

# Faciesstudien über europäische Sedimente.

Von

**W. Deecke.**

---

(Sonderabdruck aus den Berichten der Naturforschenden Gesellschaft  
zu Freiburg i. Br. Band XX.)



**Naumburg a. d. S.**

G. Pätz'sche Buchdruckerei Lippert & Co. G. m. b. H.

**1913.**

# Faciesstudien über europäische Sedimente.

Von

**W. Deecke.**

In den letzten zwei Dezennien ist in der geologischen Literatur viel von Facies und Faciesunterschieden die Rede. Geht man aber der Sache auf den Grund, so schwimmt der Begriff „Facies“ in einer Menge von Einzelheiten und eine klare genetische Vorstellung ist oft kaum zu erlangen.

Deshalb möchte ich versuchen, wenigstens einzelnes schärfer zu definieren und an typischen Beispielen europäischer Schichtgesteine bestimmte Facies zu charakterisieren.

Unter Facies kann man Verschiedenes verstehen. Der allgemeine Gebrauch geht dahin: an verschiedenen Orten gleichaltrige Schichten mit abweichendem Habitus gelten als facieell verschieden. Man spricht auch bei massigen Gesteinen von einer schiefrig-schlierigen, von einer porphyrischen Facies. Dabei ist das verbindende Element nicht das ganz gleiche Alter, sondern entweder die gleiche chemische Zusammensetzung oder die Beschränkung auf den gleichen Förderungsherd. Diese Gruppe der Erscheinungen wollen wir aber beiseite lassen. Eigentlich dürfte auf diese Eruptivgesteine der Ausdruck Facies nicht angewandt werden.

Wenn wir also bei den Sedimenten bleiben, so sind verschiedener Ablagerungsort und Gleichaltrigkeit Vorbedingung der Facies. Verschieden muß sein der Habitus, d. h. Gesteinsbeschaffenheit oder organische Einschlüsse. Häufig sind es beide, aber notwendig ist es nicht; denn vulkanischer Tuff und Süßwasserkalk können die gleichen Pflanzen und Schnecken führen. Diese petrographische Verschiedenheit ist immer ein Ausdruck der Genese in irgendeiner Form, die Differenzen in den organischen Produkten

können es sein und sind es mitunter in weit schärferem Maße als jene. Als Beispiele möge dienen: Sande der tieferen Uferzone und Strandgeröllmassen mit den gleichen Fossilien, wobei das verschiedene Korn die Entstehung in verschiedener Tiefe kund tut; zweitens Felsen mit Austern allein oder mit Balaniden zusammen bewachsen, wobei die Austern in verschiedenen Tiefenregionen, die Balaniden nur in seichtem Wasser gedeihen können, also schärfer die Zone bestimmen.

Somit prägt sich in einer Facies auch noch etwas mehr aus, nämlich die Existenzbedingungen der Lebewesen und am schärfsten ist dies der Fall, wenn das sedimentierende Medium ganz verschieden war, z. B. bei mariner und terrestrischer oder bei aquatiler und äolischer Bildungsweise.

Diese Dinge sind allgemein bekannt und bedürfen keiner Worte mehr. Sobald man aber in der Formationskunde an Einzelheiten herantritt, stößt man auf zahlreiche Zweifel. Es geht darin wie mit den Fossilien. Das lebende Tier hat man in seiner ganzen Gestalt mit Wohnsitz, Nahrung und Gesellschaften, beim fossilen nur die Hartteile und das Vorkommen. So fehlen bei den Facies sehr wichtige Momente, wie Temperatur, Tiefe, Strömung, Relief, die man erst wieder aus anderen Dingen erschließen muß und welche oft bei gleichartig aussehenden Endprodukten recht verschieden sein können. Ein gewöhnlicher Fehler ist, tonige Sedimente für Absätze tieferen und ruhigen Wassers zu halten. Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß die Watten- und Marschsedimente der Nordseeküste sogar sehr unruhiger See ihre Entstehung verdanken und Flachwasserschichten sind. Konglomerate und Breccien geben an sich nur die Küstennähe, nichts über die Tiefe an. Lehrreich ist der Streit über den Buntsandstein, bei welchem man sich noch immer nicht über das Medium einig ist. Dazu kommt ein weiteres erschwerendes Moment, daß wir in den älteren Formationen vielfach als organische Einschlüsse Gruppen haben, deren Existenzbedingungen wir gar nicht kennen, z. B. Crinoiden, Nummuliten, Productiden u. a. m. Da kann man leicht in einen Kreisschluß verfallen. Weiter können wir meiner Ansicht nach nur dadurch kommen, daß wir einzelne prägnante Faciesformen in allen Einzelheiten analysieren und so mit diesen schärfere Begriffe verbinden.

Einige dieser Facies sind ja freilich so deutlich charakterisiert, daß sie stets wiederzukennen sind. Dahin gehören vor allem die

Korallenriffe, über deren Existenzbedingungen ich mich schon einmal verbreitet habe. Nun ist aber Korallenfacies des Silur etwas ganz anderes als der Gegenwart, weshalb ich nochmals davor warnen möchte, so ohne weiteres die Schlüsse über Wassertemperatur usw., die wir bei jungfossilen Korallenriffen machen dürfen, auf diese paläozoischen Bildungen zu übertragen. Nicht nur, daß alle Korallen ausgestorben sind, auch ihre Begleiter kommen heute nicht mehr vor, nämlich die Crinoiden, Brachiopoden und manche Schnecken Gruppen, die auf den alten Riffen nie fehlen. Es sind im wesentlichen petrographische und geologische Momente, die uns dazu gebracht haben, trotzdem ähnliche Lebensweise anzunehmen. Das sind 1. ihr Erscheinen in langsam sinkenden oder aufsteigenden Gebieten, 2. die unvollkommene Schichtung und Klotzigkeit der Massen, 3. der rasche Wechsel im Gefüge und in den Einschlüssen, 4. die Oolithstruktur verbunden mit Breccien und abgerolltem, rasch verkittetem Grus, 5. die geringe Menge toniger oder sandiger Substanzen. Das alles gibt Anhaltspunkte für Untiefen oder flache Stellen des Meeresbodens, für bewegte See, für Abwesenheit vom Lande kommender Zuflüsse, beweist jedoch nichts für die Wasserwärme. Sollte die Oolithbildung etwas Besonderes sein, so kann sie vielleicht über einige Verhältnisse Aufschluß geben. Den älteren wie jüngeren Riffen ist eine reiche Gastropodenfauna gemeinsam, nur sind mit Ausnahme von *Natica* die Gattungen immer andere. Im Paläozoikum haben wir Pleurotomarien, Murchisonien, Bellerophoniten, im Mesozoikum Pseudomelanien, Nerineen, Actäonellen, im Känozoicum *Conus*, *Voluta*, *Strombus* usw. *Natica* ist an keine bestimmte marine Facies gebunden, die rezente *Pleurotomaria* lebt in großer Tiefe. Die Coniden, Volutiden, Cypräiden erscheinen mesozoisch nur im Riffe des Danien bei Faxø in der heutigen Vergesellschaftung, sonst nirgends. Die Nerineen verschwinden mit den Hippuriten. Das ist ein sehr schönes Beispiel für das Vikariieren verschiedener Typen einer Ordnung zu wechselnden Zeiten. Analog verhalten sich die Pentameriden im Silur und Devon und die Rhyntonellen im Jura; ferner *Diceras* im Malm und *Requienia* und Hippuriten in der Kreide, *Tridacna* in der Gegenwart. Die Trilobiten haben versucht, auf den Riffen fortzukommen; es ist ihnen nicht geglückt wohl wegen der mangelhaften Beine oder des geringeren Schwimmvermögens, während die Decapoden sich diese an Nährstoffen reichen Gebiete völlig erobert haben. Schon im Jura trifft man ihre Reste dort und von der oberen Kreide an gehören Brachyuren zum Korallenriff nicht als solchem, sondern weil

es ein an Abfall und Verstecken reicher Nährboden ist. Das gilt auch für viele Schnecken; denn auch *Nerinea*, so gewöhnlich sie in Riffen ist, ist an solche nicht gebunden (Pteroceramergel). Gehen wir in derselben Weise die übrige Fauna durch, so bleibt als bezeichnend für diese Facies eigentlich nur das massenhafte Auftreten von Korallen übrig und der oben angegebene petrographische Charakter. Diesen vollendeten Typus besitzen manche mitteldevonischen rheinischen, einzelne jurassische Riffe und der Kalk von Faxe aus dem seeländischen Danien.

Kompliziert wird diese Facies dadurch, daß früher oder später sich auf den Korallen andere Tiere, wie Bryozoen und Crinoiden, ansiedelten, daß sich ferner die Lücken mit anders struierten Massen füllten, also im Malm sich geschichtete Kalkbänke mit vielen Ammoniten zwischen die klotzigen Dolomitenfelsen legten. Andererseits wandern zeitweise die Korallen in Nachbargebiete und suchen auf tonigerem Boden zu gedeihen, was oft nicht gelingt. So entstehen die vielen Übergänge, welche wir Geologen nicht zu bedauern haben, weil der Fossilinhalt in solchen Fällen wirklich leitend sein kann und oft sein muß. Aber es ist nicht richtig, nur die Riffbildungen unter den Begriff des Korallenriffs einfach zu erledigen. In so vielen riffartigen oolithischen Kalken mit *Diceras* habe ich nicht eine Koralle gefunden; darüber oder darunter kamen sie vor. Crinoidenkalke können den äußeren Habitus der Korallenriffe annehmen (Arzo am Luganer See) und allmählich in solche wirklich übergehen (Klintehamn auf Gotland).

Schon dieses Beispiel zeigt, wie schwierig es ist, feste Grenzen zu ziehen, wie leicht alles schwimmt. Dabei ist — und deshalb ist dies Beispiel der Korallenriffe besonders besprochen — dies noch das allerbeste für eine bestimmte Facies.

So müssen wir den Weg der Erfahrung an mannigfachen einzelnen Vorkommen gehen und sehen, ob wir nicht einige dieser Faciesbildungen besser umschreiben können. Immer ist aber zu bedenken, daß junge und alte gleichartige Sedimente in ihrem Fossilinhalt gewechselt haben können.

Einer der besten Typen ist die schlammige Facies. Petrographisch charakterisiert durch einen feinen, dunklen, bituminösen, an Eisenkies reichen Ton, ohne gröbere terrestrische Beimengungen. Alle diese Schichten sind keine Tiefsee, sind Produkte des Schelfmeeres oder flacher stiller Buchten, oft sogar Absätze eines Wattenmeeres. Als Hauptfossilien kommen in solchen Bildungen

*Nucula*- und *Leda*-Arten vor (*Yoldia arctica*, *Leda Deshayesiana*, *Nucula Chastelii*, *N. ornati*, *Leda rostralis*, *L. Diana* usw.), also Formen, die im Schlamm sitzen, klein und leicht sind, oft verlängerte Siphonen haben. Dazu gesellen sich im Tertiär kleine Gastropoden (*Pleurotomen*, *Cassidaria*, *Nassa*, *Fusus*, *Ringicula*, *Dentalium* im Mesozoikum *Actaeon*, *Solarium*, *Rostellaria*, kleine *Turbo*, sog. *Scalaria*. Weiterhin ist bezeichnend eine Anzahl von kleinen Krebsen vom Gammariden-Habitus, dann Ostracoden und kleine Foraminiferen (Lageniden, Rotalien). Gelegentlich kommen Fische dazu. — In diese Gruppe rechne ich den Yoldiaton, Septarienton, unterkretacische Schichten Hannovers, den Ornaten-, Impressa- und Renggeriton, Parkinsonitone der Baar, einige Liasschichten Südwestdeutschlands, die Azzarolaschichten des lombardischen Rhäts mit ihrer Schnecken- und Muschelfauna, die Wissenbacher Schiefer und die Goniatitenschiefer von Büdisheim, sowie den unterkambrischen blauen Ton von Kunda. Auch die Zementmergel des oberen Malms kann man nach dem Fossilinhalt hier einreihen (kleine Terebrateln, Krebschen, Foraminiferen). Vor allem passen aber dahin die silurischen Graptolithenschiefer, soweit sie eben dunkle bituminöse, eisenkiesreiche Tonschiefer darstellen. Das sind ferner kambrische Alaunschiefer, also *Agnostus*- und *Olenus*-Schiefer Schonens mit den an Septarien des Tertiärs erinnernden Anthrakonitknollen, die *Dictyonema*- und *Phyllograptus*-Schiefer und die höheren Graptolithenzonen ohne bedeutenderen Kalkgehalt. Meistens kommen nur kleine Trilobiten vor, außer den schon genannten *Peltura*, *Acerocare*, *Ceratopyge* begleitet von vielen kleinen *Orthis* und Oboliden. Vereinzelt sind in den untersilurischen Graptolithenschiefeln Orthoceren eingeschwemmt. Aus dieser Zusammenstellung ersieht man bereits, wovon ich hier absehen möchte, von den für die einzelnen Formationen leitenden Formen, also von den Goniatiten, Ornaten, Parkinsoniern, von den Belemniten. Also von allen irgendwie direkt oder indirekt planktonischen Resten. Für die Facies kommt es auf die bodenständigen Formen an; es sei denn, daß deren Fehlen oder Zurücktreten eben selbst wieder eine Facies bedingt oder bedeutet. Ammoniten sind nur brauchbar, wenn sie ausschließlich erscheinen; Belemniten treten in allen Facies auf; beide durchzogen lebend oder tot weite Strecken.

