© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

schen Zeitschrift, 16. Jahrg., 1910. 4. 714 ff. einige bezügliche Zeilen zur Verfügung gestellt und möchte diese Zeilen auch in diesem Centralblatt zum Abdrucke bringen, nachdem hier (1911. p. 27) Herr Gagel die meines Erachtens falsche Behauptung der Unzuverlässigkeit der Olbricht'schen Beobachtungen durch Herrn Braun wiedergegeben und in seiner Polemik gegen Herrn Olbricht verwertet hat. Ich habe a. a. O. gesagt:

„Ich habe Gelegenheit gehabt, einige der von Herrn Dr. Olbricht aus der Lüneburger Heide veröffentlichten geologischen und morphologischen Beobachtungen nachzuprüfen und dabei Olbricht's Beobachtungen durchaus einwandfrei gefunden. Ein besonderes Interesse hatte ich an der Prüfung der Zuverlässigkeit von Olbricht's Beobachtungen über tiefgelegene Talterrassen, da Olbricht aus diesen Beobachtungen sehr bedeutungsvolle Schlüsse auf postglaziale Klimaschwankungen gezogen hat. Ich habe die erwähnten Terrassen eingehend auf der linken Ilmenauseite von Lüneburg bis zu der nach Gut Wilschenbruch führenden Brücke und in der Umgebung des Gutes Wilschenbruch und kursorisch von den genannten Gegenden bis etwas über die Südgrenze von Blatt Lüneburg hinauf geprüft. Die Mehrzahl der Terrassenstücke erkannte ich sofort als solche, auch ohne von Olbricht, der mich führte, darauf aufmerksam gemacht zu sein. Ich habe mich von der Existenz aller vier Terrassen in der ganzen begangenen Talstrecke vollkommen überzeugt. Von einer von Olbricht in 1 : 25 000 aufgenommenen, noch unpublizierten Karte der niederen Terrassen des Ilmenautales habe ich bei den erwähnten Begehungen den Eindruck größter Exaktheit gewonnen. Nach allem, was ich gesehen habe, kann ich Olbricht's Auffassung der Terrassen als Aufschüttungsterrassen nur beipflichten. Die für diese Auffassung besonders wichtigen deltaartigen Fortsetzungen der Terrassen in das Elbtal hinein habe ich leider zu prüfen noch nicht Gelegenheit gehabt."

Neue geologische Forschungen in Griechenland.

Von **Carl Renz** in Breslau.

Mit 2 Textfiguren.

(Fortsetzung und Schluß.)

Die grauen, obertriadischen Gyroporellen- und Korallenkalke der Vardussia bilden den Kern einer sehr steil gestellten, etwas nach Westen übergeneigten Falte. Die Flügel der Antiklinen bestehen aus den jüngeren, mesozoischen Bildungen (u. a. Rudistenkalke), die auf der Ostseite regulär von Flysch überlagert werden, während auf der Westseite der Flysch durch Neigung der Axialebene in dieser Richtung überfaltet wird (im Liwadi von Musonitza).

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

In der spärlichen Korallenfauna der grauen Kalke des Vardussiagipfels (H. Ilias) treten besonders die Angehörigen der Gattung *Spongiomorpha* hervor.

Die charakteristische Fazies des Oberlias und Doggers der Ionischen Zone wurde in der Vardussiafalte dagegen nicht angetroffen, ebenso wurde auch kein Nummulitenkalk beobachtet und ich glaube nicht, daß ich diese bezeichnenden Ablagerungen trotz der Eile meiner Reise übersehen hätte.

Die Zentralzone stellt daher möglicherweise ein drittes Faziesgebiet dar.

Wie bereits erwähnt, halte ich die mesozoischen Bildungen der Ionischen Zone vorerst noch im wesentlichen für autochthon. Oder man müßte gerade annehmen wollen, daß das ganze Mesozoikum mit dem eingefalteten Flysch hier nochmals auf einer Flyschunterlage aufliegen würde und käme so natürlich auch zu jenen Riesendecken, die weiter im Norden über die Adria hinweg bis zum Monte Gargano und Monte Conere reichen würden.

Einstweilen betrachte ich den Monte Gargano noch als Fortsetzung der autochthonen Ionischen Zone.

