Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 21 (1928)
Heft: 1

Artikel: Zur Geologie des thessalischen Pindos
Autor: Renz, Carl
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-158734

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

by BRAMLETTE[1]), except that his are of clear calcium carbonate and these are of clear phosphatic material. What they are I do not know. They are very resistant to weathering and can be found in our present beach sands on this coast today, apparently washed out of the older rocks.

It is from this formation that Professor BERRY described some palm nuts in 1925.

The material making up this section is shale with a little very fine sand. This sand is not apparent in a hand specimen but under the lens is shown up well.

From the foregoing facts I conclude that the Restin material was laid down under shallow to moderate depths in warm water.

Manuscript received January 18, 1928.

Zur Geologie des thessalischen Pindos.

Von CARL RENZ (z. Zt. Korfu).

Im Anschluss an meine früheren Arbeiten im Pindos beabsichtigte ich im letzten Herbst (1927), den die Gebirgsketten von Agrapha[2]) nach Norden fortsetzenden thessalischen Pindos zu untersuchen und von hier aus weiterhin den Übergang der östlichen und zentralen Gebirgsglieder zu dem bereits besuchten Tsumerkagebirge[3]) zu verfolgen.

Es sollte somit ein zusammenhängendes Profil durch die nördlichen Ketten der Olonos-Pindoszone konstruiert werden.

Infolge der Ungunst des Wetters musste aber die geplante Bereisung vorzeitig abgebrochen werden und blieb zunächst auf den Gebirgskomplex der Karáva beschränkt.

---

[1]) BRAMLETTE, M. N., Publication No. 344, Carnegie Institution of Washington, 1926, p. 8.

[2]) CARL RENZ: Die Gebirge von Agrapha (Pindos). Neues Jahrb. für Min. etc. 1915, Beil. Bd. 40, S. 229—252. A. PHILIPPSON und V. HILBER, auf deren Publikationen hiermit verwiesen sei, sind vor mir in diesen Gebirgen gereist. Vergl. besonders A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nordgriechenland. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1896, Bd. 31, Nr. 4, S. 385 ff., sowie Bd. 30 (1895), Nr. 2, S. 417 ff.

[3]) CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. österr. geol. R. A. 1910, Bd. 60, S. 557.

Die östlichen Pindosketten wurden hierbei zweimal durchquert[1]). Der Hinweg führte von der Hochebene Nevrópolis im Tal von Sermeniko aufwärts über den Karvélapass und Oxyárücken auf den 2124 m erreichenden Karávagipfel und von hier hinab ins Tal von Knisovon; zum Rückweg wurde eine nördlichere Route über Bokowitza, Polymenospass, Paläokaryá nach Porta am Rande der thessalischen Ebene gewählt.

Ein vorläufiger Bericht über die Ergebnisse dieser Exkursion ist in den Verhandlungen der Akademie von Athen erschienen[2]).

Inzwischen wurde das im thessalischen Pindos gesammelte Foraminiferenmaterial, dessen paläontologische Untersuchung Herr Dr. A. Tobler in Basel freundlichst übernommen hatte, bearbeitet.

Die Ergebnisse der paläontologischen Bearbeitung der Foraminiferen konnten, soweit sie für die stratigraphischen Verhältnisse von Belang sind, in der vorliegenden Abhandlung mitverwertet werden, wofür ich Herrn Dr. A. Tobler auch an dieser Stelle meinen besten Dank abstatten möchte.

Wenn auch die Bestimmung der mitgebrachten Foraminiferensammlung meine in der Athener Akademie mitgeteilten Anschauungen über die allgemeine Altersstellung der das Olonos-Pindossystem nach oben abschliessenden Gesteine bestätigt hat, so lieferten die Foraminiferen, abgesehen von einer Bereicherung unserer Kenntnisse in faunistischer und paläontologischer Hinsicht, doch die Grundlage zu einer noch weitergehenden stratigraphischen Auflösung, Hand in Hand mit der im Gelände festgestellten Höhenlage der Foraminiferenhorizonte.

Der Untergrund der Hochebene Nevrópolis besteht aus Flysch, der hier auch die östliche Randkette gegen die thessalische Ebene in der Hauptsache zusammensetzt.

Jenseits der Hochebene Nevrópolis wurde zwischen den nahe beisammen gelegenen Dörfern Pezula und Sermeniko die erste sich zunächst noch schüchtern bemerkbar machende Kalkaufwölbung unter dem Flysch beobachtet, die unten im Talgrund durch Erosion aufgeschlossen ist. Es ist ein grauer, feinbrecciöser Kalk mit zerkleinerten Rudistenschalen und Foraminiferen.

Auf dem Quarz-, Lydit- und Glimmerhaltigen, fein- bis mittelkörnigen Kalksandstein der Grenzzone sind Individuen von *Orbitella* H. Douvillé ausgewittert, während solche der Gattung *Calcarina* Orb. erst im Schliff sichtbar werden.

---

[1]) Reisewege: Karditsa — Blasdu — Pezula — Sermeniko — Pass Karvéla — Hirtenlager Oxyá — Hirtenlager Karáva — Karávagipfel — Knisovon — Bokowitza (Pass Kalathóri) — Pass Polymenos — Paläokaryá — Porta — Trikkala.

[2]) Carl Renz: Geologische Untersuchungen im thessalischen Pindos (*Καρόλου Ρέντς: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὸν Θεσσαλικὸν Πίνδον*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν 1927, II, Σ. 455—464.*

Der Weg steigt von Sermeniko am nördlichen Talhang im Flysch aufwärts, in dem oberhalb von Sermeniko wieder der tiefere, brecciöse, graue Kalk mit Rudistenfragmenten (Hippuriten), Foraminiferen und vereinzelten Korallenresten in geringem Umfang zutage tritt (Streichen N 45 W; 50° N O).

Der Kalk zeigt hier ein etwas gröberes bis leicht konglomeratisches Gefüge und enthält einige fragmentäre Grossforaminiferen, wie *Orbitella*, während Matrix und Komponenten (3—7 mm im Durchmesser) mit Kleinforaminiferen und zwar vorzugsweise mit Globigerinen erfüllt sind.

Kurz vor dem auf der anderen Talseite gelegenen Hirtenlager Karvéla wird ein unvergleichlich kräftigerer, vollständig aus dem Flysch heraustauchender Kalkvorstoss an einer Kaki Skala genannten Stelle passiert. Diese steile, östlich geneigte, aus meist dünnschichtigen, grauen Lagen bestehende Kalkfalte bildet im südlichen Streichen den östlichen Vorkamm des Butzikaki-Hauptkammes. Zwischen der östlichen Vorfalte und der Hauptfalte streicht ein zusammengepresstes, synklinales Flyschband hindurch, in dem das Hirtenlager Karvéla liegt. Auch hier enthält der wieder feinbrecciöse, quarz- und glimmerführende Kalksandstein bei Annäherung an den Flysch gleichfalls Rudistenfragmente und Foraminiferen *(Orbitella)*.

In nördlicher Richtung setzen die beiden Kalkzüge mit dem dazwischen durchstreichenden Flyschstreifen den Karvélastock zusammen.

Beim Aufstieg vom Hirtenlager Karvéla zu der 1800 m hohen Einsattelung zwischen Butzikaki und Karvéla treten etwas östlich unterhalb der Passhöhe (Pass Karvéla) abermals die tieferen, in der Regel dünnschichtigen Kalke aus dem Flysch heraus, indem sie beim Gesteinswechsel zunächst noch mit den graugrünen Sandsteinschichten des Flyschs in Wechsellagerung stehen.