Einen zweiten recht bezeichnenden Habitus gibt nach dem Fossilinhalte die Mergelfacies. In den rein marinen Schichten

herrschen die Zweischaler. Das Sediment ist kalkigtonig, etwas fester als der feine Schlamm, daher reich an großen Muscheln. Das sind in der alpinen Trias die lombardischen Raiblerschichten (obere Abteilung der mittleren Zone) mit *Myophoria*, *Myoconcha*, *Pecten*, *Gervilleia*, und zwar ist dies das Extrem, weil darin sogar Terebrateln und andere Gruppen recht selten sind. Etwas reicher erscheinen vom mittleren Dogger an die Pholadomyenmergel mit *Homomya*, *Pleuro-myia*, *Goniomya*, *Thracia*, *Trigonia* usw., im Tertiär solche Gesteine mit *Maetra*, *Panopaea*, *Solemya*, *Tellina*-Arten, also die Homomyenmergel und Variansschichten des Doggers, die Neocommergel bei Neufchâtel, die Argille azzurre und Marne del Vaticano. Austern fehlen nicht, bleiben aber klein (*Ostrea acuminata*, *Ostrea solitaria*, *Ostrea Bruntrutana*); aber massenhaft sind fleischfressende Gastropoden vorhanden (*Natica*, *Pterocera*, *Nerinea*, *Murex*, *Tritonium*), welche sich von den Muscheln nährten und zwar sind es im Gegensatze zu der ersten Facies bei Pelecypoden und Gastropoden mittelgroße Formen. Im Mesozoikum haben wir daneben *Terebratula* und *Rhynchonella* in vielen Arten (*Rh. spinosa*, *varians*, *Ter. globata*, *lagenalis*, *subsella*, um nur einige zu nennen). Ferner gehören in diese Fauna Seeigel und zwar hauptsächlich *Hemicidaris Pseudodiadema* und Verwandte. Korallen sind bis auf wenige Einzelkorallen nicht vorhanden. Man bezeichnet so oft die Schichten als Zweischalerfacies; das ist ganz sicher falsch, weil im allgemeinen die Schnecken einen wesentlichen Bestandteil bilden. Die Schichten sind wegen des Tongehaltes in dem Einwirkungsbereich des denudierten Festlandes entstanden; sie müssen aber, weil man so viele Myiden in Doppelklappigkeit trifft, unter dem Wellenbereich, also in ruhigem Wasser und in einiger Tiefe abgelagert sein. Die Seeigel sind fast immer ganz, niemals zerschlagen (*Clypeus Ploti*, *Collyrites analis*, *C. ellipticus*), die Brachiopoden liegen unberührt im Gestein und wittern prächtig heraus. Aber bezeichnend ist, daß alle Myen nur als Steinkerne erhalten sind, was um so mehr wundert, weil das Sediment an sich so kalkhaltig ist. In känozoischen Schichten sind die Myen und Panopäen oft eigentümlich kalziniert. Auch die Gastropoden sind meistens nur Steinkerne, vor allem *Natica*, *Pterocera* und *Nerinea*, weniger *Pleurotomaria* und *Amberleya*, so daß in diesen Schichten sich nachträglich eine recht bezeichnende, aber vorläufig unerklärliche Umwandlung vollziehen muß. Ich möchte den bituminösen Schlamm, der im Laufe der Zeit sich oxydiert und Kohlensäure entwickelt, dafür verantwortlich machen. Im Gegensatz zu dem ersten Falle des reinen Tonschlammes

besteht insofern ein großer Unterschied, als in diesen Schichten kaum oder in nur untergeordneter Menge sich Eisenkies entwickelt. Die Masse ist so durchlässig, daß die Gase aufsteigen, oder nicht so reich an organischen Eiweißstoffen oder überhaupt an Bitumen, daß Reduktion der Sulfate in großem Maße eintritt. Daher haben wir in dieser Facies auch fast nie Verkiesung. Kieskerne von Ammoniten, Schnecken und Nuculiden fehlen ganz und gar, die in der ersten gleichsam an der Regel sind, so sehr, daß die Fossilien an der Luft zerfallen (Schnecken des Septarientons von Finkenwalde bei Stettin); und viele, vor allem kleinere Gehäuse, zergehen nachträglich in dem vom Wasser erweichten Tone und täuschen dann fast fossillere Schichten vor. Deshalb ist auch der Fossilinhalt der Mergel ein relativ größerer. Dies scheint besonders von den Seeigeln zu gelten, da diese in pyritreichen Schichten überhaupt nicht erhaltbar zu sein scheinen. Ich wenigstens habe noch nie einen mit Pyrit erfüllten oder in Pyrit erhaltenen Seeigel gesehen. Der reine Ton-schlamm mit seinen Verwesungsgasen wird auf die Seeigel wohl vergiftend wirken. Man weiß, daß diese Tiere gegen Abfallprodukte bestimmter Art recht empfindlich sind und sogar der Autointoxikation leicht erliegen. Dagegen findet man in den Mergeln der zweiten Facies nicht selten die Seeigel eigentümlich gebläht zer-rissen, als ob Gase die zarten Schalen auseinander getrieben hätten. Kohlensäure muß sich nachher ziemlich viel entwickelt haben, so daß Kalk und vor allem Toneisensteinkonkretionen nicht selten als charakteristische Bestandmassen sich einstellen. Es kommt daher zur Knollenmergel- oder Knauerkalkbildung mit Septarien, Ovoiden und Chailles. In diese Zweischalermergelfacies rechne ich als typisch die Pterocerasmergel des Kimmeridge, die untercretacischen Mergel von Neufchâtel, die Pholadomyenmergel des mittleren Doggers von Hildesheim und im Tertiärmergelige Schichten mit *Cardium*, *Panopäa*, *Tellina*, *Fusus*, *Natica*, *Pleurotoma* aus dem Miocän des Molasselandes. In Mesozoikum trifft man in dieser Sedimentgruppe mitunter kaum einen Ammoniten, gelegentlich häufiger Belemniten. In der alpinen Trias stellen die Kössener Schichten, die Carditamergel diesen Typus dar und vielleicht auch einige Bänke der Werfener Schichten mit *Pseudomonotis*, *Naticella* und *Myoconcha*, freilich nicht so reichhaltig wie die jurassischen Sedimente.

Mehren sich in dieser Mergelfacies die Seeigel, so haben wir oft an deren Fragmenten reiche dünnere oder dickere „Oolith“bänke, wobei eine Zusammenballung der Mergelteilchen und diese oolith-

artige Struktur vielleicht auf das Passieren des Seeigeldarmes zurückgehen (Thurmannschichten des Kimmeridge), da der übrige Fossilinhalt fast derselbe ist. Dahin sind auch die „Calcaires grumeleux“ zu stellen, in denen Spatangiden, Rhynchonellen und Terebrateln in fast unglaublichen Mengen in der südfranzösischen unteren Kreide mehrfach bankweise erscheinen. Zur Bildung von eigentlichen Echinodermenbreccien gelangt es nicht. Das ist wieder etwas anderes. — Es entwickeln sich aber auch sonst gelegentlich Oolithe aus Kalk, Eisenerz und Glaukonit, wodurch sich Übergänge aller Art zu anderen Gesteinen vollziehen. Wir gelangen so zu den Eisenoolithen, Grünsandmergeln und oolithischen Kalkmergeln. In diesen stellen sich nun neben den Zweischalern, Schnecken und Brachiopoden oft große Austern (*Ostr. Marshi*, *deltoidea*, *explanata*, *halitoidea* etc.) ein, ferner mehren sich die Ammoniten und Belemniten im Jura. Beispiele sind die Eisenoolithe der Humphriesianns- und Macrocephaluszone, die Varians- und Ferrugineusmergel, die Grünsandmergel der Tourtia, Gaultgrünsandmergel der Perte du Rhône sowie des südlichen Englands, obere Kreide von Algier und vielfach die Schichten mit *Exoggra Couloni* oder *Ex. columba*, soweit die letzten nicht vorwiegend sandig entwickelt sind.

Von dieser Mergelgruppe ist eine weitere sehr bezeichnende Abart die mit Spongien. Falls es sich um Kieselschwämme handelt tritt später meistens Verkieselung ein. Als Typus diene das Terrain à chailles mit seinen *Pholadomya*, *Collyrites*, *Phasianella*, *Rhynchonella*, *Zeilleria*, *Cnemidium*, *Tragos*-Arten. Sobald durch die Schwämme eine Verfestigung des Bodens erfolgte, stellen sich sowohl Crinoiden als auch Korallen ein (*Millericrinus*, *Apiocrinus*, *Thamnastraea*, *Montlivaultia*, *Thecosmilia*). Diesem Komplex entsprechen im Paläozoicum die Schichten unter dem Gotländer obersilurischen Riffkalke, wo neben Spongien die ähnlich gestalteten *Chaetetiden* und *Monticuliporiden* erscheinen. Sie übernehmen deren Funktion ganz in den mitteldevonischen Calceolamergeln. Auch insofern ist in diesen alten Sedimenten ein Unterschied, als Zweischaler zurücktreten und dafür Brachiopoden herrschen (*Spirifer*, *Orthis*, *Pentamerus*, *Strophomena* etc.) und Trilobiten nie fehlen. Nautiloiden ersetzen die Ammoniten. Unter dieser Voraussetzung darf man wohl einen Teil des ehstnischen Untersilurs an dieser Stelle einreihen. Es sind Mergel und Mergelkalke mit vielen Kriechspuren auf den Schichtflächen, also ursprünglich weiche Sedimente. In ihnen liegen zahllose Brachiopoden und viele größere und kleine Schnecken (*Maclurea*, *Worthenia*, *Murchisonia*

etc.) sowie *Chasmops* und *Iliaenus*-Arten. Dazu kommen Monticuliporiden mit flacher Basis. Nach oben hin stellen sich Crinoiden und Korallen ein, so daß ähnlich dem Terrain à chailles ein allmählicher, aber nicht überall vollzogener Übergang in jüngere Riffacies nachweisbar ist. Außerdem kommen in diesen paläozoischen Schichten häufig Bryozoen vor (*Ptilodietya*, *Fenestella*) und bilden ferner in manchen Zechsteinmergeln die wichtigsten festsitzenden Kolonien, wenn die Korallen zurücktreten. Das wiederholt sich im europäischen Tertiär (Bryozoenmergel des Vicentin und von Budapest).

Als eine besondere Varietät dieser Facies betrachte ich die untercretacischen Orbitolinmergel. Sind die Spongien kalkig, so erhalten wir Gebilde wie die Lochenschichten und manche Bänke aus dem Weißen Jura je mit Pholadomyen, Terebrateln, Collyriten und kleinen Crinoiden neben Perisphincten und Oppelien.

Wie in der vorigen Gruppe noch keine typischen Echinodermentkalke entstanden, so hier weder echte Spongien- noch Korallenriffe.

Diese gesamte Mergelfacies deutet auf ruhigeres Wasser hin. Die grabenden Myen, die dünnschaligen Seeigel, die Bryozoen und Brachiopoden können in bewegtem Wasser nicht gedeihen. Würmer haben den Schlamm massenhaft durchwühlt und ihren Spuren neben denen der Zweischaler hinterlassen. Aber gesagt ist in vielen Fällen nichts über die Tiefe. Nur, wo sonst riffbildende Korallen reichlich sich einstellen, darf geringe Tiefe angenommen werden, Spongien und Crinoiden geben in der Hinsicht keine Anhaltspunkte. Aber das Fehlen von Balaniden, Pholaden, Lithothamnien, also von allen typischen Strandformen, zeigt, daß im allgemeinen auch etwas tieferes Meer diese Schichten erzeugte. Wir werden aber hundert Meter keineswegs überschreiten dürfen, meistens 20—60 m anzunehmen haben, wenn wir nur unter der Wellenwirkung bleiben. Solche ist auch z. B. in Atolls ausgeschlossen und sehr gemindert an inselreichen Flachküsten.

Deshalb wären hier noch einige derartige Spezialfälle zu nennen. Als erstes Beispiel erwähne ich die Beyrichienkalke des baltischen Obersilurs, die zwischen Mergeln eingelagert sein müssen, wie aus dem Habitus der Schichtflächen sich ergibt. Zwischen den Korallenriffen waren ruhige schlammige Gewässer vorhanden, in denen sich die Ostracoden (*Beyrichia*, *Primitia*, *Leperditia*) in ungeheuren Massen entwickelten. Begleitet sind sie von vielen kleinen Schnecken (*Loxonema*), zahlreichen *Chonetes*-Individuen oder *Pholidops*-Schalen. Dazu kommen kleine Trilobiten (*Encrinurus*), Fischschuppen und Flossenstacheln von geringer Größe. *Pterinea retroflexa* ist oft das

einzig stattlichere Fossil. Manche Gesteinsstücke sind von winzigen Crinoidengliedern durchspickt. Das Ganze macht den Eindruck, als wenn das eine Fauna in einem von dichtem Tangwald erfüllten flacheren Wasser wäre, etwa entsprechend den Algen und Chararasen der Ostsee mit kleinen Cardien, Hydrobien, *Gammarus* und *Idothea*-Arten. Ganz dieselbe Ausbildung, aber mit etwas anderem Habitus besitzen die grüngrauen Graptolithenkalkmergel des Ostseegebietes. Sie führen Leperditien, Primitien in geringerer Menge, an Brachiopoden *Glassia* und kleine *Spirifer*, ferner eine Menge zwergartiger *Bellerophon* und als Hauptfossil Graptolithen (*Monograptus*, *Cyrtograptus*). Haben diese letzten auf Algen gesessen oder sind sie freischwimmend gewesen, so ist jedenfalls nur stilles Wasser als Medium anzunehmen oder ein Wattenmeer, in das die Kolonien wie heute die Quallen hineingetrieben wurden und dort zusammengehäuft abstarben. Auch die Quallen sind bei lebhaftem Winde oben nicht häufig, sondern halten sich dann in tieferem Wasser auf, was wir ja bei den mit Schwimmblase versehenen Graptolithenstöcken auch vermuten dürfen. — Von diesen Mergelkalken kommen wir zu den Mergelschiefern mit Graptolithen und beobachten dort ähnliches; nämlich *Cypridina*, kleine *Orthis*, *Obolella*, von den Trilobiten *Trinucleus*, *Agnostus*, *Chasmops*, *Ampyx*, *Acidaspis*, auch alles Formen von geringer Größe; desgleichen die vielen Individuen von *Orthoceras gregarium*. So sind die Trinucleusschiefer von Bornholm, Schonen und Mittelschweden charakterisiert. Tiefsee war damals dort schwerlich vorhanden; denn bald folgt darüber die Korallenfacies. Diese Graptolithenmergelkalken sind durchaus etwas anderes als die Graptolithenschiefer, schon wegen des reicheren Tierlebens. — Aus der Trias rechne ich hierher die Cassianer Schichten bei St. Cassian mit der Zwergfauna von vielen Nuculiden, Schnecken, Seeigeln und Pharetronen. Auch die Trachyceren sind meistens zarte und kleine Arten. Das Ganze trägt den Charakter von Atollsediment in dichtem Tangwald.