Autochthon sind auch die beiden Patras gegenüberliegenden Nummuliten-Rudistenkalkaufwölbungen der Klokowa und Varsowa, die gleichen Kalke nördlich von Mesolongi, bei Lepenu und bei Karvasaras.

Ich will damit keineswegs in Abrede stellen, daß auch in der Ionischen Zone da und dort Überschiebungen vorkommen.

So bildet das Hauptgebirge Korfus, das Pantokratormassiv, eine mächtige, nach Westen liegende Falte, an deren Westseite der Flysch eingefaltet und der Liegendschenkel stellenweise ausgequetscht ist.

Oberhalb Spartilla greift der den Kern der liegenden Falte bildende Hauptdolomit ein gutes Stück direkt über den Flysch hinüber.

Etwa vom Hochtal der Panagiakapelle (Strinilla) ab nach Norden zu sind aber dann die Schichtenlagen des Liegendschenkels meist vollständig erhalten.

Der Vorstoß müßte dabei im südlichen Teil der Falte stärker gewirkt haben, als im nördlichen.

Eine Kombination dieser Schiebungshypothese mit der in einer früheren Abhandlung (Carl Renz, Jahrb. der österr. geol. R.-A. 1910. **60.** p. 440) vertretenen Auffassung, wonach zudem die Dolomit-Flyschgrenze mit einer Verwerfungslinie zusammenfällt und ein Absinken in Schollen (allerdings in etwas anderer Art) hinzukommt, dürfte zunächst noch die beste Erklärung abgeben.

Es handelt sich aber hierbei um Schiebungen von mehr lokalem Charakter. Die auf Corfu beobachteten tektonischen Erscheinungen werden sich, z. T. wohl noch in größerem Maßstabe, auch sonst in der Ionischen Zone wiederholen.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Auf die immerhin mögliche Existenz einer größeren Bumistodecke in Westakarnanien habe ich bereits hingewiesen; ebenso dürften auch die Kalkmassen des Stavrotasmassivs, der Laïnaki-Kette etc. auf Leukas als Decke auf dem dortigen Flysch aufruhen. Die Untersuchung hierüber ist indessen noch nicht abgeschlossen.

Die mesozoischen Bildungen der Ionischen Zone könnten nun das breite ätolische Flyschband mit der darauf schwimmenden Decke des Olonos-Pindossystems [1] unterteufen und auf der Ostseite dieses Flyschbandes in den Vardussiafalten wieder hervorkommen. Der mesozoische, im Vardussiakamm bis zur Obertrias bloßgelegte Kern dieser Falte, sowie die sich westlich von der Vardussia erhebende mesozoische Kette wären also wieder als autochthone Gebirge zu betrachten.

Weiter gegen Osten dürften dann diese auf der Ostseite des ätolischen Flyschbandes wieder hervortretenden und sich von der Ionischen Zone her fortsetzenden autochthonen Bildungen mit den sich im östlichen Hellas nach unten zu anschließenden tieferen triadischen und paläozoischen Ablagerungen in die Sedimenthüllen der ostgriechischen Zentralmassive übergehen.

Diese Hypothese würde natürlich nicht ausschließen, daß auch im Osten der Vardussia noch weitere Decken vorhanden sind; und zwar ist dies um so sicherer, als ich vorläufig annehme, daß die Wurzelregion der Olonos-Pindosdecken im Osten zu suchen ist. Die Decken dürften in diesem Fall vielleicht zum Teil sogar über die Zentralmassive hinweggegangen sein.

Und wer vermag heute schon zu sagen, ob auch die ostgriechischen Zentralmassive durchweg im Untergrunde wurzeln oder nicht, wie in den Alpen (Silvretta, Ötztaler Alpen etc.) ortsfremd und von weiterher geschoben worden sind.

Bevor ich hier mit Angaben hervortreten kann, müssen meine stratigraphischen und kartographischen Arbeiten im östlichen Griechenland weiter vorangeschritten sein und auch dann haben wir in den Gebirgsfragmenten der Aegäis noch ein schwieriger zu enträtselndes Gebiet vor uns, als in den immerhin zusammenhängenden Alpen.

