

II. Besprechungen.

A. Unter der Schriftleitung der Geologischen Vereinigung.

Über Sedimentbildung am Meeresboden.

1. Fortsetzung.¹⁾

Von **K. Andrée** (Königsberg i. Pr.).

Als wichtigste Riffbildner unter den Steinkorallen seien die im kleinen ästig verzweigten, im großen flach schirmförmigen Madreporen und Pocilloporen, sowie die massigen, knolligen oder rasenförmigen Asträen, Fungiden, Poriten und Mäandrinen genannt. Während letztere das Riff im wesentlichen durch ihr bloßes Wachstum vergrößern, vergrößern die ästigen Typen die Riffmasse noch durch das Auffangen des Kalkdetritus, welcher hierdurch gezwungen wird, in viel steilerer Lage liegen zu bleiben, als ihm seiner Korngröße nach zukommt. Die Wachstumsgeschwindigkeit der beiden Typen ist nach den Zusammenstellungen, die schon DANA gegeben hat, sehr verschieden. Nach J. WALTHER wächst eine ästige Korallenkolonie im Durchschnitt mehr als 10 mal so rasch wie eine massige. Neuere Mitteilungen über diese Frage verdanken wir TH. W. VAUGHAN (255c, 268a). Die groß angelegten Versuche, über welche dieser Autor berichtet, sind indessen noch nicht abgeschlossen. Indem sie bis zur Kultivierung der Larven zurückgehen, versprechen sie weitgehende Aufschlüsse über die erste Entstehung der Riffe; manche Larven schwimmen 2 bis 3 Wochen frei umher, bevor sie sich festsetzen, und können während jener Zeit durch Strömungen weit transportiert werden. VAUGHAN gibt in seiner vorläufigen Mitteilung jährliche Wachstumsgeschwindigkeiten bis zu mehreren Zentimetern Höhen- und Breitenzunahme an, wozu insbesondere die Tafelabbildungen des zweiten Berichtes zu vergleichen sind. Dem Höhenwachstum der Korallen setzt der Meeresspiegel ein Ziel. Sobald ein Stock denselben erreicht hat, kann er nur noch seitlich weiterwachsen, die Einzelindividuen seiner Mitte sterben ab, und es ergeben sich hierdurch becherförmige oder tellerartige Gestalten, wie sie schon DARWIN, DANA, SEMPER, GUPPY, neuerdings auch J. WALTHER (54b) beschrieben haben.

In und auf den Korallenriffen findet sich außer den Korallen eine ganz charakteristische Lebensgemeinschaft, deren Angehörige ebenfalls meist Kalkskelette besitzen. Von benthonischen Organismen seien ins-

¹⁾ Fortsetzung von S. 170 dieses Bandes.

besondere die zu den Hydrocorallinen gehörenden Milleporiden, welche z. B. die Bermudas-Riffe vornehmlich zusammensetzen, und die Alcyonariier (*Heliopora*), daneben aber die noch näher ins Auge zu fassenden Kalk-absondernden Nulliporen genannt, endlich die Röhrenwürmer. Unter den Echinodermen spielen reguläre Seeigel, daneben Seesterne eine Rolle, unter den Mollusken sehr dickschalige Vertreter, wie *Tridacna* und *Cypraea*. Die Eigenart des Lebensbezirks hat vielfach auffällige Anpassungen hervorgerufen, die sich wie bei der *Cidaris metularia* der Japanischen Milleporiden-Riffe zu wahrer Mimikry steigern können. Das dichte Gewirr von Knollen und Ästen bietet einer mannigfachen Tierwelt zahllose Schlupfwinkel, und schlägt man einen Korallenblock entzwei, dann findet man auch in seinem Innern ein Heer von Bewohnern, die sich teils selbst eingebohrte haben, teils von anderen geschaffene Hohlräume mit Beschlag belegten. Während Riffe, in denen die massigen Korallen, vor allem Asträen und Mäandrinen, die übrigen Riffbildner in der Tat überwiegen, nur eine untergeordnete Rolle spielen — nach LANGENBECK (188) würden einige Teile des großen australischen Wallriffes, einige Riffe an der ostafrikanischen Küste, sowie an den Marshall-Inseln hierhergehören —, beteiligen sich in den meisten Fällen, wie erwähnt, besonders Kalkalgen stark als Riffbildner. A. E. FINCKH, der die Biologie des später noch zu erwähnenden Funafuti-Atolls schrieb, gruppierte die riffbildenden Organismen desselben nach der Häufigkeit, wie folgt: 1. Lithothamnium, 2. Halimeda, 3. Foraminiferen, 4. Korallen. In der Tat ist die befestigende Wirkung der Fremdkörper-übrerrindenden und inkrustierenden Lithothamnien nicht gering zu veranschlagen, insbesondere auch, wenn man A. WEBER VAN BOSSE berichten hört, daß Lithothamnien-Riffe mehrere Stunden des Tages der tropischen Sonne ausgesetzt gefunden sind, ohne schädliche Beeinflussung erkennen zu lassen, wogegen Korallen trotz der in solchem Falle von MÖBIUS zuerst beobachteten Schleimabsonderung eine solche Trockenlegung weit weniger gut zu vertragen scheinen¹⁾. M. A. HOWE (277) erwähnte kürzlich die Riffe von *Halimeda opuntia* der Florida Keys, Bänke von *Goniokithon strictum* an den Bahamas, die Riffe von *Lithophyllum Antillarum* und *daedaleum* der Küsten von Porto Rico. Indessen wird von der gesteinsbildenden Tätigkeit der Kalkalgen, die an viel extremere Lebensbedingungen angepaßt erscheinen als die Riffkorallen und daher weit über die Tropen hinausgehen, später noch einiges zu sagen sein.

Als Vorbedingung für das Gedeihen der Riffkorallen wird im allgemeinen geringe Tiefe (bis 40 m) und warmes, sich nicht unter 20° C abkühlendes Wasser angenommen. Ungünstig ist Verdünnung des Salzgehaltes durch einfließendes Süßwasser und Trübung durch Flußdetritus; daher die Unterbrechung der Riffe vor Flußmündungen. Aber selbst

¹⁾ G. BOEHM, (Monatsber. Deutsch. geolog. Ges., **53**, 1901, p. 9) will lebende Korallentiere noch bis über 35 cm über dem Niveau der Ebbe beobachtet haben.

innerhalb der Lagunen und Lagunenkanäle vermögen die Riffkorallen gut zu gedeihen, sofern nur eine reichliche Zirkulation von Meerwasser stattfindet. Allzustarke Gezeitenströmungen können dagegen dem Riffwachstum dadurch hemmend entgegen wirken, daß sie die Ansiedlung von Korallenlarven verhindern; daher das Offenbleiben vieler, Wall- oder Atollriffe durchsetzender Kanäle, welche nicht etwa, wie gelegentlich behauptet worden ist, jedenfalls nicht immer auf Bäche der versunkenen Küste, bzw. Insel zurückgehen, sondern vielfach lediglich Gezeitenkanäle darstellen. Die massiven *Astraea*- und *Maeandrina*-Arten scheinen das Gebiet starker Brandung zu bevorzugen. Sonst beginnt an der Außenseite der Riffe die Zone des üppigsten Wachstums der Korallen fast allgemein erst in 4—10 m Tiefe, während sie im Gebiet der stärksten Brandung nahe dem Riffrande gewöhnlich nur an geschützteren Stellen, in Vertiefungen, Höhlen und Rinnen des Riffes leben. Auch auf den Riffebene finden sich lebende Korallen meist nur vereinzelt.

Die hohe Wassertemperatur, welche für das Gedeihen der Riffkorallen unerläßlich ist, bedingt die Beschränkung der Korallenriffe auf die Tropen und besonders die Umrandung tropischer Inseln. Eine Karte in großem Maßstabe (1 : 10 000 000) über die Verbreitung der Korallenriffe und -bänke verdanken wir L. JOUBIN (278a). Nach ihm ist die äußerste Grenze im Norden und Süden etwa der 32. Breitengrad. Aber auch innerhalb dieser Grenzen ist die Verbreitung der Korallenbauten keine universelle. So fehlen sie an der Westseite von Afrika und Amerika. E. PHILIPPI (282) nennt als Ursache für dieses Fehlen zunächst den kalten Strom, der im Zusammenhang mit der Westwinddrift steht. »Dieser ist jedoch nicht allein imstande, die Verbreitung der Korallen, besonders auf der nördlichen Hemisphäre, zu hindern. Es kommt hinzu, daß diese Küsten Luvküsten sind. Der Passatwind treibt das Oberflächenwasser nach Westen. Zu dessen Ersatz steigt das Tiefenwasser, das kälter ist, in die Höhe. Doch hat selbst an Luvküsten vielfach das Wasser stetig eine Temperatur von über 20° C. Ein weiteres und wahrscheinlich ausschlaggebendes Moment muß noch hinzukommen. Die Korallenverbreitung ist sicher wohl ebenso Temperatur- wie Magenfrage. Die Tiere sind angewiesen auf die feinste planktonische Nahrung. Das aufquellende Tiefenwasser ist arm an solcher. So enthält es z. B. kein pflanzliches Plankton. Aus diesen Gründen wohl ist es für die Korallen kein entsprechendes Lebensmilieu.« An der Westseite von Australien, wo das kalte Auftriebswasser fehlt, sind Korallenriffe vorhanden, fehlen dagegen der Somali-Küste am Osthorn Afrikas, wo solches auftritt. »Übrigens genügt der Hinweis auf die Temperaturverhältnisse des Meeres nicht allein, um die Verbreitung der Korallenriffe zu erklären. Es ist unverkennbar, daß der Atlantik in weit geringerem Umfange als die beiden anderen Ozeane der Schauplatz des Riffbaues ist« (PENCK, Morphologie, II, p. 519).

Eine obere Grenze für das Leben der Korallen bildet im allgemeinen das Ebbeniveau. Doch wachsen, wie bereits erwähnt, einige Korallen, die sich ohne ernste Folgen zeitweiser Besonnung aussetzen können, darüber hinaus, etwa bis zu einem Drittel der Fluthöhe. Zu diesen widerstandsfähigsten Formen gehören, eben wohl wegen ihrer kompakten Gestalt, die Poriten, von denen SUPAN zudem berichtet, daß sie sogar im getrübten Wasser leben können.

Was die für das Leben der Riffkorallen in Frage kommende Tiefe anbetrifft, so haben die neueren Untersuchungen von STANLEY GARDINER und AL. AGASSIZ die eine Zeitlang in Mißkredit geratene Annahme von DARWIN und DANA bestätigt, wonach eigentliche Riffbildung nur in geringen Tiefen möglich ist, durch die Tätigkeit der Korallen Riffe also niemals aus tiefem Meere aufgebaut werden können. Schon früher hatte AL. AGASSIZ 30 m. als äußerste Tiefe angegeben, womit auch STANLEY GARDINERs Ergebnisse auf den Malediven übereinstimmen; am üppigsten sollen hier die Korallen in 5—10 m Tiefe gedeihen. AL. AGASSIZ fand »an den Paumotus als Tiefenzone der Riffkorallen 36—45 m, im Tonga-Archipel 29—31 m. An den Riffen der Marschall-Inseln gedeihen sie am üppigsten in Tiefen von 11—13 m, doch noch sehr gut bis 25 m, von da an treten sie mehr vereinzelt auf; die äußerste Grenze ihres Vorkommens liegt hier bei 45 m. Am großen australischen Barrierriff finden sich an den Innenriffen und dem Innenrande der Außenriffe lebende Korallen in keiner größeren Tiefe als 11—13 m, am besten gedeihen sie in Tiefen von 4—5 m, wo sie meist einen zusammenhängenden Gürtel bilden.« »Danach bleibt die Behauptung DARWINs, daß Riffe von großer Mächtigkeit nur während einer positiven Phase — mag es sich dabei um wirkliche Senkung des Bodens oder Ansteigen des Meeresspiegels handeln — sich bilden können, zu Recht bestehen« (LANGENBECK).

Im allgemeinen geht die Ansiedlung von Korallen nur auf festem Untergrund vor sich, da die in der Jugend frei flottierenden Larven nur hier günstige Bedingungen zum Festsetzen und zur ruhigen Weiterentwicklung finden. Indessen genügen hierzu, wie u. a. SLUITER (59a) in der Javasee festgestellt hat, im Schlamm verstreute vereinzelte Muschelschalen oder Steine, z. B. die dort verbreiteten Bimssteinstücke. Durch das Weiterwachsen der jungen Korallenstöckchen werden die als Ansatzpunkt dienenden Körper mehr und mehr beschwert und sinken in den Schlamm ein. Hierdurch wird im Laufe der Jahre ein Fundament geschaffen, auf welchem das spätere Riff ruht. Bei einer Meerestiefe von etwa 8 m ist ein bis an die Meeresoberfläche herangewachsenes Riff etwa 7 m in den Schlamm eingesunken. »Noch auffallender« (102) »ist die Beobachtung, welche ORTMANN an der Chokir-Bank bei Dar-es-Salaam machte. Er fand dort zahlreiche Korallenarten im Seegras, auf sandigem oder kiesigem Grunde mehr oder weniger locker angeheftet, oft sogar ganz lose und von den Wogen hin und her bewegt. Viele Exemplare

aus den Gruppen der Asträiden und Poritiden waren völlig umwachsen, d. h. sie zeigten nach allen Seiten hin lebende Kelche, ein Zeichen, daß sie fortwährend von den Wogen bewegt wurden.« (Ähnliche Erscheinungen werden wir auch noch von den Lithothamnien der von diesen gebildeten Bänke kennen lernen.) »Allerdings fanden sich Korallen . . . auf Sandboden . . . nur an solchen Stellen, wo der Grund durch Seegrasvegetation einen gewissen Halt bekommen hatte und nicht von jeder darübergleitenden Woge aufgewühlt werden konnte. Trübung des Wassers . . . scheint stets die Korallen zu töten.«

Was das Material der Riffe anbetrifft, so ist gerade im Hinblick auf die fossilen Vergleichsobjekte zu betonen, daß klastische Lockerprodukte, durch Brandung und tierische Zerstörung (Anbohrung durch Spongien, Würmer und Muscheln, Zerknacken durch Krebse, Fische, vielleicht auch Holothurien) entstanden, vorwalten; sie erfüllen die Lücken des autochthonen, gewachsenen Riff-Felsens; ja, sie bilden in den Riffen der Sinaihalbinsel im Roten Meer nach JOH. WALTHER (54b) $\frac{3}{5}$ der ganzen Riffmasse. Kein Wunder, daß dieser Autor das »Sandfangen« als eine der wesentlichsten Eigentümlichkeiten der Riffe betrachtet, die er daher folgendermaßen definiert: »Ein Korallenriff ist ein isoliertes, über den Meeresboden sich erhebendes Kalklager, wesentlich gebildet durch ästige Korallen, welche den Detritussand auffangen und verhindern, daß er sich über den Meeresboden gleichmäßig ausbreite« (72). In jedem lebenden Korallenriff finden sich aber weitausgedehnte Lücken, welche nie durch Kalksand erfüllt werden und als submarine Riffhöhlen persistieren. Ihre Entstehung darf mit WALTHER auf den Heliotropismus der meisten Korallen zurückgeführt werden, die fast nur in der Richtung der starken Beleuchtung bauen und sich vielfach nach oben zusammenschließen, während ihre Basen getrennt bleiben. Pilzförmig gebaute Korallenformen, Chapeirões (»große Hüte«) genannt, bilden in den Riffen bei den brasilianischen Abrolhos, indem sie oben zusammenstoßen, mächtige zusammenhängende Höhlengänge, deren Decke nur auf einzelnen Pfeilern dem Meeresgrunde aufruht. Auch in jungfossilen Riffen findet man solche Höhlungen wieder. Hier sind dieselben aber oft ausgekleidet mit mächtigen Sinterablagerungen. Daß manche Höhlenbildungen auch in älteren Korallenkalken solch' primärer Entstehung sein können, ist gewiß im Auge zu behalten. Korallendetritus umkleidet auch die mehr oder weniger steilen Außenböschungen der Riffe und zieht sich, immer feiner werdend, oft bis in große Tiefen hinab. Es liegen darin gewaltige submarine Schuttfelder vor, ähnlich denen, deren Schrägschichtung E. von MOJSISOVICS bei den triadischen »Dolomitriffen« von Südtirol als »Übergußschichtung« beschrieben hat. Eine treffende Schilderung rezenter Übergußschichtung gab bereits der ältere AGASSIZ. R. VON DRASCHE beschrieb sie aus gehobenen Korallenriffen von West-Luzon. Die Neigung der einzelnen Bänke scheint innerhalb sehr weiter Grenzen zu schwanken.

Die einfachste Form der Riffe stellt das Saumriff dar. »Wenn¹⁾ riffbildende Korallen von einer neuen Küste Besitz ergreifen, so wachsen sie von dem flachen Boden aus aufwärts und nach außen der Brandung entgegen, wo die beständige Bewegung des Seewassers ihnen die Nahrung zuführt. Werden sie durch schwere Stürme von dem Boden losgebrochen und von den Wellen fortgeführt, so häufen sich ihre kalkigen Skelette in Untiefen oder gar als Strandwall am Lande an; die feineren Teile aber werden von der Küste fortgespült und über den Meeresboden hin ausgebreitet. So umzieht sich das Land allmählich mit einem Saum korallogener Bildungen, wir sprechen daher in diesem Stadium von einem Saumriff. Saumriffe finden sich an den äquatorialen Küsten von Ostafrika, an Teilen der brasilianischen Küste und in Westindien, ebenso im Stillen Ozean hier und da.« »Das Saumriff verbreitert sich durch das nach außen gerichtete Wachstum der Korallen allmählich, und ebenso wird der Abfall des Meeresgrundes durch die Bruchstücke weiter und weiter hinausgeschoben. Zur gleichen Zeit lösen und zerstören Regenwasser, Flußwasser und die von außen über das Riff rollenden Brecher die Innenseite desselben, auf der lebende Korallen fast oder ganz fehlen. So wird das Riff durch eine flache Lagune, etwa 1—2 km breit, nach und nach vom Lande getrennt; aus dem Saumriff wird so das »Wallriff«. Das größte Beispiel dafür ist das große australische Wallriff, das die Nordostküste auf 2000 km Länge begleitet. Es liegt 40—80 km von dem Hauptland entfernt, etwa in Höhe des Meeresspiegels, wird durch zahlreiche Einlässe unterbrochen und trägt einige flache Inseln. Nach außen fällt der Boden steil zu großen Tiefen ab, innen ist das Wasser flach, 20—80 m etwa« (vgl. auch 78, 90, 95). Da auch die Saumriffe schon vielfach vom Festlande durch einen schmalen Meereskanal, die sogenannte Randlagune, getrennt sind, unterscheiden sich die Wallriffe von ihnen eigentlich nur durch ihre größere Entfernung von der Küste und entsprechend größere Breite der Randlagune. Die Saumriffe sowohl wie die Wallriffe machen alle Einbuchtungen der Küste mit, welche Tatsache für eine sehr wichtige Streitfrage nicht ohne Bedeutung sein kann. Übrigens gibt es Riffe, welche hier als Saum-, dort — in der Verlängerung — aber als Wallriff zu bezeichnen sind.

In der Regel dürfte schon für die Entstehung der Wallriffe, von denen das neukaledonische mit 750 km Länge ein weiteres Beispiel darstellt, die Beteiligung von Niveauverschiebungen anzunehmen sein, und zwar, wie nach der Theorie von DARWIN für die Atolle, von positiven Strandverschiebungen (Senkungen). Doch hängt alles dieses von der Schnelligkeit des Wirkens der verschiedenen Faktoren ab, worauf schon PENCK (Morphologie II, p. 596) hingewiesen hat. »Wenn (DAVIS-BRAUN a. a. O.) eine sehr langsame Hebung eintritt, wachsen die Korallen an der

¹⁾ W. M. DAVIS et G. BRAUN, Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig u. Berlin, B. G. Teubner, 1911, p. 306ff.

Außenseite des Riffes weiter. Zu gleicher Zeit zerstören Regen und Brandung die gehobenen Stücke, so daß ein solches Riff sich immer nur wenig über den Meeresspiegel erhebt und die Lagune offen gehalten werden kann. Es ist daher nicht unmöglich, daß Wallriffe in einer Gegend vorkommen, die einer sehr langsamen Hebung unterliegt. »Geht eine solche Aufwärtsbewegung aber rasch vor sich, so kann das Riff über den Meeresspiegel gehoben werden und umzieht dann als terrassenähnlicher Gürtel die neue Küstenlinie. Derartige gehobene Riffe sind von vielen Küsten der warmen Zonen bekannt.« Sie bilden vielfach nur relativ dünne Überzüge über dem aus andersartigem Gestein gebildeten Untergrunde, dürfen aber nicht, wie vielfach geschehen ist, als Beweis dagegen angeführt werden, daß für die Bildung vieler (und zwar der mächtigen) Korallenriffe positive Strandverschiebungen (Senkungen) maßgebend sind. »Wenn (DAVIS-BRAUN a. a. O.) ein Riff schneller gesenkt wird, als die Korallen aufwärts zu wachsen vermögen, so wird die Tiefe des Wassers über ihm allmählich so groß werden, daß die Tiere da nicht mehr zu leben vermögen. Dann ertrinken die Polypen, das Riff ist »tot«. Die Chagos-Bank im Indischen Ozean, etwa 1800 km südlich von Indien, ist eine Untiefe von 200 zu 150 km Ausdehnung, auf der nur etwa 70—80 m Wasser stehen. Ihr Rand wird von einem Rücken umgeben, der 10—15 km breit ist bei einer Tiefe von 25 m. Aus diesem Rücken erhebt sich schließlich ein Ringwall von $1\frac{1}{2}$ km Breite und 8—15 m Tiefe, auf dem hier und da einige Inselchen stehen, die noch lebende Korallen zeigen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Bank einst ein ausgedehntes Riff war, das jetzt ertrunken ist.« »Bei einer langsamen Senkung vermag das Aufwärtswachstum der Korallen diesem Vorgang das Gleichgewicht zu halten. Dann erhält sich das Riff und vergrößert sich sogar durch das nach außen gerichtete Wachstum während der Senkung. Zur selben Zeit werden die unteren Teile der Abhänge der Insel, die das Riff anfangs umsäumte, unter den Meeresspiegel gesenkt, das Wasser tritt in die Täler und wandelt sie in Buchten um. . . . Hält die Senkung lange an, kann die Insel gänzlich verschwinden, es bleibt dann nur das sie umgebende Riff übrig, das bei ovalem oder unregelmäßigem Umriß eine Lagune umschließt. Derartige Riffe nennen wir »Atolle«. Wenn eine vulkanische Insel, die von einem Wallriff umgeben ist, weder eine Hebung noch eine Senkung erfährt, so wird sie naturgemäß langsam bis nahe an den Meeresspiegel heran abgetragen werden, während das Wallriff nach außen weiter wächst. Aber es ist zu bezweifeln, ob die immerhin widerstandsfähigen Gesteine einer solchen Insel so weit abgetragen werden können, daß sich eine Lagune von 40—80 m Tiefe an ihrer Stelle bilden kann. Aus diesem Grunde besteht noch heute die Theorie von DARWIN zu Recht, nach der die Atolle durch eine langsame Senkung von Inseln mit Saum- und Wallriffen zustande kommen.« — Die Atollriffe fallen in der Regel nach außen sehr steil, in den oberen, in intensivem Wachstum befindlichen Teilen sogar oft über-

hängend, ab, während ihre Abdachung zur Lagune sehr sanft ist. Während der Durchmesser der letzteren über 100 km betragen kann, pflegt die Breite des Atollringes 1000 m nur selten wesentlich zu überschreiten. In der Regel ragen nur einzelne Teile dieses Ringes als Inseln auch bei Flut aus dem Meere empor; und zwar handelt es sich hierin zunächst immer um einen durch die Brandung aufgeworfenen Strandwall aus Korallenblöcken und -sand; doch bauen sich über diesem marinen Strandwall häufig äolische Anhäufungen von Korallensand auf. Solche äolische aus Korallensand bestehende Bildungen haben z. B. auf den Sandwich-Inseln eine große Verbreitung. AL. AGASSIZ beschrieb sie in großer Ausdehnung von den Bermudas und Bahamas. Hier bilden sie wahre Dünenzüge mit Diagonalschichtung im Innern; ihr Gestein wird unter dem Einfluß der Atmosphärien relativ rasch verfestigt.