Als Lokalausbildung dieser Facies betrachte ich ferner den deutschen Wellenkalk, einzelne Lagen des Hauptmuschelkalkes und der Lettenkohle. *Myophoria*, *Lima*, *Gervilleia*, *Terebratula* spielen die Hauptrolle und erzeugen teils allein (Orbicularisregion), teils zusammen (Horizont der *Ter. Ecki*) direkt LumachelLEN. In den etwas mannigfaltigeren Faunen gesellen sich *Natica* und große Chemnitzien hinzu, einzelne Krebse sind vorhanden und zwar in Wirklichkeit wohl mehr, als man gewöhnlich annimmt, in wenigen Lagen auch Ammoniten (*Beneckeia*). Dagegen fehlen Seeigel fast ganz und werden

nur in einigen Lagen durch Crinoiden (Entrochusstielglieder) vertreten. Bei diesen Schichten der germanischen Trias ist man nicht im Zweifel, daß es sich um Flachwassersedimente handelt, da sowohl am Ende des Wellenkalkes, als auch am Schlusse der Lettenkohle die Neigung zur Salz- und Gipsfannenbildung hervortritt. Auch sind im Orbicularisniveau echte Fließspuren der ablaufenden Ebbe so klar entwickelt, daß man vom Schwarzwald bis in das untere Taubertal daran eine bestimmte Zone auch in den kleinsten Platten erkennen kann. Die oft staunenswerte Zusammenhäufung von Schalresten spricht ebenso für bewegtes Wasser, das die abgestorbenen Muscheln lokal zusammenfegte. Kriech- und Wurmspuren fehlen selten, was auf eine dichte Besiedelung des Schlammes mit nicht erhaltungsfähigen Tieren hinweist.

Von der allgemeineren oben geschilderten Entwicklung dieser Facies führen nun viele Wege einerseits zu Sedimenten tieferen Wassers, andererseits durch langsame Zunahme der gröberen terrigenen Bestandteile zu sandigen Uferablagerungen. Die erste Gruppe ist vor allem durch die Pläner- und Schreibkreide bezeichnet. Der Kalkgehalt wächst mit den sich mehrenden Schalen planktonischer Foraminiferen und den Coccolithen. Meistens mehren sich auch die Spongien, es bleiben Seeigel und Brachiopoden wesentliche Bestandteile der Fauna, während Crinoiden und Korallen in größeren Formen zurücktreten. Neben den *Lima*, *Pecten*, *Pinna*-Arten haben wir an Stelle der Exogyren große Gryphäen und Inoceramen, die auf dem von den Spongien etwas erhärteten Schlammgrunde bankweise lebten und von *Spondylus* begleitet werden. Wieder sind auch hier einzelne große Schnecken (*Pleurotomaria*) heimisch, aber nicht sehr viel, während kriechende Cephalopoden wie *Scaphites*, *Turrilites*, *Heteroceras*, *Baculites* an ihre Stelle treten und als Schwimmer ganz allgemein *Belemnitella* und *Actinocamax* erscheinen. Für diese recht gut umrissene Facies fehlen im Paläozoikum und im Tertiär Analoga. Es steht daher die Kreide- und Plänerbildung isoliert da, was meines Wissens eigentlich nie recht betont worden ist. Wohl haben wir Spongienkalke, Globigerinenmergel, kreidigartige Sedimente, aber nicht je wieder diese oder eine analoge Gruppierung der faunistischen Elemente. Ein Vergleich mit dem Globigerinenschlamm der Tiefsee ist ganz ausgeschlossen.

Der Übergang zu der zweiten Gruppe, den Flachwassersedimenten, wird in den Mergeln durch zunehmende Beimengung von Muscovit und Sand hervorgerufen, während schrittweise der Kalk-

gehalten abnimmt. Die Fauna bleibt oft noch mannigfaltig, aber gut umschrieben. Hierhin rechne ich die obersilurischen Schichten des Ringsjö in Schonen mit sandigen Mergelschiefern, eingelagerten Kalken und einer aus *Modiolopsis*, *Pterinea*, *Bellerophon*, *Leperditia*, *Beyrichia*, *Encrinurus* und Crinoiden bestehenden Fauna, ferner die Koblenzschichten des Rheinlandes und Harzes mit den Spiriferen-Sandsteinen, reich an *Pterinea*, *Pleurodictyum*, vielen Brachiopoden, Crinoiden und einzelnen Schnecken. Einen Schritt weiter zu der Sandfacies führt uns die Schicht von Singhofen in Nassau mit *Grammysia*, *Solenomya*, *Cucullella*, *Homalonotus*. Weiter stelle ich dahin die marinen Kulmschiefer der Vogesen mit ihrer marinen Fauna aus Zweischalern, Brachiopoden und wenigen Archäocidariten. In der alpinen Trias mögen die Kampiler Schichten hierzugehören, im Jura der Angulatensandstein mit seinen Cardinien und Seesternen, der Übergang der Opalinustone zu den Murchisonaeschichten, in der oberen Kreide die senonen Ablagerungen von Kristianstad und viele weniger sandige Sedimente aus der Zeit der cenomanen Transgression in Westfalen, Sachsen, Böhmen und an der unteren Wolga. Besonders typisch entwickelt sich im pommerschen Malm dieser Faciesübergang, nämlich in den sandigen fossilreichen Callovienschichten, den oberjurassischen Sandkalken von Klemmen, Zarnglaff und Schwanteshagen. Es ist geradezu erstaunlich, wie im Gesteinshabitus, in der Erhaltung und Vergesellschaftung der Fossilien (*Astarte*, *Pleuromya*, *Pecten* mit Ammoniten) der mittlere Lias Englands dem baltischen Callovien gleicht. Im Tertiär kann man einen Teil der schweizerischen Molasse hierhin rechnen und wahrscheinlich manche alttertiäre sandige Cerithienmergel der ligurischen Alpen, vor allem aber die Tegel des Wiener Beckens, in denen der Gehalt an terrogenem Material besonders fein ist, so daß man im Zweifel sein könnte, ob sie nicht zu den reinen Mergeln zu stellen sind.

Die dritte Facies, zu welcher die letzten Schichten überleiten, ist die sandige der tieferen Uferzone. Die Faluns der Touraine, Sternberger Kuchen, Stettiner Sande, die Meeressande von Alzey, sables supérieurs d'Etampes, die Faluns de Bordeaux, der Pariser Grobkalk sind solche tertiären Bildungen. In der Kreide haben wir die Haarlemer Sande, die untersenonen Grünsande des Baltikum, cenomane Sande von Quedlinburg, Gaultsande Englands, im Jura die Sables de Glos, den Luxemburger und Hettinger Sandstein, den Murchisonaesandstein Schwabens, die Minette Lothringens, in der Trias den Rhätsandstein von Nürtingen, im Devon die Fauna von

Singhofen in Nassau, im Obersilur die Sande von Burgswik auf Gotland. Zahlreiche Zweischaler und Schnecken bezeichnen diese Schichten: neben wühlenden Muscheln sind es Cardien, Isocardien, Astarten im Tertiär. Austern fehlen nicht, bleiben aber mitunter klein, im Jura haben wir oft massenhaft mittelgroße Gryphäen. Seeigel sind spärlich, Treibholz und eingeschwemmte Landpflanzen kommen schon vor. Häufig ist Eisenschußbildung oder Glaukonit, wobei reine Kalksande wie der Calcaire grossier ausgenommen sind. Daher haben viele dieser Sedimente gelbe oder braune Farbe und gehen wie die Lothringer Minette in Eisensteine über. Infolge zahlreicher Fischreste kommt es bisweilen zur Phosphatbildung. Im Paläozoikum gesellen sich wieder Brachiopoden zu den Zweischalern, ebenso Trilobiten. Deshalb möchte ich die Oboliden führenden Oelandicussandsteine Ölands mit Phosphatknollen hier anreihen, aber nicht die Tessinisandsteine. Das Känozoikum unterscheidet sich durch die Anteilnahme der Foraminiferen von den älteren gleichartigen Sedimenten z. B. Milioliden, Nummuliten, Orbitoiden, Alveolinen im Pariser Grobkalk, Nummulitensandstein, Kressenberger Erzlager, Mokkattamschichten und durch Zunahme der dickschaligen Schnecken (*Strombus*, *Conus*, *Murex*), das Mesozoikum durch das oft massenhafte Auftreten der Cephalopoden (*Harpoceras*, *Schlotheimia* und *Belemniten*).

Wieder unmerklich vollzieht sich naturgemäß der Übergang in die höheren Ufersedimente, die neben ähnlicher Fauna mehr Fischreste (Stacheln, Zähne von Haien und Rochen usw.), dann Balaniden, Hydractinien, Lithothamnien haben nebst Grus verschiedenster Art. Die im Sande wühlenden Muscheln treten zurück und sind meistens zerbrochen oder nur einklappig. Aber dickschalige große Austern stellen sich ein. Dahin wären die Sande von Asti, die badisch-oberschwäbische Meeresmolasse, die Sande von Inzersdorf zu stellen. Die gelegentliche Beimengung von grobem Geröll führt oft ohne Unterbrechung zu Strandkonglomeraten. — Die letzte Stufe in dieser Reihe sind die im Wellen- und Flutbereich abgelagerten Sande. Ich denke da an die heutigen Sandstreifen vor der pommerischen Küste. Weit hinaus ist flaches Wasser mit mehr oder minder breiten, lang hinziehenden Scharen und dazwischenliegenden Rinnen. Muscheln und Schnecken werden eingebettet und wieder ausgespült, sind oft abgerollt. Quallen treiben in Menge daher zu gewissen Jahreszeiten, Tangbüschel schleifen über den Grund, Wellenfurchen entstehen an dem Brandungsrande in Tümpeln, Land-

pflanzen werden in den letzten abgelagert, alle möglichen Tiere hinterlassen ihre Fährten im Sande und vor allem in dem Schlamm, der sich in den Pfützen ansammelt. Diese Sedimente, welche in die Dünenzone hineinführen, sind so eindeutig, daß man kaum ihren Charakter verkennen kann. Sande, quarzitische Sandsteine, etwas konglomeratische Lagen, Quarzite, schwachkalkige oder tonige Sandsteine mit und ohne Pflanzenspreu, einzelne Bänke mit vielen oder einzeln eingestreuten Muscheln gelegentlich mit reichlichen Landpflanzen sind das Resultat. Der Eophytonsandstein mit seinen Windkantern, Fließ- und Kriechspuren, Quallen, einzelnen Mickwitzien und Oboliden gehört dahin und beweist, wieweit in Skandinavien diese Küstenfacies reichte und wie sie sich verschob, nämlich vom Mittelkambrium Ölands bis zur oberen Grenze im Obolusande Ebstlands unmittelbar unter den Dictyonemaschiefern. Ferner sind hier zu nennen der kambrische Bilobitensandstein des Cotentin und Boliviens, der Pentamerensandstein von Östersund und Jemtland, der Psammite de Condroz, der Röth unserer deutschen Trias mit seinen einzelnen Myophorienbänken, seinen Saurierresten- und Fährten (Chirotheriumsandstein), sehr viele Komplexe des süddeutschen Keupers mit den einzelnen Corbulabänken und Bonebeds, der Lias von Bornholm und der Hörsandstein in Schonen, der pommersche Dogger, der baltische Gault, der Hilssandstein, manche Schichten des sächsisch-böhmischen Quadersandsteins, die Sande von Maastricht und viele tertiäre Vorkommen, deren Aufzählung man mir wohl erlassen wird. Wenn wir auf Einzelheiten eingehen, so ist vom Tessinisandstein des Kalmarsundes die völlige Zerschlagung der *Paradoxides* zu erwähnen. Nicht ein ganzes Individuum ist zu finden, nur Trümmer erfüllen in Menge den feinen kalkigen Sandstein. Im Bornholmer Lias ist bankweise eine spärliche aus *Leda*, *Dentalium*, kleinen Schnecken zusammengeschwemmte Fauna vorhanden mit abgerollten Belemniten und ganz seltenen Ammoniten, die jene Schichten als Lias  $\gamma$  bezeichnen. Auf Wollin haben wir ein solches Trümmerwerk in der Opalinusregion, im mittleren Dogger von Gristow bei Cammin wechsellagernde Sande von Dünenhabitus mit Tonen. In beiden sind Pflanzenreste häufig. Aus Schonen sind sowohl der rhätische, mit Tonen wechsellagernde Sandstein von Helsingborg zu erwähnen, als auch der Hörsandstein des unteren Lias. Dieser auf flachen Gneißstrände auflagernd, enthält in wenigen Bänken *Pseudomonotis* und einige *Modiola*, in anderen *Equisetum*- und *Clathropteris*-Stengel und -Blätter. Bald lose, bald

fest quarzitisches, mitunter feinsandig, anderswo konglomeratisch ist er ein Typus einer solchen liasischen Küstenschar. Kümmerlich ist die Gaultfauna der baltischen Gebiete in foraminiferenhaltigen Grünsanden. In Sachsen finden sich dem Cenoman Crednerienhorizonte, selbst Kohlen eingeschaltet, alles zugedeckt von anschwellenden Sandmassen. In den Maastrichter Kalksandsteinen ist ein Haufwerk von Bryozoen angesammelt, mit Lagen zerbrochener und zerriebener Hemipneustesstücke und den Resten angespülter Mosaosauriden, wie an der Rügener Küste die Delphine stranden und eingewellt werden. In dieser Uferzone sind ferner entstanden die weißen Sande über der Meeresmolasse des Bodensees und die oberoligozänen Bändersande der Stettiner Gegend. Die beiden letzten sind ungemein fossilarm und würden stark verfestigt glimmer- oder serizitreiche Quarzite nach Art der unterdevonischen Taunusquarzite oder der triadischen Quarzite in den Westalpen liefern, die ich demgemäß auch in dieser Gruppe unterbringe.