---

[1] Auf die Frage, ob hier eine oder mehrere Decken vorliegen komme ich demnächst noch zurück. An der scheinbar wenig gestörten Westfront der Arabokephalon-Kutupa-Kette kehren die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten mehrfach übereinander wieder. Das ganze Olonos-Pindossystem (bezw. die Olonos-Pindosdecken) ist auf seiner langen Erstreckung vom Süden Messeniens bis hinauf zum Tsumerka und weiter durch einheitliche stratigraphische und tektonische Züge gekennzeichnet. Die Rudisten- und Nummulitenkalke gehören hier mit zur Überschiebungsscholle (z. B. die Rudistenkalke des Chalades, des Tsumerka- und des Olonosgipfels und die Nummulitenkalke unterhalb vom Olonos bei Alepochori usw.)

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Eine andere Möglichkeit, daß nämlich die gleichfalls noch nicht hinreichend studierte Zentralzone ein weiteres Faziesgebiet darstellen könnte, habe ich schon oben angedeutet.

Wie bekannt, umschlingen die Falten der Ionischen und der östlicheren Gebirgszonen die ostgriechischen Zentralmassive in weitem Bogen.

Das Olonos-Pindossystem (d. h. die mit ihrer Flyschunterlage zusammengefalteten mesozoischen Decken) setzt sich nach Cayeux auf Kreta fort und biegt im kretischen Inselbogen nach Osten um.

Der Schub einer Decke kommt nun nach den bis jetzt gesammelten Erfahrungen — von einer Gesetzmäßigkeit läßt sich hier wohl kaum schon reden — aus dem Innern eines solchen Gebirgsbogens (vergl. die Alpen), in unserem Fall also aus dem Osten. Hierfür sprechen auch die nach Westen liegenden Falten.

Schon aus dieser kurzen Betrachtung geht hervor, um wie schwierige Probleme es sich hierbei handelt, Probleme, an die ich jetzt erst herantreten kann, nachdem ich die stratigraphischen Verhältnisse des griechischen Mesozoikums und Paläozoikums nunmehr wenigstens in den Hauptzügen geklärt habe. Denn ohne Stratigraphie keine Tektonik!

Erschwert werden derartige Hypothesen — denn um solche handelt es sich vorerst nur — durch die zahlreichen Unterbrechungen des Zusammenhangs zwischen den einzelnen Gebirgsgliedern, Unterbrechungen, die teils durch die die hellenische Halbinsel umgebenden Meere, teils durch die mit neogenen, quartären und rezenten Ablagerungen erfüllten Einbrüche und Becken bedingt werden.

Durch einen derartigen, mit jugendlichen Bildungen erfüllten Graben werden z. B. auch die mesozoischen Gebirge des Xeromeros vollständig von dem östlicheren Gebirgsabschnitt losgelöst.

Gerade im Osten und Westen wird nun die schmale und durch tief eingreifende Meeresgolfe reich gegliederte südosteuropäische Halbinsel durch das Meer begrenzt: die Entscheidung, wohin die Wurzelregion der Olonos-Pindosdecken oder des Olonos-Pindossystems zu verlegen ist, ob nach Osten oder Westen, wird naturgemäß schon aus diesem Grund außerordentlich schwer zu treffen sein.

Was die Zeit der tektonischen Vorgänge, d. h. der Falten- und Deckenbildung anlangt, so ist zunächst zu bemerken, daß in Griechenland Flysch und Neogen durch eine scharf ausgeprägte Diskordanz getrennt werden. Nach den letzten wohl schon in die Oligocänzeit fallenden Absätzen des Flysches trat eine Periode starker Faltung ein, in welcher die wichtigsten Aufwölbungen, die meist nach Westen liegenden Falten und Decken entstanden.

Zur Miocänzeit erfolgten wieder marine Niederschläge.

Die griechischen Falten und Decken entstanden also in der Pause zwischen den Absätzen des Flysches und den ältesten Bildungen des griechischen Miocäns.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Es sei hierzu erwähnt, daß man die Entstehung der alpinen Decken heute ins Miocän verlegt.

Zu Ende des hellenischen Pliocäns fand abermals eine Faltung statt, bei der auch die Decken mit ihrer Flyschunterlage zusammengefaltet wurden.

Die levantinischen Melanopsidenmergel Akarnaniens sind jedenfalls noch von der Faltung betroffen, ebenso wie die Pliocänbildungen der Insel Corfu.

In Attika und auf den Kykladen ist das Neogen dagegen nur schwach aufgewölbt; im Eurotastal, im zentralen Peloponnes, liegt es vollkommen flach.