Die an sich feinklastischen grauen Kalkzwischenlagen der Grenzregion sind z. T. wieder etwas gröber konglomeratisch, wie oberhalb Sermeniko, und schliessen neben kleineren Schalenstücken von Hippuriten und Radioliten Angehörige der Foraminiferengattungen *Calcarina* Orb., *Orbitella* H. Douvillé, *Simplorbites* Gregorio und *Lepidorbitoides* Silvestri ein.

Oben am Pass Karvéla und etwas westlich der Höhenlinie enthalten die feinbrecciösen bis etwas gröber strukturierten kalkigen Zwischenlagen der dünnschichtigen Kalke neben Quarzkörnern ebenfalls Rudistenfragmente und Orbitellen.

Die geschichteten Kalke streichen mit ihren Rudisten, Orbitellen und die sonstigen Foraminiferen führenden Zwischenlagen bei mittlerem, östlichem Einfallen vom Pass Karvéla südwärts über den Butzikakikamm zum Butzikakigipfel (2154 m) hinauf und bilden in entgegengesetzter Richtung die Oberkante des westlichen Kalkkammes der Karvéla. Es ist die Wasserscheide zwischen dem direkt zum Aspro-

potamos fliessenden Smigós und dem Oberlauf der grössten Nebenader des Aspropotamos, dem Mégdovas.

Vom Karvélakamm geht die Wasserscheide, die von hier ab zugleich zur Hauptwasserscheide zwischen ionischem und ägäischem Meer wird, auf den breiten Flyschrücken Oxyá über, der in Fortsetzung der Flyschzone von Petrilu den Karvélastock mit dem Karávazug verbindet. Das Streichen des zusammengefalteten Flyschs verläuft hier mehr oder minder rechtwinkelig zum orographischen Streichen des Oxyá-Querriegels.

Im Zuge der Wasserscheide folgen hier unter den Rudisten- und Orbitellenhaltigen Kalken der Kammhöhe Karvéla graue und rosa gefärbte Plattenkalke mit roten Hornsteinnieren und hierunter meist dunkelrote Hornsteine und Schiefer, die ihrerseits dem Flysch des Oxyákammes auflagern, d. h. auf ihn überschoben sind und in der Kontaktzone durch eine oberflächlich grau verwitternde, mürbe, vorwiegend aus Hornstein bestehende Reibungsbreccie von ihm getrennt werden (allerdings nur stellenweise unter der Schuttbedeckung sichtbar).

Im südlichen Streichen sind dagegen bereits die Kerngesteine der Butzikakifalte, nämlich die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten des Obertriasstriches Tria Synora-Vrangiana auf den Flyschzug von Petrilu überschoben.

Jenseits der Flyschzone Petrilu-Oxyá hebt sich am Westende des Oxyárückens eine weitere Kalkschuppe, die in der 2124 m hohen Karáva gipfelt, bei grundsätzlich östlichem bezw. nordöstlichem Fallen der Schichtenglieder aus dem eindeckenden Flysch heraus.

Der Übergang vom Flysch zum Kalk erfolgt bei ständiger Konkordanz der Schichtenglieder durch Wechsellagerung. Sowohl die grauen, brecciösen Kalklagen, wie die zwischengeschalteten Schichten des graugrünen Flyschsandsteins enthalten hier kleinere Trümmer von Hippuriten- und sonstigen Rudistenschalen.

In einer brecciös-konglomeratischen, grauen Kalklage fanden sich hier ferner sicher bestimmbare Exemplare der *Orbitella apiculata* SCHLUMBERGER. Das *Orbitella apiculata* führende Gestein ähnelt habituell dem oberhalb Sermeniko entblössten Foraminiferenkalk. *Orbitella apiculata* erscheint nach H. DOUVILLÉ[1]) erstmals im Dordonien; ihre Hauptentwicklung fällt indessen ins Maestrichtien.

In der Gegend dieses Fundortes, bei dem der aus Flysch bestehende wasserscheidende Querriegel des Oxyákammes mit dem rechtwinkelig hierzu orientierten Kalkzug der Karáva zusammenwächst, zweigt sich die Anstiegsroute zum Karávagipfel vom Weg nach Knisovon ab, der seinerseits den Kamm in einem weiter nördlich gelgenen Pass überschreitet. Von dem gleichen Punkt zieht

---

[1]) H. DOUVILLÉ: Révision des Orbitoïdes du Crétacé, les Omphalocyclus. Compte rendu sommaire de la Soc. géol. de France 1920, S. 166.

sich auch die Hauptwasserscheide zum Kalkkamm hinauf und folgt ihm weiter nach Norden. Der südlicher aufragende Karávagipfel selbst liegt bereits ganz im Einzugsgebiet des Aspropotamos und entsendet seine Gewässer zu den Flüssen von Knisovon und Petrilu (Smigós).

Nach der Abzweigung vom Hauptweg Oxyá-Knisovon steigen wir am Hang des aus dem Oxyáflysch heraustauchenden Kalkkammes nach S W zu schräg aufwärts zu dem hochgelegenen Joch nördlich unter dem Karávagipfel. Der meist ziemlich dünn geschichtete, graue Kalk enthält in seinen brecciös bis leicht konglomeratisch entwickelten Varietäten Rudistenfragmente (Hippuriten) und Foraminiferen *(Orbitella, Calcarina)*.

Der Kalk zeigt bei starken sekundären Fältelungen allgemein östliche Einfallswinkel und stellt sich dann sehr steil bis senkrecht (N 45 W). Hier biegt der Pfad in einen Einriss hinein, der vom Hochpass nördlich unter dem Karávagipfel herabkommt und jenseits einer tief eingefressenen, schutterfüllten Durchbruchsschlucht durch den Kalk der Ostflanke nach Süden umbiegt, um dem Talgrund von Petrilu zuzustreben.

Man betritt in diesem Einriss kurz vor einer unter dem Joch entspringenden Quelle unerwartet wieder Gesteine flyschartigen Gepräges, die z. T. als massige, graugrüne Sandsteine ausgebildet sind und zunächst gleichfalls annähernd senkrecht stehen, weiter oben aber flacher einfallen (N 45 W; 30° S W).

Nördlich vom Passübergang ist auf der Kammhöhe eine grössere, kreisrunde Lakka[1]), d. h. ein ringsgeschlossener Kessel mit ebenem Boden eingesenkt, an dessen Nordrand graue, brecciöse Kalke mit kleinen Hippuriten- und sonstigen Rudistenfragmenten, sowie mit Foraminiferen anstehen.

Die teils fein-, teils etwas gröber strukturierten brecciösen Foraminiferenkalklagen enthalten vereinzelte Quarzkörner.

Unter den Foraminiferen kehren auch hier Angehörige der genera *Calcarina* Orb. und *Orbitella* H. Douvillé wieder, unter denen sich auch *Orbitella media* Arch. befinden dürfte. *Orbitella media* kommt sonst im Dordonien vor (nach H. Douvillé, loc. cit. S. 166), wobei zu bemerken ist, dass das Dordonien nach E. Haug synonym mit dem Maestrichtien ist (Traité de Géologie, p. 1164).

Beim Aufstieg vom nördlichen Hochjoch zum Karávagipfel erreicht man über eine Kalkstaffel von steilaufgerichteten, dickeren, grauen Kalkbänken mit Hornsteineinwachsungen eine zweite höhere Lakka, über die man den Osthang des sanfter geneigten Hochkammes und hierauf noch kurz weitersteigend den Gipfelpunkt gewinnt.

---

[1]) Griechische Bezeichnung für kleinere, geschlossene, oberflächlich abflusslose Hohlformen, und zwar sowohl für Karsterscheinungen, wie für solche tektonischen Ursprungs (Bruchbecken).

Diese obere längliche Mulde verdankt ihre Entstehung zum Teil wenigstens einem hier durchstreichenden Zug von roten Hornsteinen und Schiefern mit einem beiderseitigen Saum von graugrünen, flyschartig entwickelten Sandsteinschichten, die am oberen Rand als normales Zwischenglied der Schichtenreihe figurieren (N 45 W; steil S W).

