

Grundzüge der BIOSTRATIGRAPHIE

Von

Dr. C. Diener

o. ö. Professor an der Universität Wien

Mit 40 Textabbildungen



Leipzig und Wien

F r a n z D e u t i c k e

1925

Copyright 1925 by Franz Deuticke, Leipzig und Wien.
Alle Rechte, besonders das der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten.
Verlags-Nr. 2989.

DRUCK: CHRISTOPH REISSER'S SÖHNE, WIEN V.

Vorwort

Die Paläontologie hat sich in den beiden letzten Jahrzehnten, abgesehen von der rein systematischen, nach zwei Richtungen hin entwickelt. Die Vertreter der biostratigraphischen und der paläobiologischen Richtung haben zum Teil neue Wege nach verschiedenen Zielen eingeschlagen. Die Wiener Universität hat als erste unter den europäischen Hochschulen dieser Differenzierung der Paläontologie Rechnung getragen und die Errichtung von zwei Lehrkanzeln durchgesetzt. Dem Inhaber der jüngeren ist die Pflege der Paläobiologie anvertraut, der Inhaber der älteren vertritt neben der systematischen Paläontologie auch die Biostratigraphie.

Als Nachfolger Neumayrs und Waagens habe ich seit mehr als 20 Jahren biostratigraphische Fragen in besonderen Vorlesungen ausführlich behandelt. In ihnen habe ich allmählich ein reiches Material über ein Wissensgebiet zusammengetragen, das in unseren Handbüchern der Geologie teils gar nicht, teils nur kursorisch behandelt zu werden pflegt. Aus diesen Vorlesungen über „Grundzüge der Biostratigraphie“ ist das vorliegende Buch entstanden. Es ist kein für Anfänger bestimmtes Lehrbuch, denn es setzt eine gewisse Summe von Kenntnissen auf dem Gebiete der stratigraphischen Geologie und Paläontologie voraus.

Auf ein reiches illustratives Material konnte mit Rücksicht auf die Natur des Gegenstandes verzichtet werden. Einige Abbildungen von Fossilien sind F. Schaffers „Lehrbuch der Geologie“ (Leipzig und Wien, F. Deuticke, 1922/24) entnommen worden. Auch in der Beigabe von Zitaten habe ich mir eine weitgehende Beschränkung auferlegt. Ausführlicher belegt sind Nachweise aus der modernen amerikanischen Literatur, die überhaupt — der führenden Stellung amerikanischer Forscher auf dem Gebiete der Biostratigraphie in den beiden letzten Dezennien entsprechend — besondere Berücksichtigung gefunden hat.

Obwohl auch außereuropäische Verhältnisse nicht unberücksichtigt bleiben konnten, damit nicht die uns zufällig räumlich naheliegenden Entwicklungen irrigerweise als die wichtigsten und normalen erscheinen, habe ich die europäischen Verhältnisse in den Vordergrund der Betrachtung

IV

gestellt, da das vorliegende Buch ja doch als Leitfaden auf dem Gebiete der Biostratigraphie in erster Linie für Studierende in Mitteleuropa bestimmt ist.

So weit als möglich habe ich eigene Erfahrungen meinen Ausführungen zugrunde gelegt. Insoferne erhebt sich das vorliegende Buch wohl über das Niveau einer rein kompilatorischen Arbeit, als ich wenig beachteten Problemen, insbesondere in den Abschnitten über unser stratigraphisches System, Zonengliederung und Faziesentwicklung neue Seiten abzugewinnen bestrebt war und mein eigenes Urteil in strittigen Fragen keineswegs zurückgehalten habe. Manches habe ich anders gesehen als andere, vielleicht nicht besser und richtiger, aber mit meinen Augen, nicht im Lichte einer Geopoesie, Geosophie oder Transzendentalgeologie.

Wien, im März 1925.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	1
I. Abschnitt. Die Chorologie des Halobios	4
Anmerkungen	31
II. Abschnitt. Der biostratigraphische Wert der Pflanzen- und Tierklassen des	
Halobios	34
Algae	36
Foraminifera	39
Radiolaria	42
Spongiae	43
Archaeocyathida	44
Hydrozoa	45
Graptolithoidea	45
Anthozoa	47
Crinoidea	57
Cystoidea und Blastoidea	60
Asteroidea und Ophiuroidea	60
Echinoidea	60
Conularida, Hyolithida, Tentaculida	63
Bryozoa	64
Brachiopoda	64
Mollusca	68
Lamellibranchiata	68
Gastropoda	71
Scaphopoda und Amphineura	75
Cephalopoda	75
Crustacea	88
Merostomata	91
Pisces	91
Reptilia	96
Mammalia	97
Anmerkungen	98
III. Abschnitt. Chorologie des Limnobios und Geobios	107
Anmerkungen	121
IV. Abschnitt. Die Bedeutung der Migrationen	124
Anmerkungen	135
V. Abschnitt. Prinzipien der Korrelation	138
Anmerkungen	154

	Seite
VI. Abschnitt. Das stratigraphische System	167
Anmerkungen	172
VII. Abschnitt. Fazieslehre	174
Beispiele von Faziesbezirken und Faziesgebilden auf dem Vorland der alpinen Geosynklinale	189
1. Kambrium und Silur in der Umrandung der Ostsee	189
2. Litorale und batyale Bildungen im mitteldeutschen Devon und Kulm	189
3. Der schwäbische Jura	190
4. Die weiße Schreiekreide	193
5. Rote Sandsteine und bunte Mergel	196
Über einige Faziesbezirke und Faziesbildungen innerhalb der alpinen Geosynklinale	198
1. Trias und Jura in den Ostalpen	199
2. Der alpin-karpathische Flysch	204
3. Couches rouges und Scaglia	206
Faziesbildungen im östlichen Teil der tethyischen Geosynklinale	206
1. Die Trias im Himalaya und auf Timor	206
2. Geodenterrains	208
3. Die Danaufornation	209
Anmerkungen	210
VIII Abschnitt. Zonengliederung	215
a) Die Faunenzone	215
b) Die Biozone	230
c) Zonengliederung und Zeitmessung in der Erdgeschichte	232
Anmerkungen	238
IX. Abschnitt. Palaeogeographie	242
Anmerkungen	258
X. Abschnitt Palaeoklimatologie	262
Anmerkungen	292

Verzeichnis der Textabbildungen

Fig.	Seite
1. Schema der horizontalen und vertikalen Gliederung der Meeresräume . . .	12
2. Fleischfressende Meeresschnecken aus dem miozänen Badener Tegel der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens	35
3. <i>Nummulites laevigatus</i> Lam.	41
4. <i>Orbitolites complanata</i> Lam.	41
5. <i>Archaeocyathus rensseleerici</i> Ford.	44
6. <i>Dictyonema flabelliforme</i> Eichw.	46
7. <i>Dichograptus octobrachiatus</i> Hall.	46
8. Kartenskizze und Profile des Atolls von Funafuti	52
9. Karte der geographischen Verbreitung der Rifffkorallen und Archaeocyathiden auf der nördlichen Halbkugel	56
10. Kalkstein von <i>Strongylocentrotus</i> angebohrt	62
11. <i>Toxaster complanatus</i> Ag.	62
12. <i>Productus longispinus</i> Sow.	65
13. <i>Grammysia hamiltonensis</i> Gdf.	69
14. <i>Pectunculus pilosus</i> L.	70
15. <i>Bellerophon costatus</i> Sow.	71
16. <i>Pteroceras Oceani</i> Brgnt.	72
17. <i>Gomphoceras bohemicum</i> Barr.	77
18. <i>Pinacoceras Metternichii</i> Hau. Suturlinie	79
19. <i>Emileia Sauzei</i> Orb.	80
20. <i>Tissotia Ewaldi</i> Buch.	80
21. <i>Macroscaphites Ivani</i> Orb.	81
22. <i>Lichas armatus</i> Gdf.	89
23. <i>Conocoryphe Sulzeri</i> Schloth.	90
24. <i>Bronteus umbellifer</i> Beyr.	90
25. <i>Palaeoniscus macropomus</i> Ag.	94
26. <i>Stenodictya lobata</i> Brgnt.	113
27. <i>Glossopteris browniana</i> Brgnt.	133
28. Karte der Verbreitung der Lepidodendron- und Glossopteris-Flora auf der östlichen Halbkugel	134
29. Profil durch das ältere Oberdevon im mittleren Teil des Staates New York	176
30. Profil durch den Sattel von Tre Croci bei Cortina d'Ampezzo	177
31. Profil durch die Seiseralpe über das Schlernplateau zum Tschamintal . . .	178
32. Profil der linken Talseite von Raibl	180
33. Profil der rechten Talseite von Raibl	181

VIII

Fig.	Seite
34 Kartenskizze der Hohen Tatra	183
35 Verteilung der Meere und Kontinente zur norischen Zeit (Typus einer geokratischen Epoche)	247
36 Verteilung der Meere und Kontinente zur Kellowa -Zeit (Typus einer thalatto- kratischen Epoche)	248
37. <i>Aucella mosquensis</i> Keys	265
38. Karte der geographischen Verbreitung der Rudisten und Nummuliten . . .	268
39. Kartenskizze des Ringes polnaher Floren	272
40. Karte der Verbreitung eiszeitlicher Vergletscherungen	280

Einleitung

Die Paläontologie ist als die Lehre von den Lebewesen der Vorzeit eine biologische Wissenschaft; sie ist aber auch eine historische Wissenschaft insofern, als ihr ein chronologisch geordnetes Fossilmaterial vorliegt, das die zeitliche Aufeinanderfolge jener Lebewesen aufzeigt und uns so einen Einblick in die Geschichte der Tiere und Pflanzen gestattet. Als biologische Wissenschaft steht die Paläontologie in den engsten Beziehungen zur Zoologie und Botanik, als historische zur Geologie.