Bekanntlich hat sich mancher Widerspruch gegen die soeben erwähnte Theorie DARWINS erhoben, und es kann nicht geleugnet werden, daß sich die an seine und J. DANAS Schriften, die den gleichen Standpunkt vertreten, anschließende Diskussion, an der sich von bekannteren Forschern SEMPER, REIN, J. MURRAY, AL. AGASSIZ, GUPPY beteiligten, ergeben hat, daß für manche Gebiete eine Senkung nicht in Frage kommen kann. Das gilt insbesondere für die von AL. AGASSIZ so eingehend erforschten Riffe Westindiens, welche sich aber — das kann nicht genug betont werden — sehr wesentlich von denen des Stillen und Indischen Ozeans unterscheiden. Insbesondere sind hier echte Wallriffe und Atolle nur in sehr geringer Zahl vorhanden, und vor allem fehlen den dortigen Riffen die für die meisten pazifischen Riffe so charakteristischen steilen äußeren Abstürze. Auch die Riffbildungen des ostindischen Archipels hatte man gegen DARWIN ins Feld geführt. Indessen hat A. WICHMANN (291 a) gezeigt, daß in diesem Gebiete echte Barrier-Riffe und Atolle überhaupt nicht vorkommen, sondern nur Strandriffe und Bildungen, wie wir sie später noch als »Flachseeriffe« kennen lernen werden. Es ist klar, daß mit Feststellungen in Gebieten, in denen die DARWINSchen Typen der Atolle und Wall- oder Barrier-Riffe fehlen, die DARWINSche Theorie, auf deren glänzende Bestätigung wir noch zurückzukommen haben werden, für andere Gebiete nicht widerlegt werden kann. Ohne aber hier auf die Einzelheiten des Streites, über den R. LANGENBECK (63, 102, 188) unparteiisch und kritisch berichtete, näher einzugehen, kann ich es mir doch nicht versagen, die der DARWINSchen entgegen getretene Korallenrifftheorie zu besprechen, welche den bekannten Ozeanographen J. MURRAY, Mitglied der Challenger-Expedition und langjährigen Leiter des Challenger Office in Edinburgh, zum Autor hat (28), zumal in derselben Erscheinungen herangezogen werden, die uns später bei der Bildung der eupelagischen Sedimente noch zu beschäftigen haben werden. Nach MURRAY »bilden die Grundlage der Atolle submarine Berge, in den meisten Fällen wahrscheinlich vulkanische Piks. Auf diesen lagern sich Schalen von Foraminiferen und Mollusken, Kalkgerüste von Tiefsee-

korallen, Echinodermen u. a. ab und erhöhen so die Berge. In den größeren Tiefen des umgebenden Ozeans werden diese Ablagerungen sehr viel geringer sein oder ganz fehlen, da die Kalkschalen hier größtentheils beim Herabsinken durch die Kohlensäure des Meerwassers aufgelöst werden, ehe sie den Boden erreichen. Infolgedessen werden jene unterseeischen Berge durch die Sedimentablagerungen nicht nur absolut an Höhe gewinnen, sondern auch im Verhältnis zu den sie umgebenden tiefergelegenen Theilen des Ozeans, und werden daher steil aus großen Tiefen aufsteigen. Schließlich werden sie sich bis zu solchen Tiefen erheben, in denen riffbildende Korallen leben können, und diese werden dann durch ihre Bauten das Gebäude krönen. Die auf solche Weise gebildeten Korallenriffe nehmen die Atollform an, dank der reichlicheren Ernährung der Korallen am Außenrande und der Entfernung des toten Korallenfelsens aus den inneren Theilen durch die Meeresströmungen und die auflösende Wirkung der im Seewasser enthaltenen Kohlensäure. Barrierriffe dagegen sollen sich nach MURRAY aus Strandriffen entwickeln, indem dieselben auf dem von ihnen selbst stammenden Trümmaterial nach außen weiter wachsen, während der Kanal, welcher sie von dem Festlande trennt, durch dieselben Kräfte, welche bei der Bildung der Atoll-Lagunen wirksam sind, beständig erweitert und vertieft wird. « Soweit die Anschauungen von MURRAY (nach der Darstellung von LANGENBECK, 102), welche in ihrer Verknüpfung einer großen Zahl durch die Tiefseeexpeditionen erhaltener gesicherter Resultate der Ozeanographie, wohl auch infolge des Gewichts der Persönlichkeit des Autors längere Zeit unbestritten das Feld behaupteten. Daß sie trotzdem nicht haltbar sind, kann jetzt mit Bestimmtheit ausgesprochen werden. Schon die Grundlage (welche neuerdings noch F. WOOD-JONES (257, 257a) bei seiner Beschreibung von Cocos Keeling-Atoll verwendete) ist falsch, denn eine unbefangene Würdigung der einzelnen Faktoren zeigt, daß »die Zunahme einer unterseeischen Bank durch Sedimente und tierische Ablagerungen aller Art¹⁾ in einer ziemlich erheblichen Tiefe unterhalb des Meeresspiegels ihr Maximum erreichen muß«, jedenfalls bevor riffbildende Korallen sich ansiedeln konnten, wobei es ohne Belang ist, ob man 30, 40 oder 60 m als Tiefengrenze hierfür ansieht. Ist jene ziemlich erhebliche Tiefe aber nach oben überschritten, so werden jetzt die umgekehrten Verhältnisse eintreten, wie vorher, die höchstgelegenen Teile der Bank werden jetzt eine geringere Zunahme erfahren, als die tieferen, und es muß daher eine Verflachung der Bank eintreten. Durch

¹⁾ Auch die Anhäufungen der benthonischen Kalkalgen, welche BIGELOW (165) und NICHOLS (177a), ausgehend von Vorkommnissen auf der Challenger- und Argus-Bank (siehe weiter unten bei »Schelfablagerungen«), für die Ansicht von MURRAY neuerdings ins Feld führten, führen nicht weiter, da auch ihrem Wachstum durch das Licht eine Tiefengrenze gesetzt ist, die jedenfalls bedeutend höher liegt, als die MURRAYsche Theorie, welche die allmähliche Erhöhung einer Bank vom Tiefseeboden aus postuliert, verlangen muß.

die Theorie von MURRAY können also die steilen Anstiege der Südsee-Atolle aus tiefem Meere nicht erklärt werden; zudem müßten submarine Böschungsruutschungen die mit zu steiler Böschung abgelagerten Lockermaterialien ständig nach unten drängen und die Gezeitenströmungen, welche, wie wir heute wissen, auch auf submarinen Bänken eine starke Wirksamkeit entfalten, die abgelagerten Sedimente wieder entfernen. Aber auch die Entstehung der Atoll-Lagunen läßt sich in der von MURRAY angenommenen Weise nicht deuten. »Über den Riffwall wird von außen durch die Brandungswogen beständig Trümmersmaterial in das Innere der Lagunen und Lagunenkanäle geworfen. Da nun die Tiefe der letzteren vielfach diejenige, bis zu welcher Riffkorallen leben können, übertrifft,« — sind doch über 100 m tiefe Lagunen keine Seltenheit — »so müßte, wenn die MURRAYsche Theorie richtig wäre, in allen solchen Fällen durch die Meeresströmungen und die auflösende Thätigkeit des Meerwassers nicht nur beständig alles von außen eingeführte Material wieder entfernt, sondern auch der Untergrund selbst noch angegriffen werden. Durch diese Annahme, die in der That von MURRAY gemacht worden ist, verstrickt derselbe sich aber in den unlöslichen Widerspruch, daß er einmal die Erhöhung einer unterseeischen Erhebung durch Ablagerung von Sediment, dann die Bildung der inneren Vertiefung durch Auflösung desselben erklärt. Es läßt sich aber auch direkt der Nachweis führen, daß jedenfalls bei der Mehrzahl der Lagunen vielmehr die Tendenz einer allmählichen Auffüllung und Verflachung durch Sediment, als einer zunehmenden Vertiefung herrscht.« Die Auffüllung aber erfolgt »teils durch das Emporwachsen von Korallen und Kalkalgen, die Ablagerung von Foraminiferen- und Mollusken-Schalen, teils durch die Trümmersmassen, die von der Außenseite des Riffs durch die Brandung über das Riff in die Lagune hineingeworfen werden, und die Sande, die als Dünen auf dem Riff sich anhäufen und dann durch den Wind in die Lagunen hineingeweht werden« (LANGENBECK). So lassen sich Lagunen in allen Stadien des Auffüllungsvorganges feststellen; die mechanisch und durch Lösung wirkenden Erosionen durch das ein- und ausströmende Meerwasser, die sich in der That hier und da in verschiedener Stärke nachweisen lassen, sind aber zweifellos von MURRAY in ihrer Bedeutung für die Entstehung der Riff-Formen wesentlich überschätzt worden. Könnte man sich allenfalls für die schmalen Küstenlagunen der Saumriffe eine Entstehung in der von diesem Autor angenommenen Weise vorstellen, so muß diese Vorstellung doch schon bei den großen Verhältnissen der Wall- oder Barrier-Riffe ganz von selbst versagen. Und bleibt es immerhin möglich, daß in flachen Meeresteilen an Stellen, welche die für das Riffkorallenwachstum nötige Tiefe nicht überschreiten, Atoll-ähnliche Formen mit einer flachen Lagune infolge des Absterbens der Korallenstöcke hierselbst und durch lokale Lösung sich bilden können, die DARWINsche Senkungstheorie, welche im Gegensatze zu MURRAY und anderen Saum-, Wall- und Atollriffe in genetische Verbindung miteinander

bringt, bleibt doch als die mit den Tatsachen am besten im Einklange befindliche bestehen, — das aber um so mehr, als Bohrungen auf Korallenriffen so unzweifelhaft Mächtigkeiten koralligener Bildungen ergeben, daß diesen Fällen gegenüber jeder nicht mit Senkung rechnende Erklärungsversuch versagen muß. Schon DANA (zit. nach LANGENBECK 63) berichtete über Bohrungen auf der Hawaii-Insel Oahu. Bei einer der zum Zweck von Brunnenanlagen bis zu größeren Tiefen geführten Bohrungen traf man auf festen Korallenfels in einer Mächtigkeit von 151 m; an einer anderen Stelle wurde fester Korallenfels mit allerdings nur schlecht erhaltenen Riffkorallen und Zwischenlagerungen von Ton bis zu einer Tiefe von 188 m gefunden. Leider sind, wie PENCK berichtet, die betreffenden Bohrkerne verloren gegangen, und es läßt sich daher nicht mehr entscheiden, ob der durchbohrte Korallenfels in seiner ganzen angetroffenen Mächtigkeit gewachsener Rifffels war oder den Aufschüttungen am Außenabfall eines Riffes angehörte, wie AL. AGASSIZ angenommen hat. Viel wichtiger als diese wurden daher die lediglich zu wissenschaftlichen Zwecken auf einem echten Atoll, Funafuti in der Ellice-Gruppe, am Ende des vergangenen Jahrhunderts ausgeführten Bohrungen (60, 157, 206, vgl. auch PHILIPPI, 191, und LANGENBECK, 188). Das Atoll Funafuti erhebt sich ganz isoliert aus Tiefen von mehr als 5000 m. Seine ovale Gestalt ist senkrecht zu den herrschenden Winden und Meeresströmungen gestellt und offenbar unabhängig von diesen entstanden, zumal die Isobathen bis zu großen Tiefen genau die Umrisse des Atolls wiederholen. Als Untergrund ist ein vulkanischer Gipfel anzunehmen, wofür auch die Abweichungen der magnetischen Elemente von den Normalwerten sprechen. Das Atoll dacht sich von der Ebbegrenze bis zu einer Tiefe von 22—26 m sanft ab, von da an steiler unter einem Winkel von 30° bis zu einer Tiefe von 64 m. Dann folgt bis 260 m ein nahezu vertikaler Absturz (70—90°). In noch größeren Tiefen wird die Abdachung wieder sanfter, zwischen 260 und 480 m eine auffallend konvexe Kurve zeigend. Das fast vollständig geschlossene Riff, welches nur wenige schmale, bis zu 9 m tiefe Durchgänge aufweist, ist auf der den Winden und Strömungen ausgesetzten östlichen Luvseite größtenteils mit Land bedeckt. Hier liegt auch die Hauptinsel Funafuti selbst. Die bis 55 m tiefe Lagune hat 35—40 m mittlere Tiefe. Sie enthält zahlreiche, den Eindruck junger, aus der Lagune in die Höhe gewachsener Riffe mit lebenden Korallen und Kalkalgen machende Untiefen und zeigt offenbar die Tendenz zur Auffüllung. Die Grundlage aller Inselchen von Funafuti bildet ein altes Riff, das z. T. von *Heliopora caerulea* mit einzelnen *Porites*-Stöcken, z. T. ausschließlich von *Porites*-Arten gebildet wird. Die nächstjüngere Bildung ist eine sehr feste Breccie aus Bruchstücken des alten Riffes, die durch *Lithothamnium* oder *Polytrema* (eine agglutinierende Foraminifere) miteinander verkittet sind. Es folgt ein Konglomerat aus abgerundeten Korallenstücken, offenbar eine ehemalige Küstenlinie der Lagune darstellend. Mit diesen beiden Bildungen

z. T. gleichaltig, z. T. aber jünger sind Lithothamnium- und Foraminiferen-Sandsteine. Jüngste Bildungen sind die innere und äußere »Hurricane-Bank«, aus Korallenblöcken bestehende Sturmstrandwälle, welche sich noch gegenwärtig vergrößern. Die äußere Hurricane-Bank bildet einen nach Breite und Höhe wechselnden, im übrigen aber zusammenhängenden Wall längs der ganzen Außenseite der Inselchen. Im Durchschnitt 2—2,5, im Maximum 4,8 m hoch, fällt sie nach außen steil mit etwa 30° ab, nach innen dacht sie sich gegen die zentrale Ebene des Inselchen oder, wo eine solche fehlt, unmittelbar gegen die Lagunenküste ab. Die im allgemeinen niedrigere und schmalere innere Hurricane-Bank ist nur streckenweise entwickelt. An den Fuß der äußeren Hurricane-Bank schließt sich unmittelbar die äußere Riffplattform an. Im O etwa 100 m breit zerfällt sie in drei Zonen. Die innere, organisches Leben nicht tragende »Erosionszone« DAVIDS hat eine stark zerfressene Oberfläche und fällt bei Niederwasser trocken. Einzelne zu parallelen Reihen angeordnete, sich auf ihr erhebende Pfeiler bestehen zu unterst aus der oben genannten Breccie von Komponenten des älteren Riffkalkes, welche auch die Oberfläche der ganzen Zone bildet, zu oberst aber anscheinend aus echtem Riffkalk mit Korallen in situ. Offenbar sind diese Pfeiler von der Brandung herausmodelliert. Die zweite Zone oder die »Riffebene« GARDINERS ist auch zur Ebbe noch einige Zentimeter mit Wasser bedeckt und hat eine sehr glatte, durch einen Überzug nicht kalkiger Algen schlüpfrige Oberfläche. Die dritte Zone, die »Lithothamnium-Zone« DAVIDS, der »Rifftrand« GARDINERS liegt wieder höher und zur Ebbezeit etwas über Wasser; sie ist sehr uneben und dicht mit lebenden Lithothamnien bedeckt. Die ganze Außenplattform ist von zahlreichen Spalten durchsetzt, die sich nach innen mehr und mehr durch Überwachsen mit *Nulliporen* schließen, dieselbe nach außen aber in lauter einzelne Pfeiler aufgelöst erscheinen lassen. Der Boden der Spalten ist mit Sand und Geröll bedeckt, die Wände tragen vielfach lebende Korallen, besonders *Pocillopora*-Arten. Im Westen ist die äußere Riffplattform breiter, vielfach von Korallenblöcken bedeckt und reicher an organischem Leben, als im Osten. Namentlich finden sich auch viele lebende Korallen, doch niemals *Heliopora* oder *Porites*. Die mit einer Klippe gegen die Lagune abbrechende Lagunenplattform ist zwischen 10 und 100 m breit; auch auf ihr ist das organische Leben im W reicher als im O, doch zieht sich eine Zone lebender *Halimeda* um die ganze Lagune. Der Aufbau des Riffs läßt deutlich 3 Phasen von Niveauschwankungen erkennen: 1. eine negative Niveauverschiebung, durch welche das alte *Heliopora*- und *Porites*-Riff trocken gelegt und zum Absterben gebracht wurde; 2. eine positive Verschiebung, während welcher sich die Breccie bildete, über der sich wahrscheinlich ein neues Riff ansiedelte; 3. die negative Verschiebung, welche den heutigen Zustand hervorbrachte. Die gegenwärtig andauernden Veränderungen sind Auffüllung der Lagune, sowie Abtragung der äußeren Riffplattform und der

Inseln selbst durch die Brandung, anderseits Vergrößerung des Sturmstrandwalles, sowie ständiges Weiterwachsen des Riffes nach auswärts. Von den uns hier besonders interessierenden Bohrungen erreichten die ersten Versuche nicht das gesteckte Ziel, bis es mit besseren Hilfsmitteln 1897/98 Prof. DAVID gelang, ein Bohrloch bis zur Tiefe von 334,35 m niederzubringen. »Nur teilweise wurden dabei« — so berichtet LANGENBECK — »solide Bohrkern heraufgebracht, zum Teil war das vom Bohrer durchdrungene Material so brüchig, daß es zu einer lockeren sandigen Masse zerfiel. Zuerst wurde die Korallenbreccie durchbohrt, dann das *Helopora*-Riff, das bis zu einer Tiefe von 12 m reichte. Weiterhin ließen sich 3 Schichten unterscheiden. Bis zu einer Tiefe von 191 m herrschte lockeres Material vor. Aus dieser Zone wurden im ganzen nur 20 m fester Bohrkern heraufgebracht. Von 191—224 m herrschte kompaktes Gestein, jedoch von so weicher, kreideartiger Beschaffenheit, daß es größtenteils zerfiel, und diese Zone nur 6 m festen Bohrkern lieferte. Von 224 m bis zur größten erreichten Tiefe fand sich fast ausschließlich fester harter Fels, nur untergeordnet weiche und lockere Schichten. Aus dieser tiefsten Zone wurden 94 m fester Bohrkern erhalten. Die Gesteine sind ausschließlich organischen Ursprungs. Foraminiferen herrschen der Zahl nach in allen Tiefen vor. An zweiter Stelle sind die Kalkalgen *Lithothamnium* und *Halimeda* zu nennen. Gegen diese beiden Gruppen von Organismen treten an Zahl die riffbildenden Korallen zurück, doch finden sie sich in zahlreichen Gattungen in allen Tiefen und gerade am zahlreichsten und mannigfaltigsten in der tiefsten Zone. In allen Tiefen waren die Gattungen *Millepora*, *Helopora*, *Lobophytum*, *Stylophora*, *Pocillopora*, *Seriatopora*, *Fungia*, *Astraea*, *Goniastrea*, *Orbicella*, *Madrepora* und *Porites* vertreten, auf die unterste Schicht beschränkt waren *Euphyllia*, *Hydrophora*, *Galaxea*, *Siderastrea* und *Psammodora*. Die Korallen fanden sich vielfach in der Lage, in der sie gewachsen, ihre Oberflächen waren dicht überzogen mit mehrfachen Lagen von *Polytrema* und *Lithothamnium* und auf diesen hatten sich wieder neue Korallen angesiedelt, genau wie man es an lebenden Riffen findet. Gleichzeitig mit der Hauptbohrung wurden auch in der Lagune unter Leitung von G. HALLIGAN zwei Bohrungen vorgenommen, bei welchen Tiefen von 73,5 und 58,8 m (bei 30 m Wassertiefe) erreicht wurden. Bei der ersten dieser Bohrungen fand sich bis 54,6 m *Halimeda*-Sand mit Molluskenschalen, bis 65 m Korallenbruchstücke und Sand, dann bis zur größten erreichten Tiefe fester Korallenfels. — Mag man nun über die Bedeutung der einzelnen durchbohrten Zonen denken, wie man will — nach dem, was wir über die Struktur und Zusammensetzung der Korallenriffe wissen, dem häufigen Vorwalten lockeren Materials und dem starken Anteil, den Kalkalgen und Foraminiferen fast stets an ihrem Aufbau nehmen, scheint mir nichts im Wege zu stehen, mindestens die obere und untere Schicht als echtes Korallenriff aufzufassen, während die mittlere vielleicht eine Bildung der Lagune darstellt, —

jedenfalls haben die Bohrungen gezeigt, daß bis zu der erreichten Tiefe die Unterlage des Atolls durch Schichten gebildet wird, an deren Aufbau riffbildende Korallen mehr oder weniger beteiligt sind. Dadurch ist eine Senkung um mehr als 300 m sicher erwiesen. Durchaus im Einklang damit stehen die Verhältnisse in der Lagune und der steile äußere Abfall des Atolls, aus denen SOLLAS« (der die ersten vergeblichen Bohrungen leitete) »schon vor der Ausführung der entscheidenden Bohrungen auf eine Senkung geschlossen hatte. Für Funafuti ist mithin« — so schließt LANGENBECK seine diesbezügliche Darstellung — »die DARWINsche Hypothese auf das Glänzendste bestätigt.« Mit dieser Feststellung darf der Geologe, dem es auf die Deutung mächtiger fossiler Riffkalke ankommt, wohl zufrieden sein. Und es will demgegenüber gar nichts besagen, wenn andere Autoren für andere Gebiete die Nichtbeteiligung positiver Niveauveränderungen feststellen konnten¹⁾. Das gilt z. B. für die Weihnachtsinsel im östlichen Indischen Ozean, die ANDREWS beschrieben hat, welche sich seit der Eocänzeit allmählich unter ruckweisen Hebungen aufbaute und durch Ausbildung nur oberflächlicher Strandriffe einen terrassenförmigen Aufbau erhielt, das gilt auch für die Riffe und Inseln des westlichen Indischen Ozeans, welche A. VOELTZKOW (132, 196) untersuchte. Hier erwiesen sich »die untersuchten Riffe in der Hauptsache bestehend aus organogenen Kalksteinen wechselnder Zusammensetzung, in denen sich zwar auch Korallenblöcke, jedoch nur vereinzelt nachweisen ließen, und diese Kalke bildeten den Hauptbestandteil jener niederen, nur wenige Meter das Meeresniveau über-