Aus den leichter erodierbaren roten Hornsteinschichten ragt als starke Bank eine härtere, äusserlich dunkelrote, brecciös-kalkige Zwischenlage heraus. Die grauen und rötlichen Kalkkomponenten der z. T. relativ ziemlich grobbrecciösen, auch grössere Quarzkörner führenden Schicht werden durch ein rotes, im Bruch sandig zerbröckelndes Bindemittel zusammengehalten. Diese hervorstehende Bank enthält bis über 2 cm messende Fragmente von strukturell einwandfrei überlieferten Schalen von *Hippuriten* und *Radioliten*, sowie *Orbitolinen*, die allerdings nur im Schliff sichtbar werden. Die an dieser fossilhaltigen brecciösen Zwischenlage beteiligten rötlichen Kalkkomponenten sind in den Randpartien vielfach verkieselt und gehen in Radiolarienhornstein über. Die Übergangserscheinungen der brecciösen Schicht zum roten Radiolarit sind bemerkenswert und lassen sich auch an den geschlagenen Handstücken erkennen.

Über dem schiefrig-kieseligen Komplex folgen bis zum Gipfel als konkordante Auflagerung dickere, graue Kalkbänke mit grauen Hornsteineinwachsungen, wie an der Stufe zwischen den beiden Lakkas und hierüber rötliche, plattige Kalke mit roten, kieseligen und kalkig-tonigen Zwischenlagen (N 45 W; 20° S W am Osthang) und schliesslich graue, plattige Kalke.

Einige wenige Meter nördlich vom Kulminationspunkt der in der Nord-Südrichtung ziemlich langgestreckten, sanft geschwungenen Gipfelsilhouette ist den grauen, plattigen Kalken eine harte, marmorisierte, sehr feinklastische, lichtgraue Kalkbank eingeschaltet, die reichlich Foraminiferen nebst Spuren von Hippuritenschalen enthält (N 20-30 W; 40° N O).

Auch in dieser Foraminiferenbank des Karávagipfels dominieren die Typen der Geschlechter *Orbitella* H. Douvillé und *Calcarina* Orb.

Auffallend ist die kristalline Beschaffenheit dieser inmitten der dichten Plattenkalke ebenmässig zwischengeschalteten Foraminiferenbank.

Mit Ausnahme der wesentlich tiefer liegenden Orbitolinen sprechen die bisher angegebenen Foraminiferen allgemein für Maestrichtien, ohne jedoch auch noch nächst ältere Horizonte ganz auszuschliessen. Die Gattung *Orbitella* erscheint erstmals im unteren Campanien, setzt sich durch das Dordonien fort und erreicht ihre Hauptentwicklung im Maestrichtien (nach H. Douvillé, loc. cit. S. 166). *Calcarina* Orb. ist besonders häufig im Kreidetuff von Maestricht (Maestrichtien).

Die Gesteine, die den Gipfelkamm der Karáva aufbauen, vertreten demnach die höhere Kreide, während die Oberregion der

Schiefer-Hornsteinserie dem Cenoman angehören dürfte, wie die Orbitolinenfunde in den Felsarten des für die Olonos-Pindoszone charakteristischen roten Schiefer-Hornsteinkomplexes im konkordanten Liegenden der eigentlichen Gipfelkalke beweisen. Die Hippuritenbruchstücke kommen wegen ihrer spezifischen Unbestimmbarkeit für eine Stufenausscheidung nicht in Betracht.

Eine sehr ähnliche Schichtenfolge der höheren Kreide hatte ich auch schon an dem im südlichen Streichen gelegenen Psilorachigipfel[1]) (Tsurnata 2136 m) beobachtet. Nachweislich kehren auch in diesem Gipfelprofil[2]) die Orbitellen usw. und in den tieferen Lagen Orbitolinen wieder (vergl. S. 151).

Überhaupt gehören alle Gipfelhöhen der bisher von mir bestiegenen höchsten Erhebungen der Olonos-Pindoszone der Oberkreide bezw. höheren Kreide an und setzen sich aus den oberen Rudistenführenden Gesteinen der für diese Zone bezeichnenden Schichtenfolge zusammen. Neben dem jetzt untersuchten Karávagipfel (2124 m) zählen hierzu noch der eben erwähnte 2136 m erreichende Psilorachi (= Tsurnata der Karten), der Butzikaki (2154 m), der Kataphidi im Tsumerka (2393 m), an dessen Gipfel mir auch verkieselte Stücke von Hippuriten und Radioliten auffielen, und schliesslich der Olonos im Westpeloponnes (2224 m)[3]).

Diese bisherige Erfahrungstatsache dürfte der Widerstandsfähigkeit der am Olonos-Pindossystem teilnehmenden Gesteinstypen und der Anlage des tektonischen Gebäudes nach zu urteilen eine allgemeine Regel bestätigen.

Von der Flyschzone von Nevrópolis an gerechnet gehören der Gipfelkamm der Karáva ebenso wie die Psilorachigruppe einer zweiten, sich aus dem Flysch heraufwölbenden Hauptauffaltung bezw. Schuppe an, bei welcher Zählung die östliche Vorfalte des Butzikaki vorerst allerdings nur als eine Begleiterscheinung untergeordneten Grades gewertet wird.

Der Aufschwung des Ostschenkels der Karávafalte hält aber am Hauptgipfel nicht geschlossen bis zur Oberkante des Gipfelgrates an, sondern wird, abgesehen von Sekundärfaltungen, durch den bei

---

[1]) Zusammenziehung aus Hypsili Rachi = Hohenfels.

[2]) Carl Renz: Die Gebirge von Agrapha (Pindos). Neues Jahrb. für Min. etc. 1915, Beil.-Bd. 40, S. 235.

[3]) Den Olonosgipfel bilden graue, in mächtigen Bänken abgesonderte, harte Kalke von brecciösem Habitus mit eingeschlossenen Hippuriten- und sonstigen Rudistenfragmenten. Abgesehen von dem langen Pindoszug (nördlicher, mittlerer und südlicher Pindos [Ätolische Kalkalpen]) und dem Olonosgebirge wurden auch weiter im Süden innerhalb des westpeloponnesischen Olonos-Pindossystems noch oberkretazische Rudistenkalke (Hippuriten etc.) festgestellt, und zwar von mir in den Gebirgen von Andritsaena, so vor allem in der Umgebung des Apollotempels von Bassae (Carl Renz, Centralbl. für Min. etc. 1906, S. 548), denen sich spätere Funde von K. Ktenas an der Ithome anschlossen [K. Ktenas, Sitzungsber. preuss. Akad. Wiss. 1908, S. 1076].

der oberen Quelle durchziehenden Flyschstreifen gebrochen. Der letztere verursacht die Stufe und leichtere Depression zwischen dem östlichen Vorkamm, an dessen nördlicher Verlängerung jenseits der Schlucht der Anstieg vom Oxyákamm aus bewerkstelligt wurde, und dem hierdurch abgesetzten, eigentlichen Gipfelkamm.

Die geschilderte Gesteinsserie des Kulms beschreibt über der obersten Hochmulde eine ziemlich flache Synklinale.

Der zwischen dem östlichen Kalkvorkamm und dem Gipfelkamm angetroffene Flysch entspricht daher wohl einer streichenden Bruchscholle, die am Platze und in der Richtung des regulären Verbindungssattels zwischen dem Ostschenkel des Vorkammes und der Gipfelsynklinalen eingebrochen ist.

Von der Quelle ab streicht dieser Flyschzug mehr diagonal über die Kammhöhe, wodurch auch der Nordabbruch des Hauptgipfels mit den beiden Lakkas in den Bereich dieser Bruchzone fällt.