L. Dollo hat im Jahre 1904 für diese beiden Richtungen der Paläontologie die Bezeichnungen „paläobiologisch“ und „biostratigraphisch“ in die Literatur eingeführt. Die Biostratigraphie umfaßt sonach das gesamte Wissensgebiet, innerhalb dessen ein maßgebender Einfluß der Paläontologie auf die historische Geologie zur Geltung kommt.

Zu diesem Gebiet gehört zunächst ein großer Teil der Stratigraphie. Die Gliederung unseres stratigraphischen Systems in Stufen, Unterstufen und Zonen beruht ja in erster Linie auf deren fossilem Inhalt. Zur Parallelisierung der Ablagerungen an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche, beziehungsweise zur Feststellung des geologischen Horizonts dienen uns die Faunen und Floren. Eine gesicherte Stratigraphie ist überhaupt erst durch die Paläontologie möglich geworden. Aber auch die meisten unserer Erfahrungen über die physische Beschaffenheit der Erdoberfläche in früheren Epochen der Erdgeschichte sind mit Hilfe der paläontologischen Forschung ermittelt worden. Das ganze große Gebiet der Chorologie, der Lehre von der räumlichen Verteilung der Faunen und Floren der Vergangenheit und Gegenwart, kommt bei solchen Untersuchungen vor allem in Betracht. In den Bereich der Biostratigraphie gehört daher auch eine Reihe von Fragen, die in die Chorologie, Paläogeographie und Paläoklimatologie hineinspielen, so die Rekonstruktion der Lebensbezirke aus den Fossilien, der Nachweis des Ineinandergreifens verschiedener Fazies innerhalb desselben Lebensbezirkes, die Feststellung der Grenzen von Meer und Festland in den verschiedenen Perioden der Erdgeschichte, die Untersuchung der klimatischen Verhältnisse einer Epoche auf Grund der Beschaffenheit und der Verteilung ihrer Faunen und Floren u. a.

Die Grundlage der Biostratigraphie ist das Studium des organischen Lebens in seinen historischen Zusammenhängen und im Verhältnis zur

Umwelt. In der Geschichte des Lebens gibt es ein ununterbrochenes Werden, Sein und Vergehen, aber keine eigentlich zyklischen Vorgänge. Das Sein entspricht einem Gleichgewichtszustand, das Werden und Vergehen einer Störung dieses Gleichgewichtes. Ein wirklicher Kreislauf in der Natur ist lediglich bedingt durch den Lebensprozeß der Pflanzen und Tiere. Sonnenenergie und irdische Stoffe sind die Erhalter dieses Lebens. Aber weder in der Geschichte der Faunen und Floren, noch in der Geschichte geologischer Ereignisse tritt eine genaue Wiederholung desselben Vorganges ein. Nichts kehrt wieder zu seinem alten Ausgangspunkt zurück.

Im Wesen der biostratigraphischen Betrachtungsweise liegt es, daß sie die Fossilien nicht als Einzelwesen, sondern in ihrer Vergesellschaftung mit anderen und im Zusammenhang mit dem Schichtverband und den Sedimenten untersucht, in die sie eingeschlossen sind. Nur auf diese Weise vermag sie Irrtümer zu vermeiden, die mit einer kritiklosen Anwendung der Methode des Aktualismus verbunden sind. Wohl kann ein Verständnis der Zustände der Gegenwart nur aus der Kenntnis der Zustände in der Vergangenheit erwachsen, da ja die ersteren zu den letzteren in einem Verhältnis direkter Abhängigkeit stehen. Es ist aber nicht zulässig, Erfahrungen über Vorgänge in der Gegenwart ohne Einschränkung auf solche in älteren Perioden der Erdgeschichte zu übertragen. Viele Tiergesellschaften haben im Laufe der Erdgeschichte Verschiebungen ihrer Lebenssphäre erfahren. Fische des süßen Wassers sind ins Meer eingewandert und umgekehrt, die Glasschwämme haben sich erst während der känozoischen Ära ins Bathyal und Abyssal zurückgezogen. Es werden daher die Lebensbedingungen ausgestorbener Tiergruppen sich oft mit größerer Sicherheit aus der Untersuchung der sie umgebenden Fazies als aus dem Vergleich mit verwandten rezenten Formengruppen ermitteln lassen. Es wird aber auch anderseits in vielen Fällen, in denen die Gleichartigkeit der Sedimente kein Urteil gestattet, die Vergesellschaftung der Fossilien uns die zutreffende Antwort auf eine Frage ermöglichen. Das Studium der Sedimente und der Fossilien muß daher bei den biostratigraphischen Untersuchungen Hand in Hand gehen.

Einzelne Gebiete der Biostratigraphie, insbesondere jene der Paläogeographie und der Paläoklimatologie, sind wiederholt der Tummelplatz ungenügend begründeter Spekulationen geworden. Sie werden in diesem Buche in allen jenen Fällen einer ablehnenden Haltung begegnen, in denen Beobachtungen zu Theorien und Hypothesen verwendet wurden, die über das Geltungsgebiet der den Beobachtungen zugrunde liegenden Tatsachen erheblich hinausreichen.

Dem Inhalt und der Mannigfaltigkeit des zu behandelnden Stoffes entspricht die Gliederung des vorliegenden Buches in zehn Hauptabschnitte.

Die ersten Abschnitte handeln von der Chorologie, der Lehre von der räumlichen Verteilung der Tier- und Pflanzengesellschaften als der Grundlage aller biostratigraphischen Untersuchungen. Der erste Abschnitt behandelt den Halobios, die Flora und Fauna des Meeres. Im zweiten Abschnitt soll der biostratigraphische Wert der einzelnen Klassen des

Tier- und Pflanzenreiches im Halobios einer eingehenden Erörterung unterzogen werden. Ein dritter Abschnitt behandelt den Limnobios und Geobios. Ein vierter erörtert die Bedeutung der Wanderungen für die Verbreitung der Tierwelt des Meeres und des Festlandes. Im fünften Abschnitt werden die Prinzipien der Korrelation auseinandergesetzt, auf denen die Möglichkeit, zu einer stratigraphischen Skala zu gelangen, beruht. Im sechsten Abschnitt soll gezeigt werden, inwieweit unser stratigraphisches System den Anforderungen an ein natürliches System Rechnung trägt, das den wirklichen Gang der großen Ereignisse in der Erdgeschichte zum Ausdruck bringt. Ein siebenter Abschnitt befaßt sich mit der Fazieslehre. In ihm soll eine Übersicht der wichtigsten Faziesbildungen in der Geosynklinale der Tethys und auf ihrem Vorlande in Mittel- und Westeuropa Platz finden. Aus einem achten Abschnitt — Zonengliederung — wird das Ausmaß ersichtlich sein, bis zu dem unsere stratigraphische Feingliederung bereits für einige Formationen gelangt ist, ohne indessen zur Aufstellung einer stratigraphischen Skala mit gleichen Zeitabständen auszureichen. Der neunte Abschnitt — Paläogeographie — erörtert das Problem der relativen Permanenz der Großformen der Erdoberfläche. Der zehnte, letzte Abschnitt befaßt sich mit der Paläoklimatologie. Unsere Unfähigkeit, auf diesem Wissensgebiet nicht nur die Fragen des Warum, sondern auch des Wie zu beantworten, steht in einem auffallenden Gegensatz zu den nicht nur in ihren Grundzügen, sondern auch in den meisten Einzelheiten gesicherten Ergebnissen stratigraphischer Forschung.

ERSTER ABSCHNITT

Die Chorologie des Halobios

Die Chorologie ist die Lehre von der räumlichen Verbreitung der Organismen auf den bewohnbaren Teilen der Erde. Sie unterrichtet uns auf Grund der Untersuchungen an rezenten Faunen und Floren über die Lebensbedingungen und Wohnsitze der zahlreichen, teils gemeinsam auftretenden, teils einander ausschließenden Tier- und Pflanzengesellschaften in der Gegenwart. Aus diesen Erfahrungen können wir auf die chorologischen Verhältnisse in älteren geologischen Perioden vielfach wertvolle Rückschlüsse ziehen.

Die chorologischen Erscheinungen lassen eine dreifache Gliederung zu: 1. Nach dem Bildungsmedium (marin, limnisch, terrestrisch), 2. nach den Bildungsräumen (zoogeographische und phytogeographische Provinzen), 3. nach den physikalischen Bedingungen des Bildungsortes (Ebene, Hochgebirge, Steppe, Sumpfland, Tiefsee, Flachsee, sandiger oder schlammiger Meeresgrund etc.). E. v. Mojsisovics¹⁾ hat für die gleichen, beziehungsweise ungleichen Erscheinungsformen jeder dieser drei Kategorien verschiedene Termini eingeführt: isomesisch und heteromesisch für jene der ersten, isotopisch und heterotopisch für jene der zweiten, isopisch und heteropisch für jene der dritten Kategorie.