Schließlich zeichnete dann die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode mit scharfem Griffel die Grundzüge und das Relief der heutigen Gebirgs- und Landschaftsformen, womit jedoch nicht gesagt sein soll, daß nicht auch schon früher die Bruchbildung bereits begonnen hat.

Im Peloponnes wird die Tektonik noch durch weitere Komplikationen erschwert, besonders auch dadurch, daß im zentralen Peloponnes die stratigraphischen Verhältnisse noch nicht hinreichend geklärt sind.

Unklar war hier vor allem die stratigraphische Stellung des „Tripolitzakalkes".

Der Tripolitzakalk ist nach Philippson eine schwarze, an der Basis helle und dolomitische einheitliche Kalkmasse, die diskordant der kristallinen Gruppe auflagert.

In der oberen dunklen Partie dieser Kalke fand Philippson Nummuliten und Rudisten und hielt daher die ganze Kalkmasse für eocän-kretazisch.

Nach meinen jüngsten Untersuchungen ist nun die untere helle und dolomitische Partie der Philippson'schen Tripolitzakalke, die die metamorphischen und teilweise auch normalen Schiefergesteine des zentralen Peloponnes überdeckt, der Trias zuzuweisen.

An mehreren Punkten, beispielsweise bei Alepochori[1] oder südlich Chan Bakuri fand ich weiße und graue Gyroporellenkalke, die den Gyroporellen führenden Dachsteinkalken der Ionischen Zone habituell äußerst ähnlich sind, während die Dolomite demzufolge dem Ionischen Hauptdolomit entsprechen dürften.

Auch im Taygetos ist dieselbe Kalk- und Dolomitfazies sehr verbreitet.

Die in der Ionischen Zone und in der Argolis über diesen Kalkmassen lagernden fossilreichen Oberliasbildungen habe ich da-

---

[1] Die Gyroporellen führenden weißen Triaskalke von Alepochori (Route Tripolitza—Sparta) werden im Osten von Flysch mit grauen Nummulitenkalklinsen begrenzt.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

gegen im zentralen Peloponnes[1] nicht gefunden, ebensowenig wie im zentralen Mittelgriechenland. Dagegen wurden im Taygetos Hornsteine mit fraglichen Posidonienresten ermittelt, die eventuell den analogen Bildungen der Ionischen Zone gleichzustellen sind.

Die schlechte Erhaltung nötigt natürlich zu einer reservierten Auffassung und weitere Funde bleiben abzuwarten.

Sicher ist jedoch der Nachweis der Trias im zentralen Peloponnes und das ist ein sehr wesentlicher Fortschritt, zumal wenn man die Art ihres Auftretens im Zusammenhang mit den Ausführungen des voranstehenden Textes betrachtet.

Im Osten Griechenlands wurden meine schon vor einigen Jahren begonnenen Untersuchungen in Attika weitergeführt, wo ich als Erster fossilführendes Carbon und Trias festgestellt habe.

Obercarbonische Ablagerungen wurden bei der Kapelle Hagia Triada, am Südhang des Beletsiberges beobachtet und erstrecken sich von hier sowohl gegen Hagios Merkurios und weiter, wie zum Ostabhang des Beletsi.

Obercarbonische Ablagerungen umgeben weiter den Gipfelkamm des Parnes und treten als Band unter den Diploporenkalken des Gipfels hervor. Ebenso ist auch an den aus den gleichen Kalken bestehenden Hängen des Parnes an mehreren Punkten das tiefer liegende Obercarbon entblößt, so oberhalb Tatoi und Warybopi.

Inzwischen habe ich noch weitere Aufschlüsse des Obercarbons gefunden, nämlich:

1. in der Schieferzone des Klosters Hagia Triada (Parnes),
2. bei Keramidi (Hagios Georgios),
3. bei der Kapelle Zoodochos Pigi (nordwestlich von Menidi),
4. in der Umgebung von Kapandriti und Mazi.

Überall besteht das Obercarbon aus schwarzen bis graugrünen Schiefern und Grauwacken mit Einlagerungen von schwarzen Kalken.

Diese schwarzen Kalke enthalten Crinoidenstielglieder und Korallen, die vorzugsweise den Genera *Cyatophyllum*, *Lonsdaleia* und *Chaetetes* angehören, sowie Foraminiferen.