Jenseits des von der Einkerbung über der Quelle ausgehenden Einrisses und des Flyschstreifens rückt dann die an Höhe zunehmende nördliche Verlängerung des östlichen Vorkammes zur Stellung des Hauptkammes vor.

Diese Auffassung dürfte der beobachteten Situation gerechter werden, als die Annahme einer eng zusammengeklappten Einfaltung des oberen Flyschzuges zwischen den Kalken des Vor- und Hauptkammes. Auch in diesem Fall müsste der Westrand des Flyschstreifens mit einer Verwerfung zusammenfallen, die den Mittelsattel zwischen der Synklinalen des Kulms und einer zwischen dieser und einer östlicheren Kalkvorfalte eingefalteten, steilen Flyschsynklinalen zerrissen hätte.

Zu einer entschiedenen Abklärung dieser Detailfrage bin ich aus Zeitmangel leider nicht mehr gekommen, da ich noch vor Einbruch der Nacht mein Zeltlager bei den Kalyvien Karáva erreichen musste.

Nach Westen bricht der Gipfelkamm der Karáva in einem gewaltigen Steilabsturz ab, an dem die tiefere Schichtenreihe des Olonos-Pindossystems hervortritt, d. h. die Hauptmasse der Felsarten der schon öfters geschilderten und im Landschaftsbild durch ihre roten Färbungen kenntlichen Schiefer-Hornsteingruppe. Ob am Fuss des Absturzes noch etwa die basalen Schichtenglieder des Olonos-Pindoskomplexes, wie die obertriadischen Daonellen- und Halobienschichten (in Analogie mit deren Vorkommen im Tsurnatagebirge[1]) hervorkommen, wollte ich noch untersuchen, es erwies sich jedoch ohne allzu grosse Zeitverluste als unmöglich, vom Tal von Knisovon aus mit meinen Pferden bis dahin vorzudringen.

Nach Süden senkt sich der Karávakamm zu der tief eingeschnittenen Furche von Petrilu (Smigóstal) ab. Er wird hierdurch

[1]) Bei Vathovrysis im Tal des Choringovopotamos.

von den kühnen Zacken der Psilorachigruppe (Tsurnata der Karten) geschieden, die in seiner südlichen tektonischen und stratigraphischen Fortsetzung liegen und den Blick durch ihre hochalpine Formengebung in dem auch sonst grossartigen und umfassenden Rundbild besonders auf sich lenken.

In den Kalken des sich nordwärts zum Hauptkamm erhebenden östlichen Vorkammes der Karáva trifft man in ihren brecciös ausgebildeten Lagen allenthalben wieder z. T. auch relativ ziemlich grosse Rudistenfragmente (Hippuriten, Radioliten) und die dieser Kalkentwicklung eigentümlichen Foraminiferen des Maestrichtiens (ziemlich feinkörniger, quarzreicher Kalksandstein mit *Calcarina*) bis zum Pass zwischen den Tälern von Knisovon und Muzaki, über den der Saumpfad vom Oxyárücken nach Knisovon führt. Hier zeichnen die Kalke des wasserscheidenden Kammes eine einfache Sattelbiegung ab, die anscheinend in der nach Norden verlängerten Bahn des Verbindungssattels zwischen der Gipfelsynklinalen der Karáva und dem östlichen Antiklinalschenkel ihres Vorkammes liegt.

Nach dem Steilabstieg in einen schutterfüllten Talkessel überquert man bei den Kalyvien Fafút eine kleinere Flyschscholle (wohl als Fortsetzung der oberen Flyschlage an der Karáva) und gelangt durch Plattenkalke in einer Querschlucht nach Knisovon, wo eine Aufwölbung der darunterliegenden roten Schiefer und Hornsteine durch Talerosion aufgeschlossen ist.

Diese tieferen Bildungen enthalten u. a. auch einen roten, kieseligen, mit Radiolariensteinkernen erfüllten Steinmergel, auf dessen Oberfläche wohl als seltene Erscheinung Astrorhizidenkolonien ausgewittert sind. Es liegt nur ein lose gefundenes Beweisstück vor.

Aus den hangenden Kalken wurden hier bei Knisovon von A. Philippson Orbitoiden angegeben, denen mit dem nötigen Vorbehalt ein eocänes Alter zugeschrieben wurde. (loc. cit. Bd. 31, S. 402, sowie S. 405, 418, 421, 278 u. 279, ferner Bd. 30, S. 447 u. 448).

Das Gebirgsland zwischen den Tälern von Knisovon und Bokowitza setzt sich in der Hauptsache jedenfalls aus denselben oberen Sedimentgliedern des Olonos-Pindossystems zusammen, die zu steilen, westwärts überkippten Falten aufgestaut und dabei im einzelnen oft noch in unglaublicher Weise zusammengefältelt und zerknittert sind. Dazwischen kreuzt man stellenweise noch eingefalteten oder auch eingebrochenen Flysch.

Rudistenfragmente und die üblichen Foraminiferen wurden ferner im Kalk unterhalb Knisovon beobachtet, sowie zwischen der Einmündung des Glogowitzabaches und der Quelle Petróvrysis (Strecke Knisovon-Bokowitza).

Zunächst bewegt sich der Weg nach Überschreitung des Glogowitzabaches (bei der unterhalb eines antiken Kastells gelegenen Kapelle H. Menas) noch in der oberen Partie der bisher geschilderten Schichtenfolge, innerhalb deren auch wieder verhältnismässig gröber

brecciöse Kalklagen mit kleineren Brocken von Hippuritenschalen, mit *Orbitella* und *Calcarina* auftreten. In einer gleichfalls eingeschalteten bräunlich graugrünen, glimmerhaltigen, schiefrigen Kalksandsteinschicht kommen Individuen der zonal indifferenten Gattung *Rosalina* Orb. vor, begleitet von weiteren Kleinforaminiferen.

Dann tritt der Reitpfad noch vor der Petróvrysis[1]) in die tiefere kieselig-schiefrige Schichtenreihe über, die die oberste kalkige Abteilung der Kreide unterteuft.

Wie zu erwarten, erschien darin auch wieder die äusserlich dunkelrote, mächtige, Hippuritenhaltige Breccienkalkbank, der ich schon in der obersten Lakka nördlich unter dem Karávagipfel begegnet war. Ebenso stellen sich auch hier in einem im gleichen Verband auftretenden rötlichen, brecciösen Mergelkalk *Orbitolinen* ein.

Die letzteren Bildungen kehren im Liegenden der oberen Plattenkalke nochmals beim Abstieg gegen Bokowitza, d. h. jenseits der Übergangsstelle über die Bergrippe zwischen den Tälern von Knisovon und Bokowitza wieder (unweit vom höchsten Punkt des Weges und oberhalb der Häusergruppe Kuku). Hier fanden sich die Orbitolinen, und zwar vermutlich *Orbitolina conica* Arch. in einem brecciösen Kalk von feinem bis etwas gröberem Gefüge mit roten Radiolaritbröckchen und rotem Bindemittel, sowie in einem ihm benachbarten, mit groben Quarz- und Lyditkörnern gespickten, dunkelgraugrünen Kalksandstein von flyschartigem Aussehen. Beide Gesteinstypen schliessen nebenher auch relativ grössere Hippuritenreste ein und entsprechen dem in der obersten Lakka unter dem Karávagipfel ermittelten Orbitolinenlager mit seinen Begleitgesteinen. Untergeordnete flyschartige Gesteinspartien kommen demnach auch schon im mittelkretazischen Anteil der Olonos-Pindosserie vor.