Die Verschiedenheit der physikalischen Verhältnisse des Bildungs-ortes bedingt die reiche Differenzierung der Erscheinungsformen der beiden ersten Kategorien. Innerhalb desselben Faunen- und Florengebietes im Meere und auf dem Festland verursachen örtliche physikalische Bedingungen eine sehr verschiedenartige Gruppierung der Bestände. In keiner tier- oder pflanzengeographischen Provinz findet man die für dieselbe bezeichnenden Faunen- und Florenelemente allenthalben gleichmäßig verbreitet. Diese sondern sich vielmehr gruppenweise nach bestimmten Standorten. Auch die Sedimente der der Gegenwart, d. h. im Sinne des Geologen jüngsten Entwicklungsphase unseres Planeten vorausgegangenen Perioden sind unter dem Einfluß verschiedener physikalischer Bedingungen zur Ablagerung gelangt und enthalten daher ungleichartige Gruppen fossiler Einschlüsse, selbst wenn sie während des gleichen Zeitalters und

in dem gleichen Bildungsmedium entstanden sind. Bestimmten physikalischen Bedingungen entsprechen bestimmte Gesteinsbildungen und bestimmte Lebensverhältnisse der Vorzeit. Jede Ausbildungs- oder Erscheinungsform einer in einer bestimmten Zeitspanne erfolgten Ablagerung bezeichnet man als Fazies. Diese Bezeichnung hat ebensowohl auf die Ausbildung der Sedimente als auf den Charakter der von ihnen umschlossenen organischen Reste Bezug. Man spricht daher von einer Kalk- und Tonfazies, von einer pelagischen und litoralen, von einer Cephalopoden- und Brachiopodenfazies etc.

Die Chorologie ist für die stratigraphische Geologie von eminenter Bedeutung, weil die Parallelisierung der Sedimente in erster Linie auf der Vergleichung der in ihnen eingeschlossenen Fossilien beruht. Übereinstimmung der Fauna bezeichnet im allgemeinen Gleichalterigkeit oder mindestens Gleichwertigkeit der Schichten. Eine Verschiedenheit der Fauna in zwei übereinander liegenden Schichten eines Profils beweist einen Wechsel in der Bevölkerung an dieser Stelle. Weitere Untersuchungen müssen die Frage entscheiden, ob ein solcher Wechsel lokale Ursachen und dementsprechend nur eine lokale Bedeutung hatte — Ersetzung einer Dolomit- durch eine Mergel- und Schieferfazies, einer Brachiopodenfazies durch eine Bivalvenfazies — oder mit einer weltweit verbreiteten Umprägung der Gesamtf fauna zusammenfällt. So enthält jede Folge von Sedimenten in einem Querschnitt auch zugleich eine Reihenfolge von Wechselzuständen in chronologischer Ordnung.

Nach den Lebensbezirken gliedert Haeckel die organische Welt in die drei großen Gruppen des Halobios, Limnobios und Geobios. Der Halobios umfaßt die Tier- und Pflanzengesellschaften des Meeres, der Limnobios jene des süßen Wassers in den Binnenseen und Flüssen, der Geobios jene des festen Landes. Eine besondere Stellung nimmt noch die saline Lebewelt der ariden Zone ein. Die salzreichen Flüsse und Seen der Wüstenbecken erleichtern einen Faunenaustausch mit dem Meere, sowohl was die Einwanderung aus demselben als die Auswanderung in dasselbe betrifft.

Für den auf dem Gebiet der Biostratigraphie arbeitenden Geologen ist es wichtig, die Bedingungen beurteilen zu können, unter denen die fossilen Vertreter der Tier- und Pflanzenwelt gelebt haben und gestorben sind. Es ist nicht überflüssig, auf den Unterschied zwischen den Wohnsitzen und Begräbnisplätzen sowohl bei rezenten als bei fossilen Meerestieren ausdrücklich aufmerksam zu machen. Die pelagischen Tiere sind im Leben nach ganz bestimmten Tiefenstufen vergesellschaftet; ihre der Erhaltung fähigen Schalen, die uns allein im fossilen Zustand überliefert werden, sinken auf den Meeresgrund hinab, werden gewissermaßen auf eine einheitliche Projektionsebene niedergeschlagen. Die Verbreitung der fossilen Reste von Meerestieren aus geologisch älteren Perioden ist demzufolge in der Regel gleichförmiger als jene der rezenten, in bestimmten Tiefenstufen lebenden Tiergesellschaften.

Der Bedeutung entsprechend, welche die Faunen und Floren für die

Gliederung der Stratosphäre und für die Korrelation der aus dieser Gliederung sich ergebenden Schichtgruppen besitzen, sollen die Elemente der drei von Haeckel unterschiedenen Lebensbezirke, zunächst jene des Halobios, eingehender behandelt werden.

Der Halobios setzt sich aus sechs Elementen zusammen, dem Plankton, Benthos, Meroplankton, Pseudoplankton, Nekroplankton und Nekton.

Das Plankton umfaßt alle passiv im Meerwasser treibenden Organismen. Ihm gehören insbesondere Diatomeen, Radiolarien, Holothurien, viele Foraminiferen und Medusen an. Für den Geologen kommen als Träger erhaltungsfähiger Skelette oder Schalen nur Diatomeen, Coccosphäriden, Radiolarien und Foraminiferen in Betracht. Hauptmerkmale sind teils ihre Kleinheit, teils der Besitz von Schwebvorrichtungen. Die meisten planktonischen Geschöpfe sind Schwebewesen, deren Oberflächenausdehnung zum eigentlichen Körpervolumen in einem Mißverhältnis steht. Ihre passive Verfrachtung durch Strömungen und Winde bringt es mit sich, daß sie in jedem Meeresteil und in jeder Meerestiefe zur Ablagerung gelangen können. In großen Tiefen und an küstenfernen Orten herrschen sie in den Sedimenten mit Ausschluß aller Beimengungen von klastischem Material vor. Da planktonische Meerespflanzen sehr leicht zugrunde gehen, so spielen sie in der Biostratigraphie kaum eine Rolle. Inwieweit sie zu einer Bildung kohligter Substanzen in den Tonen und Schiefern beitragen, ist eine noch keineswegs geklärte Frage.

Die Hauptmasse des Planktons ist auf die Oberflächenschicht der Meere beschränkt.

Zum Benthos rechnet man alle Pflanzen und Tiere, welche den Meeresgrund bewohnen. Sie sind entweder auf demselben festgewachsen (sessiles Benthos) oder kriechen oder schwimmen auf demselben umher (vagiles Benthos).

Dem sessilen Benthos gehören an: Seealgen, Tange, Spongien, Hydroidpolypen, Korallen, Bryozoen, wenigstens zeitweise auch Crinoiden und Brachiopoden, endlich mit einem Teil ihrer Schale (*Ostrea*, *Spondylus*) oder mit Byssusfäden am Meeresgrund oder an einem Fremdkörper befestigte Muscheln (*Mytilus*).

Das vagile Benthos umfaßt neben vielen Foraminiferen die Mehrzahl der Würmer, Gastropoden, Bivalven, Echinodermen (mit Ausnahme der Crinoiden und Holothurien), viele Krebse, bodenbewohnende Cephalopoden (*Octopus*) und Fische. Unter seinen Vertretern überwiegen Formen mit bilateral-symmetrisch gestaltetem Körper, während für die meisten Formen des sessilen Benthos eine radiär-symmetrische Anordnung wichtiger Leibesorgane charakteristisch ist.

Im Benthos gelangt der Formenreichtum des Halobios am deutlichsten zum Ausdruck. Die meisten benthonischen Tiere, auch einige Pflanzen, sondern vielgestaltige Hartgebilde aus kohlensaurem Kalk oder Chitin ab, die als Gehäuse, Schalen oder Panzer wenigstens einen Teil des Körpers umschließen. Sie sind von der oft auf kurze Entfernungen rasch wechselnden Fazies des Meeresbodens abhängig, während die Lebensverhältnisse

des Planktons über weite Strecken, z. B. in den ungeheuren Warmwassergebieten der tropischen Meere fast unverändert bleiben. Die benthonischen Tiere werden in der Regel dort fossilisiert, wo sie gelebt haben. Ein sekundärer Transport ihrer erhaltungsfähigen Hartteile findet nur ausnahmsweise statt. Beim Plankton hingegen fallen Heimat und Grab nicht zusammen. Die Schalen der 10 m unter der Meeresoberfläche lebenden Globigerinen und Orbulinen sinken in die abyssischen Tiefen des Ozeans, die von den Tieren selbst niemals bewohnt gewesen sind.