Die Foraminiferenfauna besteht aus verschiedenen Spezies von *Fusulina*, *Schwagerina* (u. a. *Schwagerina princeps* Ehr.) und *Fusulinella*.

Von Cephalopoden ist ein neuer *Paralegoceras*, nämlich *Paralegoceras (Pericleites) atticum* Renz von Hagia Triada am Beletsi bekannt, ferner ein unbestimmbarer fraglicher *Glyphioceras* von

[1] Die gleichen, der Ionischen Entwicklung entsprechenden Oberliasbildungen stellte ich dagegen wieder in der Argolis fest. Carl Renz, Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1909. **61**. p. 202.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Gurisi[1]. Bemerkenswert sind noch die schwarzen *Chaetetes*-Kalklinsen an letzterer Lokalität.

Die schwarzen Fusulinen- und Schwagerinenkalke finden sich an den neuen Fundorten bei Gurisi, im Nordwesten von Kapandriti und im WSW von Hagios Athanasios, an der Bahnlinie zwischen Station Kiurka und dem Paßeinschnitt, in der Schieferzone beim Kloster Hagia Triada (Parnes), im Westen des Klosters an der Route Menidi—Kantalidi, in der Mulde von Keramidi, an mehreren Punkten zwischen der Quelle Keramidi und der Kapelle Zoodochos Pigi, sowie im Westen bis WNW von letzterer Kapelle.

Die obercarbonischen Ablagerungen von Keramidi setzen sich auch noch nach Westen fort, denn oberhalb Panagia (Route Chassia — Phile) habe ich gleichfalls schwarze Kalkstücke mit Fusulinen beobachtet.

Die Schiefer und Grauwacken mit ihren Fusulinen- und Schwagerinen-Kalklinsen bilden das Liegende einer mächtigen, sich diskordant darüber spannenden Kalkdecke, die an ihrer Basis dolomitisch wird und sich durch Führung von Diploporen als mitteltriadisch erwies. Am Südabhang des Beletsi habe ich dazwischen fossilführende Untertrias festgestellt.

An zahlreichen Aufschlüssen dürfte jedoch die Untertrias nicht mehr in der Fazies des Beletsi entwickelt sein. An der Basis der das Carbon bezw. die Unterdyas eindeckenden Kalkmasse wurden öfters rotgefärbte, plattige Kalke beobachtet, die möglicherweise ein Äquivalent hierfür bilden.

Die Dyas, die ich auf Hydra in Form der schwarzen Lyttonienkalke von Episkopi nachgewiesen habe, dürfte in Attika vermutlich nur mit ihren tiefsten Partien vorkommen, indem nämlich die Fusulinellenkalklinsen schon über der Carbon-Dyasgrenze liegen.

Derartige schwarze Fusulinellenkalke habe ich am Malagrawes bei Gurisi, sowie im Schieferzug des Klosters Hagia Triada (Parnes), vornehmlich etwas westlich von H. Triada beobachtet.

Bei Gurisi (im obersten Teil des zwischen Mazi und Kapandriti hindurchziehenden Tales) finden sich in etwas tieferem Niveau, wie schon angegeben, auch Fusulinenkalklinsen, etwas weiter oben liegen dann auf der Höhe des Malagrawes die Fusulinellenkalke. Die Lagerung würde also hier einem unterdyadischen Alter der Fusulinellenkalke nicht widersprechen.

Schon früher hatte ich gleiche Fusulinellenkalke mit den kleinen, kugeligen, zu den Fusuliniden gehörigen Foraminiferen zwischen Hagios Taxiarchis und Paß Klimaki auf Hydra angetroffen (vergl. Jahrb. österr. geol. Reichsanst. 60. p. 476 und 484).

[1] Das Stück stammt aus den schwarzen Fusulinellenkalken des Malagrawes, ist also wohl schon dyadisch (vergl. unten).

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Inzwischen sind meine hydriotischen Stücke als Fusulinellen erkannt worden (nach einer freundlichen Bestimmung von Herrn Dr. Dyhrenfurth).

Genau die gleichen Fusulinellen, wie von Hydra und jetzt von Attika, sind sonst noch aus der Dyas von Japan bekannt. Die Frage, ob man freilich den Fusulinellen auch für eine minutiösere Gliederung den Wert von Leit- bezw. Zonenfossilien beimessen darf, muß vorerst noch in Schwebe bleiben.