Die unter den bei der Steilheit der Talwand im einzelnen etwas verrutschten Orbitolinengesteinen ruhende Masse der roten Schiefer und Hornsteine nimmt den tieferen Berghang ein bis zu den Schuttablagerungen über der Talsohle (Streichen etwa N10W; Grundfallen östlich, aber mit wechselndem Einfallswinkel bis 60° Ost).

Das Dorf Bokowitza liegt an der jenseitigen Berglehne auf Flysch; zwischen beiden Talseiten macht sich demnach hier eine tektonische Störung bemerkbar, aber jedenfalls nur von untergeordneter Natur.

Wie ein Profil am Pass Kalathóri (zwischen Bokowitza und Martinisko) erkennen lässt, scheint der Flysch bei Bokowitza bei durchgängigem Ostfallen der Schichtenglieder einer Einfaltung zu entsprechen.

---

[1]) In der Gegend der Petróvrysis wird das Untergrundgestein vielfach durch einen mächtig entwickelten, fest verkitteten, bankförmig abgesonderten und dem Berghang gleichsinnig aufgelegten Gehängeschutt verhüllt.

Schon im Dorfbezirk von Bokowitza fanden sich lose Kalkbrocken mit über 1 cm langen Rudistenrelikten (grauer, brecciöser Kalk mit Glimmerschuppen und Quarzkörnern). Oben am Pass Kalathori[1]) wurde auch das Anstehende nachgewiesen. Die grauen brecciösen Kalke und graugrünen, sandigen Kalkvarietäten enthalten hier beiderseits der Flyscheinschaltung neben den Hippuritenfragmenten auch Foraminiferen. Orbitellen liegen hier sowohl im glimmerführenden Kalksandstein, wie im feinbrecciösen, quarzhaltigen, grauen Kalk (auf letzterem auch oberflächlich ausgewitterte Orbitellen).

Von Bokowitza über Kathús zum Pass Polymenos wurde die gefaltete Schichtengruppe zwischen den Tälern von Knisovon und Bokowitza nochmals in umgekehrter Richtung durchquert.

Als Abschluss des Tales von Bokowitza decken hier die ziemlich dünngeschichteten, grauen Kalke des Polymenosgipfels und Polymenoskammes den roten Schiefer-Hornsteinkomplex von Kathús ein. Ihre grauen, fein- bis gröber brecciösen Kalkabarten enthalten Rudisten, d. h. wie gewöhnlich Fragmente von Hippuriten nebst Foraminiferen, unter denen wieder *Orbitella* H. Douvillé und voraussichtlich auch *Clypeorbis* H. Douvillé stratigraphische Bedeutung besitzen (in Quarz-, Lydit- und Glimmerhaltigem, ziemlich grobkörnigem Kalksandstein).

Auch die am Karávagipfel festgestellte harte, marmorisierte, lichtgraue Foraminiferenbank (mit Orbitellen und Calcarinen) streicht hier durch.

Am Westabfall des die oberkretazischen Kalke des Passgrates fortsetzenden Polymenosgipfels bemerkt man, abgesehen von dem gegen die Ostflanke immer steiler werdenden östlichen Grundfallen, noch heftige, seitliche Zusammenstauchungen.

Jenseits des Polymenoskammes, der die Wasserscheide zwischen ionischem und ägäischem Meer bildet, wird der Kalk (45° Ostfallen) von Flysch überdeckt, der wohl ebenfalls als Einfaltung aufzufassen ist und sich bis zu steilem Westfallen umstellt.

Nach Überschreitung des Flyschzuges, auf dem auch Ano-Paläokaryá liegt, steht bei der Quelle Karavassarás wieder grauer foraminiferenhaltiger Rudistenkalk an (unweit N O der auf der Höhe südlich ober Ano-Paläokaryá entspringenden Quelle).

Der relativ gröber brecciöse Kalk führt auch hier *Orbitellen (Orbitella cfr. tenuistriata* Vredenburg, *Orbitella cfr. media* Arch.*)*.

Talabwärts von Ano-Paläokaryá durchschneidet der Fluss von Paläokaryá in mehrmaligem Wechsel die zu schiefen, westlich übergeneigten Falten zusammengepressten und im einzelnen noch intensiv zusammengefalteten oberen Kalke und tieferen roten Schiefer und

[1]) Etwa halbwegs zwischen Bokowitza und der Passhöhe Kalathóri wurde gleichfalls grauer, feinbrecciöser Kalk mit *Orbitella spec.* angetroffen.

Hornsteine bis zu den aufruhenden Gesteinen der Flyschzone von Tyrna, in die man bei der Weitung des schluchtartig eingerissenen Tales von Paläokaryá übertritt.

Trotz der durch Regen und Nebel stark eingeengten Beobachtungsfreiheit steht aber fest, dass der Polymenoskamm die orographische, tektonische und stratigraphische Fortsetzung der Karávakammzone darstellt. Ebenso korrespondiert der ihn östlich eindeckende Flyschzug seiner Stellung nach mit dem Flysch der Oxyá. Dagegen bleibt es noch unentschieden, ob der Polymenosflysch den Oxyáflyschzug im ganzen weiterführt oder ob sich letzterer teilt, d. h. ob die Kalkfalten unterhalb Ano-Paläokaryá den Butzikaki-Karvélakamm ohne Unterbrechung fortsetzen.

Vor dem Eintritt in die Durchbruchschlucht oberhalb Porta[1]) wurde noch ein loses Stück des roten Orbitolinengesteins aufgesammelt (mit beigemengten Hippuritenfragmenten), das wohl fluviatil verfrachtet war.

Die obertriadischen Basalgesteine des Olonos-Pindossystems (wie die in der Hauptsache karnisch-unternorischen Daonellen- und Halobienschichten) wurden in dem jetzt untersuchten Teilgebiet des thessalischen Pindos nicht angetroffen und sind in grösserer Verbreitung wohl erst im Einmündungsgebiet des Knisovon- bezw. Smigósflusses in den Aspropotamos, sowie in der Gegend um Vathyrhema und Vitsista zu erwarten, die ich nach meinem ursprünglichen Reiseplan von Bokowitza aus erreichen wollte.

Am Aufbau des jetzt bereisten Gebirgsabschnittes im thessalischen Pindos beteiligen sich neben dem eindeckenden Flysch in der Hauptsache die höheren kretazischen Anteile des Olonos-Pindossystems, wie die zahlreichen, über das ganze Gebiet verteilten Funde von Hippuriten, Radioliten und weiteren Rudisten in der für Hellas meist üblichen fragmentären Erhaltungsform beweisen.

Hieraus ergab sich auch die schon in meiner vorläufigen Notiz publizierte Annahme eines oberkretazischen Alters der an der Basis des Pindosflyschs auftretenden Foraminiferengesteine.

Die aufgesammelten Foraminiferen ermöglichen aber dank den Bestimmungen von Herrn Dr. A. Tobler noch eine Vertiefung dieser stratigraphischen Auffassung.

---

[1]) Die Umgebung von Porta konnte wegen anhaltender heftiger Gewittergüsse, die jede Beobachtung vereitelten, nicht näher untersucht werden. Einige Angaben über die fazielle und tektonische Stellung der Kalke des Koziakasgebirges finden sich in meinen vorhergehenden Publikationen (Carl Renz: Geologische Untersuchungen im Othrysgebirge. *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* **2**, 1927, p. 507. Carl Renz: Geologische Untersuchungen in den südthessalischen Gebirgen. Eclogae geol. Helvetiae 1927, Bd. XX, Nr. 4, S. 585, Anmerk. 2.)