Als Pseudoplankton bezeichnet man ursprünglich benthonische Pflanzen und Tiere, die sekundär planktonisch geworden sind, wie Balanen, die sich gelegentlich an im Meer treibenden Gegenständen anheften und dann mit diesen verschleppt werden. Sie können auf solche Weise in die verschiedenartigsten Meeressedimente gelangen und, da sie meist normal in unmittelbarer Nähe des Strandes leben, zu dem Irrtum Anlaß geben, diese Sedimente für litoral zu halten. Wiederholt hat man in Schieferen des Kulm und Lias Stücke fossilen Treibholzes gefunden, an denen die Stiele von Crinoiden angeheftet waren. In der Gegenwart bietet das großartigste Beispiel riesiger Anhäufungen von Pseudoplankton die bei den alten Seefahrern ihrer Gefahren für die Segelschiffahrt wegen berühmte Sargassosee in der Halistase des nördlichen Atlantik. Hier werden durch den Golfstrom die Tangmassen des Golfkrautes (*Sargassum bacciferum*) zusammengetrieben, die durch Stürme von dem Felsgrunde der den Bahama-Inseln vorliegenden Riffe abgerissen worden sind, auf denen sie als sessiles Benthos wachsen. Mit ihnen wird zugleich eine eigenartige parasitische Kleinf fauna in die Sargassosee verschleppt²⁾.

Zum Meroplankton zählt Haeckel die planktonisch lebenden Larven von Tieren, die im Reifezustand sich einer benthonischen Lebensweise zuwenden. Die Verbreitungsmöglichkeiten des Meroplanktons, zu dem eine große Zahl von Brachiopoden, Muscheln und Schnecken gehört, sind ungleich günstiger als jene des Benthos, da die planktonisch umhertreibenden Larven die Gelegenheit haben, viel weitere passive Wanderungen zu unternehmen und neue Wohnplätze zu besiedeln.

Als Nekroplankton bezeichnet J. Walther³⁾ die inneren oder äußeren Schalen von Mollusken, die nach dem Tode des Tieres sich vom Körper loslösen und auf der Oberfläche des Wassers planktonisch weiter befördert werden. Auf diese Weise kann ihr Fundraum ihren Lebensraum an Ausdehnung übertreffen. Das beste Beispiel in der Gegenwart bietet *Spirula*, deren mit Gas erfüllte innere Schale an allen tropischen Küsten angetrieben wird, obwohl das lebende Tier verhältnismäßig selten zur Beobachtung gelangt. Auch die Nautilusschalen sind zum Nekroplankton zu rechnen, da sie, von dem abgestorbenen Tier getrennt, durch Winde und Meeresströmungen an Küsten außerhalb der Wohnsitze des benthonisch lebenden Nautilus angetrieben werden.

Das Nekton umfaßt die aktiv schwimmenden Tiere, so die meisten dibranchiaten Cephalopoden, viele Krebse, Seeschildkröten, Seeschlangen, Fische und Seesäugetiere. Ungeachtet ihrer aktiven Schwimmfähigkeit sind

nur wenige Tiere des Nektons annähernd kosmopolitisch, so *Rhinodon typicus*, *Carcharodon Rondeleti*, *Naucrates ductor*, *Physeter macrocephalus*, *Orca orca*, *Ziphius cavirostris*, *Argonauta Argo* und der Heuschreckenkrebs *Gonodactylus chiragra*. Die meisten sind vielmehr auf bestimmte, bald enger, bald weiter umschriebene Lebensbezirke beschränkt. Andere Fische bevölkern die Küstengebiete, andere die Hochsee, wieder andere die abyssischen Bezirke der Tiefsee. Für viele zartere Formen des pelagischen Nekton bieten Meeresströmungen und Winde ernste Verbreitungshindernisse. Eine relative Unabhängigkeit von Verbreitungshindernissen jeder Art besitzen unter den pelagisch lebenden nektonischen Tieren der Gegenwart nur die Wale und Haie.

Mit den sechs hier aufgezählten Kategorien des Halobios (Plankton, Benthos, Pseudoplankton, Meroplankton, Nekroplankton, Nekton) ist die Mannigfaltigkeit der Lebensverhältnisse im Meere keineswegs erschöpft. Manche Typen gehören in jedem Stadium ihrer Entwicklung einer anderen Kategorie an. Manche kann man mit fast gleichem Rechte der einen oder anderen zuzählen. Wiederholt hat in der Geschichte der Meerestiere ein Übergang von der benthonischen zur nektonischen Lebensweise und umgekehrt stattgefunden.

Die Larve der häufigsten rezenten Crinoidengattung *Antedon* lebt meroplanktonisch. Aus ihr entwickelt sich zunächst eine normal gebaute Seelilie mit Krone und Stiel, der mittels einer basalen Haftscheibe sich an einem Fremdkörper ansetzt. Erst im ausgewachsenen Zustand löst sich die Krone vom Stiel los und der reife *Antedon* vollzieht den Übergang vom sessilen zum vagilen Benthos, indem er auf dem felsigen Untergrund oder auf Korallenkelchen umherkriecht. Nautilus lebt vorwiegend benthonisch, besitzt jedoch eine große Tauch- und Schwimmfähigkeit, die er gelegentlich zur Anwendung bringt. Wer ihn in solchen Momenten beobachtet, wird ihn für einen Angehörigen des Nekton zu halten geneigt sein. Die Schale des toten Tieres endlich reißt sich von dem verwesenden Körper los, wird durch den Auftrieb in den Luftkammern auf die Meeresoberfläche befördert und nunmehr planktonisch weiter verfrachtet.

Der äußere und innere Bau vieler Meerestiere wird in auffallender Weise durch mechanische Gesetze beeinflusst. Häufig begegnen uns daher gerade bei ihnen Erscheinungen einer konvergenten Anpassung, hervorgerufen durch die gleiche Lebensweise. Selbst Meerestiere aus sehr verschiedenen Klassen können unter solchen Umständen einander überaus ähnlich werden. Das bekannteste, in jedem Handbuch der Paläozoologie zitierte Beispiel bietet die Übereinstimmung der Bivalvengattung *Hippurites* mit paläozoischen Einzelkorallen wie *Calceola* und dem Brachiopodengenus *Richthofenia*. Die hornförmige Gestalt der mit der Spitze am Boden festgewachsenen Gehäuse, deren Schale hypertrophisch verdickt und deren Inneres von horizontalen Querböden durchsetzt ist, erscheint für alle drei genannten Tierformen in gleicher Weise charakteristisch⁴⁾. Es werden aber auch den Richthofenien selbst noch andere Brachiopoden von ganz verschiedener innerer Organisation durch Überwuchern der äußeren Kalk-

lage infolge der Anpassung an eine bestimmte Lebensweise äußerlich ähnlich⁵⁾).

Am weitesten geht die Formenähnlichkeit bei den Wirbeltieren des pelagischen Nektons. Sie sind entweder nach dem Prinzip des Ruderbootes (Seeschildkröten, Sauropterygier) oder des Torpedobootes gebaut, je nachdem die Vorwärtsbewegung in erster Linie von den für diesen Fall besonders kräftig ausgebildeten Ruderfinnen oder Vorderextremitäten oder von der als Propeller funktionierenden Schwanzflosse besorgt wird. So ähnlich werden sich Ichthyosaurier und Zahnwale, daß diese morphologischen Ähnlichkeiten immer wieder aufs neue Forscher zu der Annahme verwandtschaftlicher Beziehungen verlocken. Gemeinsam sind beiden die fischähnliche Gestalt, die spitze Schnauze, die Verschmelzung der vorderen Halswirbel, die Verkürzung und Umwandlung der Extremitäten in Finnen, die von einer lederartigen Hauttasche umschlossen, keine freie Bewegung der einzelnen Finger mehr gestatten, der Besitz eines Sklerotikalringes als Schutzvorrichtung für das Auge, das Auftreten sehr zahlreicher spitzkonischer Zähne in beiden Kiefern, die glatte Haut, endlich die vivipare Fortpflanzung.

Die Anpassungserscheinungen der pelagischen nektonischen Wirbeltiere, die nach dem Muster des Torpedobootes gebaut sind, beruhen zumeist auf dem Bestreben, die Bewegung zu beschleunigen. Daher die spindelförmige Gestalt, ganz abweichend von jener der meisten benthonischen Fische, die Verkürzung der Extremitäten und die glatte Haut. Häufig gibt sich die letztere als ein durch den Verlust des den Vorfahren eigentümlichen Panzers neu erworbenes Merkmal noch durch das Auftreten von Resten eines solchen Panzers auf der Vorderseite der Finnen zu erkennen⁶⁾. Auch an der Vorderseite der Vorder- und Hinterextremitäten mancher Ichthyosaurier haben E. Fraas⁷⁾ und R. Owen Integumentalplatten beobachtet. Selbst an den Vorderrändern der Brust-, Rücken- und Schwanzflosse der rezenten *Phocaena* sind noch Tuberkeln ausgebildet. Auch bei den Seeschildkröten sind die Schuppen an der Vorderseite der Extremitäten am stärksten entwickelt, dem Bestreben entsprechend, die das Wasser durchschneidenden Körperteile steif zu erhalten. Auf dem gleichen Prinzip beruht die Verstärkung der Flossenstrahlen bei vielen nektonischen Fischen⁸⁾.

Mit Recht spricht Osborn von einer adaptiven Konvergenz der Meerestiere, wie sie bei den Bewohnern der Tiefsee in besonders auffallender Weise hervortritt, indem die den verschiedensten Ordnungen angehörigen Knochenfische, Cephalopoden und Krebse in gleicher Weise Leuchtorgane erworben haben.