Auf Hydra war die Dyas durch meinen Nachweis der Lyttonienkalke schon seit längerer Zeit bekannt gewesen.

Die Schiefer, Grauwacken, Schwagerinen-, Fusulinen- und Fusulinellenkalke sind in dem Obercarbonzuge[1] beim Kloster Hagia Triada (Parnes) noch gänzlich normal entwickelt. Etwas weiter südlich hiervon treten sie kurz vor der Paßhöhe (am Wege vom Kloster Hagia Triada zu den Schwesterkapellen H. Nikolaos-Prophit Ilias und Menidi) wieder unter dem Deckkalke hervor und tragen hier schon ein wesentlich kristallineres Gepräge. Auch der schwarze Kalk wird hier schon recht kristallin. An manchen Stellen ist er von stark zerdrückten Fusulinen erfüllt. An dieser Stelle nehmen die schwarzen Kalke ebenso, wie abwärts des Passes gegen Menidi zu, wo sie nochmals unter dem Kalk hervorbrechen, eine plattige Struktur an. Auch bei Keramidi kommen derartige plattige, schwarze Kalke vor, die spärlich verteilte Individuen von *Fusulina* und *Schwagerina* einschließen.

Die Fusulinenkalke und die sie umgebenden Schiefergesteine Attikas werden daher, wie es sich an dem Aufschluß südlich vom Kloster Hagia Triada (Parnes) zeigt, z. T. schon ziemlich kristallin.

Die Hauptmasse der attischen Obercarbongesteine ist jedoch durchaus normal entwickelt.

Die Athener-Schiefer stehen indessen den metamorphen Bildungen schon wieder etwas näher und ich habe sie für paläozoisch gehalten. Anderseits werden aber aus den Kalken der überlagernden Decke bei Athen Rudisten angegeben. Bei den Kalklappen der Akropolis etc. handelt es sich daher vielleicht um Reste einer durch seitlichen Schub herbeigeschafften Überkleidungsdecke.

Zum Schlusse möchte ich noch eine kleine paläontologische Frage besprechen.

Im Jahre 1906 hatte ich im Tal des Asklepieions und bei Hagios Andreas in der Argolis eine reiche triadische Ammonitenfauna aufgefunden. Diese Fauna ist im 1. Teil meiner Monographie der mesozoischen Faunen Griechenlands in der Palaeontographica. 58. p. 1—104 beschrieben.

Inzwischen habe ich noch einige weitere Stücke von diesen Fundorten erhalten, deren paläontologische Beschreibung demnächst

[1] Die Fusulinellenkalke sind, wie gesagt, wohl bereits unterdyadisch.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

als Nachtrag der eben zitierten Abhandlung erscheinen wird. Darunter befindet sich unter anderem auch ein kleines Bruchstück der als *Asklepioceras Helenae* Renz beschriebenen Art[1], das das kleinere, in meiner Abhandlung auf Taf. 4 Fig. 5 dargestellte und in nebenstehender Textfig. 2 nochmals reproduzierte Exemplar etwa gerade fortsetzen dürfte. Bei einem Vergleich mit dem größeren auf Taf. 4 Fig. 4, 4 a—c in Band 58 der Palaeontographica abgebildeten und auch hier nochmals in Textfig. 1 wiedergegebenen, als Typus zu betrachtenden Exemplar des *A. Helenae* Renz ergeben sich nun doch einige konstante Unterschiede.

Es zeigt sich hierbei, daß die die einzelnen Segmente ausschneidenden Rinnen bei dem kleineren Exemplar (Textfig. 2) auch in der weiteren Fortsetzung des äußersten Umganges viel weniger

Textfig. 1. *Asklepioceras Helenae* Renz aus den unterkarnischen Kalken von Hagios Andreas in der Argolis. Kopie nach Carl Renz in der Palaeontographica. **58.** Taf. IV Fig. 4 a.

Textfig. 2. *Asklepioceras Helenae* Renz var. *argolica* Renz aus den unterkarnischen Kalken von Hagios Andreas in der Argolis. Kopie nach Carl Renz in der Palaeontographica. **58.** Taf. IV Fig. 5.

scharf nach vorwärts geschwungen sind, als bei dem Typus (Textfig. 1). Die Rinnen sind auch beim Original zur Textfig. 2 etwas mehr ausgefurcht, als bei jenem der Textfig. 1 und halten auch einen etwas weiteren Abstand voneinander. Auf den beiden innersten Segmenten des kleineren Originals läßt sich noch eine Andeutung der in die Länge gezogenen Knoten wahrnehmen.