Diese Strandzone ist mehr als irgendein anderes marines Sediment von größter geologischer Bedeutung. Positive oder negative Verschiebungen lassen sich daran am besten beweisen. Man denke an den Taunusquarzit und das übrige Unterdevon, an die Gaultsande Pommerns und die darüber liegende weiße Kreide als Beweise für positive Bewegung, weiterhin an die baltische miozäne Braunkohlenformation und die Öhninger Obermiozänstufe als Beispiele für Hebung einer Strandzone nach Absatz der weißen dünenartigen Sande. Man kann in den Folgerungen noch weitergehen. Hält diese Facies in einem mächtigen Schichtenkomplexe an, so läßt dies eine langsame Senkung erkennen, deren Betrag durch die Zufuhr von Sediment aufgehoben wurde. Einschaltungen von Ton oder Mergelschichten mit reicherer Fauna deuten auf eine vorübergehend raschere Senkung oder Strömungs- und Zuflußänderung hin. So ist der mächtige Quadersandstein zu erklären, ferner der Hilsandstein des Teutoburger Waldes, vor allem aber der Buntsandstein Deutschlands. Die gelegentlich in dem letzten beobachteten Windkanter sind kein Beweis für Wüste, sondern nur für treibenden Sand und finden ihr Analogon auf der Düne und im Strandgeröll der abgebrochenen Dünenzone von Sylt. Die immer wiederkehrende Kreuzschichtung ist ein bezeichnendes Merkmal der Sandschar und die mit solchen flachlinsenförmigen Sandrücken abwechselnden Toneinlagerungen haben ihr vollkommenes Ebenbild an den vom rücktretenden Wasser hinter den Sandwällen übrig gelassenen schlammigen

Pfützen, welche von der nächsten Flut oder Wellengänge wieder mit Sand erfüllt werden und nun Tonschmitzen oder Tongallenbänke dem Sande resp. Sandsteine einverleiben. Stillstand der Senkung führt in solchen weiten flachen Küstengebieten sofort zur Salzpflanzenbildung, da die Wellen und Gezeiten durch Sandwälle rasch einzelne Gebiete absperren. Das war im Röth der Fall. Wir werden diese geologische Frage noch einmal in gleicher Weise bei den Pflanzenriffen erörtern. — Die Keupersandsteine mit einzelnen Muscheln, Pflanzen und Sauriern gehören hier nur in bedingtem Maße her. Ihre Entstehung in einer flach von Salzwasser überflutheten Strandzone würde sich hier wohl einreihen lassen, aber es handelt sich weniger um Bewegungen des Bodens an dem Absatzorte dieser Schichten, als vielmehr um Versetzungen des Wassers in einem abflußlosen, durch entferntere Senkungen sich erweiternden Gebiete. Dadurch wird eine Verschiebung der Wasserlinie stattfinden je nach Jahreszeit, Verdunstung und Abfluß in andere Gegenden.<sup>1)</sup>

Naturgemäß schließt sich an die Sandfacies die konglomeratische an, deren Sonderung oft genug ein Ausdruck für Wasserbewegung ist, da z. B. der Küstenstrom längs der Rügenschcn Ufer den Sand forträgt und das grobe Steinmaterial der niederbrechenden diluvialen Kliffs liegen läßt oder zu Geröllwällen anhäuft. Trefflich sind diese Uferwälle aus Litorina- und Ancycluszeit auf Gotland, N. v. Wisby und auf den Aalandsinseln erhalten. Ich sehe analoge Bildungen in dem Konglomerat von Malmedy mit seinen gerollten devonischen Korallen und mutatis mutandis in dem ECK'schen und dem Hauptkonglomerat des Buntsandsteins. Auch der konglomeratische Muschelkalk Luxemburgs ist hier unterzubringen, ebenso konglomeratischer Rhätsandstein im Kraischgau, das Cardinienführende Liasgeröll der Simplongruppe, die gerollten Fossilien der Turontransgression in dem Diois (Südost-Frankreichs), die Küstenkonglomerate des oligozänen Meeres im Rheintalgraben usw.

Wie die letztgenannten zeigen, sind Konglomerate kein Beweis für Tiefe, nur für unmittelbare Nähe des Ufers. An steilem Ufer, wie z. B. im Golf von Genua und an der Sorrentiner Halbinsel, gehen die großen Trümmer tief in die Senken hinab, dann aber meistens gemengt mit Sand und Schlamm. Sie geben immer sichere Anhaltspunkte für Rinnen und Löcher des ehemaligen Meeresbodens und für benachbarte Höhen mit erheblicher Abtragung durch Brandung

<sup>1)</sup> W. DEECKE, Die alpine Geosynklinalc. Neues Jahrb. f. Min. usw., B. B. 23, 840, 1912.

oder Flußerosion. An guten Belegen fehlt es nicht. Die in Italien von Foligno bis Sizilien vorkommenden pliozänen Geröllmassen entstammen den Inselketten des aufsteigenden Appennins, welche sie begleiten und umsäumen nach Art des Kalkschuttes der dalmatinischen Inseln. Pholaden, Balaniden, große Austern, dickschalige *Pecten* und derbe *Clypeaster* nebst Lithothamnienkollen und -Krusten sind die charakteristischen Einschlüsse. Man sieht diese ganz jungtertiären Konglomerate in Calabrien und Sizilien wieder gehoben und trocken gelegt; etwas ältere erfüllen die Senken von Potenza, Avellino, Siena, Foligno usw. Sandsteinbänke mit kleineren Fossilien kommen linsenartig vor, und nach außen gehen jeweils durch deren Zunahme die Geröllmassen in Sande oder glimmerig-sandige Mergel über. Aus dem Miozän Oberitaliens nenne ich die sandigen Konglomerate von Baldissero in den Colli Torinesi mit vielen Muscheln, Schnecken, Einzelkorallen und Austernbänken, ferner aus dem Dauphiné die Pecten- und Ostreakonglomerate von Crest und vielen anderen Stellen. Deren Fortsetzung sind die mittelmiozänen Konglomerate des nördlichen Alpenvorlandes, denen solche auch im Süden in der Lombardei entsprechen. Nach freundlicher Mitteilung von Dr. BAUMBERGER schließt die mächtige Riginagelfluh oben mit pflanzenführenden brackischen Schichten ab. Gleichartige Gebilde sind die Flyschkonglomerate der Alpen selbst, deren kristalline und dolomitische Trümmer den sich aufwölbenden Ketten oder den sich aufeinander türmenden Schuppen entstammen. Das gilt wahrscheinlich auch für die älteren alpinen groben Schuttmassen des Cenomankonglomerats von Bünden und von der angeblich jurassischen Falknisbreccie. Für das Paläozoikum brauche ich bloß auf den Kulm des Schwarzwaldes und der Vogesen zu verweisen, ferner auf die Konglomerate im Cambrium und Silur in Wales.

Für die Entstehung solcher Schuttmassen ist nur das Gefäll von Bedeutung, das Medium der Sedimentierung kommt erst in zweiter Linie. Deshalb sind hier gleich anzuschließen die in Landsenken und Seen abgelagerten, nicht marinen Massen, in welchen entweder gar keine oder nur terrestrische Organismen auftreten. Bei langsamer Hebung eines Gebietes oder schließlicher Auffüllung machen sich marine und terrestrische Sedimente Platz. Bei vielen kennen wir aber das Medium nicht und nehmen dann häufig Wüstenbildung an, d. h. Zusammenschwemmung in abflußlose Senken. Dies gilt z. B. für die Schuttmassen des Han-Hai im Thian-Chan und in Chiwa, für den alpinen Verrucano sowie für das deutsche Rotliegende und die

Konglomerate des flötzleeren Sandsteins, endlich für die Almesaakraserie, die Vestaanakonglomerate Schwedens und die postdevonischen Schuttmassen auf den Inseln am Ostrande des Kristianiafjordes. Dagegen sind in Landseen entstanden die obere konglomeratische Süßwassermolasse des Thurgau, die jüngeren Schotter des Wiener Becken mit den Säugetieren, in Süßwasserstrandlagunen die jüngeren Kulmkonglomerate des Schwarzwaldes und die gleichartigen Schichten des Saarbrücker Oberkarbon. Wenn wir die Deltabildungen besprechen, kommen wir nochmals darauf zurück.

In der Strandregion haben wir ferner feste Felsen, oder solche setzen Untiefen zusammen. Dann erhalten wir in der Gegenwart wie bekannt Überzüge von Austern, Balaniden, Lithothamnien, Serpuliden, Bryozoen und Korallen auf diesen. In der Vergangenheit spielen Cranien daneben oft eine wichtige Rolle sowie Crinoiden. Ich erinnere an die miozäne Transgression der Schwäbischen Alb, wo solche Austernlagen im zerfressenen Hattinger Oolith sitzen, an das Grundkonglomerat des Cenomans auf dem Plauener Syenit bei Dresden, an die Cranien und Austern auf den Gneiß von Blekinge, weiter an die von Pholaden durchlöcherten Kreideklippen des pliocänen Meeres bei Picerno im südlichen Appennin, an die auf triadischen Dolomitgraten sitzenden Liascrinoiden in dem Distrikte von La Mure in der Dauphiné.

Nun entwickeln sich neben den konglomeratisch-sandigen Seditimenten in flachem Wasser noch eine Menge kalkiger oder dolomitischer Absätze, welche eine Gruppe für sich darstellen. Das sind die Kalksande, Oolithe, Algen-, Bryozoen- und Korallenriffe, zu denen früher die Crinoiden, Brachiopoden und Rudisten als ähnliche Gesteinsbildner kamen. Wenn wir mit den Foraminiferen beginnen, so sind zu nennen die Fusulinen und Schwagerinen, die Milioliden, Idalinen, Alveolinen, die Nummuliten und Orbitoiden, vereinzelt die Amphisteginen und Calcarinen. Alle haben Kalke geliefert, die wohl in geringer Tiefe entstanden und ein reiches Tierleben bergen. In den Fusulinenkalken kommen Archaeocidariten, Crinoiden, Productus, Spirifer und allerlei Rochenreste vor; in den tertiären Schichten haben wir Lithothamnien, Bryozoen, oft viele Muscheln und Schnecken sowie dickschalige Seeigel mit den großen Foraminiferen und den Milioliden zusammen. Oft aber setzen diese Protozoen das Gestein fast ausschließlich zusammen. Beispiele sind nicht erforderlich, weil allgemein bekannt. — Die zweite Gruppe sind die Echinodermen, in erster Linie die Crinoiden, dann

Seesterne und Seeigel. Mit dem Zurückgehen der Crinoiden werden auch die Echinodermenbreccien seltener, welche bis zur unteren Kreide wichtige Bestandteile der Sedimente sind. Ihr Typus ist gewissermaßen der Trochitenkalk der deutschen Trias. Er zeigt zugleich, wieweit bei passenden Lebensbedingungen solche Schichten verbreitet sein können in einem ganz bestimmten engen Horizonte. Seine Bildungsfläche lag unter dem Wellenbereich, sein Habitus zeigt, daß diese Tiere so dicht wuchsen, daß in den echten Trochitenbänken kaum ein anderes Fossil auftritt, höchstens Terebrateln, die mit ihren Stielen, und Muscheln, die mit einem Byssus sich an die Crinoidenrasen anheften konnten (*Lima*, *Gervillia*, *Pecten*). Eine Änderung der Sedimentzufuhr, d. h. Tonschlamm, hat diese Kolonien zum Absterben gebracht und in den dünnen Tonlagen sind dann die schönsten Exemplare zu finden. Dann siedelten sich die *Encrinurus* wieder an, so daß wir meist mehrere Bänke von fast Meterdicke beobachten, aus zerfallenen Trochitenresten bestehend. Trat solche Unterbrechung nicht ein, so entwickelten sich die oft ziemlich mächtigen Crinoidenbreccien, die wohl z. T. auf weichendem Boden abgelagert sind oder im Wellenbereich ihr Ende fanden. Echte Crinoidenbreccien in diesem Sinne sind die Wassalem'sche Schicht des ehnstnischen Untersilurs, Liasbreccien des Chablais, der Freiburger Alpen, des Oberengadin, Echinodermenbreccien im Dogger der Berner Alpen, die Dalle nacrée des schweizerischen und französischen Jura in Bajocien bis Callovien, sowie die Spatkalke der marinen Unterkreide in den Schweizer Kalkalpen. Auch in der alpinen Trias kommen untergeordnet solche Lagen vor. Reichlich mit Brachiopoden durchsetzt erscheinen die Hierlatzkalke und die Marmore von Arzo bei Como, während die Crinoiden-Korallenkalke zu einer anderen Gruppe gehören. Dagegen schließen sich manche schwedischen Cystideenbänke hier zwanglos an. Die von *Echinosphaerites aurantium* und *Sphaeronites pomum* erfüllten Bänke des Untersilurs enthalten oft gar nichts anderes als diese dicht gepackten, verdrückten oder zu „Kristalläpfeln“ gewordenen kugeligen Körper, die sehr eng gesessen und wegen ihres kurzen schwachen Stils unter dem Wellenbereich gelebt haben müssen. Wahrscheinlich sind gleicher Art — ich kenne das Vorkommen aus eigener Anschauung nicht — die nordamerikanischen Crinoidenschichten des Unterkarbons mit der Blastoiden- und der so überaus mannigfaltigen Crinoidenfauna.

Nicht selten treten solche Crinoidenkalke in eine stratigraphische Verbindung mit Oolithen. Im Dogger des Breisgau ist ein Spatkalk

mit *Pentacrinus Nicoleti* die Basis des Hauptooliths, desgleichen im Baseler Jura (Liestal), wie umgekehrt die Dalle nacrée dessen Hangendes im Berner Jura ausmacht. In dem ersten Falle bedeutet das Absterben der Crinoiden eine Hebung, im zweiten ihr Erscheinen eine Senkung, was ganz klar aus dem Habitus der liegenden und hangenden anders gestalteten Facies folgt. Die Tonmassen der Renggerizone vernichten nämlich auch dort die Pentacrinusrasen, während umgekehrt diese gedeihen, sobald die tonig-mergelige Blagdeniphase ihr Ende nimmt. Sehr deutlich zeigt dies außerdem der Trochitenkalk in der übrigen deutschen Trias. Die unteren Dolomitbänke des Wellengebirges enthalten solche Reste, sie fehlen im eigentlichen Wellenmergel, sind wesentliche Bestandteile der Schaumkalkbänke im Odenwald und unteren Taubertal, aber sofort verschwunden, sobald die Orbicularismergel anfangen. Auf der kalkigen Arietenzone liegt die *Pentacrinus tuberculatus*-Region, die mit dem Turneritone abschneidet. Folgen aber auf solche Crinoidenlagen Korallenriffe, so gehen die Crinoiden in deren Absätze über, weil die an wechselnden Existenzbedingungen reichen Riffe diesen immer irgendwo volle Entfaltung erlauben und in gleicher Weise starke Wassertrübung durch Schlammzufuhr ausschließen. Die echten Crinoidenkalle führen außer Zweischalern und Brachiopoden nur kleine Schnecken und ganz vereinzelt Cephalopoden. In der Dalle nacrée sind die Macrocephalusexemplare, die anderswo so massenhaft auftreten, größte Seltenheiten. Dazu kommt, daß die spätere Natur der Echinodermenfragmente augenscheinlich eine weitgehende nachträgliche Kristallisation des kalkigen Zementes veranlaßte, wobei kleinere Objekte verschwinden können, also z. B. Bryozoen und Foraminiferen.