¹⁾ Ob, wie R. A. DALY (239a) meinte, eine Beziehung zwischen der diluvialen Vereisung und der Bildung der Korallenriffe in der Jetztzeit derart besteht, daß mit der Vergletscherung ein Fallen, mit dem Abschmelzen des Eises aber ein Steigen des Meeresspiegels stattfand, welche verschiedenen Wasserstände sich in allen Riffgebieten wiedererkennen lassen sollen, erscheint mir doch noch so lange fraglich, bis eine einwandfreie Parallelisierung der einzelnen Niveauverschiebungen in den verschiedenen Gebieten vorliegt. Die Niveauverschiebungsbeträge, die DALY hierbei angibt (zwischen 25 und 45 Faden für die Senkung, über 30 Faden für das nachfolgende Ansteigen des Meeresspiegels in den Tropen), übersteigen doch wesentlich den Betrag der sehr jugendlichen negativen Verschiebung der Strandlinie, welche LANGENBECK (188) für eine außerordentlich große Zahl von Koralleninseln und Riffen feststellen konnte: »Es handelt sich dabei nicht etwa um die hoch erhobenen Riffe, wie im Fidschi-, Tonga-, Loyalty-Archipel, von Metia, Niue, Fais, Weihnachtsinsel u. a., bei denen eine aktive Hebung außer Frage steht, sondern um Verschiebungen der Niveaulinie um nur wenige Meter (etwa 1—6 m). . . . Wir müssen daher für die jüngste geologische Vergangenheit ein Sinken des Meeresspiegels im Gebiet aller drei Ozeane annehmen.« Wenn DALY im übrigen in den Ergebnissen der letzten Funafuti-Bohrung einen Beweis für die Anschauungen DARWINS nicht zu erkennen vermag, so führt er doch nichts an, was die Schlußfolgerungen der meisten Autoren, denen auch wir uns anschließen, wirklich entkräften würde. Aber ohne die Senkungshypothese DARWINS, wie geschehen ist, falsch zu verallgemeinern, genügt es für den Geologen, daß dieselbe in einem Falle über allen Zweifel erhaben ist. Daß zur Erklärung hierfür aber im allgemeinen Bewegungen des Festen wahrscheinlicher sind als eustatische Bewegungen des Flüssigen, sei nur nebenbei bemerkt.

ragenden flachen Inseln, an ihrer Peripherie mehr oder weniger breit bis zur mittleren Flut-Ebbezone abraziert, und an günstigen Stellen dann diese so geschaffene Strandfläche oder Strandterrasse mit Korallen besiedelt. Diese Korallengärten, die ein Korallenriff vortäuschen können, zeigten sich bei Prüfung ihres Untergrundes stets als sekundäre Gebilde ohne jede nähere Beziehung zu dem Sockel, dem sie aufsitzen. . . . Stets fanden sich die Inseln, nicht wie bisher angenommen, aufgebaut durch Anhäufung von Bruchstücken und abgerollten und versinterten Bestandteilen eines lebenden Riffes, sondern in allen Fällen als letzte Reste eines trocken gelegten und später abrazierten, einst viel größeren Riffes, emporstrebend aus der Strandfläche, ein einheitliches Ganzes mit ihr bildend und am Fuße allmählich in dieselbe übergehend. Stets erwiesen sich die Sockel als ältere Kalke mit weit zurückreichender Bildungsgeschichte, deutlich an sich verschiedene Perioden von Niveauverschiebungen . . . erkennen lassend, als marine Kalkbänke, die ursprünglich von den Fluten bedeckt, *durch einen über das ganze Gebiet gleichmäßig ausgedehnten Rückzug des Meeres von geringem Betrage trocken gelegt und dann durch die Gewalt der Brandung in der verschiedensten Weise beeinflußt wurden. Dieser eben erwähnte Rückzug des Meeres muß geologisch vor recht kurzer Zeit stattgefunden haben. . . .« Die Korallenbildungen des Indischen Ozeans, welche VOELTZKOW untersuchte, lassen sich weder mit den Saum- oder den Wall- noch den Atollriffen vergleichen; sie gehören vielmehr dem Typus an, den ORTMANN als »Flachseeriffe«, HEILPRIN als »Fleckenriffe« (patch reefs), PENCK als »Krustenriffe«, J. WALTHER — am wenigsten treffend — als »pelagische Riffe« bezeichnete. Zu diesen Fleckenriffen, welche nach den Darlegungen von LANGENBECK u. a. wie die Saumriffe an stationäre oder Hebungsgebiete gebunden sind, gehören auch die Riffe der Bai von Batavia, die SLUITER (59a), der Palkstraße, die JOH. WALTHER (72), und der Umgegend von Dar-es-Salaam, die ORTMANN (74) u. a. beschrieben haben. Nach alledem gilt, was die Beziehung der Riffbildung zu Niveauverschiebungen betrifft, noch heute das Resultat, welches LANGENBECK am Schluß seiner Untersuchung von 1897 (102) in folgende Sätze zusammenfaßte: »Wir haben vier Hauptformen von Korallenriffen zu unterscheiden: Strandriffe, Flachsee- oder Fleckenriffe, Barrierriffe und Atolle. Die beiden ersteren sind im allgemeinen für stationäre und Hebungsgebiete, die beiden letzteren für Senkungsgebiete charakteristisch. Auch in stationären und Hebungsgebieten können sich unter besonderen Umständen Barrierriffe und Atolle bilden, die Tiefe der Lagunen und Lagunenkanäle wird bei ihnen aber stets geringer sein als die Tiefe, bis zu welcher Riffkorallen leben können. . . . Die überwiegende Mehrzahl aller echten Barrierriffe und Atolle sind während einer positiven Verschiebung der Niveaulinie gebildet. Dabei ist es jedoch keineswegs nötig, in allen Fällen eine große Mächtigkeit des Korallenrifffelsens anzunehmen. Es kann vielmehr auch hier, wie aus

den Untersuchungen von AL. AGASSIZ hervorgeht, vielfach die Lage und Gestalt des Riffes durch diejenige des Untergrundes vorgezeichnet sein, und der Korallenriffels nur einen mäßig hohen Aufbau auf den im Sinken begriffenen Bergen und Höhenzügen bilden. Daß aber durch lang andauernde positive Bewegung auch Korallenriffe von sehr großer Mächtigkeit gebildet werden können, folgt aus den Bohrungen. . . .« Das heißt aber, in die moderne Sprache der Geologie, welche es vermeiden möchte, zu entscheiden, ob Hebung des Meeresspiegels oder Senkung des Felsgerüsts stattfand, übersetzt: »Mächtige Korallenriffe, d. h. solche, welche dicker sind als die Zone, innerhalb deren Riffkorallen gedeihen, können nur dann entstehen, wenn sich der Abstand zwischen Meeresgrund und Meeresoberfläche vergrößert.« »So würde«, meint JOH. WALTHER (72), »DARWIN geschrieben haben, wenn er heute seine Theorie formulierte, und ich wüßte nicht, welchen Einwurf man dagegen erheben könnte.« Besonders aber für mächtige Riffbildungen gilt, was JOH. WALTHER in seiner »Einleitung« betont hat, »daß die Lagune eines Atolls zwar eine im Projektionsbild des Meeresstrandes auffallende Erscheinung ist, daß sie aber keineswegs zu den maßgebenden Reliefformen des Riffes gehört und an einem fossilen Riff in der Gestalt der Kalkablagerung nicht leicht erkannt werden dürfte.«

Und damit kommen wir zum Fossilwerden der Riffe, welcher Vorgang für den Geologen von eminenter Bedeutung ist. Er fällt hinein in das, was wir als Diagenese bezeichnen (259), über welche bereits in einem früheren Abschnitt (Teil I dieses Referates p. 352 ff.) etwas gesagt wurde, und welche in einem späteren noch einmal besonders zur Besprechung kommen soll. Doch wäre es verfehlt, die Diagenese der Riffbildungen von der Besprechung der Riffe selbst zu trennen, da andernfalls manche Wiederholungen nicht zu umgehen sein würden. Das Fossilwerden der Riffe besteht auf der einen Seite nur in texturellen und strukturellen Veränderungen; auf der anderen Seite stellen sich aber auch chemische Umwandlungen ein. Die texturellen Veränderungen, mit welchen eine Verfestigung des Rifffelsens Hand in Hand geht, beruhen auf der Ausfüllung von Hohlräumen und Poren durch anderwärts in Lösung gegangene Kalksubstanz von Korallenskeletten. Das Skelett der Riffkorallen besteht bekanntlich aus Aragonit und unterliegt daher leicht der Auflösung. Aus der Lösung scheidet sich der Kalk aber in der Regel (über bemerkenswerte Ausnahmen vgl. weiter unten) in der Form des Kalkspates wieder aus, welcher nun die Poren erfüllt und die Masse verfestigt. Größere Höhlungen im Riffelsen enthalten vielfach Sinterbildungen, auch in der Form von Stalaktiten und Stalagmiten. HÖGBOM (83) fand in solchen Stalaktiten aus Höhlen von Bermudas 0,18% und 0,68% Magnesiumkarbonat (während der Riffstein etwa die fünffache Magnesiummenge ergab, worüber ebenfalls weiter unten zu vergleichen ist). Aber auch die feinere Struktur der Riffmasse erleidet Umwandlungen. Hauptsächlich mit den aus Aragonit bestehenden Skeletten

der Korallen geht ein Umlagerungsprozeß in Kalkspat vor sich, wobei in der Regel die feinere Struktur verschwindet, besonders auch deshalb, weil der in den Hohlräumen und Poren wieder ausgeschiedene Kalkspat sich vielfach kristallographisch parallel orientiert ansetzt. Auf diese Weise macht die feine organische Struktur einer körnigen Platz, sodaß die Korallenskelette selbst oft kaum noch zu erkennen sind. Anders die organischen Reste, welche ein primäres Kalkspatskelett besitzen. Diese verändern ihre Struktur so gut wie garnicht, und so wird von verschiedenen Autoren (J. WALTHER 72, FELIX 156, W. HILL 68a) die gute Erhaltung der Lithothamnien, der Foraminiferen und der Echinodermenreste angeführt. Als ein fossiles Beispiel dieser Erscheinung hat schon vor längerer Zeit ED. SUESS¹⁾ den Leithakalk des Wiener Tertiärbeckens namhaft gemacht. »In diesem, vorzugsweise von einer Kalkalge, dem *Lithothamnium ramosissimum* Rss. sp. gebildeten Gesteine sind alle aus Calcit bestehenden Fossilreste (Lithothamnien, Bryozoen, Foraminiferen, Echinodermen, Crustaceen, Brachiopoden, Kammuscheln, Austern, Anomien) wohl erhalten, während die aus Aragonit aufgebauten Hartteile der Korallen, Gasteropoden und der meisten zweiklappigen Muscheln verschwunden sind und nur ihre Hohlräume zurückgelassen haben. Der gelöste Aragonit setzte sich in Form von Calcit als Bindemittel der aus Calcit bestehenden Hauptmassen des Gesteins ab, welche ohne diese Verbindung nur ein loses Haufwerk darstellen würden. Von besonderem Interesse ist dabei das Verhalten der *Pelecypoden*-Gattung *Pinna*, deren Schale nach den Untersuchungen von LEYDOLDT aus zwei heteromorphen Schalenlagen besteht. Dieser Zusammensetzung entsprechend ist bei den Pinnen des Leythakalkes die aus Aragonit bestehende innere Schalen-schicht verschwunden, während die calcitische Außenschale sich konserviert hat.« Ähnliche Beobachtungen wie im Leithakalk konnte Referent auch in den Korallenkalken (Danien) von Faxø auf Seeland anstellen. Die beschriebenen Textur- und Strukturveränderungen, welche in verschiedenem Tempo jedes Riffgestein ergreifen, lassen sich naturgemäß am besten an jung gehobenen Riffen studieren. Indessen gehen die Ansichten darüber auseinander, bei welcher Höhenlage des Riffes und unter dem Einfluß welches Mediums die Verfestigung besonders vor sich gehe. Früher war man der Ansicht (188), »daß der vom Meerwasser gelöste Kalk in tieferen Schichten des Riffes wieder abgelagert wurde und so das Riff verfestigte. Gegen diese Auffassung ist aber schon vor längerer Zeit von SAVILLE-KENT (78) entschieden Einspruch erhoben worden. Nach seinen eingehenden Untersuchungen am großen australischen Barrierriff findet eine Verfestigung des Rifffelsens nur innerhalb der Gezeitengrenze statt, wo während der Ebbezeit das in den zahlreichen

¹⁾ EDM. MOJSISOVICS VON MOJSVÁR, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venedig. Wien 1879, p. 498.

Vertiefungen und Höhlungen des Riffes stehen gebliebene Wasser verdunstet und der dadurch ausgeschiedene Kalk das lockere Material verkittet.« Die große Härte und Widerstandsfähigkeit, welche gehobene Riffe vielfach zeigen, ist nach GARDINER erst das Werk der Atmosphären nach der Hebung. Derselben Ansicht, wie SAVILLE-KENT, daß die Verfestigung nur im Bereich der Ebbe und Flut stattfindet, ist auch VOELTZKOW (196). ANDREWS und auch WERTH (133) dagegen stellten eine Abhängigkeit des Stadiums der Verhärtung von dem Alter der gehobenen Riffe fest.

So wichtig aber die rein textuellen und strukturellen Veränderungen der in den fossilen Zustand übergehenden Riffbildungen auch sein mögen, sie stehen doch an Interesse weit zurück hinter den chemischen Umwandlungen, welche mit denselben vor sich gehen, aber noch nicht restlos aufgeklärt worden sind. Hierbei handelt es sich vor allem um die für den Geologen so wichtige Dolomitisierung jugendlicher Riffkalke; ist es doch eine demselben geläufige Tatsache, daß gerade fossile Riffbildungen gerne in Dolomitfacies auftreten. Schon DANA hatte von der Insel Metia im Paumotu-Archipel Riffsteine, die bis 38,07 % MgCO_3 enthielten, beschrieben. Doch seiner Hypothese, daß die Magnesia aus dem Meerwasser einer verdampfenden Lagune stamme, verhielten sich verschiedene Autoren gegenüber ablehnend (vgl. z. B. bei MOJSISOVICS; auch HÖGBOM [83]). Erst der neuesten Zeit blieb es vorbehalten, etwas Licht in die Frage der Dolomitbildung zu bringen; doch kann von einem vollen Verständnis trotz der eingehenden Untersuchungen von G. LINCK immer noch nicht die Rede sein. Soweit dieselbe mit der Riffbildung zusammenhängt, hat E. PHILIPPI (191) ihr eine zusammenfassende Studie gewidmet, auf die wir uns im folgenden mehrfach stützen werden. Über die chemischen Vorgänge der Dolomitbildung, welche letztere uns auch noch bei den Sedimenten des tieferen Meeres wieder begegnen wird, wird im Zusammenhange später noch zu berichten sein.

Bekanntlich geht eine Erklärung vieler fossilen Dolomite dahin, daß in denselben zunächst dolomitische Kalke vorlagen, deren Magnesiagehalt allmählich durch Auslaugung des Kalkgehaltes angereichert wurde. Diese Art der Entstehung möchte HÖGBOM (83) auch auf die dolomitischen Riffsteine übertragen. Dieser Autor ging bei seinen Betrachtungen von der Tatsache aus, daß der Carbonatgehalt gewisser weitverbreiteter mariner Bändertone (richtiger ist »Mergel«!) Schwedens mit wachsender Entfernung vom Herkunftsorte seiner karbonatischen Komponenten, die bestimmten Silurkalkgebieten entstammen, immer mehr dolomitische Zusammensetzung bekommt. »Die Erklärung dieses Verhältnisses liegt darin, daß Calciumcarbonat aus dem im Meere suspendierten Gletscherschlamm immer mehr ausgelaugt wurde, je länger die Suspension dauerte und je weiter es vom Ursprungsorte fortgeführt wurde, während

das wahrscheinlich in Dolomitspath gebundene Magnesiumcarbonat seiner geringen Löslichkeit wegen durch die Auslaugung des Kalkes angereichert wurde.« »Nun sind aber der Riffstein, der Lagunenschlamm und die an der Außenseite der Riffe unter dem Meere abgesetzten schlammigen Sedimente größtentheils Detritusbildungen aus den Kalkorganismen oder früher abgesetzten Gesteinen, durch Wellenschlag und Brandungen bearbeitet und längere oder kürzere Zeit in Suspension gehalten, bis sie zur Ruhe kamen. Es ist deshalb wohl denkbar, daß die Riffsteine, ebenso wie die übrigen Sedimente der Riffe und ihrer nächsten Umgebungen, eine durch Anreicherung an Magnesia dolomitische Zusammensetzung haben können, obgleich ihr anfängliches Material nur kleine Mengen Magnesia enthielt.«

Daß viele organische Kalkgebilde einen primären Gehalt an Magnesia haben, ist bereits lange bekannt. Riffbildende Korallen enthalten, wie auch die von HÖGBOM mitgeteilten Analysen zeigen, im Mittel weniger als 1% MgCO_3 . Unerwartet Mg-reich erwiesen sich jedoch die Lithothamnien. Riffstein und Lagunensedimente von Bermudas ergaben HÖGBOM folgende Werte:

	CaCO_3	MgCO_3
Grober Riffstein	95,43%	1,64%
Grober weißer Lagunenschlamm	97,47%	1,79%
Feiner terracottafarbiger Lagunenschlamm	92,93%	4,04%
Riffstein mit Schneckenfragmenten	96,11%	2,13%

Hieraus scheint hervorzugehen, »daß die Detritusbildungen der Kalkorganismen magnesiareicher sind als diese selbst, und daß der Gehalt des Detritus an Magnesia mit der Feinheit oder der Dauer der Suspension wächst. . . . Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die feinsten Detrituspartikeln, welche durch Stürme tagelang an der Außenseite des Rifffes suspendiert bleiben, bis sie in die Tiefe hinabsinken, eine wirklich dolomitische Zusammensetzung durch weitgehende Auslaugung des Calciumcarbonates bekommen können. In einem mit Thon gemengten Korallenschlamm von der Javasee war auch die relative Menge von Magnesiumcarbonat viel größer als in den vorigen Analysen, nämlich 3,72% MgCO_3 gegen 27,74% CaCO_3 , während eine Koralle von derselben Gegend nur 0,16% MgCO_3 gegen 93,33% CaCO_3 erwies.« HÖGBOM hat diesen Dolomitisierungsvorgang auch experimentell nachgeahmt. »Ein Lithothamnium mit ungefähr 11% MgCO_3 wurde nach Behandlung mit Essigsäure, welche etwa 60% der Probe auflöste, analysiert und gab dann 20% MgCO_3 in dem Rückstand. Grober Lagunenschlamm wurde bei ähnlicher Behandlung, wobei ungefähr 80% in Lösung gingen, an Magnesiumcarbonat von 1,79% bis 4,4% angereichert.« Die gleiche Schlußfolgerung ergeben aber auch die bereits angeführten Analysen von Stalaktiten aus Riffhöhlen. Es ist aber bei der im vorigen festgestellten starken Beteiligung von Nulliporen am Aufbau der Riffe von bedeutendem Interesse, »daß die Lithothamnien im Mittel ungefähr

10 Theile Magnesiumcarbonat auf 100 Theile Calciumcarbonat enthalten, daß sie also viel stärker dolomitisch sind als die thierischen Kalkorganismen.« Von großer Bedeutung für die ganze Frage ist es offenbar, ob die Skelettsubstanz der in Frage kommenden Organismen Kalkspat oder Aragonit ist. Bei dem leichter löslichen Aragonit »würde die Dolomitisierung durch die geschilderten Auslaugungsprozesse schneller vorgehen, vorausgesetzt, daß auch in diesen Organismen die Magnesia in der Verbindung Dolomitspath auftritt, worüber doch bisher keine Untersuchungen vorzuliegen scheinen. Weil aber die aragonitabsondernden Organismen wahrscheinlich auch ärmer an Magnesia sind als die, welche Kalkspath ausscheiden, wird der genannte, für die Dolomitbildung günstige Umstand beeinträchtigt oder vielleicht ganz aufgehoben.« Seit dem Erscheinen von HÖGBOMS vorstehend besprochener Arbeit hat uns O. BÜTSCHLI (197a) eine nicht nur für den Biologen, sondern auch für den Geologen, ja den Mineralogen wertvolle Arbeit über organische Kalk- (und Kiesel-)Gebilde beschert, in welcher nicht nur auf die mineralogische, sondern auch auf die chemische Beschaffenheit der Kalkskelette eingehend Rücksicht genommen ist. Beides ist in eingehenden Tabellen, welche auch die gesamte, umfangreiche Literatur über diese Frage enthalten, zusammengestellt. Eine Diskussion dieser Tabellen ergibt, daß der Gehalt an MgCO_3 bei den Calcitskeletten bis zu 13% steigen kann und die sicheren Fälle keinen niedrigeren Gehalt als 0,5% ergeben, wogegen der MgCO_3 -Gehalt der Aragonitgebilde sich in den gesicherten Fällen nicht bis zu diesem Betrage erhebt. Unter den Calcitgebilden bilden eine Gruppe mit hohem MgCO_3 -Gehalt die Calcit-bildenden Kalkalgen (*Lithothamnium* u. a.)¹⁾, Rhizopoden, Calcispongien, Octokorallen, Echinodermen, Serpuliden und *Argonauta argo*, an die sich vermutlich auch die Calcitbildungen der Bryozoen, Brachiopoden, Cirripedier und die Eischalen der Vögel anschließen. Für die Calcit-bildenden Kalkalgen ergibt sich nach den zahlreichen Untersuchungen:

$$\text{CaCO}_3 = 72,03—87,32\%$$

$$\text{MgCO}_3 = 16,99—3,76\%.$$

Die zweite Gruppe der Calcit-Gebilde mit niederem MgCO_3 -Gehalt umfaßt die aus jenem Mineral bestehenden Schalengebilde der Lamelli-branchiaten und Gastropoden, sowie eine Anzahl Eischalen der Vögel. Hier ergeben sich folgende Zahlen:

$$\text{CaCO}_3 = 93,9—96,3\%$$

$$\text{MgCO}_3 = 0,5—0,9\%.$$

Hierhin würde auch *Globigerina* gehören. Zwischen beiden Gruppen finden sich Übergänge. »Immerhin ist es charakteristisch, daß sich bei gewissen Tiergruppen, so den *Calcispongia*, *Octocorallia* und *Echinoderma*

¹⁾ Die Grünalge *Halimeda opuntia* soll im Gegensatz dazu aus Aragonit bestehen und (nach einer älteren, nicht ganz sicheren Bestimmung) 0,56% MgCO_3 enthalten!