Die im thessalischen Pindos bisher nachgewiesenen Angehörigen der Gattungen *Orbitella* H. DOUVILLÉ (mit der sicher erkannten *Orbitella apiculata* SCHLUMBERGER, sowie mit *Orbitella cfr. media* ARCH. und *Orbitella cfr. tenuistriata* VREDENBURG), *Lepidorbitoides* SILVESTRI, *Clypeorbis* H. DOUVILLÉ, *Simplorbites* GREGORIO und *Calcarina* ORB. kommen in den obersten, direkt unter dem Flysch liegenden Kalken des Olonos-Pindossystems bezw. in der Grenzzone beider Bildungen vor und sind ausschlaggebend für Maestrichtien.

Da *Orbitella apiculata* SCHLUMBERGER (und auch *Orbitella media* ARCH.) erstmalig im Dordonien[1]) hervortreten und die Gattung *Orbitella* im allgemeinen schon im unteren Campanien erscheint, wäre es nicht ausgeschlossen, dass die zu unterst liegenden Pindos-Orbitellen auch schon einem tieferen Niveau als Maestrichtien angehören, um so mehr als die ganze Oberkreide vom Maestrichtien abwärts bei der obwaltenden Schichtenkonkordanz in der obersten kalkigen Gesteinsserie der Pindoszone enthalten ist. Immerhin fällt aber die Hauptentfaltung der *Orbitella apiculata* ins Maestrichtien.

Die *Orbitolinen* (worunter *Orbitolina cfr. conica* ARCH.) stellen sich erst unter dem obersten Kalkhorizont in der Oberregion der für die Olonos-Pindoszone bezeichnenden Schiefer-Hornsteingruppe ein und weisen die sie führenden Ablagerungen wohl dem Cenoman zu (Schichten mit *Orbitolina conica* = Untercenoman und Vraconnien). Nach den bisherigen Erfahrungen reichen die Orbitolinen jedenfalls nicht über das Cenoman hinauf. Die im thessalischen Pindos angetroffenen Orbitolinengesteine sind also höchstens noch etwas älter als Cenoman, aber keinesfalls jünger.

Orbitolinengesteine sind auch schon in anderen griechischen Gebirgs- und Fazieszonen bekannt[2]), so in der osthellenischen Zone, in der Parnass-Kionazone und nicht zuletzt in der adriatisch-ionischen Zone (Cenoman mit *Orbitolina conica*), in der sie das dortige, regional weit verbreitete Schichtensystem der Vigläskalke nach obenhin abschliessen.[3])

---

[1]) Nach E. HAUG synonym mit Maestrichtien.

[2]) CARL RENZ: Beiträge zur Geologie der ägäischen Inseln. (*Καρόλου Ρένς: Συμβολὴ εἰς τὴν γεωλογίαν τῶν νήσων τοῦ Αἰγαίου*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* 1927, II, S. 366 ff.

[3]) Auf Korfu sind cenomane Orbitolinengesteine von folgenden Aufschlüssen bekannt:

1. an zahlreichen Stellen des Gebirgshanges und der Küste zwischen Nisaki-Kaminaki-Kentroma-Agni-Kalami und Kulurabucht;
2. im Süden von Kassiopi, so bei km 34 der Strasse (nördlich der Strassenbrücke) bis km 33 beim Haus Kariotiko;
3. auf dem Vorsprung des Kaps H. Varvara und dem nächst westlicheren Vorsprung jenseits der inneren Varvarabucht;
4. in der langen Orbitolinenzone H. Ilias — westlich und nördlich unter dem Xerovlakagipfel — Vigläsgipfel (Westseite des Gipfels und Südhang),
5. in der Zone Lavki-Drymodi-Höhe zwischen Drymodi- und Erivatal.

Die mit den Orbitolinen, sowie mit den Foraminiferen des Maestrichtiens zusammenliegenden Rudistenfragmente (Hippuriten, Radioliten) sind, wie gesagt, spezifisch nicht näher bestimmbar; die betreffenden Rudisten könnten aber gleichzeitig mit den jeweiligen mit ihnen vermengten Foraminiferenfaunen gelebt haben. Die mit den Orbitellen und ihren Begleitgattungen zusammen vorkommenden Rudisten sind vielleicht auch etwas älter, weil die Foraminiferen intakt, die Rudisten aber schon stark aufgearbeitet und zerstückelt sind.

Um zweifellose Einschwemmungen von Rudistenrelikten handelt es sich aber dagegen bei der schon oft diskutierten Frage des unmittelbaren Zusammenliegens von Rudisten und Nummuliten in Handstücken des adriatisch-ionischen Nummulitenkalkes. So oft ich eine Vermischung von Hippuritenfragmenten und Nummuliten in der adriatisch-ionischen Zone beobachten konnte (so besonders auf Othoni [Fanó], aber auch in vielen anderen Gegenden), lagen stets Nummulitenkalke des Lutétiens vor. Auf Othoni (Fanó) wurde sogar noch ein Hippuritenfragment in einer brecciösen Lepidocyclinenkalkbank bemerkt, die den oligozänen Flyschgesteinen unterhalb Deletatika bei konkordanter Lagerung zwischengeschaltet ist.

Bei der sich im adriatisch-ionischen Nummulitenkalk findenden Bruchstücken von Hippuritenschalen kann es sich daher, wie betont, nur um Einschwemmungen handeln.

Da die Hippuriten in diesem Fall nicht das stratigraphisch massgebende Element sind, sondern umgekehrt die Nummuliten usw., so kann dieses Zusammenvorkommen von Nummuliten und Hippuriten in Hellas auch nicht im Sinne eines Hinabreichens der Nummuliten in die Oberkreide ausgewertet werden. Gegen die letztere Annahme liesse sich auch noch einwenden, dass in den Foraminiferenlagern des Maestrichtiens weder bei der Untersuchung im Gelände, noch in dem reichlich verschliffenen Material irgendwelche Nummuliten oder deren Reste festgestellt werden konnten. Allerdings liegt hier auch noch das Danien dazwischen und zudem handelt es sich um die nächst östlichere Gebirgszone.

Die mehr plattigen Nummulitenkalke des Lutétiens sind im adriatisch-ionischen Faziesgebiet bei konkordanten Lagerungsverhältnissen durch eine ziemlich mächtige Serie von hellgrauen, geschich-

---

Auf Leukas und Meganisi:

1. etwas westlich Dekatiés;
2. in der Gegend westlich Anavrysada;
3. am Nordhang des Elatimassivs (westlich Asomati);
4. an der Westküste der Insel Meganisi (etwas nördlich H. Joannis).

Abgesehen von diesen detailliert angegebenen Fundorten treten die mittelkretazischen Orbitolinengesteine auch sonst im adriatisch-ionischen Faziesgebiet jeweils in der oberen Grenzregion des Vigläskalksystems gegen den massigen Rudistenkalk der Oberkreide auf.

teten Kalken von den massigen Rudistenkalken der Oberkreide getrennt[1]) und werden ihrerseits vom Flysch überlagert.

Auch im Flyschsockel unterhalb des Stirnbandes des auf den adriatisch-ionischen Flysch überschobenen Schichtenpakets der Olonos-Pindosserie folgt dieser auf Nummulitenkalke des Lutétiens, wie ich im Pindos längs des Tsurnata-Phterizuges (so oberhalb des Dorfes Vulpi usw. im Agraphagebiet) wahrnehmen konnte[2]). Der hellgraue, kompakte Lutétienkalk führt hier grosse bis mittelgrosse Nummuliten, sowie Operculinen und Heterosteginen *(Cycloclypeus?)*. Ausserdem enthält der überlagernde Flysch hier dunklere, brecciöse Kalkeinlagerungen mit grossen Nummuliten, die für oberes Ludien sprechen. In Epirus und auf Korfu wurde innerhalb des Flyschs gleichfalls oberes Ludien bis Lattorfien auf paläontologischer Basis festgestellt[3]) An andern Lokalitäten des adriatisch-ionischen Faziesbereiches, z. B. auf Othoni [Fanó] und in Epirus konnte der Nachweis erbracht werden, dass die Lepidocyclinen- und stellenweise auch Miogypsinenreiche Fazies des Flyschs (bezw. flyschähnlicher Gesteine) bis ins Aquitanien-Burdigalien hinaufreicht[4]).