Den Echinodermenbreccien stehen oft nahe die Bryozoenkalke. Auch sie sind nicht direkte Strandsedimente und sind oft von Seeigeln geradezu durchsetzt. Sie unterscheiden sich aber mitunter durch den mehr massigen Habitus, während die vorige Facies zur Dünnschiefrigkeit neigt. Der oberoligzäne Kalk vom Doberg bei Bünde baut sich zum großen Teil aus Bryozoen auf mit herabgefallenen Organismen der eigentlichen Uferzone. Seeigel (*Echinolampas*, *Hemipatagus*) sind sehr zahlreich. Ebenso umschließt der Bryozoenkalk des Danien auf Seeland und bei Malmö viele *Ananchytes sulcata* und *Cardiaster*, wodurch bei Stevns Klint in den Kalken Seeigelbreccien entstehen. Auch der Maastrichter Bryozoenkalksand oder Tuffkalk gehört dahin (*Hemipneustes* usw.) und birgt

Seeigeltrümmerschichten. In allen drei Sedimenten sind *Pecten* reichlich vertreten, sowie eine Anzahl Gastropoden, die augenscheinlich von den Bryozoen lebten. Im Dogger kenne ich solche Kalke von Rozerieulles bei Metz, in der Dyas haben wir die Fenestellenriffe, und im älteren Paläozoikum verschmelzen die Bryozoensedimente mehr und mehr mit den gleichartig lebenden kleinkelchigen Tabulaten und Chätetiden. An Stelle der Seeigel erscheinen Crinoiden, für Zweischaler Productiden und andere Brachiopoden als notwendige Begleiter.

Dem flacheren Wasser sind ferner eigen die Kalkalgensedimente, da diese Pflanzen nur bis zu der Tiefe gelangen, wo das Licht noch chemisch zu wirken vermag. Ferner sind trübe, daher alle stärker schlammigen Gewässer keine Wohnsitze dieser Gruppe. Deshalb sind Kalke oder gröbere rasch sedimentierte Kalkbreccien das Resultat und zwar oft dichte, halb kristalline bis marmorartige Gesteine. Die kristalline Natur wird wohl zum Teil durch die Cellulose bedingt, welche nach dem Absterben in den Krusten eingeschlossen bleibt und nachträgliche Zersetzung in Kohlensäure erfährt. Schon vor Jahrzehnten hob dies J. WALTHER hervor und führte darauf die Erhaltung mancher Fossilien als Steinkerne und die dichte Struktur des Zementes und dessen Verschwimmen mit den Einschlüssen zurück, betrachtete also dies als diagenetische Lösungsprozesse. Die Molluskenfauna solcher Schichten ist im Tertiär oft sehr mannigfaltig und zum Teil aus großen Arten zusammengesetzt. Typisch sind die Lithothamnienkalken des italienischen und sizilianischen Pliozäns, die Leithakalke des Wiener Beckens und die Granitmarmore Bayerns nebst den schon genannten nummuliten- und orbitoidenreichen Algenkalken Istriens. Die dichten Lithothamnien verursachen so dichtes Gefüge, daß es mitunter Politur gestattet. Da diese Florideen im Mesozoikum fehlen oder nur untergeordnet sind, so haben wir dort andere gesteinsbildende Kalkalgen. Im oberen Jura (Astartien) und im oberen Hauptoolith erscheinen sog. Mumienkalke, die wohl nichts anderes als von sphärocodienähnlichen Algen erzeugte Krusten darstellen. Kleine Schnecken, Seeigel und Zweischalerreste sind von diesen Kalklamellen umschlossen und liefern schließlich ebenfalls meterdicke, feste, kompakte, fein struierte bis dichte Kalke. Dies erinnert weiter an evinospongienartige Gebilde in den Dolomiten der lombardischen Trias und an die Sphärocodienkalke der Hallstätter Facies, vor allem aber an die Girvanellenkalke des got-

länder Silurs. In dem letzten sind alle Übergänge von den losen Girvanellenkalksanden mit Crinoiden und Spirifertrümmern bis zu den festen Bänken, die dem süddeutschen Mumienhorizont des Doggers völlig gleichen, vorhanden. Loxonemen, kleine Bellerophoniten, Spiriferiden, Chonetes werden von diesen oft schließlich traubigen Krusten eingehüllt. Auch in einzelnen Bänken der Wassalem'schen Schicht kenne ich mitten im Crinoidenkalk solche Knollenlagen. Inwieweit diese Pflanzen bei der Bildung der Rifffalke des Corallien, Astartien und Pterocerien im Jura Gebirge mitwirkten, entzieht sich noch im einzelnen unserer Kenntnis; vorhanden sind sie unzweifelhaft. — Die dritte wichtige Algengruppe sind die Siphoneen, welche vom Untersilur bis zum Urgon kalkriffbildend erscheinen. Die untersilurischen Vermiporellen- und Paläoporellenkalk sind dicht (nur die Algenröhren oft kristallin umgewandelt), ungemein arm an Fossilien, so daß man in Hunderten von Geschieben kaum ein Fossil findet. Darin stimmen sie ganz überein mit den triadischen Gyroporellen- und Diploporenkalken. Aber die letzten sind wohl wegen der größeren Mächtigkeit kristalliner und dolomitischer. Zu eigentlichen Algenriffen gelangt es im Silur nicht wie in der oberen alpinen Trias. Das liegt wohl daran, daß das Baltikum im Obersilur ein aufsteigendes, die Ost- und Südalpen im Keuper ein sinkendes oder stark bewegtes Gebiet waren. Nur dadurch wird die enorme Dicke der Algenkalke erklärlich und nicht minder die vielen heterogenen Einschaltungen von Echinodermen- und Korallenkalken an bis zu Lumachellen, vulkanischen Tuffen und Kohleasphaltschiefern. Dicke Zweischaler siedeln sich auf diesen Riffen an (*Megalodon* ev. *Dicercardium*), aber Austern jeder Art fehlen, desgleichen Seeigel oder sind wenigstens recht spärlich, während große Schnecken (*Chemnitzia*, *Pseudonerita*) lokal üppig gedeihen. Diese Vergesellschaftung prägt sich noch schärfer im Urgonkalk aus, obwohl derselbe sonst Übergänge nach verschiedenen Richtungen zeigt. Er ist kein reiner Algenkalk mehr trotz *Diplopore* und *Lithothamnium*, sondern enthält in buntem Gemisch Milioliden, Korallen, Bryozoen, Echinodermenfragmente. Er steht darin dem Juraoolith eher nahe und soll bei diesem Gestein mit behandelt werden. Die großen an *Diceras* sich anschließenden Requienien, Toucasien, Monopleuren, Capriniden mit den sie begleitenden Nerineen *Strombus*, *Actaeonella* und *Pterocera*-Individuen leiten ebenfalls zu den Hippuritenkalken über. — Schon früher ist von mir betont worden, daß morpho-

logisch und petrogenetisch die jüngeren Lithothamnien im Paläozoikum durch die Stromatoporenfamilie ersetzt wird, und man könnte im Malm in gleichem Sinne auf die Ellipsactinien hinweisen.

Zoogene Trümmerkalke stellen oft die Rudistenkalke dar. Bankweise, so daß die Individuen sich gegenseitig störten, sind diese Muscheln angeheftet gewesen und haben ihre Eier in die Lücken fallen lassen, wo die jungen Exemplare zwischen den alten emporwuchsen. Daher das Bestreben zu raschem Wachsen, kegelförmiger Gestalt, zu Böden im Innern und die Reduktion der zum Deckel gewordenen Klappe. Alles das ist bei den obercretacischen Formen bis zum Extrem entfaltet, und daher bei diesen eine wirkliche Riffacies eingetreten, die den Urgonformen noch meistens abgeht und bei den triadischen Megalodonten gar nicht ausgesprochen vorkommt. Die starke Abrollung vieler Stücke, der Grus und die zwischen den Schalen angehäuften Trümmer beweisen eine littorale Entstehung. Zu dem gleichen Schlusse führt die Vergesellschaftung der Hippuriten mit Korallen (Gosau), sowie die oft direkte Überdeckung mit brackischen Sedimenten (Provence) oder über den Urgonkalken die oft so deutliche Lücke der mittelcretacischen Meeresverschiebung (Diois). Auch diese Hippuriten-Rudistenkalke sind bei bedeutenderer Dicke ein Beweis für langsame Senkung bei gleichbleibenden allgemeinen faunistischen Verhältnissen. Jede Unterbrechung macht sich sofort bemerkbar, und das ist die geologische Bedeutung des weitverbreiteten mergeligen Orbitolinienbandes an der Basis des oberen Schrattekalkes in der Schweiz, Dauphiné und Sorrentiner Halbinsel. Die glaukonitischen Spatkalke oder Mergelkalke des Gault auf den Kurfürsten des Walensees und anderswo bezeichnen das Ende der positiven Bewegung, und deren lokal rascheres Fortschreiten erzeugt umgekehrt sofort das Absterben der Rudisten und deren Ersatz durch mergelige ammonitenführende Sedimente. Die Hippuriten haben wohl etwas ausgedehntere Anpassung besessen. Sie kommen auch in Mergeln vor; wahrscheinlich gestattete die höhere Kegelform auch noch ein Weiterwachsen, wenn schon die Spitze im Schlamm steckte. Rein tonige Schichten meiden freilich auch sie, weil sie dazu zu schwer waren und feiner Schlick die Öffnungen rasch verstopfte. Auch bei allen diesen Rudisten sind irgendwelche Meeresströmungen (Ufer- oder Gezeitenströmungen) vorauszusetzen, die ihnen reichliche Nahrung zuführten. Ihre Verbreitung in der Unter- wie Oberkreide ist stets in der Nähe von Inseln, Untiefen wie Festländern, was die KILIAN'sche

Karte in der Lethäa deutlich zeigt. In Mittelitalien und in der Basilicata sowie wohl in den westlichen Gebirgen der Balkanhalbinsel geht das Urgon unmittelbar in die Hippuritenkalke über, dort setzte sich also die Senkung fort und fand teils im Turon, teils am Ende des Senon erst ihr Ende. — Die Charakteristika der Rudistenkalke im weiteren Sinne sind grobe Bankung, dichte helle Kalke, eng mit dem Zement verwachsene Fossilien, deren Schalen meist spätig erhalten, nur unvollkommen herauswittern. Oft ist alles Aragonitische aufgelöst. Andere Zweischaler kommen nur spärlich vor, sehr selten Cephalopoden; Brachiopoden, Crinoiden, Seeigel fehlen fast ganz oder sind nur in den kreidigen Lokalvarietäten vorhanden, denen wir die guten Rudistenexemplare verdanken (Orgon). — Schon vor der Unterkreide ist von den Pachyodonten der Versuch einer ähnlichen Faciesbildung gemacht, nämlich in den „Grauen Kalken“. Die *Durga*, *Pachymegalon* und Verwandte kommen an drei Stellen in gleicher Weise vor: Timor nach WANNER, Sette Comuni und Dept. de la Sarthe nach G. BÖHM, an den letzten beiden Stellen in der Nähe von Inseln. Aber die große Verbreitung wie im Urgon oder in den Hippuritenriffen erreichen sie nicht. Die jurassischen Diceraten erscheinen in Riffkalken des europäischen Malm vom Oxford bis zum Tithon in immer größeren Exemplaren und im oberen Jura des Somalilandes, sie bereiten die weltweite Verbreitung der Requierien vor. Interessant ist, daß in den Mergeln der „Grauen Kalke“ *Orbitolites praecursor* die Rolle der *Orbitolina lentularis* übernommen zu haben scheint. Die volle reiche Entfaltung der Pachyodonten und Hippuriten ist im Mesozoikum an die offene See, vielleicht an wärmeres Wasser gebunden. Das sieht man besonders an den Requierien, die nicht in der norddeutschen Kreide auftreten und an den Hippuriten, welche in der deutschen Oberkreide nur verkümmerte Exemplare liefern. Auch *Diceras* gedeiht zu ganz großen Individuen nur an der Grenze des alpinen Meeres und fehlt z. B. dem pommerschen Oxford, obwohl es bis Hannover vordringt.

Als eine kalkige Strandfacies, die nur rezent und dann auch nur lokal (Bahamas und Bermudas) entfaltet ist, seien hier noch die Serpulitatorolle erwähnt. Derartige ausschließlich von solchen Würmern aufgebaute Kalklinsen fehlen fossil, so häufig im Jura und in der Kreide auch Serpuliden neben anderen Formen auftreten. Der Serpulit Hannover besteht zwar aus Wurmröhren, ist aber zusammengeschwemmtes Trümmerwerk, das am Strande

in stillerem Wasser abgelagert wurde, wie seine Verbindung mit Purbeck dartut.

Nun kommen wir zu den Oolithen. Von vornherein scheidet sich den ganz anders entstandenen Rogenstein des mitteldeutschen Buntsandsteins aus. Es ist allmählich eine große Literatur über den Oolith erwachsen. Wenn auch die eigentliche Petrogenese noch immer nicht ganz klar ist, so sind doch folgende Punkte sicher. Marine Oolithe sind immer Flachwassersedimente und zwar wahrscheinlich in einer der Gezeitengrenze und der Wellenwirkung angehöriger Region entstanden. Kalkalgen, zerriebene Austern, zertrümmerte Crinoiden, zerfallene Seesterne, Bryozoen, kleiner Schneckenrus, Foraminiferen sind zusammengetragen und dienen in kleinsten Stücken als Ansatzpunkte des schaligen Kalksedimentes. Die meisten Oolithe sind gebankt und besitzen oft ausgesprochene Kreuzschichtung wie der Buntsandstein; Wellenfurchen bedecken gelegentlich die Schichtfläche, bohrende Lithodomen sind stets in gewisser Menge vorhanden. So massenhaft organische Trümmer sind, so selten kommen bessere Stücke vor, meistens nur in einzelnen Bänken; oft ist alles inkrustiert und formlos geworden. Die Kreuzschichtung deutet flache langgestreckte Wannen und Scharen an, die zugefüllt wurden und an anderer Stelle sich neu bildeten. In diesen Rinnen und Löchern lebten kleine Austern (*Ostr. acuminata*), *Pecten*- und *Lima*-Arten, die noch unbedeutenden Nerineen des Doggers, Serpuliden, Bryozoen, Rhynchonellen und Terebrateln und im Sande staken die *Echinobrissus*, *Chlypeus* und *Holectypus* neben Diatematiden und Cidariten. Es ist sehr wichtig, daß mit dem ersten Auftreten dieser Strandfacies im mittleren Jura sich auch die ersten irregulären Seeigel einstellen. Belemniten findet man stets, Ammoniten seltener, ganz vereinzelt Knochen von Sauriern. Aber wie betont, mächtige Lagen (Oolithe de Jaumont) sind fast fossilfrei. Als Typus habe ich soeben den Hauptoolith des Rheintals geschildert. Ihm schließen sich die Oolithe des Rauracien und Astartien im Schweizer Jura an, nur ist das Korn oft größer, die Gastropoden (*Nerinea*) größer und zahlreicher, auch macht sich eine innigere Verquickung mit Korallenriffen bemerkbar, die im Hauptoolith nur oben vorübergehend eine Bedeutung erlangten. Dies zeigen in noch höherem Grade die Oolithe des Malm längs der Maas, wo wirkliche Koralleninseln bestanden haben und Landpflanzen eingeschwemmt sind, während in Schwaben Oolithe in den gleichen Schichten zurücktreten. *Diceras* fehlt noch dem