einerseits und den Muscheln und Schnecken andererseits, sehr übereinstimmende Verhältnisse finden. Dagegen scheint es, daß in gewissen Gruppen, so den *Rhizopoda*, beiderlei Extreme nebeneinander vorkommen.« Wesentlich abweichend ist das Verhalten der Aragonitgebilde. »Die Verhältnisse liegen hier wie folgt:

$$\text{CaCO}_3 = 87,3\text{—}98,5\%$$

$$\text{MgCO}_3 = 0,02\text{—}0,46\%.$$

»Über die gleichfalls aus Aragonit bestehenden Skelette der *Madreporaria* und *Hydrozoa* liegen sehr ausgedehnte chemische Untersuchungen von SILLIMAN (1846) vor, nach welchen der Gehalt an MgCO_3 0,3—0,9 beträgt.« »Ob nun diese älteren Angaben SILLIMANS und BOUVIERS« (siehe auch die letzte Anmerkung) »hinreichend zuverlässig sind, ist nach der Methode ihrer Analysen wohl etwas fraglich. Aber, wenn wir dies auch annehmen, so würde sich wohl einigermaßen verstehen lassen, daß bei den Aragonitbildungen von Algen und Cölenteraten der Gehalt an MgCO_3 relativ ansehnlicher ist, weil er ja auch bei den Calcitbildungen dieser Abteilungen viel größer ist als bei denen der Lamellibranchiata und Gastropoda. Da bei den ersterwähnten Abteilungen die Neigung zur Aufnahme und Abscheidung von Magnesia viel bedeutender ist, so ließe sich einigermaßen begreifen, daß auch ihre Aragonitbildungen wesentlich mehr Magnesia enthalten.« »Aus den vorstehenden Beobachtungen ergibt sich, daß bei den Mollusken ein Gehalt an MgCO_3 über 0,5% sicher auf Calcit hinweist, ein geringerer auf Aragonit; bei den Rhizopoden, Coelenteraten, Brachiopoden und wohl noch anderen Abteilungen ein Gehalt über 1,0% MgCO_3 in der gleichen Richtung deutet; woraus sich denn auch für mancherlei Kalkgebilde, deren Magnesia-gehalt bekannt ist, ohne daß ihre sonstigen Eigenschaften festgestellt wären, mit ziemlicher Sicherheit ersehen läßt, ob sie Calcit oder Aragonit sind.« — Ich habe über die Untersuchungen BÜTSCHLIS, soweit sie hier in Betracht kamen, eingehender berichtet, da für die Frage der Dolomitisierung der Riffbildungen nicht nur die mineralogische, sondern auch die chemische Natur der Organismenhartteile von wesentlicher Bedeutung ist. Um jedoch auf die Untersuchung HÖGBOMS, von welcher wir ausgegangen waren, zurückzukommen, so müssen wir doch gestehen, daß der von demselben angenommene Vorgang der Ausmerzung des Kalkcarbonates, wenn er bei den Riffsedimenten in der Tat wirksam sein sollte, doch keineswegs die Dolomitisierung der autochthonen, benthogenen oder gewachsenen Riffmasse erklärt, deren organische Skelettbestandteile doch vielfach durch und durch in Dolomit verwandelt sind. Und wenn der genannte Autor einen besonders hohen MgCO_3 -Gehalt in feinen Lagunensedimenten nachwies, so könnte diese Erscheinung auch auf Adsorptionsvorgänge zurückgehen, wie sie bereits im ersten Teile dieser Darstellung (1912, p. 355) besprochen wurden. Daß die Högbomsche Vorstellung aber überhaupt entbehrlich ist, zeigt die Tatsache der Neubildung von Dolomitkristallen in versteinernden Riffen, eine Erscheinung,

deren Kenntnis wir den Untersuchungen von SKEATS und der Durcharbeitung der Funafuti-Proben durch verschiedene Autoren verdanken, zu deren Ergebnissen wir uns nunmehr zu wenden haben. SKEATS (151a) untersuchte ein großes Material von vorwiegend detritogenen Riffkalken, das von C. W. ANDREWS auf der Weihnachts-Insel im Indischen Ozean, sowie auf den Fidschi-Inseln, von AL. AGASSIZ auf den Paumotu- und Tonga-Inseln, Ladronen usw., sowie von DAVID auf Niue gesammelt war und besonderen Wert dadurch besaß, daß genau die Höhenlage jedes Handstückes bestimmt worden war. Viele dieser jungen gehobenen Riffkalke zeigten eine mehr oder minder weitgehende Dolomitisierung, während bei anderen dieser Prozeß nicht eingetreten war. Dabei ist die stratigraphische Verteilung der dolomitisierten Gesteine anscheinend eine ganz unregelmäßige. Der beobachtete Gehalt an MgCO_3 geht vielfach über 40% hinaus, niemals aber über 43,3%, erreicht also in keinem Falle den des Normaldolomits. Organische Substanz, in den jüngsten und am wenigsten veränderten Gesteinen noch bis zu 1,5% nachweisbar, war in den älteren Gesteinen kaum noch in Spuren vorhanden. Charakteristisch für alle untersuchten Gesteine ist die geringe Beteiligung allochthon-klastischer Materie; der in Säuren unlösliche Rückstand betrug in der Regel nur 0,01—0,20%, welche Tatsache sich aus der Küstenferne vieler Koralleninseln, bzw. der Feindlichkeit suspendierten Schlammes gegenüber dem Korallenwachstum zur Genüge erklärt. Nur auf der Weihnachtsinsel, auf Mango und Guam, in der unmittelbaren Nachbarschaft vulkanischer Gesteine, ist der unlösliche Rückstand größer und ging in einem Falle über 4% hinaus. Zweifellos sind nach der Hebung der Riffkalke über den Meeresspiegel noch Veränderungen, insbesondere Lösungserscheinungen durch kohlensäurereiche Tageswässer bewirkt worden. Lagen faserigen Kalkes um Organismenreste bildeten sich wahrscheinlich am Strande durch Verdampfen des Seewassers. Die meisten Veränderungen indessen, insbesondere die Dolomitisierung, verlegt SKEATS und mit ihm PHILIPPI (191) unter den Meeresspiegel. Die Neubildungen und Veränderungen, welche SKEATS durch chemische Analyse, mit Hilfe von MEIGENS und LEMBERGS Reagentien (zur Unterscheidung von Calcit und Aragonit, bzw. Calcit und Dolomit) und unter dem Mikroskop erkennen konnte, sind folgende: 1. Neubildung von Aragonit in kristallographischer und optischer Kontinuität an die Aragonitfasern der Korallen; die Aragonite entstanden teils durch Umkristallisierung aus feinstem Kalkschlamm, seltener direkt aus Lösung. 2. Neubildung von Kalkspat: a) Organismenreste werden von einer mehr oder minder dicken Schicht faserigen Kalkes überzogen; in Hohlräumen bilden sich einzelne Kalkspatkristalle. b) Aragonitskelette werden unter Verschwinden der Struktur in Kalkspat verwandelt, wobei die äußeren Grenzen erhalten bleiben; häufig verschwinden aber auch diese. c) Feinkörniger Kalkschlamm kristallisiert (unter Vergrößerung des Kornes oder durch Sammelkristallisation) zu einer groben Mosaik von Kalkspat-

kristallen um. 3. Neubildung von Dolomit: a) der feinkörnige Kalkschlamm wird ganz oder teilweise in mehr oder minder groben Dolomit umgewandelt. b) Organismenreste werden dolomitisiert. c) Dolomit scheidet sich in Kristallen aus Lösungen aus und kleidet die Hohlräume in Korallen usw. aus. Gelegentlich wechsellagern in den Kristallen Lagen von Dolomit und Kalkspat. Kalkspat bildet auch wohl den Kern von Dolomitrhomboedern. Was die Entstehung dieser Neubildungen anbetrifft, so vermutete SKEATS, daß durch die bei der Verwesung der Organismen entstehende Kohlensäure zunächst eine Lösung des ursprünglichen organogenen kohlensauren Kalkes erfolgt; aus der hierbei gebildeten Lösung von Calciumbicarbonat sollen sehr kleine Algen, über deren Natur jedoch nichts ausgesagt wird, Kohlensäure absorbieren und die Abscheidung des neutralen Kalkcarbonates bewirken, in ähnlicher Weise also wie sich in Quellen und Bächen Kalktuff, Travertin, in Seen Seekreide bildet. Auch für die Dolomitneubildung, welche dicht unter der Meeresoberfläche erfolgen soll, hat SKEATS eigentlich nur eine Hypothese, und zwar meint er, daß durch die Verwesung der Riffbewohner entstandene Kohlensäure die Zerlegung von Magnesiumsulfat und die Ausfällung von Dolomit herbeiführen könnte. Daß hierbei chemisch verändertes Wasser der Lagune eine Rolle spielen könnte, ist aber PHILIPPI nicht sehr wahrscheinlich, »da die koralligenen Detrituskalke, deren Dolomitisierung erfolgt, sich wohl meist an der Außenseite der Korallenriffe unter starker Wellenbewegung, nicht im ruhigen Wasser der Lagunen bildeten.« Das Nebeneinandervorkommen und die Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten erklärt SKEATS durch ein verschiedenes Tempo der Hebungen. »Die späteren Dolomite blieben lange Zeit stationär unmittelbar unter der Meeresoberfläche, wo sich ihre Umwandlung vollzog, die reinen Kalke wurden rasch über den Meeresspiegel gehoben und passierten deswegen ohne wesentliche Umwandlung die Dolomitierungszone« (PHILIPPI). Die Untersuchungen von SKEATS an gehobenen Riffkalken werden in äußerst glücklicher Weise durch die Untersuchung der Funafuti-Bohrproben, die im Gegensatz zu jenen nach unserer und anderer Autoren Auffassung als gesenkte Riffkalke anzusprechen sind, ergänzt. Das Funafuti-Werk selbst (157) liegt mir leider nicht vor; außer auf die übrige bereits oben genannte Literatur kann ich mich aber auf die für uns wichtigste Gesteinsbeschreibung von C. G. CULLIS (114a) und die Ausführungen von PHILIPPI (191) stützen. Die sich im wesentlichen aus den Carbonaten des Calciums und Magnesiums zusammensetzenden Gesteine aus den Funafuti-Bohrlöchern enthalten im Maximum nicht mehr als 0,083% in Säuren unlöslichen Rückstand. Das ist um so auffälliger, als heute ziemlich viel Bimsstein angespült wird und sogar eine Schicht, die sich im Zusammenhange mit der großen Eruption in Blanche Bay, Neu-Britannien, im Jahre 1878 bildete, fast ausschließlich aus solchem besteht. Der Gehalt an Calciumphosphat geht nicht über 0,28% hinauf. Organische Sub-

stanz fand sich bis zu 1% nur in den höheren Lagen; unter 30 m ist sie fast ganz verschwunden. Das Verhältnis von CaCO_3 zu MgCO_3 in den Bohrkernen ist einem starken Wechsel unterworfen. In den allerobersten Schichten findet sich nur 1—5% MgCO_3 , in den mittleren dagegen schwankt der Magnesiagehalt z. T. sehr auffallend hin und her, um im ganzen unteren Teile der Hauptbohrung etwa 40% zu betragen. In keinem Falle steigt der Gehalt an MgCO_3 auf über 43%; dem Normaldolomit mischt sich rein mechanisch immer etwas Calcit bei, der zuweilen auch im Dünnschliff noch nachzuweisen ist. Von den Mineralien Aragonit, Kalkspat und Dolomit, die wie bei den von SKÉATS untersuchten Gesteinen in der Hauptsache allein in Frage kommen, ist Aragonit auf die oberen Teile beschränkt, die Mitte des Bohrkerns der Hauptbohrung besteht fast nur aus Calcit, der aber auch mit Aragonit und Dolomit gemengt in den oberen und unteren Teufen vorkommt. Erst von etwa 200 m Tiefe ab ist Dolomit deutlich zu erkennen und herrscht von hier ab bis zum tiefsten Teile der Bohrung vor. In keinem Teile der Bohrung sind Aragonit und Dolomit miteinander vergesellschaftet! Aragonit und Kalkspat entstanden entweder direkt aus Lösung oder durch Umkristallisierung feinen Schlammes. Beide zeigen häufig das kristallographisch orientierte Weiterwachsen auf Individuen der gleichen Mineralart in Organismenhartteilen. Zuweilen findet sich auf aragonitischen Hartgebilden auch Calcit, nie aber umgekehrt. Die Ausscheidung des Aragonits verlangt deutlich erkennbare Aragonitkriställchen, wie dies z. B. bei den Korallen der Fall ist, und schon ein schwacher Überzug von Kalkschlamm verhindert sein Auskristallisieren; man trifft den aus Lösungen ausgeschiedenen Aragonit daher meist nur im Innern von Organismenresten an, wohin der Schlamm nicht eindringen konnte. Von der Oberfläche bis zu etwa 30 m besteht der Bohrkern zu einem guten Teile aus Aragonit. Bei dieser Tiefe beginnen bei diesem Mineral sich Zeichen des Verfalles einzustellen. Zunächst bildet sich in den Hohlräumen, die bereits teilweise mit Aragonit angefüllt waren, nicht mehr dieser, sondern Calcit, dann geht auch der bereits gebildete Aragonit diagenetisch in Calcit über; am längsten widerstehen diesem Umlagerungsprozeß noch die aragonitischen Organismenreste; wenn auch sie von demselben ergriffen werden, geht die feinere organische Struktur verloren. Der Aragonit verschwindet aber auch durch Auflösung; von den aragonitischen Hartgebilden bleiben dabei nur Steinkerne und Hohldrücke zurück. Daher auch die lockere und poröse Beschaffenheit der betreffenden Schichten. Bei etwa 200 m Tiefe setzt dann plötzlich die Dolomitisierung ein; das poröse Gestein wird kompakter, durch Ausscheidung von Dolomit in Hohlräumen, und der »sekundäre« Calcit erscheint in Dolomit übergeführt; bei der Dolomitisierung der Organismenreste ist die Zerstörung der Struktur nicht immer vollständig. Als jüngste Neubildungen treten in den größten Tiefen in den Hohlräumen faserige, konzentrisch schalige Überzüge auf, am häufigsten aus Dolomit, seltener

aus Calcit oder aus abwechselnden Lagen beider Mineralien. Sehr wichtig ist die Bestätigung der bereits von SKEATS gemachten Beobachtung, daß Aragonit, Calcit und Dolomit sich innerhalb der Riffkalke aus Lösungen abscheiden können. Auch das Alternieren dolomitischer und kalkiger, konzentrischer Krusten ist von großem Interesse, da es offenbar ein Schwanken um eine chemische Gleichgewichtslage anzeigt. Wissen wir aber über die Ursachen, welche die geschilderten Umwandlungen und Neubildungen hervorriefen, leider noch so gut wie nichts, so läßt sich eines doch mit ziemlicher Bestimmtheit sagen, daß sie sich, zum mindesten die Aragonit- und Dolomitneubildung, unter dem Meeresspiegel und in neuerer Zeit vollzogen. Ist aber die Deutung von SKEATS richtig, daß die Dolomitbildung besonders nur unter flacher Wasserbedeckung vor sich geht, dann hätte man in dem Grad der Dolomitisierung einen Anhaltspunkt für die Zeitdauer, welche eine Riffmasse in dieser Dolomitierungszone zugebracht hat. Von besonderer Wichtigkeit für die Erklärung der in Frage kommenden chemischen Gleichgewichte ist auch das Verschwinden des Aragonits durch Lösung oder diagenetische Umlagerung in Calcit sowohl in den gehobenen Riffkalken, wie in einer bestimmten Tiefe der gesenkten Riffmassen. Diese metastabile Phase des kohlensauren Kalkes ist bekanntlich fossil nur sehr selten erhalten (Ausnahmen sollen später an anderem Orte mitgeteilt werden). Vielleicht wird eine Diskussion der Bedingungen, unter denen Aragonit sich bildet und umwandelt, auch für die Frage der Dolomitbildung von Bedeutung sein. Hiermit wollen wir uns indessen, um Wiederholungen zu vermeiden, vorerst begnügen, da wir in einem späteren Abschnitte noch einmal auf die anorganische Bildung von Carbonaten im Meree eingehen müssen; und wir verlassen damit überhaupt die Riffbildungen, jedenfalls soweit sie im wesentlichen auf die Tätigkeit der Riffkorallen zurückzuführen sind.

Es ist im obigen mehrfach von der Bedeutung die Rede gewesen, welche die Kalkalgen für den Aufbau der Korallenriffe besitzen. SOLLAS und DAVID fanden in der Lagune von Funafuti bis 54 m Tiefe ihrer Bohrlöcher ein Sediment, welches sie als Halimeda-Sand bezeichneten; dieses Sediment bedeckt einen sehr bedeutenden Teil der ganzen Lagune. Nulliporen sind im übrigen besonders für den Aufbau des erhöhten Riffrandes, auf dem Korallen nicht mehr gedeihen, von Bedeutung, was übereinstimmend von GARDINER, AL. AGASSIZ (für die Paumotus) und den soeben genannten beiden Forschern auch für Funafuti berichtet wird. WALTHER (72) fand ausgedehnte Kalkalgenlager in engster Vergesellschaftung mit den Korallenriffen der Palkstraße. Besonders lehrreich für die Beteiligung von Nicht-Korallen am Aufbau der Korallenriffe sind aber die Bermudas. Die Korallen befinden sich dort (LANGENBECK 102) unter $32\frac{1}{2}^{\circ}$ n. Br. an der äußersten Grenze ihrer Verbreitung, bei Wassertemperaturen

(16—17° C im Minimum)¹⁾, bei denen sie sonst nicht vorkommen. Sie gedeihen hier daher auch nicht so üppig wie in Westindien, die Madre-poren fehlen ganz. An vielen Teilen der Riffe treten die Korallen völlig zurück, und die Riffe sind ganz oder nahezu ausschließlich von Serpulen, Hydroiden und Kalkalgen zusammengesetzt, so daß man an solchen Stellen von einem Korallenriff nicht mehr wohl sprechen kann; und es ist daher verständlich, wenn berichtet wird, der die Abhänge der Bermudas-Riffe bedeckende »Korallensand« bestehe wesentlich aus den Bruchstücken von Kalkalgen. Da die Kalkalgen aber weder, was die Tiefe anbetrifft, noch bezüglich der Temperatur an so enge Grenzen gebunden sind, wie die riffbauenden Korallen, finden sie sich in größter Verbreitung auch außerhalb der tropischen Meere, und Kalkalgenriffe und -lager stellen neben den Korallenriffen eine weitere, wichtige, wesentlich benthogene Bildung des Flachwassers dar, welche als Vergleichsobjekte für den Geologen ebenso wichtig wie jene sind²⁾. Alle in Frage kommenden Kalkalgenformen gehören dem sessilen Benthos an und haben entweder baumförmige Gestalt oder inkrustieren die verschiedenartigsten Fremdkörper. Nach oben gehen die Kalkalgen, wie erwähnt, höher über das Ebbeniveau hinaus als die Riffkorallen; eine absolute obere Grenze bildet aber natürlich das Flutniveau. Eine absolute untere Grenze für das Leben der Kalkalgen ist dadurch gegeben, daß dieselben als Chlorophyllpflanzen³⁾ für die Photosynthese des Lichtes bedürfen, welches bekanntlich noch bis etwa 400 m Tiefe in beträchtlicherer Menge hinunterdringt. Im allgemeinen verlangen die Grünalgen am meisten Licht, es folgen die Braunalgen und zuletzt die Rotalgen. Nur die ersteren und die letzteren haben kalkabsondernde Vertreter, die uns hier allein interessieren. Zu den Chlorophyceen oder Grünalgen gehört die bereits mehrfach erwähnte *Halimeda* (mit ihrem Mg-armen Aragonitskelett!), sowie *Udotea*, beides Vertreter der Siphoneen. *Halimeda opuntia* und *H. tridens* treten z. B. kalkgesteinsbildend an den Küsten von St. Thomas auf. Größere Bedeutung als die Siphoneen haben als Gesteinsbildner in der Jetztzeit die mit (Mg-haltigem) Kalkspatskelett versehenen Florideen (Rotalgen oder Rhodophyceen). Die bekanntesten Vertreter dieser »Nulliporen« sind die Lithothamnien, Lithophyllen, ferner die Gattungen *Melobesia* und *Corallina*. Sie finden sich vom Äquator bis in die arktischen und antarktischen Regionen. Lithothamnium wird bis über 200 Faden Tiefe lebend angetroffen. Kalkalgen aus der Gruppe der Lithothamnien und Melobesien finden sich von Spitzbergen und Ellesmere-Land im Norden bis Südviktorien- und Louis Philipp-Land im

¹⁾ G. SCHOTT (284a) gibt 19—20° Wintertemperatur an.

²⁾ Vgl. z. B. bei W. DEECKE, Faziesstudien über europäische Sedimente. Ber. Naturforschenden Ges. zu Freiburg i. Br., XX, 1913, p. 21—23.

³⁾ Auch bei den Rotalgen, denen z. B. Lithothamnium angehört, ist echter Chlorophyllfarbstoff vorhanden, wird aber durch das rote Phycoerythrin verdeckt.

Süden und bilden in den arktischen und gemäßigten Zonen für sich oft große Bänke. Bezüglich der Melobesien zeigen Arktis und Antarktis insofern verschiedenes Verhalten, als in den Meeren der ersteren vor allem verzweigte Formen gut entwickelte submarine Bänke zusammensetzen, wohingegen Vertreter dieser Gattung in der Antarktis nur dünne Krusten auf Felsen bilden¹⁾, offenbar in Anpassung an die für sie ungünstigen Eisverhältnisse dieser Meeresteile²⁾. *Lithothamnium glaciale* bedeckt nach R. KJELLMANN (zit. bei HÖGBOM 83) über meilenweite Flächen den Meeresboden des nördlichen Eismeres und muß als Gesteinsbildner eine wichtige Rolle spielen. Neue Florideenformen von den Bermudas, Bahamas, von den Küsten von Florida und Porto Rico behandelt eine Arbeit von FOSLIE u. HOWE³⁾. Übrigens könnte ein Teil der genannten Bildungen mit ebensolchem Rechte bei den Schelfablagerungen abgehandelt werden, bei denen uns in der Tat noch einige wichtige Fälle von Gesteinsbildung durch Kalkalgen beschäftigen sollen. Um echte Strandablagerungen handelt es sich indessen, wenn die Siboga-Expedition im Malaiischen Archipel gelegentlich trocken gelegte Lithothamnien-Bänke photographieren konnte. Ich entnehme über die dort beobachteten Bänke der Darstellung von Frau A. WEBER-VAN BOSSE⁴⁾ folgendes. »An der Südspitze von Saleyer ankerte die Siboga auf einer Bank von 8—10 m Tiefe. WEBER hielt diese Untiefe anfangs für ein Korallenriff; doch sah man deutlich eine gleichmäßige rote Farbe durch das Wasser schimmern, zwischen welcher wieder weiße Streifen verliefen, was für ein Korallenriff etwas Außergewöhnliches ist. Auch brachte die Dredschte fortwährend Lithothamnien auf, teils als lose Knollen, teils als Krusten auf abgestorbenen Korallenstücken. Die weißen Streifen, die wir sahen, erwiesen sich als Strömungsstraßen zwischen den aufeinander gehäuften roten Kalkalgen und verdankten ihre weiße Farbe abgestorbenen Gliedern der grünen Kalkalge *Halimeda*.« Es handelte sich also um eine Bank von Kalkalgen, wie solche weiterhin auch auf der Borneo-Bank und in der Sulu-See zur Beobachtung gelangten. Die für den Geologen sehr wichtigen photographischen Aufnahmen von Lithothamnien-Bänken stammen von Haingsisi vor dem Westende von Timor. Über diese Bänke schreibt Frau WEBER: »Da wir Springebbe hatten, fiel das Wasser stark, und es wurden auch tiefer gelegene

¹⁾ Mme. PAUL LEMOINE, Sur les caractères généraux des genres de Mélobésiées arctiques et antarctiques. C. R. 154, 1912, p. 781—784.