Innerhalb der Pindosketten beginnt die durchgehende Flyschsedimentation jedoch bereits vor der Kreide-Eocängrenze mit dem Danien, d. h. sie entwickelt sich, wie im Vorstehenden dargelegt wurde, über den Foraminiferenschichten des Maestrichtiens.

---

[1]) Sehr gut lässt sich diese Schichtenfolge beispielsweise an einigen Profilen der Insel Korfu beobachten, so besonders zwischen Achradonta (an einer vom Flyschzug von Episkepsis abzweigenden Lepidocyclinenreichen Flyschzunge) und Lustra, aber auch in der Apraósbucht. In den Zwischenkalken zwischen den massigen oberkretazischen Rudistenkalken und den nummulitenreichen, mehr plattigen Lutétienkalken sind bisher nur spärliche Foraminiferen ermittelt worden.

[2]) Vergl. Carl Renz: Beiträge zur Geologie der Küstenregion von Epirus gegenüber der Insel Korfu. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 186, Anmerk. 1.

[3]) Vergl. Carl Renz: Beiträge zur Geologie der Küstenregion von Epirus gegenüber der Insel Korfu. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 174 u. 183.

[4]) Vergl. Carl Renz: Zur Geologie der Insel Korfu und ihrer Nachbargebiete. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1926, Bd. 37, S. 398 ff. — Carl Renz: Beiträge zur Geologie der ägäischen Inseln. *(Καρόλου Ρέντς: Συμβολὴ εἰς τὴν γεωλογίαν τῶν νήσων τοῦ Αἰγαίου) Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* 1927, II, p. 368. — Carl Renz: Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Doggers im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1927, Bd. 38, S. 506. So entspricht die Foraminiferenfauna von Kokkinolithari in Epirus etwa der von Silvestri beschriebenen paläogenen Fauna von Vasciani bei Todi. Sehr ähnlich ist dieser Fauna auch die Fauna einiger Vorkommen der Insel Othoni (wie NO-NNO von Daphni). Lepidocyclinen usw. sind neuerdings noch in allen Flyschzügen bezw. Flyschvorkommen der Insel Leukas und im Flyschzug von Zaverda in Akarnanien bezw. bei Plagia ermittelt worden. Sie treten somit jedenfalls überall im adriatisch-ionischen Flysch auf.

In der nördlichen Othrys, nämlich in der breiten Flyschzone zwischen dem Othrys- und Kassidiarisgebirge dürften die Anfänge der Flyschentwicklung sogar noch etwas früher anzusetzen sein. Wenigstens enthielten die grauen, quarzführenden, fein- bis mehr oder minder grobbrecciösen Kalke, die hier dem Flysch bei und zwischen den Quellen Jurtia und Palaeo-Dereli eingeschaltet sind[1], ebenfalls *Orbitella* (bei Palaeo-Dereli *Orbitella cfr. media* ARCH., *Calcarina* und *Lithothamnium* [determ. A. TOBLER]). Wie lange der Niederschlag der Flyschsedimente in diesen östlich von der adriatisch-ionischen Zone liegenden Gegenden nach obenhin andauerte, lässt sich mangels paläontologischer Beweise zurzeit noch nicht angeben.

Auch im allgemeinen sind in dem zum Olonos-Pindossystem gehörigen Flysch noch keine Nummuliten oder andere eocäne und oligocäne Foraminiferen gefunden worden[2].

Hinsichtlich seiner Untergrenze und auch in seinem Fossilgehalt bestehen daher zwischen den innerhalb der Pindosketten durchstreichenden Flyschzügen, d. h. dem eigentlichen Pindosflysch und dem fundamentalen adriatisch-ionischen Flysch westlich vom Stirnband des überschobenen Olonos-Pindossystems sehr erhebliche Unterschiede, aus denen, abgesehen von der tektonischen Struktur des Gebirges, hervorgeht, dass die Flyschstreifen im Verbande der Pindosschuppen und im Ostschenkel ihres ersten Vorstosses noch zur Überschiebungsscholle, d. h. zur Olonos-Pindosdecke gehören[3].

Nicht zu verwechseln sind hiermit die rings umgrenzten Vorkommen des Flyschsubstratums, die stellenweise auch noch innerhalb der Pindoszone in grösseren oder kleineren Fenstern blossgelegt sind.

Der Flyschbeginn dürfte daher in Hellas beim Fortschreiten in ost-westlicher Richtung mit dem Wechsel der Gebirgszonen und gegen ihr Streichen höherrücken[4].

---

[1]) Vergl. CARL RENZ: Geologische Untersuchungen im Othrysgebirge (*Καρόλου Ρέντς: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὴν Ὄθρυν*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* 1927, II, p. 506. — CARL RENZ: Geologische Untersuchungen in den südthessalischen Gebirgen. Eclogae geol. Helvetiae 1927, Bd. XX, Nr. 4, S. 583.

[2]) Ob die von A. PHILIPPSON im Agraphagebiet zwischen Karoplési und dem Berg Ithamos in einem Konglomerat beobachteten Nummuliten sich tatsächlich im Verbande des Pindosflyschs finden oder aus der Unterlage der Pindosdecke stammen, ist den gemachten Angaben nicht ohne weiteres zu entnehmen (loc. cit. Bd. 30, S. 432), und zwar um so weniger, als inzwischen die Gliederung der an der Olonos-Pindoszone beteiligten Schichtenreihe eine viel weitergreifende stratigraphische Ausgestaltung erfahren hat.

[3]) Vergl. hierzu CARL RENZ: Die Gebirge von Agrapha (Pindos). Neues Jahrbuch für Min. etc 1915, Beil.-Bd. 40, S. 245 u. 249.

[4]) Vergl. CARL RENZ: Beiträge zur Küstenregion von Epirus gegenüber der Insel Korfu. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 184 u. 185.

In einer früheren Publikation[1]) hatte ich eine kurze Übersicht über die Bedeutung der Foraminiferen für die stratigraphische Gliederung der an den ausgeschiedenen hellenischen Fazieszonen jeweils beteiligten sedimentären Bildungen gegeben. Die neuen Funde im thessalischen Pindos zeigen, dass die Foraminiferen auch in der Olonos-Pindoszone eine stratigraphisch wichtige Rolle spielen.

Im Einklang mit der Tektonik und nach der allgemeinen Gebirgszusammensetzung müssten die Foraminiferenschichten des Maestrichtiens, ebenso wie die tieferen cenomanen Orbitolinengesteine erfahrungsgemäss durch die ganze lange Olonos-Pindoszone durchstreichen, wie ja auch die brecciösen rudistenhaltigen Einschaltungen überall in diesem Faziesbereich entwickelt sind und wie es auch für die basalen obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten des Olonos-Pindossystems nachgewiesen ist.

In der Tat wurde inzwischen der Nachweis erbracht, dass sich sowohl die oberkretazischen Orbitellenschichten des Maestrichtiens, wie die mittelkretazischen Orbitolinengesteine des Cenomans in den Gebirgszügen von Agrapha und den anschliessenden ätolischen Ketten der Olonos-Pindoszone fortsetzen und sich weiterhin auch über den ganzen peloponnesischen Bereich dieser Faziesgruppe verbreiten, wobei sich ihre lithologische Entwicklung und stratigraphische Position gegenüber den anderen Gliedern des Schichtenverbandes jeweils gleichbleiben. In Mittelgriechenland und im Chelmosgebiet beruht diese Feststellung auf der Bearbeitung meines früher gesammelten Foraminiferenmaterials durch Herrn Dr. A. Tobler, im übrigen Peloponnes auf neuerdings vorgenommenen Untersuchungen im Gelände.