Dogger, daher nehmen dicke Macrodon (*M. Hirsonensis*) gewissermaßen ihre Stelle ein. Man sieht wie hierher der Urgonkalk paßt, wenn wir ihm gewisse Merkmale der Korallen- und Rudistenriffe zugestehen, die dem typischen Oolith abgehen. Die bezeichnende Struktur ist vielfach in ihm entwickelt. Mit dem oberen Jura (Hannover) verschwindet der Oolith aus Nordeuropa, um in der Oberkreide nur noch im Mittelmeergebiet vorzukommen. Am Mte. Alburno bei Pästum beobachtete ich typische Oolithe vom Habitus unserer Rauraciengesteine an der Grenze von Kreide und Eozän und manche italienische Nummulitenkalke sind ihm nah verwandt. Im jüngeren Tertiär bildet er sich auch dort nicht mehr. Das gibt wichtige Fingerzeige für die Oolithentstehung überhaupt. — Älter als Dogger ist diese Struktur an einzelnen Stellen der triadischen Algenkalke (Mitte des Mte. Salvatore bei Lugano und bei der Kapelle auf dem Saumpfade nach Esino, im bankigen Hauptdolomit bei Salerno) vorhanden, dann im gotländischen obersilurischen Korallenkalk, unvollkommen im Eifeler Stringocephalenkalk. In allen Fällen sind es Riffe, deren flache Wasser diese Bildung begünstigten, am meisten in Gotland, wo bis erbsengroße Oolithkörner Bänke zusammensetzen. Darin treten, wenn diese letzten auch oft fossillere sind, natürlich Brachiopoden und Crinoiden an den Platz der mesozoischen Arten. Dickschalige Pentameriden vertreten die Zweischaler, *Maclurea*, *Worthenia*, *Murchisonia* die Nerineen und Naticiden.

Soweit ist alles in schönster Ordnung. Sobald man aber die Eisenoolithe mit in diese Serie hereinzieht, fällt alles auseinander. Die Eisenoolithe von Bajoux umschließen eine ganz andere Fauna, ~~desgleichen~~ die deutschen Humphriesi- und Macrocephalus-Oolithe. Deshalb bin ich der Ansicht, daß dies ganz heterogene Sedimente sind, die genetisch recht wenig miteinander zu tun haben, daß also die Entstehung der Eisenerzkörner auf ganz andere Prozesse zurückgeht.

Als eine besondere Art der Oolithbildung sind im deutschen Muschelkalk die Schaumkalklagen aufzufassen. Im Wellenkalk von Sachsen und Thüringen und bei Rüdersdorf kommen diese jetzt oft porösen, weil stark ausgelaugten Lagen vor. Sie enthalten massenhaft kleine Schnecken, dann Zweischaler und Brachiopoden und müssen ebenfalls Absätze flachen Wassers sein, aber so daß sich statt der normalen Kalkoolithe irgendwelche leichter löslichen Modifikationen (? Aragonit) ausschieden. In Süddeutschland haben diese unter der Orbicularisbank eingeschalteten festen Lagen oft direkt brecciöse Struktur mit Wellenkalktrümmern und eingelagerten

Crinoiden und Zweischalern (*Lima*) sowie Brachiopoden (*Spiriferina*). Die Oolithe sind bräunlich zersetzt, als wären sie aus Braunspat ursprünglich gebildet gewesen. Diese Schichten sind sicher in der Überflutungszone bei ganz schwachem Aufsteigen des Bodens oder Sinken des Seespiegel entstanden. Oolithisch sind ferner einzelne Bänke des Trochitenkalks und Schichten im Trigonodusdolomit, auch Seichtwassersedimente. Hierhin kann man ferner die Kieseloolithe der oberen Anhydritgruppe rechnen.

Da wir einmal bei den kalkigen Schichten sind, besprechen wir am besten gleich den Rest derselben und zwar diejenigen, welche man für Bildungen des tieferen Meeres hält. Es sind dies Globigerinen-, Pteropoden-, Ammoniten- und Aptychenkalke und Kalkschiefer. Alle haben das Vorwalten je eines dieser Organismen bis zur Ausschließung anderer gemein. Bei allen aber ist durchaus unsicher, in welcher Tiefenzone sie entstanden. Notwendig ist nur die Annahme eines ruhigeren Wassers oder ausgesprochener Strömungen in oder aus offenerem Wasser, die zu massenhaften Anhäufungen dieser Schalen führten. Ferner zeigt sich nicht selten bedeutendere Mächtigkeit, aus der sich dann lokal auch eine ursprünglich vorhandene beträchtliche Eindellung der festen Erdrinde ableiten läßt. Globigerinen und andere planktonische Foraminiferen treten auch in ufernahen Sedimenten zahlreich auf. Pteropodenmergel sind im Miozän und Pliozän Italiens innig mit Muschelsanden und Mergeln verknüpft; auch kommen z. B. in den Sternberger Kuchen Vaginellen recht viel vor, ohne daß diese Konkretionen mit dem großen Fossilinhalt gerade Tiefsee andeuten. Die Feinheit des einbettenden Materials spielt bei der Überlieferung dieser dünnchaligen Planktonformen die Hauptrolle und ist allein an der Anreicherung Schuld.

Foraminiferen (Globigerinen), Kalke und -Schiefer sind von der oberen Trias an bekannt, besonders in der alpinen-mediterranen Region z. B. Hauptdolomit von Kärnten, Foraminiferenschiefer der helvetischen Kreide (Seewerkalk, Couches rouges im Oberengadin, in dem Briançonnais und Scaglia); ferner die Kreidekalke im nördlichen Vorlande des Kaukasus bei Pjatigorsk und in der Libyschen Wüste. Neben Globigerinen herrschen Textilarien und Rotalien. Meist sind in den dichten reinen Kalkgesteinen die Foraminiferen so erhalten, daß die Schale innig mit dem Zement verwachsen ist und in den Kammern sich heller sekundärer Calzit ausgeschieden hat. Die vielen kleinen Hohlräume erzeugten durch die Verwesungsgase

in dem Schlamme eine ähnliche Umwandlung und Neubildung wie in den Gyroporellenriffen. Diese Umsetzung greift nicht selten auf das Zement über und erzeugt kryptokristalline Struktur, in der schließlich die Schälchen auch zugrunde gehen oder nun an etwas anderem Korn oder an Trübungen innen oder außen erkennbar sind. Diese reinen Foraminiferenkalke sind unzweifelhaft etwas anderes als die Schreibkreide mit ihrer mannigfaltigen Fauna aus großen Schaltieren. Sie allein, nicht die Kreide, sind eventuell dem Globigerinenschlamm der heutigen Meerestiefen vergleichbar. Trotzdem zweifle ich an der Gleichartigkeit. Wo solche fossilen Kalke große Mächtigkeit in verhältnismäßig kurzem geologischen Zeitraume erreichen, kann echte Tiefsee kaum in Frage kommen, da ja in deren weiten Räumen die Sedimentation sehr langsam erfolgt und Auflösung des Kalkes wieder eintritt. Ich kann nur an lokale Löcher oder Kesselbuchten denken, in die diese Tiere verschleppt wurden, untersanken und auffüllend wirkten und zwar gerade durch unaufhörliches Hineintreiben infolge von Meeresströmungen. Die reiche Foraminiferenfauna der kreidigen Mergel von Kar Nikobar mag ein junges derartiges Gebilde sein, ebenso die sizilianischen reinen Protozoenmergel. Auch der Seewenkalk ist kein Tiefseegebilde, obwohl er sich mitunter ganz ausschließlich aus solchen Schälchen aufbaut. Aber selbst, wenn man für manche alpine Foraminiferenkalke Tiefsee annimmt, so kann es sich doch immer nur um lokale Kessel geringer Dimensionen gehandelt haben; also beim Seewenkalk um eine tiefere Straße längs Plateau central und der mitteleuropäischen Kreideinsel einerseits und den alpinen Inselgruppen auf der anderen Seite. Außerdem transgrediert er oft mit basalem Gerölle von Gault. Die Foraminiferenschiefer (marbre en plaquettes) des Briançonnais, die für Kreide gelten, ruhen unmittelbar auf tithonischen Kalkbrezzen (Marbre de Guillestre), desgleichen die Couches rouges an vielen Punkten der Schweizer Alpen auf Oberjurakalken. Was müßte man dort für plötzliche Verschiebungen nötig haben, um ohne Zwischenbildungen zu abyssischen Sedimenten zu gelangen! Die Scaglia ist mit Hippuritenriffen verbunden und rote Foraminiferenschiefer bei Bergamo stehen eng mit Küstenkonglomeraten in Verbindung.

Was hier soeben von den Foraminiferen gesagt ist, gilt auch für die Radiolarien und daher für die Radiolarite führenden Kalke, sowie für die Pteropoden. In Europa haben wir im Tertiär überhaupt keine Tiefsee und nur aus diesen Schichten kennen wir

Pteropodenmergel. Die oligozänen Ofener Mergel sind Landpflanzen führenden Schichten stratigraphisch so nahe gerückt, daß sie nur eine lokale Anhäufung von diesen freischwimmenden Schnecken sein können. Ringsumher lagen Festland und Inseln. Bei den Radiolarien ist die enge Verknüpfung mit Kalksedimenten zu betonen, wie ich schon früher getan habe. Ein alpiner Tithonkalk mit Radiolaritknollen und Schnüren ist kein Äquivalent eines rezenten, fast rein kieseligen Radiolarienschlammes. Außerdem ist sehr sonderbar die bank-, band- oder schnurförmige Einlagerung der Kieselmassen. Ich möchte dies auf vorübergehender Zuführung gewaltiger planktonischer Radiolarienschwärme zurückführen, also auf Winde und Jahreszeitenströmungen. In den Meeresstraßen und Inselgebieten sind die Tiere relativ rasch abgestorben, untergesunken und haben einen dünnen kieseligen Schleier über den Meeresboden gebreitet, aus dem sich die Hornsteinlagen und Knollen entwickelten. Erforderlich ist allen drei Fällen eine offene und wahrscheinlich einseitig verengte Verbindung mit der Hochsee oder einem größeren freieren Meeresteil etwa wie die afrikanische und tyrrhenische See.

Schwierig wird erst die Deutung der Cephalopodenkalke und der Aptychenmergel und zwar deshalb, weil wir von der Lebensweise der fossilen Nautiloiden und der Ammoniten eigentlich gar nichts wissen. Sie können benthonisch gelebt haben und auch zeitweilig oder dauernd geschwommen sein. Außerdem können nach dem Tode die leeren Gehäuse vertrieben und zusammengeschwemmt sein. Man staunt häufig bei triadischem oder devonischem Ammonitenkalk über die dichte Packung der Schalen. Das ist aber nichts besonderes, ist nicht anders als im Gammamergel des Randen oder der Schwäbischen Alp oder im Gaultgrünsand des Vercors bei Grenoble. Auch in den reinen Ammonitenkalken sind die Tiere nur bankweise reichlich, während dazwischen oft mächtige fossilleere Komplexe liegen. Auf Tiefsee ist aus massenhaftem Vorkommen von Ammoniten nicht zu schließen, dann müßten die Macrocephalusschichten bei Banz auch so zu deuten sein oder die eben genannten Grünsandschichten des Vercors, auf die in jenem Gebiete Trockenlegung folgt. Ich denke diese vor zwei Jahrzehnten geltende Auffassung ist endgültig abgetan. Ich persönlich möchte auch bei diesen Ammonitenkalken an lokale und zeitweilig massenhaft erfolgte Zusammenschwemmung denken und zwar deshalb, weil wir ja für sich vorkommend die Aptychenkalke und -Schiefer haben. Sind die Aptychen die Deckel, welche mit dem herausgefaltenen Tiere untersanken, so

müssen die vielen zugehörigen Gehäuse anderswo geblieben sein und sind nach Art der *Spirula* vertragen. Zwischen den ostalpinen Keuperriffen z. B. blieben sie hängen und mögen dort vor dem Untersinken nach Art der Bimssteine Schalenfelder gebildet haben. Schließlich sanken sie in den Schlamm tiefer stiller Buchten ein. Wurden sie direkt in den Schlick der Gezeitenzone eingewellt, so erhalten wir die schon oben besprochenen roten Orthocerenkalke und den Ammonitico rosso. Es ist vielleicht nicht ohne Bedeutung, daß sich die fichtelgebirgischen und schlesischen Clymenienkalke am Rande der böhmischen Masse, die Adorfer Goniatitenkalke in einem Gebiete sehr wechselnder Facies, die kulmischen Kalke von Ratingen im aufsteigenden Carbongebirge, die Hallstätter Kalke im Tiroler Riffgebiet und die Stramberger Tithonkalke wieder an der Grenze der offenen See befinden.

Im Gegensatz zu diesen Ammonitenkalken stehen in gewissem Sinne die Aptychenkalke. Ist die oben gegebene, wohl allgemein anerkannte Deutung für das isolierte Vorkommen dieser Deckel richtig, so ist dort freieres Wasser anzunehmen. Damit stimmt vollkommen, daß in diesen Schichten fast immer neben den Aptychen Belemmiten zu finden sind, da das schwere Rostrum ebenfalls sofort untersank, sobald das Tier verfault oder gefressen war. In diese Kategorie gehören unzweifelhaft auch die jurassischen tonigen Kalkschiefer der Alpen, die oft ausschließlich, aber massenhaft Belemmiten führen und später dynometamorph verändert wurden.