²⁾ Mme. PAUL LEMOINE. Algues calcaires (Mélobésiées) recueillies par l'Expedition Charcot 1908—1910. C. R. 154, 1912, p. 1432—1434.

³⁾ M. FOSLIE et A. HOWE, New American Coralline Algae. Bull. of the New York Botanical Garden, 4, 1906, p. 128—136, Plates 80—93.

⁴⁾ Frau A. WEBER — VAN BOSSE, Ein Jahr an Bord J. M. S. Siboga. (Deutsch nach der II. Aufl.) Leipzig, W. Engelmann 1905, p. 65, 66, 86, 87, 104, 341. — Vgl. auch derselben: The Corallinaceae of the Siboga-Expedition. »Siboga-Expedition«. Monogr. LXI, 1904 und Études sur les algues de l'Archipel Malaisien. Annales du Jardin Botanique de Buitenzorg, 2, Ser., Vol. II, p. 126.

Partien des Riffee . . . bloßgelegt. Der Boden war, soweit das Auge reichte, von roten, fein verzweigten und so dicht ineinander geschlungenen Lithothamnienknollen bedeckt, daß sie zu festen, faustgroßen Gebilden zusammengewachsen waren. In allen Größen lagen die Knollen auf dem Strande, und man konnte den Fuß nicht rühren, ohne darauf zu treten, wobei sie wie feines Porzellan krachten. Verschiedene Bedingungen müssen zusammenwirken, um die Lithothamnien zu ihrer vollen Entwicklung kommen zu lassen, und dazu gehört auch, . . . daß sie durch die Strömung . . . hin und her bewegt werden. Infolge dieser Lageveränderung kann das Licht von allen Seiten zu den Knollen dringen, und Licht haben sie vor allem für die Erhaltung ihrer roten Farbe und damit ihrer ersten Daseinsbedingung nötig. Sobald eine Knolle ruhig liegen bleibt, stirbt sie an der Unterseite ab, welche sich dann ganz weiß verfärbt. Die Lithothamnienbank bei Haingsisi ist, soviel ich weiß, die einzige lebende Lithothamnienbank, von der bekannt ist, daß sie bei Springebbe freiliegt.«

Eine lokale Bildung, welche gleichwohl im Hinblick auf fossile Vorkommnisse hier genannt sei, sind die eigenartigen Serpula-Riffe, welche AL. AGASSIZ eingehend von den Bermudas beschrieben hat. Dieselben sind (LANGENBECK 102) namentlich gegenüber der Südküste sehr zahlreich und bilden dort Miniaturatolle, Barrier- und Saumriffe. Die Atolle sind teils kreisrund, teils elliptisch, teils halbmond- oder hufeisenförmig. Der von lebenden Serpeln, Milleporen, Kalkalgen, Entenmuscheln, Bohrmuscheln u. a. Invertebraten »bedeckte erhöhte Rand fällt nach außen senkrecht ab. Seine Breite ist wechselnd, oft nur 20 bis 25 cm, in anderen Fällen bis zu 1½ m breit, seine Oberfläche liegt zwischen den Gezeitenmarken, die innere Vertiefung ist seicht; ihre Tiefe beträgt stets nur wenige Meter, zuweilen nur 25—30 cm, ihr Boden ist mit Sand bedeckt. AGASSIZ erklärt ihre Bildung auf folgende Weise. Die Grundlage der Atolle bilden äolische Felsen, welche zum Teil unter den Meeresspiegel herabgesunken sind. Der unter den Ebbemarken befindliche Teil wird von der Brandung angegriffen, überzieht sich aber zugleich mit einer Schicht von Serpulen und anderen Organismen, die ihn vor weiterer Zerstörung schützen. Der zwischen den Gezeitenmarken liegende Teil dagegen wird immer weiter abgewaschen, so daß der über den Meeresspiegel aufragende Gipfel schließlich nur noch von einem dünnen Stiel getragen wird. Bricht dieser endlich ab, so wird an der Bruchstelle eine noch nicht von Serpulen überzogene Schicht weichen Gesteins frei, welche der Brandung einen geeigneten Angriffspunkt bietet, die nun von diesem Punkt aus den Felsen allmählich innen aushöhlt. War der äolische Felsen horizontal geschichtet, so geht die Aushöhlung nach allen Seiten gleichmäßig vor sich, und es entsteht ein geschlossenes Atoll. War die Schichtung aber geneigt, so geht die Aushöhlung in der Richtung derselben rascher vor sich, und das Endresultat ist ein halbmond- oder hufeisenförmiges Riff.« Sehr regelmäßig gebildete Serpulit-

Atolle hat R. A. BULLEN¹⁾ unlängst abgebildet. Daß der »Serpulit« der Jura-Kreidegrenze Hannovers nicht ohne weiteres mit diesen rezenten, benthogenen Bildungen zu parallelisieren ist, darauf hat, wohl mit Recht, kürzlich W. DEECKE²⁾ hingewiesen, der jenes Gestein als am Strande zusammengeschwemmtes Trümmerwerk ansieht. Immerhin wäre vielleicht doch noch ein Vergleich dieses mesozoischen Serpulitgesteins mit jenen rezenten Bildungen am Platze, welche ich nach der Darstellung von L. SUDRY aus der Lagune von Thau an der südfranzösischen Mittelmeerküste bereits oben erwähnt habe. Übrigens ist nicht alles, was in der Literatur als »worm rock« geht, wirklich aus den Röhren der Serpula aufgebaut. W. H. DALL und G. D. HARRIS³⁾ konnten durch Untersuchung der Weichteile nachweisen, daß an den Küsten von Florida bis einige Zoll über das Ebbeniveau aufragende, bis dahin als »worm rock« gedeutete riffartige Massen in Wirklichkeit aus den kleinen schwarzen Röhrchen von *Vermetus* (*Petalocochnus*) *nigricans* zusammengesetzt werden. Dieselben sind⁴⁾ besonders bemerkenswert an den Küsten der Außen-Keys zwischen Cape Romano und Cape Sable und bilden auf den mergeligen Sandflächen des Rabbit-Key zwischen Ebbe- und Flutniveau zwei Fuß dicke und fünfzig Fuß breite Massen. — Serpulakalke werden übrigens noch von den Azoren, von der Agulhas-Bank an der Südspitze Afrikas und aus dem Meere um Neuguinea erwähnt.

Von geringerer Wichtigkeit als die benthogenen Bildungen sind im Strandgebiet die halmyrogenen Produkte des Meeres, d. h. diejenigen Bildungen, welche aus der Lösung des Meerwassers sich niederschlagen. Nicht eigentlich hierher gehören die von KRÜMMEL hierzu gezählten Rindenbildungen, die sich unter dem Einfluß der Brandung, insbesondere der auf den erwärmten Felsen verdunstenden Spritzer als Überzüge auf Carbonatgesteinen des Mittelmeeres finden, so die schwarzen Rinden auf kieselhaltigen Dolomiten bei Nizza, die J. WALTHER in seiner »Einleitung« erwähnt, oder der »Pelagosit«, welcher Dolomite und Kalksteine überzieht, über dessen Natur man aber noch nicht völlig im klaren ist⁵⁾. Unter Vorbehalt zu den halmyrogenen Produkten zu stellen sind indessen die Oolithe, die sich hier und da an den Küsten warmer Meeresteile

¹⁾ R. A. BULLEN in »Some Notes on the Geology of the Bermuda Islands«. The Geol. Mag. Dec. V, Vol. VIII, 1911, Taf. XX, Fig. 2, p. 434, 435.

²⁾ Faziesstudien a. a. O. p. 24/25.

³⁾ W. H. DALL et G. D. HARRIS, Correlation Papers. Neocene. U. St. Geol. Survey Bull. 84. Washington 1892, p. 153.

⁴⁾ Florida State Geological Survey. Second Annual Report 1908/09, p. 230.

⁵⁾ Graulichglänzende, schüppchenförmige Überzüge oder firnisartige Massen, nach TSCHERMAK Flechten außerordentlich ähnlich (!). Die Überzüge sind unter dem Mikroskope dichte Aggregate, in HCl leicht löslich, von Calcit durch größere Härte, die der des Flußspats gleichkommt, unterschieden. Chemisch hauptsächlich CaCO₃, nebst allen möglichen Verunreinigungen, wie NaCl und CaSO₄, die wohl

bilden und für den Geologen, der analogen fossilen Bildungen auf Schritt und Tritt begegnet, größte aktuelle Bedeutung besitzen. Die Oolithe sind ursprünglich lockere, sandige Gesteine, deren einzelne Komponenten kleine rundliche Kügelchen aus kohlensaurem Kalk mit konzentrischem oder schaligem und meist auch radialstrahligem Aufbau, die sogenannten Ooide¹⁾, bilden²⁾. Die Größe der einzelnen Ooide schwankt zwischen einem Durchmesser von Bruchteilen des Millimeters bei den rezenten bis zu einem solchen von mehreren Millimetern bei manchen fossilen Gesteinen. Die Kalksubstanz der rezenten Oolithe ist Aragonit³⁾, während die fossilen infolge diagenetischer Umlagerung (259) bekanntlich fast durchweg aus Kalkspat bestehen; doch sind gute Gründe dafür beigebracht worden, daß die ursprünglich ausgeschiedene Substanz einer noch labileren und zwar kolloiden Modifikation des CaCO_3 angehörte, worauf im übrigen noch einmal zurückzukommen sein wird. Bemerkenswerterweise geht die Korngröße der einzelnen Ooide bei den einzelnen Vorkommen niemals über eine bestimmte, jeweilige Maximalkorngröße hinaus, was darauf hindeutet, daß eine Beziehung zwischen dieser und der mechanischen Wasserbewegung besteht, und es, gleichzeitig mit anderen Erscheinungen, unwahrscheinlich macht, daß die einzelnen

dem Meerwasser entstammen, aber auch mit organischer Substanz. Es handelt sich schwerlich um ein selbständiges Mineral. Vielleicht würde eine Untersuchung durch einen algen- oder flechtenkundigen Botaniker überraschende Aufklärung bringen. Die Literatur über »Pelagosit« siehe bei H. LEITMEIER in C. DOELTER, Handbuch der Mineralchemie, Bd. I (Dresden 1911), p. 352, 353. Ferner vgl. J. G. BORNEMANN, Über den Buntsandstein in Deutschland usw. Jena, G. Fischer 1889, p. 7, welcher ganz entsprechend obiger Vermutung schreibt: »Es ist mir wahrscheinlich, daß diese Pelagositüberzüge durch Vermittelung niederer Algen gebildet werden, welche nicht das ganze Jahr hindurch vegetieren, und deren Kalkausscheidungen unter der Mitwirkung des fortwährenden Wellenschlages abgesetzt und durch diesen geglättet werden.« (Über Algenvegetationen auf Kalksteinoberflächen vgl. L. DIELS, Die Algenvegetation der Südtiroler Dolomitriffe. Ein Beitrag zur Ökologie der Lithophyten. Ber. d. Deutsch. Botanischen Ges., XXXII, 1914, Heft 7 und K. ANDRÉE in Schriften der Ges. zur Beförd. d. ges. Naturwissensch. zu Marburg, XIII, 7, 1914, p. 414—431.)

¹⁾ E. KALKOWSKY, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **60**, 1908, p. 72.

²⁾ Die Ooide sind »zentrogene Sphärolithe« im Sinne von B. POPOFF, 1903, (vgl. Geologisches Zentralblatt, VI, 1908, Nr. 1992, p. 675). Vgl. auch A. JOHNSON, Über dichteste Kugelpackung in Erbsen- und Rogensteinen und die Entstehung des »dodekaedrischen Kalkes«. Centralblatt für Mineralogie usw., 1909, p. 302 bis 311.

³⁾ Die entgegenstehende Angabe von H. ROSENBUSCH (Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, 4. Aufl., I, 2. Stuttgart 1905, p. 129), daß die von ihm untersuchten rezenten Oolithe von den Korallenriffen von Bahama, von Ain Musa und vom Meeresstrand bei Suez, vom Wadi Deheese am Sinai und von Key West, Florida aus »Ktypeit« beständen, ist dahin zu erläutern, daß der Ktypeit LACROIX' nach den übereinstimmenden Feststellungen von BÜTSCHLI, LINCK u. a. nichts anderes als Aragonit ist. Das gleiche gilt dann auch für die Reste von Ktypeit, die ROSENBUSCH gelegentlich im Hauptrogenstein des süddeutschen Doggers feststellte.

Ooiden nach Art von Konkretionen in einem Kalkschlamm entstanden sind, wie immer wieder von einzelnen Autoren angenommen wird. Das uns zunächst gelegene Vorkommen rezenten marinen Oolithsand es hat JOH. WALTHER an der Küste des Roten Meeres bei Suez entdeckt (54b, ferner »Einleitung« . . . p. 849 und ¹⁾), 1887 fand er denselben zuerst auf dem Ostufer des Golfes, am Ausgange des Uadi Deheese, 1889 fand er ihn auch auf der Westseite, südlich von Suez, und bei seinem letzten Besuche konnte er feststellen, daß der gelbe Oolithsand hier eine etwa 1 km breite und mehr als 4 km lange Zone zwischen dem Ufer und dem tiefsten Ebbestrand bildete, die sich aber augenscheinlich noch weiter meerwärts erstreckte. Die Oberfläche des überaus deutlich geschichteten Sandes war mit langgestreckten, napfförmigen Wellenfurchen bedeckt. Die Dicke des Lagers war mindestens 80 cm. »Die Oberfläche des Oolithsand es war meist fossilieer, doch fehlten dazwischen auch solche Stellen nicht, über die entweder die Schnecken und Muschelschalen« eines in der Nähe anstehenden locker verhärteten Kalksteins mit rezenter Fauna »ausgestreut waren, oder die frisch vom Meere ausgeworfenen Reste. Fußgroße Loligo, vertrocknete Haie und Rochen, Knochenfische und Krebse, Echinodermen und Korallen, Seetang und Seegräser lagen umher, und Medusen hatten ihre Gallertscheiben in den feinen Sand abgedrückt. Sehr häufig waren feine weiße Säume, ganz aus Foraminiferen bestehend, die handbreit und mehrere Meter lang den gelben Sand bedeckten. Zahlreiche Krabben und Einsiedlerkrebse belebten den Sand und flüchteten rasch in ihre Wohnröhren, deren Mündung mit radial angeordneten Reihen kleiner Kügelchen aus Oolithsand besetzt war, die der sich einwühlende Krebs herausschleudert.« Die einzelnen, meist 0,2—0,3 mm großen Ooide sind rundlich, aber von etwas verzogenen Umrissen, welche durchgängig den Ecken und Kanten eingeschlossener Mineral- und anderer Körner entsprechen. »Nur ein kleinerer Theil zeigte sich aus mehreren Schalen aufgebaut; in solchem Fall befand sich eine schwärzliche Zone zwischen der inneren dunkelgelben und der äußeren hellen Kalkrinde. Während die Gesamtgröße . . . ziemlich gleiche Dimensionen zeigt, ist der Kern doch von ganz verschiedener Größe, und diese Tatsache scheint mir beachtenswert für die Entstehung . . .« Denn die Ooide »können nur so lange mit neuen Kalkrinden umgeben werden, als sie die Bewegung des Wassers flottirend erhält. Je stärker der Wellenschlag ist, desto größer können die Körnchen werden, aber sobald sie eine bestimmte Schwere erreicht haben, sinken sie zu Boden.« Die Kerne der Ooide sind feine Splitter von Quarz, Feldspat, Granat, Magnet Eisen, Kieselnadeln und Foraminiferengehäuse. Eine Bauschanalyse

¹⁾ JOH. WALTHER, Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung. Abh. d. math.-phys. Cl. Kgl. Sächs. Ges. d. Wissensch., XVI. Bd., Nr. III Leipzig 1891. — JOH. WALTHER, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 2. Aufl. Leipzig 1912, p. 283—285, Fig. 145. (Rezentes Oolithlager mit Wellenfurchen.)

ergab 94,66% CaCO_3 , 3,26% SiO_2 und 0,34% organische Substanz. An einzelnen Stellen gelangten unregelmäßig gestaltete Verkittungen, bewachsen mit *Mytilus*-Kolonien, zur Beobachtung. Die Oolithsande von Suez werden bei tiefer Ebbe ein Spiel des Windes und zu meterhohen Dünen aufgeschüttet, welche landeinwärts in die Wüste wandern. J. WALTHER möchte in der Ausscheidung dieser Oolithe »eine Wirkung des Wüstenklimas auf das Meer« sehen. »Seichtes Wasser, das sich stark erwärmt und dessen Salzgehalt durch die Wüsten Sonne konzentriert wird, eine reiche Fauna (besonders Plankton), welche infolge dieser Umstände stirbt und das Wasser mit Zersetzungsprodukten« (die CaCO_3 fallen!) »anreichert, und Wüstenstürme, die feinste Staubteilchen in das Wasser treiben, um welche sich so lange kleine Kalkkrusten ausscheiden, bis sie so schwer werden, daß sie zu Boden sinken — das sind die Umstände, unter denen hier ein großes Oolithlager entsteht.«

Ähnliche Oolithe kommen, wie BAUERMAN schon 1868 festgestellt hat, mehrfach in der weiteren Umgebung von Suez vor. Sie sind da mehr oder weniger verfestigt, gehören aber alle der Quartärperiode an. Gleichaltrige, schneeweiße Oolithsande, welche wie die rezenten noch die MEIGENSche Aragonitreaktion erkennen lassen, liegen mir von mehreren Fundorten der gleichen Gegend aus der Sammlung BLANCKENHORN vor.

Bevor wir uns auf weitere Erörterungen über die Entstehung dieser Gesteine einlassen, seien die anderen bekannten Fundorte rezenter mariner Oolithe genannt.

Berühmt ist der Oolith der Küsten Floridas und der Key-Inseln; doch das meiste, was man von diesem Vorkommen bis vor kurzem zu hören bekam, ist seine Aufhäufung zu Dünen mit teilweise ausgezeichneter Kreuzschichtung. Erst in neuerer Zeit ist diesen schon vor Jahrzehnten von AL. AGASSIZ angeführten Bildungen mehr Aufmerksamkeit geschenkt. Hier sei insbesondere auf die Arbeiten von TH. W. VAUGHAN (255b, 307) und G. H. DREW (259e, f, 274, 305) hingewiesen. Besonders auf des letzteren Untersuchungen, die das Oolithproblem auf eine ganz neue Basis zu stellen scheinen, wird später noch einzugehen sein. Wie an den Küsten des Roten Meeres gibt es auch an den Küsten von Florida bereits subfossile Oolithe, den sog. Miami-Oolith, der bereits mehr oder weniger verkittet ist, sich aber leicht sägen läßt und daher einen an Ort und Stelle viel gebrauchten, allerdings oft als zu porös empfundenen Baustein abgibt. Dieser Miami-Oolith zeigt, wie bekanntlich auch viele fluviatile Kalktuffe, eine nachträgliche Erhärtung an der Luft. Die großen Aufschlüsse lassen ausgezeichnete Diagonalschichtung erkennen¹⁾. Die jüngeren Oolithe, die als Key West-Oolithe bezeichnet werden, setzen auch die Bahamas vorzugsweise zusammen.

¹⁾ SAMUEL SANFORD in Florida State Geological Second Annual Report. 1908/9, p. 211—222.

Nach DANA sollen Oolithe auch an vielen pazifischen Koralleninseln vorkommen. Doch ist mir neuere Literatur hierüber nicht bekannt geworden, und ich kann daher nicht entscheiden, ob es sich um echte Oolithe handelt oder um eine Verwechselung mit vielleicht nachträglich durch Kalksubstanz überrindetem und verkittetem Korallensand, der nach vorliegenden Proben Oolithsand sehr ähnlich werden kann, aber doch ganz anderer, detritogener Entstehung ist. Hatten wir doch solche Überwindung als ein Stadium der Fossilisierung der Riffsedimente, von denen die detritogenen Korallensande einen beträchtlichen Bruchteil ausmachen, kennen gelernt.

Sicher dagegen sind die noch 1907 von KRÜMMEL angeführten »Oolithe«, die L. VON BUCH am Strande von Gran Canaria beobachtet haben wollte, keine echten Oolithe, da ROTHPLETZ und SIMONELLI¹⁾ nachweisen konnten, daß es sich nicht um Ausscheidung authigenen Kalkes aus dem Meerwasser handelt, sondern daß eingewelter, allothigener Kalkstaub mit Hilfe feiner organischer Substanzen Umhüllungen klastischer Sandkörner bildet, ohne daß dieselben äußerlich auch nur ooid-ähnlich wurden. Von sicheren rezenten marinen Oolithen bleiben daher nur die aus dem Roten Meere und von Florida und Nachbarschaft.

Über die Entstehung der Oolithe existiert eine große Literatur, und es hieße ein Buch schreiben, wenn das Problem, welches keineswegs gelöst ist, erschöpfend dargestellt werden sollte. Es kann sich also nur darum handeln, das Wichtigste anzugeben, auf die offenen Fragen hinzuweisen und die entsprechenden Schlüsse zu ziehen. Hierbei ist es, auch für spätere Erörterungen, von Nutzen, zunächst die Möglichkeiten ins Auge zu fassen, welche für die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk überhaupt in Frage kommen. Das mag in Form folgender Tabelle geschehen:

I. Anorganische Ausscheidung:

- a) aus an kohlensaurem Kalk übersättigter Lösung.
- b) durch Ausfällung aus irgendwelche Kalksalze in Verdünnung enthaltender Lösung durch ein Fällungsmittel.

II. Ausscheidung unter Beteiligung von Organismen:

- a) Ohne Mitwirkung des lebenden Organismus; die (unter der Einwirkung von Fäulnisbakterien) verwesende, tote organische Substanz liefert vielmehr unter Beteiligung eines Teiles ihrer chemischen Komponenten ein Fällungsmittel, welches nach I b wirkt.
- b) Die Ausscheidung ist die Folge eines physiologischen Lebensvorganges, indem
 - a) Wasserpflanzen infolge des Verbrauchs von CO_2 als Bicarbonat gelösten Kalk zerlegen, demselben das CO_2 zum

¹⁾ A. ROTHPLETZ und V. SIMONELLI, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., **42**, 1890, p. 682—687.

