weitere nicht völlig metamorphosierte Gesteine vorhanden, die einen Zusammenhang mit dem Kykladengebirge anzeigen.

Dazwischen schlingt sich, wie die Megalodontenkalke der Makariaesinseln und die Gyroporellenskalke von Mykonos erkennen lassen, eine normal sedimentäre Zone durch, deren Richtung auf die magnesischen Inseln und, wie schon bemerkt, auf einen Zusammenschluss mit der Vardarzone hinzielt.

Diese kurze Betrachtung zeigt, wie problematisch zurzeit noch selbst wichtige Grundbegriffe des tektonischen Aufbaues der Aegaeis sind und wie viele Unstimmigkeiten in diesen kristallinen Gebieten noch behoben werden müssen. Dabei sind noch nicht einmal alle einschlägigen Fragen berührt worden, wie z. B. die Beziehungen der lydisch-karischen Masse zur balkanischen Zentralregion der Rhodope (Thrakisches Massiv von KOSSMAT) oder die Stellung der unter der Tripolitzafazies entblösten kristallinen Gesteinsmassen des Zentralpeloponnes, Kytheras und Kretas. Vielleicht ist die lydisch-karische Masse auch noch zu trennen.

Bei der Behandlung der griechischen Grosstektonik muss man sich überhaupt neben der Einbeziehung des westanatolischen Gebirgsbaues in erster Linie auf die Verhältnisse im albanisch-mazedonischen Anschlussstück einstellen, weil dort gegenüber der weitgehenden Zerstückelung im alten Hellas ein geschlossenes Gebirgsland vorliegt, in dem sich die einzelnen Gebirgseinheiten von SW nach NO in ihrer ursprünglichen tektonischen Zusammengliederung lückenlos durchschreiten lassen.

Nachdem die Hauptrichtlinien der Grosstektonik von den vier normal sedimentären Zonen¹⁾, d. h. von der adriatisch-ionischen Zone,

¹⁾ Die Schichtenserie der Olonos-Pindoszone ist mit ihren vordersten Schuppen auf den autochthonen adriatisch-ionischen Flysch aufgeschoben. Die Parnass-Kionadecke überschiebt die Olonos-Pindosserie und wird ihrerseits an ihrer Nordostseite von den Gesteinen der osthellenischen Fazies tektonisch überschritten.

Eine Sonderstellung nimmt in diesem tektonischen System noch die zentralpeloponnesische Zone ein, die vermutlich in Verlängerung des mittelgriechischen Gabrovogebirges eine ungleich gewaltigere Aufbeulung der innerepirotischen Subzone (= dalmatinisch-istrische Küstenzone KOSSMAT) darstellt. (Cfr. CARL RENZ, *Eclogae geol. Helvetiae* 1927, Bd. 20, S. 586—587.) Der einfache Schuppenbau des Pindosgebirges würde nach dieser Version im Peloponnes, wo die Olonos-Pindosfazies noch in der Argolis und auf Hydra auftritt, in einen extremen Decken-

der Olonos-Pindoszone, der Parnass-Kionazone und der osthellenischen Zone mit befriedigendem Einklang zu den entsprechenden Zonen im nordwestlichen dinarischen Anschlussgebiet hinüberführen, wird sich dieses Zusammenspiel zweifellos auch auf die weiteren Einheiten erstrecken.

Durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. F. BROILI konnte ich meine palaeontologischen Untersuchungen im Universitätsinstitut für historische Geologie und Palaeontologie in München durchführen.

Die Bearbeitung meiner Korallen wurde von Herrn Prof. J. FELIX in Leipzig übernommen.

Beiden Herren spreche ich meinen besten Dank aus.

bau übergehen. Solange ich jedoch den Zentralpeloponnes nicht persönlich bearbeitet habe, kann ich naturgemäss für eine solche Hypothese nicht einstehen. Zweifellos gehören jedoch die zentralpeloponnesische Fazies (Tripolitzafazies) und die Olonos-Pindosserie nicht ein und derselben Einheit an, sondern sind auseinanderzuhalten (zu L. KOBER, Centralbl. für Min. usw. 1929, S. 426).

Manuskript eingegangen am 31. Mai 1933.