Diese Schiefer leiten über zu einer anderen Gruppe von sog. Tiefseebildungen, zu denen ich gewisse Spongienschichten und einen Teil der sog. Flyschgesteine rechne. Es sind schiefrige oder dünnbankige Sedimente, oft Schiefer, teils kalkig-mergelig, teils kalkig-tonig bis rein tonig. Gekennzeichnet sind sehr viele von ihnen durch die Fucoiden genannten problematischen Gebilde, mitunter häufen sich in ihnen lose Kieselspongiennadeln zu ungeheuren Massen an. Als ersten Typus dieser Facies führe ich den Lias des Luganer Sees und speziell des Monte Generoso an, der ja im Schafberg bei Salzburg und in der Klippenregion der Mythen usw. seine Analoga hat. Es handelt sich um mächtige gebankte tonige Kalke, bei deren Auflösen eine Unmenge von meist losen Spongiennadeln und natürlich von Radiolarien sowie verkieselten kleinen Mollusken und und Crinoidentrümmern übrig bleibt. Der Tongehalt ist stets sehr groß, das Gestein ist daher dunkel, oft stark bituminös. Wenn diese Kalke verwittern, so bleibt ein braunes lockeres Gewebe

zurück, in das der Hammer hineinfährt, ohne es zu zerschlagen. In den Kalken sind Bänder von dunklem Hornstein regelmäßig eingeschaltet. In diesem Falle ist er oft eine wirkliche Konzentration des durch das ganze Gestein verteilten Kieselsäuregehaltes. Man sieht das vor allem daran, daß beim Ätzen verkieselte Kalke übrig bleiben, in denen die Spongiennadeln hohl sind. Der Kalk ging in die Nadeln, die Kieselsäure in den Kalk. Diesen Umsetzungsprozeß habe ich wiederholt im baltischen Senon beobachtet, nämlich im Bornholmer Arnagerkalk und im unteren Baculitenkalk des westlichen Hinterpommerns (Dobberpfuhl). Diese beiden in flachem Wasser abgesetzten Spongienkalken mit ihren vielen verdrückten Schwämmen, Wurzelnadeln und zahllosen einzelnen Nadeln stellen Brücken zu diesen hier behandelten Sedimenten dar und zeigen, daß auch diese Facies keinen unmittelbaren Beweis für eine bestimmte Tiefenstufe liefert. Der Arnagerkalk liegt unmittelbar auf unteren groben Grünsand und enthält mit Ausnahme der Schwämme dieselben Fossilien wie seine Basis. Ich sehe eigentlich keinen wesentlichen Unterschied zwischen diesem Kreidekalk und den liasischen genannten Sedimenten, nur daß letztere bituminöser, etwas toniger sind und vor allem mächtiger. Sie sind weder einer kräftigen Oxydation ausgesetzt gewesen wie am Rand Bornholms, noch in der unmittelbaren flachen See entstanden, sondern in einer tiefen, während der Sedimentation sich weiter einsackenden Rinne. Wie nahe anfangs die Küste war, zeigen die Crinoidenriffe von Arzo und Saltrio. — Wahrscheinlich sind hier ferner die Kieselkalke des helvetischen Hauterivien (Walen-Vierwaldstätter See) unterzubringen, vor allem aber manche kieseligen Schiefer des alpinen Flysch. In ganz unglaublicher Menge liegen oft in diesem letzten lose aufeinander gehäufte Schwammnadeln und zwar geradeso wie im Luganer Lias, ohne daß man Schwammkörper reichlicher anträte. Das einzige sind die Fucoiden, von denen sicher einzelne Horn- oder Kalkschwämme und keine Algen waren, da in der schwarzen Masse oft eine eigenartige Körnelung wahrnehmbar ist und die keulenförmigen Enden der Äste durchaus gegen Tange sprechen. Auch bei diesen Sedimenten sind tiefe, aber vielleicht schmale Wasserstraßen die Ablagerungsorte gewesen; denn seitlich und nach dem Hangenden gehen diese Spongienmergel durch Sandaufnahme allmählich in die Nummulitensandsteine, Sandkalke und Konglomerate über.

In gleicher Weise denke ich mir auch die den Flyschschiefern

ähnlichen älteren Bildungen der Kreide (Karpathen), des Urgons (Kreideflysch in der Falknis von LORENZ), Allgäuschiefer des Lias und manche devonischen Schiefer (Tentaculitenschiefer) entstanden. In der norddeutschen Kreide findet man fucoidenreiche Kalkschiefer mit reichlichen Spongiennadeln direkt verbunden mit den Feuerstein führenden Lagen (Unterturon Vorpommerns) oder auch allein spongienermer vorkommend (Pläner von Goslar). Das sind Ansätze zu einer derartigen Bildung, die nur nicht die Dicke der tertiären alpinen Schichten erreichte. Diese Mächtigkeit muß unbedingt auf bedeutende terrigene Einschwemmung zurückgehen; wo sollte sonst all der Ton herkommen? Wir beobachten ja auch randlich immer die grobklastischen zugehörigen Gesteine, deren feinere Teile etwas weiter hinausgetragen wurden und die Tiefen auffüllten. Eigentlich freie offene Tiefsee deutet uns der alpine Flyschschiefer keineswegs an, wohl aber durch Abwesenheit der Kalkalgen, großen Muscheln usw. schlammige Tongründe in Rinnen und Kesselform zwischen zahlreichen Inseln und Inselketten. Die Liasschiefer des Allgäu sind auch mit Brachiopodenkalken und Crinoidenbreccien verknüpft und diese wieder mit Konglomeraten und Breccien, so daß die Parallele mit dem Eozän vollständig ist. Auch die flyschähnlichen Schiefer der oberen Kreide am Nordrande der Alpen zeigen bisweilen die ganze Reihe. Sie geben uns einen deutlichen Übergang durch die vereinzelt Inoceramen zu den in Mittel- und Unteritalien im Appennin weit verbreiteten Massen der Argille scagliose und dem Alberese.

Man hat gelegentlich den hohen Bitumengehalt (Salsen) dieser und verwandter Schiefermassen auf ihre bathyale Entstehung zurückgeführt und jene mit dem schwarzen Schlamm des Schwarzen Meeres (— 1200 m) verglichen. Das ist gar nicht nötig; denn erstens können dunkle Schiefer abgetragen sein, die wieder einen solchen Schlick liefern, wie man es im Golf von Genua vor der Mündung der Apenninenbäche sieht. Zweitens liefert auch der Marschboden einen dunklen zähen Schlamm und ist littoral entstanden. Bituminös sind die Posidonienschiefer des Lias, die Asphaltischiefer der oberen alpinen Trias und sind durch ihre Landpflanzen sicher küstennahe Absätze.

Es gilt von diesem organischen Gehalt dasselbe wie von der roten Farbe vieler Cephalopodenkalke, weil sich dieselben Gründe dabei anführen lassen. Dazu kommt aber noch, daß feine eingestreute vulkanische Asche bei ihrer Zersetzung ebenfalls roten Habitus hervorruft. Wir haben dies in den Raibler Schichten des

Schlern in ausgesprochenen Flachwassersedimenten und in den gleichaltrigen bunten Sandsteinen der Bergamasker Alpen ganz klar. Deshalb werden wir bei anderen roten Triaskalken der weiteren Umgebung jener Vulkane eine gewisse Rücksicht auf diese Umstände zu nehmen haben. Auch der rote Tiefseeton der Gegenwart ist wohl ein solches Gebilde. Bei allen diesen roten Sedimenten ist zu bedenken, daß sie, wenn die Farbe durch Eisenverbindungen hervorgerufen wird, immerhin eine bereits vorhandene oder bei dem Absetzen erfolgte kräftige Oxydation voraussetzen. In fossilreichen, daher bituminösen Tiefseebildungen kann solche nicht eintreten, sondern muß eher zugunsten einer Pyritentwicklung verschwinden. Man möge sich auch dies Moment im entsprechenden Falle bei Beurteilung roter Kalke vor Augen halten; wenigstens sind die vielen roten Crinoiden- und Brachiopodenkalke mir dadurch einigermaßen verständlich geworden, weil sie eben in einer Zone sich bildeten, in der Sauerstoff noch reichlicher zu wirken vermochte. Im Gegensatz dazu stehen die als in tieferem Wasser entstanden betrachteten Ammonitenmergel mit verkiesten Fossilien der südostfranzösischen Unterkreide (Dauphiné, Divois), die Löcher zwischen Urgonriffen ausfüllten.

Wenn ich nun so die Hochsee- und Tiefseebildungen früherer Zeiten ungemein einschränke, so fragt man unbedingt, ob wir denn aus älteren Formationen gar nichts derartiges haben und woran man solche Sedimente überhaupt erkennen kann. Nach meiner Ansicht ist ein Weg zur Lösung klar vorgezeichnet. Größere Meere haben eine gewisse Konstanz, ausgedehnte weite und bedeutende Tiefen gehen nicht auf einmal in Flachsee oder Festland über. Dies ununterbrochene Schwanken auf und ab, das wir in Europa beobachten und zwar in der ganzen Zone zwischen der afrikanischen und skandinavischen Masse zeigt, daß der Boden dort kaum diese Bedingung erfüllte. Wir haben zweifellos wiederholt tiefe Löcher und Kessel dort gehabt, aber dazwischen immer wieder Inseln, die wie im Carbon, im Wealden, im Tertiär sich zu mehr oder minder verschmolzenen Landflächen zusammenschlossen. Darin liegt die Bedeutung Europas für die geologische Chronologie. Es haben sich alle Phasen in diesem kleinen Gebiete irgendwie bemerkbar gemacht. — Suchen wir nun das Gegenteil auf, so muß es sich da um Gebiete handeln, welche längere geologische Zeitabschnitte auf weite Flächen gleichen Charakter tragen. Für terrestrische Entwicklung mag Skandinavien als Beispiel dienen, das vom Devon aus immer

nur randlich oder streifenweise unbedeutend überflutet war (Lias, Senon in Schonen, Yoldiasee in Mittelschweden). Als ein bis zu einem gewissen Grade marines Gegenstück nenne ich das Moskauer Becken. Dies ist eine ausgedehnte Senke vom Callovien bis zum Ende des Neocom gewesen und zwar sind die dunklen Tone, der Fossilinhalt (hauptsächlich Ammoniten, Belemniten und Aucellen) sich so ähnlich auch in der Erhaltung, daß wir dem im übrigen Europa gar nichts an die Seite zu stellen haben. Dort war zweifellos offene See, die gelegentlich auf die eine oder andere Weise mit dem mitteleuropäischen Jura kommunizierte (Baltische Straße), aber vor allem sich bis Alaska und Grönland ausdehnte. Im Cenoman erfolgte dort eine Änderung der Sedimente, aber die Meeresbildung geht im Süden des Beckens ohne Unterbrechung bis in das Alttertiär hinein. — Ein zweites Beispiel ist vielleicht die Juraserie der Molukken, in denen wir vom Lias an bis zur Kreidegrenze und vielleicht darüber hinaus eine gleichbleibende petrographische Schichtenreihe beobachten, nämlich dunkle Tone mit kalkigen Concretionen und darin wieder vorzugsweise Ammoniten und Belemniten. In beiden genannten Hochseerealen fehlen alle Riffe, seien es Algen, Zweischaler oder Korallen, auch sandige Sedimente treten zurück mit Ausnahme von vulkanischen Tuffen in den Molukken. Ebenso ist der Kalkgehalt nicht sehr groß und nur lokal gesteigert (Burukalk, der übrigens vorzugsweise triadisch sein soll). Wahrscheinlich lassen sich in der asiatischen Trias ähnliche Verhältnisse nachweisen; das mögen andere Kollegen entscheiden, die diese besser kennen als ich. Die vielen einzeln beschriebenen Faunen, deren Vorkommen und petrographische Einbettung oft unsicher ist, lassen vielleicht noch keinen entsprechenden Schluß zu. Die Tethys war eines der wichtigsten Meere vom Paläozoikum bis zum Alttertiär, aber sie hat sehr gewechselt in Lage und Breite, war in Europa immer von Inseln unterbrochen, vielleicht auch im indischen Gebiet. Zur Verbreitung der Meerestiere war sie, wie SÖRGEL jüngst hervorhob, sehr geeignet und bot an ihren Rändern für alle Facies günstige Bedingungen. Nur als wirkliche Hochsee ist sie, im ganzen betrachtet, kaum aufzufassen, jedenfalls nicht zwischen den Alpen und Afrika. Doch davon später!

Über den Rest der Faciesbildungen herrscht allgemeine Übereinstimmung. Deshalb brauche ich hier nicht wieder zu behandeln: die Korallenriffe, die Salz- und Gypslagunen dürrer Strand- oder Wüstengegenden, nicht die terrestrischen Kohlsedimente und Süß-

wasserkalkabsätze oder die Schuttmassen in großen Landsenken und die glazialen Bildungen.

Ich will nur noch einige Worte über Delta- und Brackwasserabsätze zum Schlusse anfügen. Von der Gegenwart ausgehend, wird man im allgemeinen leicht die tertiären Schichten dieser Art aussondern können. Eingebettete Leichen und Teile von Landsäugetieren (Fayum), Landpflanzen mit *Cardium*-, *Conger*ia-*Melanopsis*-, *Potamid*es-Arten gemengt, geben einen guten Habitus ab. Schwieriger sind schon die Fische zu beurteilen, weil sie ihr Medium teils gewechselt haben, teils während ihres Lebens mitunter zu wechseln vermögen. Krokodilier und Schildkröten gehen oft weit stromaufwärts ins Land hinein, Insekten werden in rein marine Schichten vertrieben, ebenso wie Landpflanzen. Im Tertiär wird man sich indessen schließlich noch zurechtfinden, weil die Landverteilung im großen und ganzen klarliegt. Das ändert sich aber, je weiter wir gegen das Cambrium hinaufsteigen. Die älteren Formen sind oft ausgestorben, oder wir haben bei manchen (Anthracosien, Anoplophoren) keinen sicheren Anhalt über ihre Lebensweise. Das gilt vor allem von den Fischen des Oldred und von den Gigantostraken. Wie weit waren ferner die Brachiopoden früher an schwächeres Salzwasser anpassungsfähig? Das läßt sich nach den recenten dürftigen Resten dieses Stammes kaum beurteilen. Um so wichtiger sind solche Gruppen wie die Echinoiden, die niemals in Brackwasser gehen und andere, welche gerade darin ihre Hauptentfaltung erlangen (*Cyrena*). Aber der Hauptcharakterzug von Deltasedimenten liegt in der faunistischen Eintönigkeit, die nur plötzlich auf kurze Zeit unterbrochen wird. Das gilt ebenso von dem petrographischen Habitus. Die faunistische Einförmigkeit wird durch die massenhafte Anhäufung weniger Formen hervorgerufen, z. B. Cyprislager, *Cyrena*-bänke, *Melanopsis*schichten im Wealden, *Cardium*zonen im brackischen Miozän, *Dreissensiagr*us in der Pontischen Stufe. In den Hydrobienkalken sitzen plötzlich tonigere Bänder mit zahllosen *Perna*- und *Mytilus*-Individuen oder wir haben schichtweise bis linsenförmig Partien voll von Heliceen. Ebenso unvermittelt folgen Fischschiefer oder Kohle oder Lagen von Charenresten. Hier und da tauchen auf einmal rein marine Formen auf, wie in den Goniatischenbänken des westfälischen Oberkarbons. Im schwäbischen Obermiozän wimmelt es von Planorben dicht über *Cardium*schichten, die immerhin einen gewissen Salzgehalt bedeuten, während *Planorbis* nicht einmal in die schwach salzige mittlere Ostsee geht. In gleicher

Weise ist Eintönigkeit der Gesteine vorhanden, meist dunkle Tone mit bituminösen Einschlüssen und Sandmassen, die aber ohne Übergänge horizontal und vertikal wechseln.