Teil entziehen und eine Ausscheidung von einfach-kohlensaurem Kalk nach Ia außerhalb ihrer Gewebe bewirken.

β) lebende Organismen aus fremder Materie ein Fällungsmittel erzeugen, welches nach I b wirkt.

γ) CaCO_3 als organischer Bestandteil (wohl durch Ausfällung) zum Aufbau eines inneren oder äußeren Pflanzen- oder Tierskelettes ausgeschieden wird: Organische Kalkbildung κατ' ἐξοχήν.

Nur der letzte Fall kann als organische Kalkbildung im eigentlichen Sinne in Anspruch genommen werden, und wenn auch für die Fälle II a, II b α und II b β ebenso das Vorhandensein von Organismen unerlässlich ist¹⁾, so wäre es doch am Platze, diese Kalkbildungen, welche ohne Schädigung der betreffenden Organismen ausbleiben, wenn das Wasser keine Kalksalze enthält, ein Kalkniederschlag also gar nicht eintreten kann, nicht mehr als organische, sondern durch besondere Namen zu bezeichnen. Da es mir bisher, trotzdem ich mich bereits lange damit beschäftige, nicht gelungen ist, treffendere, zugleich aber kurze und wohlklingende Ausdrücke hierfür zu finden, will ich, da mir das zum gegenseitigen Verständnis nötig erscheint, vorerst bezeichnen die Kalkausscheidung

nach Ia	als Anorganischen Übersättigungskalk,
» Ib	» Anorganischen Fällungskalk,
» IIa	» Verwesungsfällungskalk,
» II b α	» Physiologischen Übersättigungskalk,
» II b β	» Physiologischen Fällungskalk,
» II b γ	» Organischen Kalk.

Welche verschiedenartigen Vorgänge für die Oolithbildung, aber nicht nur die marine, herangezogen worden sind, hat G. LINCK²⁾ in einer bekannten Arbeit zusammengestellt. Für uns kommt es darauf an, zunächst festzustellen, welche von den oben genannten Bedingungen im Meere für Kalkbildung überhaupt gegeben sind, welche von denselben im besonderen für die Oolithbildung in Frage kommen, und schließlich eine Entscheidung in einer außerhalb der bisherigen Erörterungen liegenden Alternative zu treffen; ob nämlich die Ooide mit dem übrigen Sedimentmaterial syngenetische Gebilde sind oder sich erst durch einen diagenetischen Vorgang im fertig gebildeten Sediment als Konkretionen einstellen. Gehen wir zunächst die einzelnen, oben unterschiedenen Fälle von natürlicher Kalkbildung durch.

¹⁾ Was unter Umständen bereits interessante Schlüsse zuläßt, wenn nämlich auf andere Weise Organismenreste nicht erkennbar sind! (Vgl. A. ROTHPLETZ in *Compte Rendu de la XI. e Session du Congrès Géologique International* (Stockholm 1910), Bd. I, 1912, p. 533.)

²⁾ G. LINCK, Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. *Neues Jahrb. für Mineralogie usw.*, Beil.-Bd. XVI, 1903, p. 495—513.

Ia. Die Ausscheidung anorganischen Übersättigungskalkes im Meere ist wohl nirgends ermöglicht, da das Meerwasser bekanntlich CaCO_3 nur in sehr großer Verdünnung enthält und in den der Brandung ausgesetzten flachen Meeresteilen, in denen sich heute Oolithbildung vollzieht, trotz hoher Erwärmung nicht genügend einzudampfen vermag. Wenn die Übrerrindungen der Korallensande und der einzelnen Elemente von in Fossilisierung begriffenen Riffkalken, was noch keineswegs sicher ist, anorganischen Übersättigungskalk darstellen sollten, so handelt es sich hierbei doch um ganz andersartige Vorgänge, bei denen die Bedingungen gänzlich geändert sind. Daß Konzentrationserhöhungen in mehr oder weniger abgeschlossenen, stark erwärmten Meeresteilen Ausscheidungen auf eine der folgenden Arten begünstigen müssen, wird durch dieses alles nicht berührt.

Ib. Auf ebensolche Schwierigkeiten stößt die Ausscheidung anorganischen Fällungskalkes, da hierzu die Zuleitung eines Fällungsmittels, z. B. Natriumcarbonat, in das Meerwasser, etwa durch Quellen, nötig ist, welche aber erst nachzuweisen wäre.

IIa. Anders ist es mit der Bildung von Verwesungsfällungskalk. Wie oft betont worden ist, sind die marin entstandenen fossilen Oolithe sehr fossilreich, und großen Organismenreichtum haben wir nach der Darstellung von WALTHER auch für das Oolithlager von Suez kennen gelernt. Das Eiweiß der Organismen enthält aber Natriumcarbonat, und verwesendes Eiweiß entwickelt Ammoniumcarbonat, welche beide, wie LINCKS Versuche gezeigt haben, aus der Ca-Salze enthaltenden verdünnten Lösung des Meerwassers CaCO_3 ¹⁾ als Aragonit in der Form von Sphärolithen niederzuschlagen vermögen. »Daß diese Prozesse in der Jetztzeit sich nur in tropischen Gegenden abspielen oder abzuspielen scheinen, hängt offenbar mit dem dort reicheren organischen Leben, mit den sich schneller abspielenden Verwesungsvorgängen zusammen.« »Diese Sphärolithe bilden sich . . . mit oder ohne Kern, wo und wie sie es haben können. In litoralen Gebieten oder in der Nähe von Korallenriffen, wo die brandenden Wogen fortwährend Sandkörnchen, Bruchstückchen organogener Kalkmassen (Muscheln, Korallen, Foraminiferen usw.) in flottirender Bewegung erhalten, lagern sich die Aragonit-

¹⁾ Hier ist auch auf zwei Mitteilungen G. STEINMANN'S (»Über Schalen- und Kalksteinbildung«, Ber. d. Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B., 4, 1889, p. 288—293 und »Über die Bildungsweise des dunklen Pigments bei den Mollusken nebst Bemerkungen über die Entstehung von Kalkkarbonat, ibidem, 11, 1899, p. 40—45) hinzuweisen, welcher bereits die Ausfällung von CaCO_3 durch das bei der Verwesung von Eiweiß entstehende kohlen saure Ammoniak nachwies. (Daß die Kalkschalen der Mollusken usw., wie STEINMANN wollte, in derselben Weise durch Zersetzung von aus dem Organismus ausgeschiedenem Eiweiß gebildet werden, ist jedoch nach BÜTSCHLI (197a) u. a. als ausgeschlossen zu betrachten.) Mit STEINMANN'S ersten Untersuchungen gleichzeitige Versuche von MURRAY u. IRVINE (64) bewiesen ebenfalls die Ausscheidung von CaCO_3 durch faulende stickstoffhaltige Substanzen.

fasern um sie an. . . . Die Sphärolithe sind etwas porös, schwimmen leicht auf dem Wasser und werden durch die Wellen in Bewegung erhalten, geringe Mengen von Thon setzen sich auf der Oberfläche der Kugeln ab, wenn die Bildung von Aragonit zeitweilig weniger intensiv ist, und später wächst die nächste Schale an, in welche die Krystallenden der vorhergehenden hineinragen.«

Diese hauptsächlich auf den Versuchen von LINCK fußende Anschauung von der Entstehung der Oolithe¹⁾ wird heute wohl von der Mehrzahl der Forscher geteilt, und auch der Verfasser kann nicht finden, daß die Verfechter der organischen Entstehung, ROTHPLETZ, KALKOWSKY und andere, jene Anschauung in irgend einem Punkte widerlegt hätten. Insbesondere hat G. LINCK²⁾ selbst gezeigt, daß auch auf anorganischem Wege Strukturen entstehen können, wie sie KALKOWSKY als nur durch Organismen entstanden (aus dem Rogenstein des norddeutschen Buntsandsteins) beschrieben hat. Und wenn ROTHPLETZ³⁾ gemeint hat, daß zur Erzeugung der ungezählten Ooide durch Ammoniumcarbonat ein so großartiger Verwesungsprozeß angenommen werden müßte, daß jegliches Leben unmöglich gewesen sein müsse, was doch gerade der Natur der meisten Oolithe widerspreche, so ist dem entgegen zu halten, daß wir ja garnicht über die Länge der Zeit, welche diese Vorgänge brauchten, orientiert sind und nichts der Annahme im Wege steht, daß der ganze Überschuß des entstehenden Ammoniumcarbonates sofort durch die doppelte Umsetzung mit den Kalksalzen des Meerwassers vernichtet wurde. Im übrigen wird auf die Anschauungen von ROTHPLETZ noch zurückzukommen sein.

IIb α . Die Bildung physiologischen Übersättigungskalkes nach Art der Kalkausscheidung um Pflanzenstengel in bicarbonatreichem Wasser von Landseen usw. erscheint im Meere bei der Art der Lösung des Meerwassers nicht möglich.

IIb β . Anders ist es mit der Entstehung »physiologischen Fällungskalkes«. Hierfür ist die Ausscheidung eines Kalkfällungsmittels durch einen physiologischen Lebensvorgang einer Pflanze oder eines Tieres nötig. Beide Lebensformen erzeugen bekanntlich Produkte von großer chemischer Mannigfaltigkeit. Indessen ist mir kein Stoffwechselprodukt höherer Pflanzen oder Tiere des Meeres bekannt, welches in dieser Weise

¹⁾ Die neuesten experimentellen Untersuchungen hierüber, welche gleichzeitig die Ansichten LINCKS, wie sie durch die fortschreitenden Untersuchungen naturgemäß in (unwesentlichen) Einzelheiten modifiziert werden mußten, enthalten, hat ein Schüler desselben kürzlich veröffentlicht (JOHANNES PEINE, Beiträge zur Kenntnis der Abscheidungen des kohlensauren Kalkes aus meerwasserähnlichen Lösungen. Inaugural-Dissertation, Jena 1913).

²⁾ G. LINCK, Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft, 45, 1909, p. 267—278, Tafel 24, 25.

³⁾ A. ROTHPLETZ, Über die Kalkalgen, Spongiostromen und einige andere Fossilien aus dem Obersilur Gottlands. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C a, No. 10, Stockholm 1913, p. 35.

wirken könnte. Im Gegenteil wäre es leicht, eine ganze Anzahl solcher Produkte, z. B. Säuren, namhaft zu machen, welche Kalk auflösen und zerstören. Es liegt aber der Gedanke nahe, daß die tiefststehenden Organismen, welche ja vielfach abweichenden Stoffwechsel besitzen, sich auch hierbei anders verhalten. Insbesondere ist ja das Reich der Bakterien dafür bekannt, daß einzelne seiner Vertreter in ihrem Stoffwechsel die eigenartigsten Anpassungen an extreme Lebensbedingungen vollzogen haben, daß sie z. B. die Energieerzeugung, welche im allgemeinen mit dem Element Kohlenstoff arbeitet, mit Hilfe ganz anderer Elemente vollziehen usw. usw. Schon einmal sind wir der Tätigkeit von Bakterien im Meere, bzw. im Sediment nachgegangen, als wir FeS-reiche Schlamme unserer Watten und der südrussischen Limane besprachen. Bakterien sind aber im Meere überall verbreitet, und schon J. WALTHER hat in seiner »Einleitung« (p. 105 ff.) eine Zusammenstellung über das Auftreten derselben gegeben. Hiernach sind Bakterien überall im Meere vorhanden, wenn auch an Zahl mit der Tiefe abnehmend. Reicher an ihnen als das Wasser ist aber der Bodenschlamm. Doch gilt davon noch heute, was KRÜMMEL 1907 schrieb: »Von der alles umbildenden, hier zersetzenden, dort aufbauenden Tätigkeit der Bakterien in den Meerestiefen haben wir gegenwärtig noch unvollkommene Begriffe. Es dürfte aber eine Zeit kommen, wo man ihre Bedeutung um so höher einschätzen und auch — übertreiben wird. JOH. WALTHER will ihnen sogar schon die Dolomitisierung der Korallenkalke, d. h. die Einführung von Magnesia in die kohlen-sauren Kalke, zuschreiben . . .« Eine neuere Zusammenstellung über die Tätigkeit der Bakterien im Meere verdanken wir H. H. GRAN im Kapitel VI von J. MURRAY u. J. HJORTS »The Depths of the Ocean« (vgl. 280a). Sehr erfolgreich hat sich u. a. ein junger englischer Forscher, G. HAROLD DREW, Bakterienuntersuchungen im Meere hingegeben, ist indessen leider vor voller Auswertung seiner Untersuchungen gestorben (259 e, f, 274, 305). DREW, auf dessen Ergebnisse auch W. SALOMON (310) kürzlich die Aufmerksamkeit lenkte, glaubt der Ausfällung von CaCO_3 aus dem Meerwasser infolge der Entwicklung von $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ bei Verwesung von organischer Substanz (— nach oben eingeführter Nomenklatur der Entstehung von Verwesungsfällungskalk —) keine große Bedeutung zuschreiben zu sollen: »Though this reaction has been conclusively shown to occur under experimental conditions, where nitrogenous matter has been allowed to putrify for some time in sea water, yet it is obvious that its effect must be purely local and must be confined to the immediate neighborhood of the decaying organic body which gives rise to the formation of $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$.« Indessen führten seine Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß in den warmen Oberflächenwässern der westindischen Meere und der Region um Florida und die Bahamas, vor allem aber in dem dort vorherrschenden feinen Kalksediment selbst denitrifizierende Bakterien auftreten, welche imstande sind, den Salpetergehalt des Meerwassers in Nitrit, Ammoniak und freien Stickstoff zu zerlegen und welche

hierdurch eine Fällung von Kalk hervorrufen. DREW isolierte die von ihm *Bacterium calcis* genannte Form und zeigte durch viele Kulturversuche, daß sie, schon in mäßig kaltem Wasser inaktiv, am besten unter den Temperaturen der tropischen Meere und in Tiefen, die geringer sind als 100 Faden, gedeiht¹⁾. Dieses Bacterium ist in den Oberflächenwässern um die Bahamas und um Florida die häufigste Bakterienform. Aus den Kultur- und Fällungsversuchen des Autors mögen noch einige interessante Einzelheiten angeführt werden. Der erste Kalkniederschlag war in der Regel eine so feine Suspension, daß er sich freiwillig nicht sedimentierte, sondern abzentrifugiert werden mußte. Indessen gelang es durch Hinzufügen fein gepulverten Calciumsulfates oder größerer Sandteilchen einen Niederschlag der Suspension um diese Fremdkörper hervorzurufen. Solche Impfung von Lösungen oder feinen Suspensionen, die keine Neigung zum Kristallisieren zeigen, mit Fremdkörpern zwecks Erzeugung von Keimwirkung ist ja ein dem Chemiker wohl bekannter Kunstgriff. Die hierbei entstehenden Konkretionen »were hard and of almost crystalline appearance... Once this process of concretion has been initiated, it appears to progress independently of the presence of particles which act as nuclei, and a large concretion may often be found having a number of smaller concretions around it, or continued into a chain of small spheres, the whole presenting somewhat the arrangement shown by freely budding yeast cells. The deposition of this form of calcium carbonate also takes place on the sides of the flask, and more especially over any area where the glass is scratched or roughened.« DREW schreibt weiterhin, daß die Bildung dieser halbkristallinen Konkretionen um einen fremden Kern die Annahme nahe gelegt hätte, daß hiermit eine Erklärung für die Bildung der Ooide gegeben sei, indessen habe FRED. E. WRIGHT festgestellt, »that the concretions did not possess that laminated structure characteristic of oolite grains and that their crystalline structure was nearer that of calcite than aragonite.« In über eine Woche alten Kulturen zeigten sich schon DREW deutliche Calcitrhomboeder, und eine Reihe weiterer Niederschläge, die WRIGHT zur mineralogischen Untersuchung geschickt waren, erwiesen sich ebenfalls als Calcit. Wer indessen einigermaßen über die eingehenden Experimente von G. LINCK und O. BÜTSCHLI orientiert ist, wird sich sagen, daß in allen diesen Fällen der Calcit sehr wohl bereits ein Umbildungsprodukt von Aragonit oder einer der noch weniger beständigen Modifikationen des CaCO_3 , des Vaterits oder des amorphen CaCO_3 BÜTSCHLIS sein kann. Ja, dieses wird sogar über allen Zweifel erhaben, wenn man eine, der letzterwähnten, posthum

¹⁾ Das reichliche Auftreten denitrifizierender Bakterien in der durchwärmten tropischen Flachsee entzieht dem Meerwasser einen erheblichen Teil Pflanzennährstoff und erklärt wahrscheinlich die Armut der tropischen Meere an Plankton und Algenwachstum im Verhältnis zu den kälteren Meeren. Die Untersuchungen DREWS bilden daher eine Bestätigung einer älteren Hypothese von BRANDT, welche indessen H. H. GRAN (vgl. 280a, p. 369/370) nicht als stichhaltig anerkennt.

gedruckten Arbeit DREWS (305) folgende Mitteilung von TH. W. VAUGHAN (307) liest. Schon in einer 1910 erschienenen Arbeit (255b) war dieser Autor zu der Überzeugung gelangt, daß der feine Kalkschlamm der Gewässer um Südflorida weder detritogen, noch organischer Kalk, sondern ein chemischer Niederschlag sei. Diese Anschauung wurde dann durch die 1911 begonnenen Untersuchungen von DREW bestätigt. Der bei 12 Fuß noch nicht durchsunkene, feine, weiche Kalkschlamm der Westseite von Andros Island in der Bahama-Gruppe ist in einer oberen, 6 Zoll dicken Lage cremefarben, darunter aber grau gefärbt und mit H_2S -Geruch behaftet. Da DREW in einzelnen seiner Kulturversuche feine Kristallnadeln fand, welche WRIGHT als Gips¹⁾ bestimmte, meint er, daß der diesen tieferen Lagen des Kalkschlammes eigene H_2S -Geruch auf die Reduktion von $CaSO_4$ in Sulfid und Zerlegung des Sulfids auf bakteriellem Wege zurückgeführt werden müsse. Wenn er aber in den oberflächlichen Lagen in einem Kubikzentimeter 160 000 000 Individuen des *Bacterium calcis* fand, dann wird man verstehen, daß er sagen konnte: »that these mud flats have been precipitated by the action of *B. calcis* on the soluble calcium salts carried into the sea by drainage from the land, where extensive and rapid weathering of the limestone rock is in progress.« Diese Kalkschlamme selbst hat sich nun VAUGHAN näher vorgenommen. Eine Prüfung mit MEIGENSchem Reagens zeigte FR. E. WRIGHT, der auch hier die mineralogische Identifizierung vornahm, die Anwesenheit von Aragonit; nur die Teile, welche groß genug waren, daß sie optisch untersucht werden konnten, erwiesen sich als Calcit. Verschiedene Proben pleistocäner Oolithe von Florida und den Bahamas zeigten sich als aus Aragonit bestehend. »The muds and the Pleistocene oolites, therefore, are composed of a mixture of aragonite and calcite.« Da nun VAUGHAN beobachtet zu haben glaubte, daß Kalkschlamme, die ursprünglich frei von Ooiden waren, bei der späteren Untersuchung solche enthielten, war er zu der Meinung gelangt, »that oolitization was the result of secondary changes after precipitation,« — wir würden sagen, der Diagenese. Der Durchmesser der Ooide der Bahama- und Florida-Oolithe schwankt zwischen 0,10 und 0,80 mm,

¹⁾ Über die Entstehung desselben aus dem verwendeten Meerwasser ist sich DREW selbst nicht klar geworden; dieselbe ist aber auch für den Leser nicht zu ersehen, da man nicht erfährt, in welcher Form die Proben an FR. E. WRIGHT zur weiteren Untersuchung versandt wurden. Im Hinblick auf die Geschichte des berühmten »Bathybius« (vgl. den I. Teil dieses Referates 1912, p. 349) kann man daher nur sagen, daß diese Gipsneubildung einer dringenden Nachprüfung bedarf. Sollten Kontrolluntersuchungen aber die Realität der Gleichzeitigkeit der Entstehung von Gips mit der Ausfällung von $CaCO_3$ auf bakteriellem Wege erweisen, so wäre damit vielleicht eine Erklärung gefunden einmal für den auffallenden über 14% betragenden $CaSO_4$ -Gehalt der von der »Valdivia« von der Agulhas-Bank geförderten Phosphoritknollen (203, p. 182, 185), zum andern aber auch für das auffallende Vorkommen von Anhydrit in manchen Muschelkalken (vgl. H. FISCHER in Geognostische Jahreshefte, 21, 1908, p. 12, 18 und O. M. REIS in ders. Zeitschr., 22, 1909, p. 217 ff.).