Ein auffallendes Merkmal der rezenten Meerestiere ist die gewaltige Größe der Vertreter einzelner Tierklassen. Die rezente Meeresfauna ist den Marinfauen älterer geologischer Perioden bis zum Beginn der jüngsten Tertiärzeit in dieser Richtung entschieden überlegen. Der größte Trilobit, *Lichas Ribeiroi*, steht in seinen Dimensionen einem der modernen Riesenkrebse erheblich nach. Keine mesozoische oder alttertiäre Bivalve erreicht

an Größe auch nur annähernd die 2 m langen Riesenmuscheln der tropischen Gattung *Tridacna*, auch nicht die größte Muschel der Oberkreide *Inoceramus giganteus*⁹⁾). Die größten Ammoniten wie *Parapuzosia seppenradensis* oder *Pachydiscus Wittekindi* aus dem norddeutschen Senon bleiben mit einem Gehäusedurchmesser von 2 m hinter einem modernen Riesenkalmar mit 6 m Körperlänge und 11 m langen Fangarmen weit zurück. Die Fische des Paläozoikums sind durchwegs von nur mäßiger Größe, selbst im Mesozoikum treten große Haie erst in der Oberkreide auf. Aber auch sie halten keinen Vergleich mit dem miozänen Riesenhai *Carcharodon megalodon* aus, dessen Zähne auf ein Tier von ungefähr 20 m Länge schließen lassen. Wohl haben die Meeresreptilien des Jura und der Kreide manche gewaltige Repräsentanten aus den erloschenen Ordnungen der *Ichthyosauria*, *Sauropterygia* und *Pythonomorpha* aufzuweisen. Aber was will der größte *Ichthyosaurus* mit 10 m, *Elasmosaurus* mit 13 m, oder *Mosasaurus* mit 12 m Körperlänge neben einem modernen Blauwal von 29 m Länge besagen?

Es ist eine bekannte Tatsache, daß in der modernen Fauna die größten Meerestiere die größten Tiere des Festlandes in den Dimensionen des Körpers ganz erheblich übertreffen. Dieses Verhältnis hat nicht zu allen Zeiten geherrscht. Die Zeit der Unterkreide zeigt uns vielmehr ein Überwiegen der Körpergröße bei den Reptilien des festen Landes. Kein Meerestier jenes Zeitalters kam einem *Atlantosaurus*, *Diplodocus* (24 m), *Brachiosaurus* oder *Brontosaurus* (18 m) in dieser Richtung gleich.

Man kann daher das heute bestehende Verhältnis in der Körpergröße zwischen Land- und Meerestieren keineswegs, wie es manchmal von zoologischer Seite geschehen ist, als ein zu allen Zeiten gültiges Naturgesetz bezeichnen.

Die in geographischen und ozeanographischen Handbüchern übliche Einteilung der Meere entspricht nicht den Bedürfnissen des Geologen. Besser trägt denselben eine Einteilung in Ozeane, Geosynklinalmeere und Epikontinentalmeere (epeirische Meere Schuchert und Pirsson) Rechnung.

Die beiden Großformen der Erdoberfläche sind die Kontinentalblöcke und die tiefen Becken, die von dem Wasser der Ozeane erfüllt sind. Bei einer mittleren Tiefe von 4000 m bleibt der Meeresboden über weite Strecken hin beinahe eben und von gleichartigen Sedimenten bedeckt, denen jede Beimengung terrigenen Materials fehlt. Die drei Weltozeane, der Pazifische, Indische und Atlantische, die im antarktischen Kaltwassergebiet zusammenhängen, und zu denen sich der arktische als ein vierter von allerdings ungleich bescheideneren Dimensionen zugesellt, bestehen, wenn auch mit erheblich veränderten Umrissen, seit der kambrischen Periode.

Einen zweiten Typus stellen die Geosynklinalmeere dar. Sie sind an labile Zonen der Erdrinde, an Gebiete einer lange Zeiträume hindurch kontinuierlich andauernden Senkung geknüpft, die, solange jene Senkung andauerte, vom Meere bedeckt geblieben, in manchen Epochen aber der Schauplatz intensiver Gebirgsbildung gewesen sind. Die meisten

dieser Geosynklinalmeere sind heute verschwunden. Ihre Sedimente ragen als Faltengebirge hoch über den Meeresspiegel empor. Die Mächtigkeit der in ihnen zur Ablagerung gekommenen Sedimente, die oft Tausende von Metern beträgt, lehrt uns, daß die Senkung der Anhäufung von Sediment lange Zeiträume hindurch das Gleichgewicht gehalten haben muß.

Diese Geosynklinalmeere treten in zwei Formen auf, als Mittelmeere und als Randmeere. Das heutige Mittelländische Meer mit seiner Fortsetzung über das Schwarze und Kaspische Meer zum Aralsee ist der Rest eines großen, interkontinentalen Geosynklinalmeeres, der Tethys im Sinne von Eduard Suess, das erst in der mittleren Tertiärzeit der Orogenese zum Opfer fiel. Ein anderes Beispiel eines geosynklinalen Mittelmeeres bietet das Karäibische Meer. T. C. Chamberlin¹⁰⁾ bezeichnet solche interkontinentale Geosynklinalmeere als diastrophische Meere.

Die geosynklinalen Randmeere sind nicht interkontinental, sondern umgürten die Kontinentalblöcke, so die zirkumpazifische Geosynklinale, die in der Geosynklinale der Cordilleren am vollständigsten erhalten erscheint, oder die Appalachische Geosynklinale, die schon am Ende der paläozoischen Ära erloschen ist¹¹⁾.

Die Grenze zwischen den Kontinentalblöcken und den Weltmeeren fällt nicht mit der gegenwärtigen Lage des Meeresspiegels zusammen. Die Kontinentalblöcke erstrecken sich vielmehr als submarine Plattformen mehr oder weniger weit über die heutige Küste bis zur Kontinentallinie hinaus. Die Kontinentallinie markiert sich in einer wechselnden, durchschnittlich — 200 m betragenden Tiefe durch eine Knickung im Gefäll des Kontinentalblocks gegen den Meeresboden. Auf der mehr oder weniger breiten Plattform entlang der Küste bis zur Kontinentallinie gelangen terrigene Sedimente mannigfaltiger Art — der Schelf — zur Ablagerung. Man bezeichnet das diese submarine Plattform bedeckende Meer wohl auch als Schelfmeer.

Stellenweise aber greift das Meer als Epikontinentalmeer auch tief in das Innere der Kontinente ein. Solche epikontinentale Flachmeere der Gegenwart sind die Nordsee (mit Ausnahme der Norwegischen Rinne), die Ostsee, das Gelbe Meer, die Hudsonsbai u. a. Die positiven und negativen Bewegungen des Meeresspiegels haben im Laufe der Erdgeschichte wiederholt zu ausgedehnten Überflutungen und Trockenlegungen der Kontinentalblöcke durch Epikontinentalmeere geführt. Die Erdgeschichte ist der Hauptsache nach eine Geschichte der Epikontinentalmeere und Geosynklinalmeere. Thalassokratische haben oft mit geokratischen Perioden gewechselt, aber sie werden in erster Linie bestimmt durch die Schwankungen in den Epikontinentalmeeren, während die Meeresbedeckung in den Geosynklinalen nur mäßige Veränderungen erfahren hat.

Entsprechend der Entfernung von der Küste gliedern sich die Meeresräume in einen litoralen und in einen pelagischen Bezirk. Innerhalb des Litoralbezirkes kann man wieder das Gebiet der Schorre (zwischen Ebbe und Flut) und die küstennahe Region im weiteren Sinne (Sublitoralgebiet) trennen. Ebenso unterscheidet man innerhalb des pelagischen

Bezirk ein hemipelagisches oder subpelagisches und ein eupelagisches oder hochpelagisches Gebiet.

Entsprechend den Tiefenverhältnissen unterscheidet Haug¹²⁾ im Meer drei Hauptregionen: Neritikum, Bathyal und Abyssal.

Die neritische Region reicht bis zur Isobathe von rund -200 m , die bathyale bis zur Isobathe von -900 oder 1000 m , die abyssische entspricht den großen Meerestiefen. Die neritischen Sedimente sind die Ablagerungen der Flachmeere im Bereich der Kontinentalstufe. Ihre untere Grenze fällt mit jener der diaphanen, lichtdurchlässigen Zone und vielfach auch mit der Kontinentallinie zusammen. Die Grenze zwischen der bathyalen und der abyssischen Region ist jene Linie, unterhalb deren eine, von Schwankungen unbeeinflusste, niedrige aber konstante Temperatur herrscht. In der Natur sind diese Grenzen keineswegs scharf. In den polaren und gemäßigten Breiten reicht ein reiches planktonisches Tierleben in größere

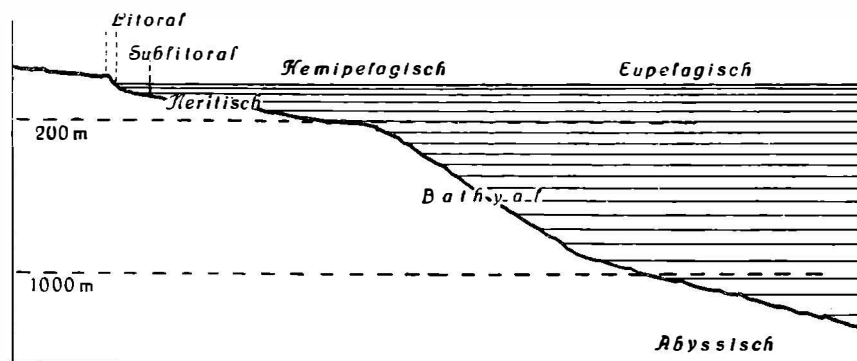


Fig. 1. Schema der horizontalen und vertikalen Gliederung der Meeresräume.