Wie schon auf S. 141 erwähnt, stimmt der stratologische Aufbau des schon früher untersuchten, sich bereits im Agraphagebiet[2]) erhebenden Psilorachigipfels (= Tsurnata der Karten 2136 m) in seinen Grundzügen mit dem Gipfelprofil der Karáva überein. Durch den Gipfel Psilorachi ziehen als Schichten 2 des Profils (loc. cit. S. 235) gelblichweisse, marmorisierte, vorwiegend aus Schalentrümmern (Rudisten) bestehende, mittelkörnige, brecciöse Kalklagen des Maestrichtiens mit *Calcarina* Orb. usw., während die Schichten 7 dieses Profils an der Westfront unter dem Gipfelpunkt (und über dem Pass Diaselo) Orbitolinen führen, und zwar gleichfalls im Verein mit grösseren Hippuriten- und sonstigen Rudistenfragmenten (*Orbitolina cfr. conica* Arch. in einer grobkörnigen Kalkbreccie mit rotem Bindemittel und hellen, marmorartigen, vornehmlich aus Rudistenresten bestehenden Komponenten).

---

[1]) Carl Renz: Beiträge zur Geologie der ägäischen Inseln. (*Καρόλου Ρέντς: Συμβολὴ εἰς τὴν γεωλογίαν τῶν νήσων τοῦ Αἰγαίου*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* 1927, II, S. 366 ff.

[2]) Carl Renz: Die Gebirge von Agrapha (Pindos). Neues Jahrb. für Min. usw. 1915, Beil.-Bd. 40, Textfigur auf S. 235.

Weitere Orbitellenkalke vom allgemeinen Habitus wurden in der Psilorachi-Tsurnatagruppe und weiterhin im Agraphagebiet u. a. noch im Zuge der Wasserscheide von Psilorachi zu dem westlich von Tria Synora eingekerbten Pass[1]) angetroffen, sowie bei dem am Wege von Vrangianá nach Karoplési gelegenen Hirtenlager Leftokaryá. An ersteren Lokalitäten enthält der gelblichweisse, mittelkörnige, brecciöse Kalkstein verschiedene Spezies der Gattung *Orbitella*, während sich an letzterem Vorkommen *Orbitella apiculata* SCHLUMBERGER zusammen mit Hippuritenfragmenten in einer mehr grauen, aber gleich strukturierten Kalkbildung einstellt.

Ebenso finden sich auch sicher bestimmbare Orbitolinen noch an anderen Örtlichkeiten in der agraphiotischen Psilorachi-Tsurnatagruppe, so in dem das Hirtenlager Kithrakia umschliessenden eigentlichen Tsurnatakamm (an der Ostseite der mittleren Gipfelerhebung in einem flyschartigen, polygenen, kleinkörnigen Kalksandstein mit vereinzelten Rudistenresten).

Auch in Ätolien kehren gleichartige mittelkretazische Orbitolinengesteine wieder. Typische Vorkommen finden sich u. a. an verschiedenen Stellen des Gebirgszuges von Roska und Koniska (meist in Form von ziemlich grobkörnigen Rudistenführenden Breccienkalken mit rotem Bindemittel).

Bemerkenswert sind sodann als Bindeglied zwischen den Pindosketten und dem Peloponnes die Orbitellenlager der Insel Trissonia (Doris) im Korinthischen Golf. Auf Trissonia erscheinen die Orbitellen, die auch hier neben anderen Formen von *Clypeorbis* begleitet werden dürften, in einem grauen, feinen Kalksandstein, der reichlich eckige Quarzsplitter enthält und die entsprechende Höhenlage in der Schichtenfolge des Olonos-Pindossystems einnimmt.

Im Voïdiasgebirge (Panachaïkon) wurden die brecciösen Orbitellenkalke des Maestrichtiens z. B. in der Gegend von Saravali (südlich Patras) am Gebirgshang ermittelt.

Im Chelmosmassiv finden sich gute Aufschlüsse des Maestrichtiens am Kammbogen der Chelmosgipfel zwischen den Gipfeln A und B. Es handelt sich hier ebenfalls um feinbrecciöse, graue Kalksteine mit verschiedenen Orbitoiden, wie besonders *Orbitella*, der sich noch *Simplorbites* im Verein mit zahlreichen anderen Foraminiferen und *Lithothamnium* anschliessen dürften.

Im Olonosgebiet (Erymanthos) werden die Orbitellenschichten des Maestrichtiens u. a. von der Strasse Patras—Chalandritza—Vlasia überquert, und zwar in der Umgebung des Dorfes Lopesi bei Kilometer 29 und 33, sowie an den Strassenkehren oberhalb Analipsis—H. Paraskevi.

---

[1]) An der Wasserscheide zwischen den Talsystemen des Agraphiotikos-Potamos und Smigós (Petrilu).

Sie streichen weiter durch die Gebirge von Andritsäna (Bassä) und das westmessenische Bergland, in dem sie auch an der Ithome anstehen (bei Kloster Wurkano und Mavromati).

In der Olonos-Pindosserie der Insel Kythera, auf der die Gesteine dieser Fazies übrigens eine grössere Ausdehnung besitzen, als die Karte von R. LEONHARD angibt[1]), treten gleichfalls brecciöse Kalke mit Rudistenfragmenten und Orbitellen usw. auf, so in der östlichen Küstenregion zwischen H. Pelagia und der Kakilangada, bei Paläochora, am Südhang des Paläokastro und an der Sovalia (ONO Kapelle H. Sotir-Pentarmenás).

Ebenso kehren die tieferliegenden mittelkretazischen Orbitolinengesteine in der Olonos-Pindosserie von Kythera wieder, und zwar in einem stets gleichbeschaffenen, ebenfalls Hippuritenhaltigen Gestein (an der Sovalia und am Südhang des Palaeokastrohügels gegen Perati zu).

Da R. LEONHARD in den praepliozänen Schichtenkomplexen Kytheras keine fossilen Reste finden konnte, sei noch beiläufig erwähnt, dass auch in der schwarzen Tripolitzakalkmasse dieser Insel ebenfalls Hippuriten und andere Rudisten in teilweise grossen Fragmenten vorkommen, wie am Paläokastrogipfel.

Ferner enthalten die Tripolitzakalke von Kythera Nummulitenlager. So stehen schwarze Nummulitenkalke des Lutétiens mit z. T. sehr grossen Nummuliten auf dem Vorsprung des Kaps Spathi im Norden der Insel an.

Weitere Vorkommen von Nummulitenkalk finden sich an der Strasse H. Pelagia—Potamos (mit kleinen Nummuliten) oder bei H. Akindynos im Süden. An letzterer Lokalität erscheinen auch dichte, schwarzgraue Alveolinenkalke mit prächtig überlieferten grossen Alveolinen[2]).

Diese bisherigen Feststellungen beweisen, dass sich die oberkretazischen Orbitellenschichten, d. h. also die Foraminiferenlager des Maestrichtiens, ebenso wie die mittelkretazischen Orbitolinengesteine des Cenomans in unveränderter Entwicklung über die ganze lange Olonos-Pindoszone verbreiten und dass ihre Bänder von jedem normalen Querschnitt durch das freiliegende mesozoische Gebirge getroffen werden müssen.

---

[1]) R. LEONHARD: Die Insel Kythera. Petermanns Mitteil. Ergänzungsheft Nr. 128.

[2]) Ebenso ist auch das jüngere Tertiär der Insel Kythera reich an Foraminiferen, so zwischen Karavas und der Nordküste oder bei Paläopolis.

Manuskript eingegangen am 24. Februar 1928.