nur gelegentlich überschreitet ein Korn 1 mm. Die Sphärolithe oder sphärolithischen Aggregate in den Kalkschlammen bewegen sich zwischen 0,004 oder 0,006 mm Durchmesser bis zu den normalen Größen der erwähnten Ooide. VAUGHAN siebte nun eine Anzahl Proben der Kalkschlamme durch Siebgaze mit 0,13 mm Maschenweite und füllte das abgesiebte, feine Material in Flaschen mit Seewasser, die über 3 Monate sich selbst überlassen blieben. Nach diesem Zeitraum wurde der Inhalt der Flaschen abermals durch die gleiche Maschenweite gesiebt und das auf der Siebgaze verbleibende Material näher untersucht. Es zeigte sich hierbei folgendes: »The formation of oolite grains was found to be in progress in every sample, and numerous grains had apparently grown to such a size as to preclude their passing through the mesh of bolting-cloth. The grains showed the usual forms of oolite grains: spheroids, ovoids, and ellipsoids. The larger grains had smaller diameters of 0,17 mm; longer diameters up to 0,23 mm. Those newly formed are soft and easily crushed by any kind of pressure. The experiments indicate increase both in number and in size of grains. The precipitated calcium carbonate may segregate around a variety of nuclei, for instance, spherulites or round aggregates formed of the precipitated material, small grains of sands, shells of foraminifera, and gas bubbles.« Nach dieser Feststellung hielt sich VAUGHAN für berechtigt, zu behaupten, daß die Ooide der Florida- und Bahama-Oolithe durch Diagenese der feinen Kalkschlamme entstanden, die auf bakterielle Ausfällung des CaCO_3 aus dem Meerwasser in der von DREW erörterten Weise zurückgeführt werden müssen. Man darf mit Spannung der ausführlichen Darstellung entgegensehen, die wir noch über diese Vorgänge aus der Feder VAUGHANS zu erwarten haben. Schon jetzt aber müssen wir uns fragen, ob hiermit die Entstehung der Oolithe denn wirklich aufgeklärt ist. SALOMON (310) scheint dieser Ansicht nicht zu sein, und auch ich habe manche Bedenken. Zunächst bedarf die mineralogische Natur der von DREW erhaltenen Niederschläge der Aufklärung; doch wurde bereits oben gesagt, daß es sehr wahrscheinlich ist, daß sie ursprünglich nicht aus Calcit, sondern einer weniger beständigen Modifikation des CaCO_3 bestanden, welche sich bereits vor der Untersuchung durch WRIGHT in Calcit umgewandelt hatte. Weiterhin braucht das von VAUGHAN mitgeteilte Weiterwachsen von Sphärolithen im Kalkschlamm unter Meerwasserbedeckung nicht als ein Beweis dafür angesehen zu werden, daß auch in der Natur die Entstehung der Ooide ein solcher diagenetischer, im Schlamm stattfindender Prozeß ist, denn jeder Keim mit sphärolithischer Anlage wird sphärolithisch weiterwachsen, wenn er sich unter geeigneten Bedingungen befindet, und die Angabe von VAUGHAN, daß die von ihm untersuchten Kalkschlamme bei der Einsammlung frei von solchen Sphärolithen waren, ist nach seinem eigenen Zeugnis nicht ganz sicher. So muß es doch, ungeachtet der Wichtigkeit der Feststellungen von DREW und VAUGHAN, noch erlaubt sein, bezüglich der Entstehung

der Ooide außerhalb oder innerhalb des Sedimentes Zurückhaltung zu bewahren, zumal eine ganze Anzahl von Gründen, die z. T. bereits früher angeführt wurden — wie die Größenverhältnisse —, für eine Bildung während des Schwebens im bewegten Wasser spricht. Die ganze äußere Form der einzelnen Ooide und auch der ooidisch umkrusteten Fremdkörper scheint mir für eine Kristallisation im freien Wasser (nach Art der Karlsbader Sprudelsteine) zu sprechen, wobei die größeren Fremdkörper offenbar auf dem Boden gerollt und allseitig von Kalkniederschlag umhüllt wurden. Zu solchen Geröllen gehören m. E. auch die »Ooidbeutel« KALKOWSKYS, — von ooidischer Kruste umrindete, frühzeitig verhärtete Teile des Oolithsedimentes, wie WALTHER sie (ohne solche Kruste) von Suez beschrieben hat. Daß die ähnlichen »Sphaerocodium-Beutel« des Gotländischen Obersilurs z. B. außerhalb des Sedimentes gebildet wurden und wie Gerölle, besser noch wie die vielfach hin- und hergerollten Lithothamnien-Knollen der Lithothamnien-Bänke häufig umgewendet worden sein müssen, geht z. B. aus der Beschreibung, die ROTHPLETZ¹⁾ diesen Gebilden gewidmet hat, hervor: »Besonders interessant sind die Sphaerocodium-Beutel, welche hunderte von Oolithen²⁾ einschließen. Hier ist es klar, daß letztere schon fertig gebildet sein mußten, ehe die Sphaerocodiumfäden³⁾ sie zu umspinnen begannen. Andererseits aber liegen die Sphaerocodiumknollen selbst in einem Kalkstein, der ganz erfüllt ist von ebensolchen Oolithen wie die, welche in den Beuteln eingeschlossen sind. Die Oolithbildung muß somit gleichzeitig mit der der Sphaerocodiumknollen vor sich gegangen sein.« Alles dieses spricht nicht für eigentlich konkretionäre Entstehung der Ooide im Sediment, wie sie übrigens schon LORETZ u. a. angenommen hatten. Ja, es fehlen m. W. bei den Oolithen die für Konkretionen allgemein charakteristischen, echten Lemniskaten- und ähnliche Formen, die wir mit R. E. LIESEGANG⁴⁾ auf Diffusionserscheinungen zurückführen. Und es dürfte unschwer gelingen, zwischen ooidischen und echten konkretionären Formen zu unterscheiden. Z. B. zeigt eine Betrachtung der feinen Kügelchen und unregelmäßig zusammengewachsenen Zusammenballungen von Eisenkarbonat, welche ich aus einem fettig anzufühlenden Rät-Lias-Ton von der Mündung des Rieseback an der SW-Küste von Bornholm ausschlämmen konnte, daß hier sicher kleine Konkretionen, nicht Ooide vorliegen. In der Natur wird eben niemals in einem schlammigen Medium eine solch' gleichmäßige Verteilung von ersten Kristallisationszentren (»Keimen«) oder als solchen wirkenden Fremdkörpern, wie sie ja in der Regel die Kerne der Ooide bilden, verwirklicht sein, daß sich, wie es zwar nicht immer, so doch häufig in Oolithen der Fall ist,

¹⁾ A. a. O. p. 35.

²⁾ Besser »Ooiden«!

³⁾ Nach ROTHPLETZ zu den Siphoneen gehörig.

⁴⁾ R. E. LIESEGANG, Geologische Diffusionen. Dresden und Leipzig 1913, p. 157 ff.

lauter einzelne, einander nicht berührende und auch nicht beeinflussende Konkretionen bilden könnten. Daher die Mannigfaltigkeit der Konkretionsformen, wie sie bisher wohl niemals besser dargestellt worden ist, als durch J. M. ARMS SHELDON¹⁾. — So bietet das Oolithproblem offene Fragen, wohin wir blicken.

IIbγ. Wir kommen zur letzten Möglichkeit der Kalkausscheidung im Meere, der Bildung eigentlichen »organischen Kalkes« in der Form von Pflanzen- und Tierskeletten. Über die näheren Umstände dieser wirklich organischen Kalkausscheidung wissen wir zwar so gut wie nichts, denn daß sie im Sinne STEINMANN'S (siehe auch oben p. 283, Anm. 1) durch einen fortgesetzten Fäulnisprozeß von aus dem organischen Kreislauf ausgeschiedenem Eiweiß zu erklären sei, ist nach der übereinstimmenden Ansicht kompetenter Beurteiler²⁾ ausgeschlossen. W. BIEDERMANN³⁾ hat nachgewiesen, daß bei der Ausscheidung der Kalkskelette Kristallisationsprozesse eine wesentliche Rolle spielen und daß den kalkausscheidenden Geweben »nicht sowohl ein fortdauernd gestaltender Einfluß beizumessen ist, sondern daß es sich im wesentlichen darum handelt, Krystallisationszentren zu schaffen, deren molekularer Bau ein gesetzmäßiges Wachstum in gewisser Richtung verbürgt.« Aber welche chemischen Vorgänge zur Ausscheidung des Kalkes in den Zellen führen, gelang ihm wie anderen nicht, nachzuweisen. O. BÜTSCHLI (197a, p. 73) hat feststellen zu können geglaubt, »daß im Krebs- und Muschelblut die Hauptmenge des vorhandenen Kalks in direkter Verbindung mit Kohlensäure steht. Es läßt sich aber zur Zeit nicht sicher entscheiden, ob er einfach als amorpher kohlensaurer Kalk gelöst, oder ob er als karbaminsaurer Kalk vorhanden ist.« Noch weniger als dieses ist aber m. W. über die Art der Kalkausscheidung in Pflanzen bekannt. — Es entsteht die Frage, ob auf solch' eigentliche organische Weise Oolithe entstehen können. Das ist nämlich von ROTHPLETZ⁴⁾ behauptet worden, aber ohne allgemein zu überzeugen⁵⁾. ROTHPLETZ glaubte festgestellt zu haben, daß die Ooide des Großen Salzsees in Utah das Produkt kalkabsondernder Spaltalgen seien: »Um einen inneren Kern von unregelmäßig körnigem Kalk legen sich konzentrische Schalen mit zugleich radialer Anordnung

¹⁾ J. M. ARMS SHELDON, *Concretions from the Champlain Clays of the Connecticut Valley*. Boston 1900.

²⁾ W. BIEDERMANN (siehe folg. Anm.), O. BÜTSCHLI (197a) u. a.

³⁾ W. BIEDERMANN, Untersuchungen über Bau und Entstehung der Molluskenschalen. *Jenaische Zeitschr. f. Naturwissenschaft*, **36**, 1901, p. 1—164, Taf. I—VI. — Über die Bedeutung von Krystallisationsprozessen bei der Bildung der Skelette wirbelloser Tiere, namentlich der Molluskenschalen. *Zeitschr. f. allgem. Physiologie*, I, 1902, p. 154—208, Taf. 3—6.

⁴⁾ A. ROTHPLETZ, Über die Bildung der Oolithe. *Botanisches Centralblatt* 1892, p. 265—268. — On the formation of oolite. *American Geologist*, X, p. 279—282.

⁵⁾ Die Gründe, welche KALKOWSKY für organische Entstehung der Ooidstrukturen anführte, sind schon von G. LINCK 1909 zur Genüge widerlegt.

der Calcitkrystalle¹⁾. Aber selbst in ganz feinen Dünnschliffen ist die Kalkmasse sowohl des Kernes wie der Schalen etwas getrübt durch eingeprengte winzige Körnchen. Löst man den Schliff vorsichtig und langsam mit ganz verdünnter Säure auf, so bleiben die Körnchen genau in ihrer ursprünglichen Lage zurück und man erkennt in ihnen die abgestorbenen und geschrumpften Gloeocapsa-Zellen.« Wohl gemerkt stehen diese Zellen, die auch der Verf. bei Wiederholung des angeführten Versuches an frischem, von W. PAULCKE 1913 gesammeltem Material feststellen konnte, in keinem Verhältnis zu der Struktur der Ooide. Der Kalk umschließt also die Zellen und kann daher kaum, wie ROTHPLETZ das noch heute tut, in Parallele gesetzt werden mit den Kalkskeletten der Siphoneen, sondern allenfalls mit der Entstehung von »physiologischem Übersättigungs-« oder »physiologischem Fällungskalk« (IIb α , IIb β obiger Nomenklatur). In der Tat erfahren wir aus der ersten Publikation nirgends von ROTHPLETZ, wie er sich die Kalkausscheidung durch die Gloeocapsa- und Gloeothea-Zellen eigentlich denkt. Hier kann ich nur auf eine gelegentliche spätere Mitteilung von 1900 hinweisen²⁾. In derselben sagt ROTHPLETZ nämlich von den Ooiden des Großen Salzsees, »daß sie von kleinen Spaltalgen (Schizophyceen), und zwar von nur einige Tausendstel Millimeter großen Gloeothea- und Gloeocapsa-Arten in der Weise gebildet werden, daß dieselben irgend einen Körper umhüllen und durch fortgesetzte Theilung der Einzelzellen diese Hülle immer dicker wird, wobei die unteren und ältesten Lagen sich mit Kalk inkrustieren und absterben. So ergibt sich aus diesem Wachstum einmal die konzentrische Lagenstruktur und aus der Art der Theilung der mehr oder minder deutliche radiäre bzw. vertikale Aufbau von selbst.« Das wäre aber ganz etwas anderes als z. B. die Kalkskelettbildung durch die Siphoneen. Es brauchte nun auf die keineswegs klaren Ausführungen von ROTHPLETZ an dieser Stelle überhaupt nicht näher eingegangen zu werden, wenn derselbe nicht seine Anschauung auch auf die marinen Oolithe von Suez übertragen hätte. »Diese Oolithe unterscheiden sich von denen des Great Salt Lake hauptsächlich dadurch, daß ihr Kern stets aus einem fremden Sandkorn besteht. Die concentrisch-schalige Struktur ist sehr deutlich, die radiale minder gut entwickelt. Dann aber sind stets eigenthümliche wurmförmige und nicht selten dichotom sich verzweigende Gänge in den Schalen zu bemerken, welche von Calcit³⁾ ausgefüllt sind, der aber in seiner Orientierung von derjenigen des Calcites⁴⁾ in den concentrischen Schalen ganz

¹⁾ Daß in Wirklichkeit auch bei diesen Ooiden Aragonit, nicht Calcit, vorliegt, haben seitdem ROTHPLETZ selbst und andere mehrfach festgestellt (vgl. Geol. Rundschau, VI, 1915, p. 89/90).

²⁾ A. ROTHPLETZ, Oolithische und pisolithische Kalke aus Deutsch-Ostafrika. 4. und Anhang zu W. BORNHARDT, Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas, Berlin, D. Reimer, 1900, S. 483—485.

³⁾ Wohl auch Aragonit?

⁴⁾ Aragonites!

unabhängig ist und ein viel gröberes Korn besitzt. Löst man mit Säure den Kalk auf, so bleiben auch hier winzige Körnchen zurück, die in dünneren Häuten zusammenhängen und ganz das Aussehen der Spaltalgen haben, wie sie in den Utah-Oolithen vorkommen.« Wenn nun ROTHPLETZ auch durch Färbungsversuche die pflanzliche Natur dieser Häutchen nicht feststellen konnte, so fand er doch am Strande von Suez einzelne silbergraue bis grünlich-graue Ooide, welche sich von den Algenzellen-führenden »silbergrauen Oolithen des Salzsees nicht leicht unterscheiden ließen, wenn nicht das innere fremde Sandkorn wäre.« In den sich nicht selten dichotom verzweigenden wurmförmigen Gebilden der Sinai-Ooide vermutet ROTHPLETZ aber »irgendwelche fadenförmige Algen, die an der Oolithbildung selbst allerdings nicht unmittelbar beteiligt waren, aber durch die Gesellschaft, in der sie lebten, mit hereingezogen wurden.« Dieselben wurden also nach dieser Ansicht passiv in die Ooide mit eingeschlossen, ihr Raum konnte sich aber später mit Kalk ausfüllen und ihre äußere Form dadurch erhalten bleiben. Es ist klar, daß man nach diesen kärglichen Untersuchungen auch über die Entstehung der Suez-Oolithe nichts Endgültiges sagen kann; auf keinen Fall ist es ROTHPLETZ gelungen, die organische Entstehung derselben zu beweisen. Die passiv eingeschlossenen »fadenförmigen Algen« könnten aber bohrende Algen sein, welche nicht nur nicht am Aufbau der Ooide beteiligt waren, sondern vielmehr an deren Zerstörung arbeiteten, deren Bohrgänge nachträglich aber wieder von Kalk ausgefüllt werden konnten. Es würde das ein ähnliches Verhältnis sein, wie es L. CAYEUX¹⁾ zwischen Girvanella und Ooiden angenommen hat.

Nach alledem muß die Frage noch eine offene bleiben, ob die rezenten marinen Oolithe halmyrogene Ausscheidungen im eigentlichen Sinne sind, wie wir im Anfang unserer diesbezüglichen Betrachtungen unter Vorbehalt geäußert haben. Indem wir es aber nach dem heutigen Stande der Forschung für ausgeschlossen halten, daß dieselben organischer Entstehung im engeren Sinne sind, wie ROTHPLETZ anscheinend wollte, muß es weiteren Forschungen vorbehalten bleiben erstens festzustellen, ob es sich um »Verwesungsfällungskalk« im Sinne der Untersuchungen von STEINMANN, MURRAY u. IRVINE, besonders aber von LINCK, oder aber um »physiologischen Fällungskalk« im Sinne der Feststellungen von DREW und der Annahme von VAUGHAN handelt²⁾, zweitens aber, ob die

¹⁾ L. CAYEUX, Les Algues calcaires du groupe des Girvanella et la formation des oolithes. C. R. 150, 1910, p. 359—362.

²⁾ Während bei beiden Fällen die Betätigung von Bakterien anzunehmen ist, besteht doch ein wesentlicher Unterschied darin, daß im ersten Falle das Fällungsmittel durch bakterielle Verwesung organischer Substanz frei gemacht wird, während im letzteren das Fällungsmittel durch bakterielle Tätigkeit hauptsächlich aus der Lösung des Meerwassers bereitgestellt wird. Nicht immer wird eine scharfe Unterscheidung dieser beiden Möglichkeiten sich erreichen lassen, und es ergibt sich daraus, daß die neueren Untersuchungen es übereinstimmend wahrscheinlich machen, daß die Oolithbildung die Folge bakterieller Tätigkeit ist.

Bildung der Ooide freischwebend im Wasser (oder während der Rollung am Boden) oder im Verlaufe der ersten Diagenese in feinem Kalkschlamm stattfand oder ob beides möglich ist¹⁾. Ein letztes aber, worüber Aufklärung sehr not tut, wäre die Ursache der Sphärolithform der Ooide. Es ist oben bereits darauf hingewiesen worden, daß als erste Ausscheidung wahrscheinlich eine kolloidale Substanz in Frage kommt. Aufzuklären bleibt aber, ob hierzu lediglich der kolloidale kohlensaure Kalk genügt, wie solches nach den Experimenten von G. LINCK anzunehmen ist, oder ob noch andere kolloidale Ausscheidungen hierzu nötig sind, etwa Kieselsäure-Kolloid, wie z. B. H. SCHADE²⁾, O. M. REIS³⁾ u. a. neuerdings angenommen haben. Es könnten sich dann möglicherweise die Beobachtungen von ROTHPLETZ an den Oolithen des Großen Salzsees dahin aufklären, daß die kolloidale Gallertmasse der dort reichlich nachgewiesenen Algenvegetation das nötige Substrat für die auf irgend eine ganz unabhängig von den Algen vor sich gehende Weise abgeschiedene Kalksubstanz abgab. Bei der Annahme der Beteiligung ursprünglicher Kolloidsubstanz wäre die konzentrische Schichtung der Ooide lediglich eine Wirkung des Kolloids, wobei vielleicht im Sinne der Untersuchungen LIESEGANGS Diffusionserscheinungen eine Rolle spielten, während ihre Radialstrahligkeit als reine Kristallisationserscheinung aufgefaßt werden müßte.

Echte halmyrogene Produkte des Meeres sind die Seesalz- und Gips-lager, welche als natürliche Gebilde des Strandes aber nur selten und dann stets nur in kleineren Dimensionen auftreten, auch fossil kaum erhaltungsfähig genannt werden müssen. SCHWEINFURTH und JOH. WALTHER (»Einleitung . . .« p. 851) haben solche von der Küste des Roten Meeres beschrieben, wo sie sich unter dem dort herrschenden Wüstenklima während der Ebbe bilden. Da das Meerwasser während der Flut nicht alles abgeschiedene Salz wieder aufzulösen vermag, muß sich dasselbe anreichern. Auch die Vorkommen südlich von Coquimbo an der chilenischen Küste, 30—60 cm dick, 60 km lang und mehrere Kilometer breit, und vom Rann von Cutch im nordwestlichen Vorderindien liegen in der Randzone von Wüstengebieten, worauf WALTHER mit Recht hingewiesen

¹⁾ Einemehrvermittelnde Anschauung vertritt O. M. REIS, welcher (Referat über KALKOWSKY u. a. in Neues Jahrb. für Mineralogie usw., 1908, II, p. —133—137—) ein Wachstum der Ooide »als unter gleichzeitiger, z. T. etwas bewegterer, feinkörnigere Sedimente absetzender, z. T. sehr langsam treibender, eine schlammig-muddelige Trübe zum Niederschlag bringender Sedimentation stattfindend annimmt« und von Ooiden spricht, »die sich als runde Körperchen in der muddeligen Trübe über dem Boden beinahe suspendiert fortbewegen und in dieser wandernden sehr verdünnten Schlammtrübe sich vergrößern mögen, . . . von einer gewissen Größe an« aber »zu Boden sinken«.

²⁾ H. SCHADE, Zur Entstehung der Harnsteine und ähnlicher konzentrisch geschichteter Steine organischen und anorganischen Ursprungs. Zeitschr. f. Chemie und Industrie der Kolloide, 4, 1909, p. 175—180, 261—266. — Vgl. auch E. DITTLER, Über die Kolloidnatur des Erbsensteines. Ibidem, p. 277.

³⁾ O. M. REIS, Geognost. Jahreshfte, 22, 1909, p. 232.

hat, und die Erhaltung der gebildeten Salzabsätze ist nur eine Folge des herrschenden Regenmangels. In dem letztgenannten, besten Beispiel für litorale Salzabscheidung¹⁾ wird das flache Küstenland durch den SW-Monsun viele Meilen weit unter Meerwasser gesetzt, und es bilden sich Sümpfe, die dann während der trockenen Jahreszeit verdampfen, wodurch sich die ganze Gegend mit glitzernden Salzkrusten überzieht. Von Interesse ist auch die von jeder Springflut mit Meerwasser gefüllte Kraterpfanne der Kapverdeninsel Sal, wo das überaus trockene Klima das Wasser rasch zum Verdunsten bringt und sich Gips und Steinsalz abscheiden (KRÜMMEL 187, p. 164, zit. nach K. von FRITSCH). Nach K. MARTIN²⁾ bildet sich Gips auch auf Curaçao und den benachbarten Inseln vielfach in abgeschlossenen Becken bei eintretender Eindampfung des Meerwassers. Derselben Entstehung sind Gips und Steinsalz, die sich in den Lagunen mancher gehobenen pazifischen Koralleninseln, z. B. der zentralpolynesischen Sporaden, finden, wie nach J. D. HAGUE³⁾ (1862) auf Jervis Island (0°22' S.Br., 159°58' W.L.), wo die Ebene innerhalb des Ringwalles Gips und Kochsalz unter Guano erkennen läßt. Bezüglich Malden Island (4°2' S.Br., 154°58' W.L.) aber schreibt W. A. DIXON⁴⁾ (1878), daß das Meerwasser durch das Riff selbst in die Lagune sickere und dort verdampfe; nur bei tiefem Niederwasser tritt Rückfluß ein. Die seltenen, aber heftigen Regen tragen von Zeit zu Zeit das Kochsalz aus der Lagune, aber der Gips bleibt zurück.

Ungleich größere Verbreitung als diese natürlichen Vorkommen von abgeschiedenen Seesalzen haben die künstlichen Salzgärten zur Salzgewinnung im großen gewonnen, wie sie an der Küste von Portugal, an den Mittelmeerküsten und sonst angelegt werden⁴⁾.

Es wäre verlockend, hier zu erörtern, ob unsere fossilen Salzlagerstätten, wie die genannten rezenten Vorkommnisse, mariner Entstehung seien. Doch kann diese Frage nicht in der Kürze beantwortet werden, wie es der zur Verfügung stehende Raum und die Art des Themas der vorliegenden Darstellung erheischen, zumal wir hierdurch von dem letzteren weit abgeführt werden würden. Wenn wir aber aus paläogeographischen Gründen schließen müssen, daß die Zechsteinsalze, die einen der Hauptschatze Deutschlands darstellen, mariner Entstehung sind, so können wir doch anderseits mit Sicherheit behaupten, daß ähnlich

¹⁾ Ein weiteres, sehr wichtiges Beispiel macht E. WITTICH in einer während des Druckes erscheinenden Mitteilung (Die Salzlager am Ojo de Liebre an der Westküste von Nieder-Kalifornien. Zentralbl. f. Min. usw., 1916, p. 25—32) bekannt.

²⁾ K. MARTIN, Vorläufiger Bericht über eine Reise nach Niederländisch West-Indien. Tijdschrift van het Nederl. Aardrijkskundig Genootschap te Amsterdam, 1885, p. 84, 100 des Separatabdruckes.

³⁾ Zit. nach ED. SUESS, Das Antlitz der Erde, II, 1888, p. 404.

⁴⁾ Vgl. z. B. L. SUDRY (245, p. 203, 204), vor allem aber L. MAILLARD, L'industrie des Salines côtières. Bulletin de l'Institut Océanographique (Fondation Albert Ier, Prince de Monaco), No. 100, 1907.

mächtige und umfangreiche, marine Salzabscheidungen in der Jetztzeit sich nicht bilden, — ferner aber, daß andere fossile Salzlager auch kontinentaler Entstehung sein mögen.

b) Schelfablagerungen.