Tiefen hinab als in den Tropen. Auf dem Pourtalés-Plateau an der Küste von Florida beginnt die bathyale Fauna schon in einer Tiefe von -180 m und ändert sich bis zur Isobathe von -600 m nicht mehr.

Der Ausdruck „Tiefseeablagerung“ ist leider in der geologischen Literatur sehr vieldeutig. Am weitesten gefaßt hat ihn wohl Th. Fuchs¹³⁾, der alle Absätze des Meeres unterhalb der Corallinenzone, also unterhalb der Isobathe von -100 m der Tiefsee zuwies. Ihm erschien diese Isobathe als die kritische Grenze, die Flach- und Tiefseefaunen am besten scheidet. J. Walther¹⁴⁾ erkennt ebenfalls nur zwei durch Tiefenunterschiede getrennte Hauptregionen des Meeres, Flachsee und Tiefsee, an, verlegt aber die (unscharfe) Grenze zwischen denselben in die Isobathe von -300 m . Auch Pruvot und Hesse¹⁵⁾ anerkennen nur ein litorales und abyssisches Benthos, das sie als den Bezirk des Meeresbodens der Wassermasse des Pelagials entgegenstellen. Sie ziehen die Grenze, entsprechend der Durchlichtung des Meeres, in einer Tiefe von 200 m . Dagegen unterscheidet Al. Agassiz ein Archibenthos von dem eigentlichen Abyssikum und trennt beide durch die Isobathe von -1000 m .

Ihm ist Haug im Jahre 1907 gefolgt. Sein „Bathyal“ deckt sich mit dem „Archibenthal“ bei Agassiz.

Die Trennung des Bathyals vom eigentlichen Abyssal besitzt ihre Vorzüge, da die Faunen beider Tiefenregionen voneinander abweichen. Th. Fuchs¹⁶⁾ unterscheidet innerhalb des von ihm als Tiefsee bezeichneten Gebietes eine obere und eine untere, faunistisch wohl charakterisierte Zone, die durch die Fünfhundertfadenlinie getrennt werden, mithin genau dem Bathyal und dem Abyssikum Haugs entsprechen.

Der Terminus „Tiefseesedimente“ ist aber noch nach einer zweiten Richtung hin vieldeutig. J. Murray und Renard haben ihn in ihrem Challenger-Report sowohl für Sedimente der Hochsee, denen terrigene Bestandteile fehlen (Globigerinenschlick, Radiolarienschlick, Tiefseeton) als auch für den blauen Kontinentalschlick und den Korallendetritus aus den großen Tiefen gebraucht. O. Krümmel¹⁷⁾ hingegen beschränkt ihn auf die hochpelagischen Sedimente ohne terrigene Beimischung und auch Andree¹⁸⁾ befürwortet diese Einschränkung.

Ich bin der Meinung, daß es gerade aus geologischen Gründen nicht zweckmäßig ist, die Bezeichnungen „hochpelagisch“ und „Tiefseesediment“ in ein gegenseitiges Abhängigkeitsverhältnis zu bringen. Da im Laufe der Erdgeschichte wiederholt marine Transgressionen über die alten Kontinentalsockel in sehr beträchtlichem Ausmaße erfolgt sind, z. B. zur Zeit des Oberjura und der Unterkreide im europäischen und asiatischen Rußland, so kann trotz des im geographischen Sinne hochpelagischen Charakters jenes Meeresraumes doch reichlich Abschwemmungsmaterial von den Küsten bis in die Mitte des oberjurassischen Epikontinentalmeeres gelangt sein. Neritische Ablagerungen mit ihren Begleitfaunen und hochpelagische Meeresräume schließen einander keineswegs aus. Wenn man den einen Terminus für eine landferne Meeresregion gebraucht, so ist auch der Gebrauch des anderen nur in einem geographischen Sinne, nämlich für Meerestiefen in Landnähe und Landferne zulässig, wenn man Zweideutigkeiten und aus solchen entspringende Mißverständnisse vermeiden will.

Die Entscheidung, ob ein Sediment der Vorzeit als litoral, neritisch, hochpelagisch, bathyal oder abyssisch anzusehen sei, fällt naturgemäß in der Regel der Biostratigraphie zu. Eine der häufigsten Fragen, die an den Geologen herantritt, ist jene nach der Tiefe, in der sich eine Ablagerung gebildet hat. Sie ist auf Grund der Merkmale des Sediments (Reichtum, beziehungsweise Armut des Sediments an klastischem Material und dessen Beschaffenheit) und der in demselben eingeschlossenen Fossilien zu beantworten. Indem wir uns der ontologischen Methode bedienen, werden wir zunächst versuchen, aus der bathymetrischen Verbreitung der rezenten Gattungen und Arten auf jene ausgestorbener Formen Rückschlüsse zu ziehen. Diesen Schlüssen wird eine um so größere Verlässlichkeit zukommen, je weitergehende Übereinstimmung die zu untersuchende Fauna mit einer heute noch lebenden zeigt. Die Meerestiefe des Bildungsraumes einer pliozänen oder miozänen Ablagerung werden wir daher mit einer größeren Sicherheit ermitteln können

als jene einer oligozänen oder eozänen. Denn es darf nicht übersehen werden, daß die landläufige Annahme, ausgestorbene Formen hätten unter annähernd gleichen Bedingungen gelebt wie ihre nächsten rezenten Verwandten, durchaus nicht ohne Einschränkung zulässig ist.

Für das jüngere Tertiär allerdings geben uns die meisten benthonischen Faunen ausreichende Anhaltspunkte, um die Tiefe zu ermitteln, in der das sie umschließende Sediment zur Ablagerung gekommen ist. Für diese Zwecke kann man sich mit Vorteil der Tabellen bedienen, die J. Walther¹⁹⁾ für die bathymetrische Verbreitung einer großen Zahl rezenter Arten aus den verschiedenen Klassen und Ordnungen der Meerestiere ausgearbeitet hat.

In der weitaus überwiegenden Mehrzahl der Fälle muß man sich bescheiden, eine Ablagerung als neritisch oder bathyal — abyssische sind außerordentlich selten — anzusprechen. Angaben der Meerestiefe in absoluten Zahlen sind in der Regel zwecklos.

Es gibt unter den Meerestieren stenobathe und eurybathe Formen. Zu den ersteren gehören sowohl solche des Neritikums als des Abyssals. Dagegen haben manche eurybathe Spezies eine sehr große vertikale Verbreitung, so *Modiolaria discors* (0 bis — 3250 m), *Scrobicularia longicallus* (— 35 bis — 4400 m).

Die Lebensbedingungen sind für die Meerestiere und Meerespflanzen insofern wesentlich verschieden, als die Fähigkeit der letzteren, mit Hilfe ihres Chlorophylls anorganische Substanz in organische umzuwandeln, von dem Einfluß des Lichtes abhängig ist. Das Pflanzenleben ist infolgedessen auf die diaphane, lichtdurchlässige Region des Meeres beschränkt, während Tiere, mit Ausnahme der ebenfalls chlorophyllhaltigen Actinien, auch in den aphotischen Meerestiefen gedeihen, in die beständig ein eintöniger Regen dieser Tierwelt Leben spendender Regen von abgestorbenem Pflanzendetritus aus den Oberflächenschichten des Meeres niedersinkt.

Die untere Grenze der diaphanen Region liegt je nach dem Sonnenstande und der Durchsichtigkeit des Wassers in wechselnder Tiefe, in den Tropen unter sonst gleichen Bedingungen tiefer als in der Polarregion, weil hier die Lichtstrahlen schräge einfallen. Die roten und gelben Lichtstrahlen, die für den Assimilationsprozeß des pflanzlichen Chlorophylls die wirksamsten sind, durchdringen nur die oberen Wasserschichten. Wenn daher auch ultraviolette Strahlen in den tropischen Meeren noch bis an die untere Grenze der bathyalen Region sich fühlbar machen, so ist doch schon unterhalb der Isobathe von 200 m im allgemeinen die Durchleuchtung so schwach, daß sie für einen Pflanzenwuchs nicht mehr in Betracht kommt. So fällt die Grenze zwischen der durchleuchteten und dunklen Zone zusammen mit jener zwischen der neritischen und bathyalen Region.

C. Chun teilt die Wassermasse des Meeres in bezug auf ihre Durchleuchtung in drei Stufen, in eine euphotische bis — 80 m, eine dysphotische bis — 200 m und eine aphotische unter — 200 m.

Nicht nur die Standorte der Pflanzen, auch jene vieler Meerestiere sind abhängig von dem Einfluß des Sonnenlichtes. Rifff Korallen sind in

hohem Maße lichtbedürftig, Spongien lieben beschattete Stellen. Sie spielen demgemäß auch in den aphotischen Tiefen eine wichtige Rolle.