Für all diese Erscheinungen liegt der Grund in den wechselnden Gefällsverhältnissen des Deltagebiets, mögen sie durch Hochfluten der Ströme oder Springfluten der See erzeugt sein, mag ihnen ferner Abgleiten der Schuttmassen durch eigene Schwere oder durch tektonische Vorgänge zugrunde liegen oder mag Anschwemmung von außen oder innen verbunden mit Hebung den Wasserabfluß hindern. Wiederholte Aufarbeitung, Umlagerung treten ein, der Wind spielt in dem Verschleppen des Dünensandes eine wichtige Rolle. Die Hauptursache ist aber wohl in tektonischer Bewegung zu suchen, die neue Verhältnisse schafft. Dem Bestreben, in diesen den Ausgleich zu schaffen, verdanken alle Delta- und Brackwassersedimente ihre Entstehung.

Dafür ist gerade Mitteleuropa ein ganz vorzügliches Beispiel. Wir haben dreimal diesen Vorgang ganz im großen, erstens vom Oldred bis zum Zechstein, zweitens vom oberen Jura bis zum Neocom, drittens vom mittleren Tertiär bis zur Gegenwart. Jedesmal schließt sich zwischen der skandinavischen Masse im weiteren Sinne und einer mitteleuropäischen Insel eine Meeresstraße und schieben sich gegen deren O—W gerichtete Rinne solche Zwischenbildungen vor. Im Zechstein, Oberen Jura, Cenoman und Alttertiär lebt die Rinne wieder auf. Sie ist auch niemals ganz verschwunden gewesen, vielmehr diente sie wie jetzt z. T. als Ostsee, so früher den skandinavischen Flüssen als Sammelfurche. Transgredierte die See zogen sich die Brackwassersedimente und -Organismen mit den weichenden Rändern zurück. In kleinerem Maßstabe besitzt die gleichen Verhältnisse das Plateauzentral und auf der Ostseite auch die alte kristalline Masse der iberischen Halbinsel. Teilweise läßt sich auch in der Donaurinne etwas ähnliches im oberen Jura und im Miozän verfolgen, nur nicht, vom letzten abgesehen, in gleich klaren Verhältnissen wie im Norden. Die Rinne war dort zu schmal, die Hebung zu groß, so daß Festland mit wesentlichen anderen Bedingungen entstand. Deshalb sind im Süden sowohl Ober-Carbon, als auch Wealden kümmerlich entwickelt. Die Wealdenformation ist eine Vereinigung von Deltabildung mit Strandsümpfen nach Art der an die Missisippimündung sich anschließenden Gebilde oder ähnlich wie das Ganges-Brahmaputradelta, d. h. flache von Wasserlachen, Flüssen und vom Meer beeinflussten Haffen durchzogenes

und durchsetztes Gebiet. Die mit dem Valanginiu wieder einsetzende Senke breitete die Dünen zu Sandsteinen aus. Dinosaurier, Krokodile, Schildkröten belebten diese Landschaft; in den Tümpeln gediehen Cyrenen, Paludinen, Cypriden und Characeen. An der Basis und oben zeigen Austern und Mytiliden den Einfluß der See deutlich an. — Wir haben ein kleines derartiges Delta mit ein wenig mehr marinem Charakter im Mytilus-Dogger der Freiburger Alpen und sehr deutliche Übergangszonen im gleichen Horizonte Nordenglands, in den Stonesfield Slates, wo Schichten mit Unioniden wechsellagern mit Echiniden und Pseudomonotis führenden Bänken. Zahlreiche Landpflanzen und Beuteltiere beweisen die Nähe des Festlandes. — Derartige Gebilde sind auch Lettenkohle und Rhaet. Mit Verflachen des mitteltriadischen Binnenmeeres schieben sich zunächst Deltasedimente von Norden gegen Süden in Deutschland vor. Die weite Verbreitung des Myophorinen haltenden Grenzdolomites zeigt die vorübergehende umgekehrte Bewegung an, Schilf- und Stubensandstein verdanken der Rückkehr der vorigen Verhältnisse ihre Entstehung und die Rhätische Transgression schiebt abermals diese Bildungen gegen die Inselränder (Thüringer Wald) und nach Norden (Schonen) zurück. Wir haben denselben Prozeß in Nordostdeutschland vom Beginn des Tertiärs an; da breitet sich das oligozäne Meer noch einmal weit über Strandsümpfe aus, schafft die Bernsteinsande und den Septarienton, dann entstehen die oberoligozänen Braunkohlen in Schlesien, Sachsen und der Lausitz, wir haben die Bändertone Pommerns, darauf den Rückzug der See und das Zusammenwachsen der Braunkohlensümpfe von Schlesien über Posen mit denen von Hinterpommern, ferner in der Mark und in Mecklenburg, bis etwa in die Gegend der schleswig-holsteinischen N—S gerichteten Halbinsel, an deren Westseite marines Flachwasser-Miozän erhalten blieb. Die Litorinasenkung erzeugte dann postglazial eine beschränkte Umkehr.

Manche von diesen Hebungen und Senkungen haben wir uns gar nicht sehr bedeutend vorzustellen. Es handelt sich oft um flache Meeresböden oder niedrige Landflächen. 30 m Senkung würde die Nordsee bis hart an Köln (36 m) heranbringen (Düsseldorf 27 m); 10 m würden genügen, weite Flächen in Pommern unter den Ostseespiegel zu bringen, ja schon 5 m, um aus Vorpommern eine Insel oder einen kleinen Archipel zu machen. 40 m Hebung legt fast die ganze südliche Nordsee trocken und verbindet England mit dem Kontinent.

Etwas anders ist es, wenn Faltung neue Festländer erzeugt; dann haben wir zwischen den Sätteln und aufgeschuppten Ketten tiefe Mulden, Rinnen, Senkungskessel, und in diesen häuft sich Schutt zu gewaltigen Massen auf. Nicht weite Strandsümpfe bilden sich, sondern lokal anschwellende mächtige Konglomerate, Sandsteinlinsen, schmale Uferzonen, und bei diesen ist man wegen der Fossilarmut sehr oft im Zweifel, wie weit sie unter und über dem Meere abgesetzt sind. Ein Beispiel ist das oligozäne Küstenkonglomerat des Breisgaus, in welchem einerseits *Palaeotherium* einige Male gefunden wurde, das aber andererseits nach seiner Dicke Löcher der Meeresküste ausgefüllt haben muß. — Für ein flaches, langsam aufsteigendes Gebiet mit einer vorübergehenden Senkungsphase halte ich das nordeuropäische Oldred-Areal, das schließlich in karbonisches Festland übergang, so daß bis zum Zechstein von Norden her Tiere und Pflanzen zuwandern konnten.

In diesem Zusammenhange sei der Reliktenseen gedacht. Ein Teil der oberdevonischen Oldredseen wird dahin gehört haben; dann ist eigentlich der deutsche Keuper ein solcher mit einer typischen mehr und mehr verarmenden marinen Fauna. Wir haben die brackischen und limnischen obercretazischen Gewässer der Provence dahin zu rechnen, die Congerien- und Pontische Stufe des südosteuropäischen Miozäns, die Cerithien- und Hydrobien-schichten des Mainzer Beckens, die oberdeutsche-helvetische Süßwassermolasse und endlich die großen mittelschwedischen Landseen als Reste des Yoldiameres.

Diese gesamten Übergangsbildungen sind für die geologische Chronologie und oft auch für die Paläontologie von der größten Wichtigkeit. Nur durch ihre Verzahnung mit marinen Schichten im Süden Englands und in den Ostseeprovinzen ist das Oldred sicher bestimmbar gewesen, desgleichen das Alter der tertiären subhercynischen und subsudetischen Braunkohlenformation.

Nachdem ich einen erheblichen Teil der europäischen Sedimente kurz besprochen und eingereicht habe, möchte ich als Ergänzung zu diesen Ausführungen auf meinen Artikel über die alpine Geosynklinale hinweisen, in welchem ich näher auf die Faciesverhältnisse des Alpengebietes und eines Teils von Südeuropa eingegangen bin. Ich kann die vielen Einzelheiten hier nicht wiederholen.

Fassen wir aber alles zusammen, so gelangen wir zu einem meiner Ansicht nach sehr wichtigen geologischen Resultate. In Europa hat seit dem Cambrium niemals ein freies offenes Meer be-

standen nach Art des Atlantischen oder Indischen Ozeans oder gar des Pacific. Die viel gerühmte Tethys, das mesozoische, vielleicht auch schon paläozoische zentrale Mittelmeer hat immer nur den Charakter eines Inselmeeres besessen.

Im Norden und im Süden haben gewisse Landmassen bestanden, die See ist vorübergehend über deren flache Ränder hinweggegangen über die skandinavische Masse im Cambrium und Silur, über die afrikanische z. T. in der Kreide, im Alttertiär, im Pliozän. Zwischen beiden taucht erst der karbonische, dann der alpine Gebirgsbogen auf. Der karbonische geht in Stücke in Perm und Trias mit Binnenmeerbildung im nördlichen und mit vielen Riffen, vulkanischen Eruptionen, Inseln und Halbinseln im südeuropäisch-alpinen Abschnitte. Die Rhaettransgression schafft ein mitteleuropäisches jurassisches Schelfmeer mit einzelnen großen Inseln wie die Bretagne, Ardennen, Plateauzentral, Böhmen, Teile der iberischen Masse, Inseln im alpinen Gebiet und in Italien und in Südwesteuropa. Am Ende der Jurazeit schließen sich im Norden vorübergehend die Landmassen mehr oder minder zusammen, bis in der cenomanen Überflutung die rückläufige Phase ihren Höhepunkt erreicht. Diese hat wieder im Senon ihr Ende und dann folgt nochmals eine positive Bewegung im Alttertiär bis die alpine Faltung die nördlichen Landstücke zusammenschweißt und durch darauffolgende oder genetisch damit verbundene Einbrüche das heutige Mittelmeer entstehen läßt. Dem triadischen Binnenmeer entspricht die Ostsee.

Die Faciesverhältnisse der Sedimente geben uns in Europa auf das deutlichste zu erkennen, daß nicht nur im Karbon und im Tertiär gebirgsbildende Bewegung in großem Maße erfolgten, sondern daß Europa in allen Formationen in ununterbrochenem gleichzeitigen Aufsteigen und Absinken sich befand. Wie jetzt das Mittelmeer aus tiefen Löchern zwischen Halbinseln und Inseln sich zusammensetzt, so ist das auch früher gewesen. Die Algenriffe der Trias, die Korallen und die Stramberger Tithonfauna, das Urgon sind Bildungen, die zusammen mit den Aptychenmergeln und Ammonitenkalken uns Verhältnisse vorführen, wie sie z. B. heute noch in der inselreichen See von Südostasien vorliegen. Ein breiter freier Ozean hat niemals zwischen Europa und Afrika bestanden, wohl aber viele tiefe Kessel, die miteinander mehr oder weniger verschmolzen und in ihrer Lage stets gewechselt haben. In dies Inselmeer ist von Osten her wahrscheinlich immer wieder die Fauna offener See eingedrungen, vielleicht durch Strömungen

mitgeführt, und das nennen wir mediterrane Facies, die aber natürlich sich ganz nach den lokalen Verhältnissen verschob. Daneben geht die Entwicklung der Flachwasserfauna. Es gab bei uns kein so ausgedehntes Weltmeer, daß deren Keime nicht nach kurzem Schweben irgendwo wieder günstige Lebensbedingungen fanden. Das wird immer klarer, wenn wir sehen, wie englische Arten lokal in den Südalpen erscheinen, wie der Posidonienschiefer Schwabens in der Balkanhalbinsel wiederkehrt, wie die triadischen Fischeschiefer von Spitzbergen bis nach Salerno den gleichen Typus bewahren. Die deutschen Bathonienfossilien finden sich in Sardinien, die gleichen Spezies unserer flachen jurassischen Gewässer im Somalilande. Die Bedeutung Europas als einer Brücke ähnlich wie die Sundainseln im Tertiär und in der Gegenwart, wird hierdurch gekennzeichnet. Diese unterbrochene, aber nirgends für die Verbreitung der Formen zu weit klaffende Brücke hat die europäischen Arten bis nach Südamerika gelangen lassen.

Das ist weiterhin der einfach verständliche Grund dafür, daß unsere europäische Formationseinteilung eine so überraschend allgemeine Gültigkeit besitzt. An allen tektonischen Bewegungen hat die mittlere und südliche Zone unseres Kontinents teilgenommen. Immer wieder sind von auswärts wichtige Gruppen, die jetzt als Leitformen dienen, eingewandert und haben sich zeitweise bei uns gehalten, z. B. *Stringocephalus*, *Megalodon*, *Fusulina*, *Ananchytes*, *Hemipneustes*, *Scaphites*, die Hippuriten, Nummuliten, Alveolinen u. a. m.

Aber diesen Werdegang muß man unbedingt auch wieder bei weitreichenden tektonischen Spekulationen beachten. Dicht nebeneinander können ganz heterogene Facies erscheinen, was in neuester Zeit immer mehr betont wird. Deshalb brauchen keine von fernen Punkten her deckenartige Überschiebungen angenommen zu werden, wenn zwei Doggertypen jetzt übereinander liegen. Die können ganz nah beieinander abgelagert gewesen sein und können zu den verschiedensten späteren Zeiten schon in eine anormale Lage gebracht sein. Es sei nochmals betont, daß all die Unebenheiten der alpinmediterranen Meere doch später nicht verschwunden sind, daß all die alten Spalten, Risse, also die älteren tektonischen und stratigraphischen Differenzen bei Faltung und Hebung oder Aufwölbung bestehen bleiben. In unseren europäischen Gebirgen haben wir dies alles in weitestem Umfange, und damit hat eine kühl abwägende Überlegung zu rechnen.

---