Unter diesem Namen verstehen wir mit KRÜMMEL (187) die einmal aus dem vom Strande stammenden Material, dann aber auch durch die autochthone Organismenwelt gebildeten Sedimente der breiter oder schmaler entwickelten Schelfflächen, welche die ozeanischen und nebenmeerischen Flanken der Kontinente umsäumen. Die seichteren Teile dieser Flächen, namentlich die Bänke, auch viele Meeresstraßen sind hierbei mit den Ablagerungen von größerem Korn bedeckt, während alles Feinere in die Mulden und Furchen verschleppt wird. Wirksam sind hierbei vor allem die Gezeitenströme, welche das feine Sand- und Schlickmaterial nicht nur hin- und herschieben und örtlich besonders mächtig anhäufen können, sondern auch erodierend wirken, wo die Strombahnen seitlich eingeeengt werden (56a). Das ist in den Einschnürungen von Buchten und in allen Meeresstraßen der Fall, welche die Flutwelle durchläuft. Hier entstehen Gezeitenkolke. »Dann liegt, wie in der Fundybai auch in 100 m, oder im Ärmelmeer noch in 80 m der Felsgrund bloß und blank da, und das Lotblei des Schiffes, das sich im Nebel seinen Weg austastet, zeigt statt einer Grundprobe nur zerstoßene und eingekerbte Kanten. Nicht immer ist das, was unsere Seeleute Riffgrund nennen, felsiger Boden, sondern öfter meinen sie damit nur einen sehr festen Ton, der am Handlot nicht recht haftet, wie beispielsweise der Borkumriffgrund vor der Emsmündung« (KRÜMMEL). Was die Lotlisten, auch im tieferen Meere, vielfach als »harten Grund« bezeichnen, mag gelegentlich ähnlicher Art sein; manchmal dürfte es sich jedoch auch um Verhärtungen des Bodensedimentes von konkretionärer Art handeln, und es wäre, da solche Vorkommnisse von großem wissenschaftlichen Interesse sind, künftighin immer ratsam, zu versuchen mit der Dredsche Stücke vom Meeresboden loszubekommen. — »Sobald sich das Bett einer Gezeitenströmung verbreitert, mindert sich deren Geschwindigkeit, die mitgeschleppten Sinkstoffe fallen zu Boden und häufen sich in Form von Bänken an. Solche Gezeitenbänke finden sich vor dem halsähnlichen Eingang breiter Buchten, sie werden hier vom Ebbestrome abgelagert, welcher beim Übertritt in das offene Meer sich verlangsamt, und bilden eine Barre, welche die Einfahrt in die Bucht oft sehr erschwert. Die Barre vor dem Goldenen Thore der San Franciscobucht ist so entstanden. Meeresstraßen, welche von den Gezeitenströmungen durchquert werden, haben am Ein- und Ausgange derartige Gezeitenbarren. Die 18 m tiefe Straße, welche Madura von Java trennt, ist an ihren beiden Enden durch Barren von nur 2 m Tiefe abgesperrt« (PENCK a. a. O. II, p. 493/494). Übrigens sind die das Sediment beeinflussenden, ja z. T. den Meeresboden erodierenden Gezeitenströmungen nicht auf die unmittelbare Nähe der

Küste und geringe Tiefen beschränkt. Das zeigen (197, p. 404) die neuerlichen Angaben von SCHOTT¹⁾ über die submarinen Bänke in der Nähe der Kanarischen Inseln. Auf der Seinebank fand sich in Tiefen von über 300—500 m grobkörniger Sand. »In den Tiefen, die kleiner als rund 200 m waren, beobachtete die Valdivia meist harten Grund, ... an Station 23 ... in 964 m reichliche Mengen grobkörnigen Sandes. ... Dieser Befund paßt zu dem, was BUCHANAN über die Bodenbeschaffenheit in den Passagen zwischen den einzelnen Kanarischen Inseln berichtet: soweit der Einfluß der Gezeitenströme reicht, findet man wenig oder keine Bodensedimente, sondern harten, reinen Fels; erst unterhalb dieser Grenze hat man Globigerinenschlamm. Nun wissen wir wiederum durch BUCHANANS Beobachtungen auf der Daciabank (45d), daß auch die kleinen submarinen Bänke des offenen Ozeans Gezeitenbewegungen noch erkennen lassen, und so kann man schließen, daß die obersten, flachsten Partien dieser Untiefen durch wenn auch schwache, aber doch noch transportierende Ebbe- und Flutströme mehr oder weniger vollkommen von Ablagerungen frei gehalten und gereinigt werden; in 964 m haben wir bereits viel Sediment, aber doch nur grobkörniges, und erst in den bewegungslosen großen Tiefen von über 1500 und 2000 m vermag sich hier feiner Globigerinenschlamm zu halten.« Eine ähnliche, sehr tief gehende Einwirkung der Gezeitenströme hat STANLEY GARDINER für das Gebiet zwischen den Seychellen und den Saya da Malhabänken ausgesprochen, wo 10 Lotungen bis zu Tiefen von 1700 m harten Grund ergaben²⁾. Auch die Passagen zwischen den Inseln des Malaiischen Archipels, die von Gezeiten- und Ausgleichsströmungen durchlaufen werden, lassen dieselben und verwandte Erscheinungen erkennen. »An diesen Stellen« — so berichtet M. WEBER³⁾ — muß der Strom sehr tief sich erstrecken, denn meist wurde hier sog. »harter Grund« gelotet, d. h. das Lot brachte nichts herauf, höchstens abgeschlagene Stückchen Stein, manchmal nur Eindrücke, als Beweis, daß es auf felsigem Boden aufgeschlagen war. Im günstigsten Falle war der Boden mit grobem Sande oder Manganknöllchen bedeckt. Da es sich um Tiefen bis zu 1500 m handelte, will ich nicht behaupten, daß der Strom so tief sich erstrecke, wohl aber, daß er tief genug reiche, um den Niederschlag von feinen Sedimenten, wie sie sonst dem Meeresboden in größerer Tiefe aufliegen, zu verhindern.«

Kehren wir nach dieser Abschweifung, welche die fazielle Wirkung der Gezeitenströmungen von den Schelfen bis in größere Tiefen verfolgte, zu

¹⁾ G. SCHOTT, Oceanographie und maritime Meteorologie. Wissenschaftl. Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition. Bd. I, Jena 1902, p. 102, Anm. 1.

²⁾ Geogr. Journal, 28, 1906, p. 331. (Zitiert nach O. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, 1911, p. 285.)

³⁾ M. WEBER, Die niederländische »Siboga«-Expedition zur Untersuchung der marinen Fauna und Flora des Indischen Archipels und einige ihrer Resultate. P. M., 46, 1900, p. 187.

den Schelfen selbst zurück! Bei Besprechung der Küstenversetzung oder Strandvertriftung wurde bereits des sogenannten Soogstromes gedacht, welcher bei Erhöhung des Wasserstandes durch Windstau als am Boden meerwärts gerichtete Gegenströmung entsteht und alles Bewegliche vom Strande hinweg-»saugt«, während die Oberflächentrift alles Schwimmende und Treibende an den Strand drängt. »Dieser Unterstrom wäscht in der Ostsee die Stein-, Sand- und Grandbänke rein von allen organischen Verwesungsresten der gerade dort meist üppig entwickelten Pflanzen- und Tierwelt und sammelt den schwarzen Moder oder Mud in die benachbarten Vertiefungen, wo der Verwesungsprozeß weiter fortschreitet und, zumal wenn es sich um ringsum abgeschlossene tiefere Mulden handelt, übelriechenden Schwefelwasserstoff entwickelt« (187). Solcher Moder charakterisiert auch die eigenartigen Schelffurchen oder submarinen Flußfortsetzungen; und den New York ansegelnden Kapitänen bieten die »mud-holes« der Hudson-Furche während der dort recht häufigen Nebel eine willkommene Orientierung. — Übrigens trägt die Fauna der Sandbänke selbst dazu bei, den Boden beweglich zu erhalten, so daß er den Gezeiten- und anderen Meeresströmungen Material für Sedimente küstenfernerer Meeresteile zu überliefern vermag. Namentlich Würmer, Taschenkrebse und die herdenweise auftretenden Plattfische wirbeln den Sand, in den sie sich auch einzugraben pflegen, auf, um ihre Nahrung zu suchen. Daß Sturmwellen in der Nordsee oder auf den Neufundlandbänken das Meer noch in 40 m Tiefe aufzurühren vermögen, zeigen die Sandkörner, welche die auf Deck hinaufschlagenden Sturzseen hinterlassen.

Außer dem klastischen Material, welches der eigentliche Strand liefert, entsendet das Land selbst mit seinen Staubstürmen feinsten Sand in das Meer, der sich in Gestalt abgerollter Quarzkörnchen auf den Schelfen rings um Afrika und Australien recht häufig findet, aber auch weiter in den Ozean hinaus gelangen kann. Über die Beteiligung solcher äolischer Komponenten an der Zusammensetzung der Bodensedimente hat sich J. THOULET mehrfach geäußert (214, 215, 216, 252, 267), neuerdings hat sich auch einer seiner Schüler mit diesem Problem beschäftigt (286, 287). Von bedeutender Wichtigkeit für diese Frage ist die Beobachtung von Staubbällen und Messungen des Staubgehaltes der Atmosphäre über dem Meere. Während zu ersterer nicht selten Gelegenheit ist (vgl. 148, 221, 278), sind eigentliche Staubgehaltsmessungen über dem Ozean wohl seltener ausgeführt (222), zumal sie mit Schwierigkeiten zu kämpfen haben. Eine eingehendere Darstellung des Problems der ozeanischen Staubbälle hat O. KRÜMMEL (142a) gegeben. Es sind insbesondere Wüstengebiete, welche ihre Staubmassen auch dem benachbarten Ozean zu teil werden lassen. Schon seit Jahrhunderten ist den Seeleuten der gelb- bis ziegelrote Passatstaub des »Dunkelmeeres« bekannt, wie der arabische Geograph EDRISI bereits 1160 das Meer westlich der großen afrikanischen Wüste genannt hat. Das Produkt dieser Staubbälle, die

besonders in der Gegend der Kapverdischen Inseln häufig sind, ist sogar noch in der rötlichen Färbung des Globigerinenschlammes dieser Meeresregion zu erkennen, während derselbe außerhalb der Zone der Staubfälle hellgrau oder weiß gefärbt ist. Solcher Passatstaub selbst war bereits von dem bekannten Mikroskopiker EHRENBURG untersucht worden, der indessen seine Herkunft in Südamerika suchte, wozu ihn die große Zahl der südamerikanischen Diatomeen verleiteten, die indessen mit dem später aufgenommenen Staub den Segeln von Südamerika heimkehrender Schiffe entnommen waren! G. HELLMANN und Kapitän L. E. DINKLAGE haben aber bereits vor Jahrzehnten aus Schiffstagebüchern den aktentmäßigen Beweis erbracht, daß die afrikanische Wüste diesen Passatstaub liefert, und der erstere hat dieses durch eine neuere Arbeit abermals bekräftigt (297a). Wie die Karte, welche KRÜMMEL über die Verbreitung der Staubfälle nach EHRENBURG und HELLMANN gibt, zeigt, verbreiten sich die Staubfälle in einer so deutlich an den afrikanischen Kontinent sich anschließenden Zone, und sind so überwiegend von östlichen Winden begleitet, daß man hierdurch von selbst auf die große Wüste Sahara geleitet wird. »Es gibt im Umkreise des nordatlantischen Ozeans keine staubreichere Atmosphäre als die der westlichen Sahara, die im Winter über den ganzen Sudan und Senegambien hin ihre Staubwolken entsendet und neue aus der dortigen roten Lateriterde sich erhebende aufnimmt, welche zusammen alsdann der Harmattan über die Küsten hinaus seewärts fortführt. Die ständig an der westafrikanischen Küste nördlich von der Gambiamündung und dem Kap Verde herrschenden mehr oder weniger dichten und meist trockenen Nebel sind das erwünschte Bindeglied zwischen dem Passatstaub und dem Wüstenherde desselben.« Soweit KRÜMMEL. HELLMANNs neuere Arbeit hat überdies gezeigt, daß die meteorologischen Untersuchungen das Vorherrschen des Ost- und Nordostpassates in der Sahara, dessen dortiges Auftreten EHRENBURG geleugnet hatte, mit aller Sicherheit ergeben haben, und daß ferner auch die Sahara-Wüste reich ist an rot gefärbten Ablagerungen¹⁾. Da es sich hierbei (wie aus chemisch-physikalischen Gründen leicht verständlich ist) entweder um die Rotfärbung der feinstkörnigen, mehr oder minder tonigen Ablagerungen oder um dünne, rot gefärbte Rinden um die einzelnen Sandkörner handelt, erklärt sich die auffallende Tatsache, daß die Sand- und Staubfälle mit abnehmender Windgeschwindigkeit und zunehmender Entfernung vom Ursprungsorte des Materials eine Farbenänderung von einem hellen Farbton über Gelb in Rot erkennen lassen, ziemlich leicht. Daher auch die rote Farbe des Passatstaubes im Dunkelmeer und des sog. Blutregens, daher ferner die verschiedenen Farbangaben der einzelnen Beobachter aus den verschiedenen Gebieten. Wenn wir aber

¹⁾ Daß diese letzte Feststellung für das Buntsandstein-Problem von großer Bedeutung ist, kann hier nur nebenbei erwähnt werden.

aus allem diesen¹⁾ sehen, daß festländischer Staub in beträchtlicher Menge durch die Atmosphäre über 2000 km weit vom Festlande entführt werden kann, dann ist es keine Frage mehr, daß solche Komponenten, von den Meeresströmungen erfaßt, sich mehr oder weniger über den ganzen Bereich des Ozeans verbreiten können. Da der nordafrikanische Staub häufig durch südliche Luftströmungen bis nach Europa verfrachtet wird²⁾, müssen auch die Sedimente des Mittelmeeres reichlichen Zuwachs von äolischen Komponenten erhalten.

Reich an trockenen Staubeblen, welche dem Seefahrer die Nähe des Landes verbergen und häufige Strandungen verursachen, ist die Nordküste des Persischen Meeres³⁾ im Winter beim Nordostpassat, die Küste des Somalilandes mit dem berühmten Kap Guardafui (»Gebt Acht auf Euch!«) im Sommer beim Südwestmonsun. Daß das in die afrikanisch-arabische Wüstentafel hineingelagerte Rote Meer viel äolisches Material in sich aufnehmen muß, bedarf keines weiteren Beweises.

Die Flüsse tragen nicht nur die große Masse der in ihrem Wasser suspendierten Sinkstoffe in das Meer, welche in der früher erörterten Weise durch gewisse Salze des Meerwassers beschleunigt niedergeschlagen werden, sondern auch große Mengen von Treibhölzern, Blättern, Zweigen, Früchten, Schilf und Röhricht; ja solche Dinge werden von den Riesenströmen der Tropen öfter in schwimmenden Inseln einige hundert Kilometer weit von der Mündung weggetriftet gefunden, so namentlich vor dem Kongo- und Amazonas-Strom. Ist doch im Sommer 1892 eine solche Schilf- und Waldinsel mit dem Golfstrom über 1000 Seemeilen weit von der amerikanischen Küste hinweggeführt worden⁴⁾. Alles dieses erklärt die Häufigkeit der Reste von Landpflanzen in den Seichtwasserablagerungen. Daß sie auch an manchen Stellen im Globigerinenschlamm noch häufig sind, haben Funde von AL. AGASSIZ im Pazifischen Ozean westlich von Mittelamerika gezeigt (225). In den Wurzeln der treibenden Bäume und Büsche werden aber auch erdige Teile, Steine und terrestrische Fauna oft weithin über die Schelfflächen hinaus auf die Ozeane verfrachtet und können selbst bis in die Tiefsee gelangen.

Als accessorische Bestandteile, welche aber örtlich die echt terrigenen Komponenten mehr oder weniger maskieren können, stellen sich in den Schelfsedimenten hier und da vulkanische Auswürflinge aller Art ein.

¹⁾ Vgl. auch VAN DEN BROECK, Les poussières africaines. Les pluies de sang et la mer des ténèbres. Bull. de la Soc. belge de Géologie, **16**, 1902, p. 538—540. — A. TAQUIN, Les pluies de sable aux Canaries. Ibidem, p. 540—541. (Diskussion S. 541/2.)

²⁾ G. HELLMANN u. W. MEINARDUS, Der große Staubfall vom 9.—12. März 1901. Abh. K. Meteorolog. Institut. Berlin, II, Nr. 1. — Vgl. auch 148. — Über einen Sandsturm im östlichen Mittelmeer vgl. Annalen der Hydrographie, **41**, 1913, p. 544/5.

³⁾ Über sandgefüllte Luft im Persischen Meerbusen vgl. u. a. Annalen der Hydrographie, **39**, 1911, p. 102.

⁴⁾ Petermanns Mitteilungen 1893, p. 44. (Zit. nach 187.)

Zwar ist dem eigentlichen Schelf moderne Vulkantätigkeit im allgemeinen fremd, stellt sich vielmehr erst, wie in den vulkanischen Inselkränzen vor den Randmeeren der pazifischen Küsten, an der Kontinentalböschung oder meerwärts dieser ein; aber es ist ja bekannt, wie weit die feinen Aschen von Vulkanausbrüchen in der Atmosphäre vertragen werden, während der schwimmfähige Bimsstein mit den Meeresströmungen weite Strecken durchwandert. Alle diese vulkanischen Komponenten unterliegen intensiver Zersetzung durch das Meerwasser.

Auf den Schelfflächen der höheren Breiten beider Halbkugeln spielen die glazialen Geschiebe eine große Rolle. Der nordsibirische Schelf, die Bodenfluren der Barentssee, der Hudson- und Baffinbai sind durch Treibeis mit Geschieben von oft beträchtlicher Größe bestreut. Auch der Boden der Ostsee ist reich an Geschieben, die indessen vorwiegend der ihren Untergrund unterhalb der modernen Sedimente größtenteils bildenden diluvialen Grundmoräne entstammen, also während der Eiszeit durch Gletscher an ihren jetzigen Ort transportiert worden sind. Daß solches Material indessen durch Treibeistransport noch heute vielfache Umlagerungen erfährt und auch von der Küste her noch vermehrt wird, haben Feststellungen von HELMERSEN über die vielfachen Irrwege großer Felsblöcke im Finnischen Golf gezeigt; so des großen Granitblockes von 4,2 m Breite und 2,1 m Höhe im Gewicht von etwa 82 Tonnen, der im Frühjahr 1838 auf der Ostküste der Insel Hochland angetrieben war, oder eines noch größeren, der nach einem schweren Sturm im Februar 1869 auf der Nordspitze der Insel Groß Tjuters strandete und ein Volumen von 60 cbm, also über 150 Tonnen Gewicht besaß¹⁾. Bezeichnend für die heimischen Gewässer ist ein von KRÜMMEL FORCHHAMMER nacherzählter Befund aus dem Sunde bei Kopenhagen, wo das Wrack eines im Jahre 1807 in die Luft gesprengten englischen Kriegsschiffes 37 Jahre später von Tauchern untersucht und voller Steine gefunden wurde, die stellenweise in großen Haufen übereinander getürmt lagen. Die Taucher versicherten, solche Steine auf allen längere Zeit am Boden des Sundes gelagerten Wracks bemerkt zu haben. R. S. TARR schätzte die vom Treibeis des Labradorstromes mitgeführten steinigen und erdigen Teile auf mindestens $\frac{1}{100}$ des Eisvolumens; oft war die Hälfte aller sichtbaren Schollen durch geringere oder größere Mengen von Detritus gefärbt, die teils vom Strande stammten, teils als feine Staubmassen vom Lande heraufgeweht waren. Diese Massen kommen dann mit den von den Eisbergen herbeigeführten Geschieben zusammen auf und bei der Neufundlandbank zur Ablagerung. J. THOULET (46b, 61) betrachtete die Große Neufundlandbank gleichsam als ein submarines Delta, hervorgerufen durch das Zusammentreffen des St. Lorenzstromes, des warmen Golfstromes und eines Ausläufers des kalten

¹⁾ Vgl. KRÜMMEL (187). Mehr davon bei EUG. F. PICCARD, Beiträge zur physischen Geographie des Finnischen Meerbusens. Inaug.-Dissert. Kiel 1903.

Labradorstromes und einen intensiven Niederschlag der von allen diesen mitgeführten Sinkstoffe. Indessen dürfte es zu weit gehen, wenn er eine Beteiligung von Eisbergschutt in diesen durch ihre Eisberge berückichtigten Gegenden so gut wie leugnet, vielmehr dürfte ein großer Teil dessen, was THOULET als durch Küsteneis hertransportiert annimmt, den Eisbergen des Labradorstromes entstammen. Für den Geologen besonders bedeutsam sind die glazialen Geschiebe auf den Schelfflächen vor dem antarktischen Festland, weil sie von dessen Gesteinen deutliche Kunde geben. Die großen tafelförmigen Eisberge¹⁾ der hohen Südbreiten tragen diese petrographischen Zeugen aber auch weit hinaus in die benachbarten Ozeane. Über die Schuttführung dieser Eisberge verdanken wir E. PHILIPPI²⁾ eine Reihe von Beobachtungen. Danach handelt es sich hauptsächlich um Gesteinsmaterial, welches Innenmoränen des Inlandeises entstammt. Ein Teil ist indessen auch als Oberflächenmoränenschutt zu deuten. Beachtenswerterweise zeigt nur ein Bruchteil der Geschiebe, vor allem die kleineren, Gletscherschrammen, aber vielfach nur einseitig. Daß dabei auch echte Facettengeschiebe sich finden, hatte derselbe Autor bereits früher mitgeteilt³⁾. Die Geschiebeführung der untersuchten Eisberge fand PHILIPPI quantitativ sehr verschieden. Einzelne Berge lieferten nur wenige kleine Stückchen oder etwa einen isolierten großen Block, während andere viele Tonnen Gesteinsmaterial auf kleinem Raum aufwiesen.

Auf die wesentlich aus umgearbeitetem, glazialen Schutt der Diluvialzeit bestehenden Sedimente unserer heimischen Meere, mit denen sich ältere und neuere Autoren beschäftigten (Nordsee: 46, 128, 177, 246, 285, Ostsee: 17, 57, 58, 84, 177, 244), wird später, wenn die Bodensedimente der einzelnen Ozeane und Meeresteile im geographischen Zusammenhange besprochen werden, zurückzukommen sein.

(Schluß folgt.)

¹⁾ Unübertreffliche Bilder dieser »Eisinseln« finden sich in C. CHUN's »Aus den Tiefen des Weltmeeres. 2. Aufl. Jena, G. Fischer 1903. Vgl. ferner E. PHILIPPI, Eisberge und Inlandeis in der Antarktis. Stille's Geologische Charakterbilder, Heft 1. Berlin, Gebr. Bornträger 1910.

²⁾ E. PHILIPPI †, Die Schuttführung der Eisberge und des Inlandeises. »Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903«. Bd. II. Geographie und Geologie. p. 619—627.

³⁾ Veröffentl. Instituts für Meereskunde und Geographischen Instituts Berlin, Heft 5, 1903, p. 134 und Neues Jahrb. f. Mineralogie usw., 1906, I, p. 73.