Ein anderer für das organische Leben im Meere wichtiger Faktor ist die Temperatur, die an der Oberfläche von 31° (Sundasee) bis -2.8° (Antarktis) schwankt. Im offenen Meer ist die Temperatur bis zur Tiefe von -900 bis 1000 m hinab, in der sie konstant wird, sehr regelmäßig geschichtet, dagegen meist unregelmäßig in Buchten und in der Nähe der Küste. In abgeschlossenen Mittelmeeren, von deren Boden das kalte Tiefenwasser der Ozeane durch eine Schwelle zurückgehalten wird, ist auch in den abysischen Tiefen die Temperatur wesentlich höher als auf dem Boden des offenen Weltmeeres.

In bezug auf ihre Abhängigkeit von den Temperaturverhältnissen unterscheiden wir eurytherme und stenotherme Organismen. Die letzteren sind gegen erhebliche und rasche Temperaturänderungen empfindlich, die ersteren nicht. Für die Verbreitung der stenothermen Meerestiere ist daher die Amplitude der Temperaturschwankungen von mindestens ebenso großer Bedeutung als die absolute Höhe der Temperatur.

Eines der auffallendsten Beispiele für die Abhängigkeit der meisten Meerestiere von der Temperatur bietet der Wyville Thomson-Rücken im Norden der Hebriden. Durch das im Mittel 1100 m tiefe Meer zieht von der Insel Rona ein submariner Rücken auf eine Erstreckung von 160 km nach Nordwest. Er trägt den Namen seines ersten Erforschers, der zusammen mit W. Carpenter 1868 auf der „Lightning“, dann 1869 und 1870 auf der „Porcupine“ hier grundlegende Untersuchungen durchgeführt hat, die 1883 durch J. Murray ergänzt worden sind. Durch diesen Rücken, der bis zur Höhe von -450 m unter der Meeresoberfläche aufragt, werden zwei Räume mit ganz verschiedener Bodentemperatur voneinander getrennt. In der kalten Area im Nordosten, die dem Zufluß des Polarwassers ausgesetzt ist, mißt man in 1100 m Tiefe eine Bodentemperatur von -0.4° C , in der gleichen Tiefe in der warmen Area im Südwesten, nicht viel über 20 km von dem ersten Ort entfernt, eine Bodentemperatur von $+8.07^{\circ}\text{ C}^{20}$). In der kalten Area findet sich die benthonische Fauna des nördlichen Polarmeeres, in der südlichen die Fauna der wärmeren Regionen des Atlantischen Ozeans. So kommen zwei Faunen, die sonst durch viele und allmähliche Übergänge verbunden sind, einander hier unvermittelt bis auf 20 km nahe. Von 385 Tierarten sind nur 48 ($12\frac{1}{2}\%$) den beiden Abhängen der trennenden Schranke gemeinsam.

Würden zwei Faunen so verschieden wie jene zu beiden Seiten des Wyville Thomson-Rückens, in gleichalterigen alpinen Ablagerungen nur 20 km voneinander entfernt gefunden werden, so dürfte kaum ein moderner Deckentheoretiker anstehen, die einzig mögliche Erklärung für ihr Nebeneinanderliegen in späteren tektonischen Bewegungen zu suchen.

Für die benthonische Tierwelt am Boden des Mittelländischen Meeres ist die bis zur Isobathe von -200 m aufragende Schwelle in der Meerenge von Gibraltar von maßgebender Bedeutung. Eine warme Oberflächenschicht von mittlerem Salzgehalt strömt durch die Straße von Gibraltar

aus dem Atlantischen Ozean in das Mittelmeer ein. Eine stärker gesalzene Strömung von gleicher Temperatur mit jener des einströmenden Oberflächenwassers ($+13^{\circ}\text{C}$) tritt in umgekehrter Richtung über die Schwelle in einer Tiefe von 100—200 *m* aus dem Mittelmeer in den Atlantik aus. Dagegen dringt kein kaltes Tiefenwasser aus dem letzteren in das Mittelmeer ein, so daß selbst die tiefsten Stellen im westlichen Becken des letzteren Temperaturen von $+12$ bis 13.6°C , im östlichen Becken gar $+13.9^{\circ}\text{C}$ aufweisen. Infolgedessen können stenotherme Tiere im Mittelmeer in viel größeren Tiefen leben als im Atlantischen Ozean.

Wir haben im Wyville Thomson-Rücken eine der auffallendsten Grenzscheiden zwischen zwei Faunen gesehen. Diese Eigenschaft ist vorwiegend in seiner geographischen Lage begründet, indem er seiner Südost—Nordwest gerichteten Erstreckung entsprechend, den Abfluß des kalten Polarwassers nach Süden verhindert. Ein meridional verlaufender submariner Rücken könnte eine ähnliche Trennung von zwei benthonischen Faunen nicht bewirken. Im allgemeinen erleichtern submarine Rücken die Verbreitung benthonischer Faunen, während tiefe Rinnen kalten Wassers zwischen Warmwassergürteln einer solchen Verbreitung oft unübersteigliche Schranken entgegensetzen. Die Wanderung einer benthonischen Flachseefauna von einer Küste zur anderen über ein Tiefseegebiet hinweg vollzieht sich am leichtesten über Rücken und Unebenheiten im Tiefseeboden. Mit Recht hat daher J. Walther betont, die in der geologischen Literatur so beliebte Erklärung der Verschiedenheit von zwei gleichalterigen Faunen durch Annahme eines submarinen Rückens als trennende Schranke, sei in der Regel irrig. Viel eher seien ebene Tiefseegebiete als Barrieren anzusehen.

Ein dritter das Tierleben im Meere regulierender Faktor ist der Salzgehalt. Er ist im offenen Ozean konstant. Sein Mittelwert beträgt 3.4% , davon 2.7 bis 3% Na Cl neben kleineren Mengen K Cl, Mg Cl, Brom- und Jodsalzen. In abgeschlossenen Randmeeren mit geringem Zufluß von Süßwasser steigert er sich, so im Mittelmeer auf 3.9% , im Roten Meer auf 4.3% , nimmt dagegen in solchen ab, wo durch die einmündenden großen Flüsse eine Aussüßung herbeigeführt wird. In der Ostsee nimmt die Aussüßung, besonders in den Schichten nahe der Oberfläche gegen den Bottnischen Busen hin beständig zu. An der Oberfläche im Skagerak hat das Meer noch den normalen Salzgehalt von 3.4% , im Kattegat nur mehr 2.2% . Im Großen Belt lassen sich zwei Strömungen feststellen, eine oberflächliche gegen den Kattegat, die bis zur Tiefe von — 80 *m* reicht, mit 1% , und eine tiefere, gegen die Ostsee gerichtete mit 3% Salzgehalt. Bei Uleaborg vermindert sich der Salzgehalt an der Oberfläche bis auf 0.3% . Das Wasser hat hier einen brackischen Charakter angenommen.

Am auffallendsten sind die Unterschiede im Salzgehalt an den Mündungen großer Ströme. Hier können unter Umständen die Bedingungen für das Übereinandervorkommen einer normalen Marinfaua (unten), einer Brackwasserfauna (in der Mitte) und einer Süßwasserfauna (oben) gegeben sein. Auf dem Meeresgrunde finden sich dann die Elemente dieser drei Kategorien zusammen in einem und demselben Sediment fossil vor. Ein

Beispiel für ein derartiges Zusammenvorkommen von See- und Süßwassertieren bieten nach E. Suess die Ziegelgruben von Hernals an jener Stelle, wo am Schluß der Miozänzeit ein großer Fluß in das sarmatische Binnenmeer mündete.

Der dritte Teil des im normalen Meerwasser gelösten Salzes genügt, um den Tod der meisten Tiere des süßen Wassers herbeizuführen. Andererseits gehen viele Meerestiere bei Verminderung des normalen Salzgehalts zugrunde, so fast alle Radiolarien, Foraminiferen²¹⁾, Spongien, Riffkorallen, deren Saumriffe den Flußmündungen gegenüber stets unterbrochen sind, Brachiopoden und Echinodermen. Dagegen sind manche Gruppen von Fischen gegen einen Wechsel im Salzgehalt unempfindlich. Viele Mollusken vermögen sich bei allmählicher Aussüßung des Wassers in einem Binnenmeer den neuen Verhältnissen anzupassen, verändern aber dabei einzelne Merkmale. In der artenarmen Bivalvenfauna der Ostsee herrschen Zwergformen vor, die gegenüber ihren Stammformen in der Nordsee verkümmert sind. Zugleich werden ihre Kalkschalen dünn und zerbrechlich. Wir können vom Kattegat bis nach Gotland, wo *Mytilus edulis* nur noch klein und in Zwergformen vorkommt, Schritt für Schritt die Veränderung der marinen Arten und deren Verkümmern verfolgen. Die Bryozoen verlieren die Fähigkeit, Kalk auszuschcheiden. Alle Bryozoen der Ostsee besitzen, wie jene der Alpenseen, chitinoöse Skelette.