Infolgedessen zweige ich das kleinere Stück (Textfig. 2) von der Hauptform des *A. Helenae* Renz (Textfig. 1) als neue Varietät *A. Helenae* Renz nov. var. *argolica* ab.

Gleichzeitig ergreife ich hier noch die Gelegenheit zu einer ergänzenden Bemerkung zu meiner stratigraphischen Hauptarbeit im Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1910. **60.** H. 3. Bei der Drucklegung dieses Werkes ist es infolge eines Versehens leider unterblieben, Herrn Dr. E. Kittl (Wien) für seine freundliche

[1] Carl Renz, Die mesozoischen Faunen Griechenlands. I. Teil. Die triadischen Faunen der Argolis. Palaeontographica. **58.** p. 72. Taf. IV Fig. 4, 4 a—c, 5.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Unterstützung in paläontologischer Hinsicht (anläßlich der Bestimmung einiger Daonellen aus Dalmatien, sowie eines zugehörigen Vergleichsstückes von Prostowitza) den nochmaligen Dank des Verfassers auszusprechen, wie es bereits in meiner vorläufigen Mitteilung in dies. Centralbl. 1904. p. 259 geschehen war. Ich hole das Versäumnis hiermit nach.

Breslau, 9. Februar 1911.

Ueber das Vorkommen von Orthophragmina auf den Bonin-Inseln.

Von **H. Yabe.**

Die Entwicklung des Eocäns auf den Bonin-Inseln (Ogasawara-jima) wurde erst vor etwa zehn Jahren von Wakimizu durch Funde von Nummuliten ermittelt, was Tokunaga veranlaßte, dort geologische Untersuchungen vorzunehmen; er veröffentlichte die interessanten Resultate derselben im „Geological Magazine" London, 1902. Seitdem ist jene Inselgruppe wiederholt von unseren Geologen besucht worden, und die Kenntnis der fossilführenden Schichten hat sich allmählich erweitert. Trotzdem sind wir aber leider noch nicht imstande, das Eocän sowie das darauf liegende Miocän im Detail stratigraphisch gliedern zu können.

Der Kalktuff der Hillsborough-Insel (Haha-jima) mit *Nummulites baguelensis* Verbeek enthält außer diesen auch andere zahlreiche Foraminiferen, darunter wenigstens drei Arten von *Alveolina* und eine *Orthophragmina*. Die letztere, welche zuerst von Yamazaki gefunden und mir zur Verfügung gestellt wurde, ist bis jetzt nur von dem Fundorte bei „Nishi-ura" bekannt geworden; sicher sind sie daselbst nicht selten, da Oinoue bei einem kurzen Besuche des Fundortes ebenfalls einige Stücke sammeln konnte. Das Material hat er in liebenswürdiger Weise mir überlassen.

Jene Exemplare von *Orthophragmina* sind wegen ihrer beträchtlichen Größe und Sternform besonders auffallend. Obwohl keines der mir vorliegenden Exemplare vollständig erhalten ist, zeigen manche Bruchstücke, daß diese Art einen Durchmesser von mindestens 15 mm leicht erreichen konnte. Der Umriß ist mehr oder weniger polygonal; die Dicke ist gering; das Gehäuse erscheint aber dicker wegen einer rundlichen Auftreibung im Zentrum und der davon strahlenden kräftigen Radialrippen. Der zentrale Teil, welcher ungefähr ein Viertel des ganzen Durchmessers mißt, ist von dem umgebenden flachen Teil deutlich abgegrenzt; jener ist widerstandsfähiger gegen Verwitterung und mechanische Zerstörung als dieser, löst sich dann leicht von ihr ab und ist beinahe kugelförmig an Gestalt. Die Radialrippen sind dachförmig, oben gerundet und unten verbreitert; zwischen ihnen sind gegen außen

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1911

Band/Volume: 1911

Autor(en)/Author(s): Renz Carl

Artikel/Article: Neue geologische Forschungen in Griechenland. (Fortsetzung und Schluß.) 289-298