Die artenarme aber individuenreiche Molluskenfauna des sarmatischen Binnenmeeres der jüngeren Miozänzeit besteht, wie Bittner²²⁾ gezeigt hat, nicht aus ortsfremden, eingewanderten Elementen, sondern ist der verkümmerte, durch brackische Einflüsse und durch Isolierung des sarmatischen Meeres degenerierte Rest der vorausgegangenen Mediterranfauna. Nur die euryhalinen Gattungen haben sich in diesem sarmatischen Brackwassersee — wenn auch in relativ wenigen und abgeänderten Arten — erhalten, die stenohalinen sind zugrunde gegangen.

In der Brackwasserfauna des Kaspischen Meeres leben heute noch die Nachkommen dieser sarmatischen Fauna. Nach den Untersuchungen von Knipowitsch fehlen hier alle Anthozoen, Medusen, Rippenquallen, Echinodermen, Tunikaten, Brachiopoden, Amphineura, Opisthobranchia, Scaphopoda, Cephalopoda und Selachier.

Auch die Zwergfauna der unterdevonischen Portage-Stufe im Staat New York ist nach der Meinung von Grabau²³⁾ in einem abgeschlossenen, brackischen Einflüssen ausgesetzten Meeresbecken entstanden, desgleichen die Zwergfauna des oberdevonischen Tully limestone mit ihren pyritisierten Fossilresten²⁴⁾.

Nicht alle Zwergfaunen oder besser gesagt, aus Kleinformen bestehenden Faunen dürfen jedoch in diesem Sinne gedeutet werden. Eine solche Deutung trifft z. B. nicht zu für die Kleinfauen des miozänen Mergels von Steinabrunn (Niederösterreich), der Gomberto-Schichten im vicentinischen Tertiär oder die triadische Fauna von St. Cassian in Südtirol. Ungünstige Lebensverhältnisse, wie eine Herabsetzung des normalen Salzgehalts, bewirken stets eine Verminderung der Artenzahl und erzeugen

eine artenarme, wenn auch individuenreiche Fauna. Wo hingegen der Formenreichtum geradezu den Grundcharakter der Fauna bildet, wie in den Schichten von St. Cassian — keine andere Triasfauna kommt dieser an Mannigfaltigkeit und Artenzahl gleich — muß eine andere Ursache der Kleinheit der einzelnen Faunenelemente zugrunde liegen. Tb. Fuchs²⁵⁾ ist durch seine Beobachtungen im Hafen von Messina zu der Ansicht geführt worden, daß es üppige Tangwälder, Algendickichte waren, die als die Heimat derartiger Kleinfauen anzusehen sind.

Außer den Salzen enthält das normale Meerwasser noch kohlensauren Kalk und Kieselsäure an Bestandteilen, die für die Lebenstätigkeit seiner Bewohner bedeutungsvoll sind. Den ersteren verwenden Kalkalgen, viele Foraminiferen, Kalkschwämme²⁶⁾, Korallen, Echinodermen, Brachiopoden, Bryozoen, Mollusken, Crustaceen und Fische, die letztere Kieselchwämme, Radiolarien und Diatomeen zum Aufbau ihrer Hartteile. Diese physiologische Leistung ihrer Gewebe ist bei allen Organismen seit den ältesten Zeiten gleich geblieben. Seit jeher haben die Pflanzen ihre Hartteile aus Zellulose, die Arthropoden aus Chitin, die Radiolarien aus Kieselsubstanz, die Mollusken aus kohlensaurem Kalk in der leichter löslichen Modifikation des Aragonits oder in der schwerer löslichen des Kalkspats, die Wirbeltiere aus phosphorsaurem Kalk aufgebaut.

R. A. Daly²⁷⁾ hat die Vermutung ausgesprochen, daß die chemische Beschaffenheit des Meerwassers in den verschiedenen Erdperioden erhebliche Verschiedenheiten aufgewiesen habe. So sei es während eines großen Teiles der proterozoischen Ära für die Absonderung von Kalkschalen und kalkigen Skeletten ungeeignet gewesen. Da für die praekambrischen Organismen das Meer so gut wie kalkfrei war, dürfen nur Fossilien mit chitinosen oder kieseligen Hartteilen, zumeist jedoch überhaupt nur Weichtiere in demselben erwartet werden.

C. Walcott²⁸⁾ bestreitet überhaupt das Vorkommen praekambrischer Meeresfaunen und betrachtet alle Fossilien aus dem Proterozoikum als Süßwasserformen. Die kambrische *Olenellus*-Fauna — meint er — erscheine ganz unvermittelt ohne bisher bekannte marine Vorfahren aus dem Proterozoikum. Diese Meinung wird indessen von anderen amerikanischen Forschern (Schuchert)²⁹⁾ nicht geteilt.

Dalys Ansicht steht übrigens im Widerspruch mit der reichen Entwicklung mächtiger Kalkbänke im Algonkium von Montana, die von angeblichen Spaltalgen (*Cryptozoon*, *Newlandia*, *Canadia*, *Collenia*) aufgebaut sind.

Ein für das Tierleben im Meere bedrohliches Ereignis ist die Bildung von Schwefelwasserstoff, die unter verschiedenen physikalischen Bedingungen vor sich geht. Bei der Verwesung organischer Substanzen entsteht Kohlensäure und Schwefelwasserstoff. Tb. Fuchs hat beobachtet, daß im Hafen von Messina an Stellen, wo Unrat angehäuft wurde, die Marinfaua verkümmert wie im Brackwassergebiet der Ostsee. W. H. Dall³⁰⁾ berichtet, daß an der Westküste von Florida zuweilen durch heftige Regengüsse große Mengen von Vegetation in die submarinen Klüfte

des Kalksteins entlang der Küste eingeschwemmt werden und daß durch den bei ihrer Verwesung frei werdenden Schwefelwasserstoff auf viele Meilen hin alles Leben in den Küstengewässern vernichtet wird. In ähnlicher Weise werden an den Küsten des südlichen Japans und Californiens Korallen, Mollusken und Fische erstickt, wenn durch Stürme oder Meeresströmungen ungeheure Mengen winziger Organismen wie *Peredinia* angetrieben werden, die infolge ihrer Verwesung Schwefelwasserstoff absondern.

In großem Maßstab geht die Bildung von Schwefelwasserstoff auf dem Boden des Schwarzen Meeres vor sich, weil hier infolge des Mangels an Unterströmungen die Gewässer unterhalb der Isobathe von — 230 m nur sehr ungenügend durchlüftet werden. Infolge des Mangels an hinzutretendem Sauerstoff wird der Schwefelwasserstoff nicht mehr in ausreichendem Maße oxydiert, so daß sich dieses giftige Gas am Grunde des Meeres anhäufen kann. Der Meeresboden ist infolgedessen für benthonische Tiere unbewohnbar. Diese Tatsache hat noch weitere Konsequenzen, die sich auch auf die Fauna im Flußgebiet des Pontus erstrecken. So sind alle Versuche, den Aal in der Donau heimisch zu machen, mißlungen, weil die Brut der im Schwarzen Meere laichenden, erwachsenen Aale daselbst zugrunde geht³¹⁾.

Das Sediment, das sich auf dem Meeresgrund bildet, ist ein schwarzer Schwefeleisenschlick, der zur Hälfte aus *FeS* besteht, während der Gehalt an Kalkspat durchschnittlich auf 13 bis 18% herabgesetzt ist. Die Annahme liegt nahe, daß die Schwefeleisen führenden Tone und Tonschiefer älterer Perioden wenigstens zum Teil gleicher Entstehung sind. Eine solche Annahme wird für den Ornatenton des Kelloway durch die Dimensionen der verkiesten Ammoniten gestützt, die niemals dieselbe Größe wie in den gleichalterigen kalkigen Absätzen erreichen. Auch für die Macrocephaliten hat Reuter eine verschiedene Größe in der Phosphorit- und Pyritfazies des fränkischen Kelloway nachgewiesen.

Ähnliche Verhältnisse wie in den Tiefenregionen des Schwarzen Meeres werden von Walcott³²⁾ für die Erklärung des Vorkommens der von ihm 1910 bei Field in Britisch-Columbia in den Burgess-Schiefern des Mittelkambriums entdeckten Weichtierfauna herangezogen. Diese Fauna nimmt durch ihre wunderbare Erhaltung in einem schwarzblauen, pyritführenden, bituminösen Tonschiefer unter allen bekannten Meeresfaunen eine isolierte Stellung ein. Sie enthält nur planktonische Tiere ohne Kalkskelette. Als diese Organismen auf den durch ihren Schwefelwasserstoffgehalt für alle benthonischen Tiere unbewohnbaren Meeresgrund sanken, fielen sie nicht der Vernichtung durch solche anheim, sondern wurden in dem feinen, tonigen Schlamm eingebettet, der alle Zartheiten der Gewebe bei den Anneliden, Branchiopoden und Medusen bewahrt hat.

Auch die Trilobiten mit erhaltenen Extremitäten und Antennen in den schwarzen Schiefern von Banff und Rome verdanken nach der Meinung Schucherts³³⁾ ihre vorzügliche Erhaltung ähnlichen Umständen.

Auch das Meer des Kupferschiefers in Thüringen wies nach der

Meinung von J. F. Pompeckj³⁴⁾ ähnliche Merkmale auf wie sie gegenwärtig dem Schwarzen Meer eigentümlich sind. Der Gehalt an sulfidischen Erzen und die Armut an benthonischen Meerestieren deuten eine Unterbindung der Sauerstoffzirkulation auf dem Meeresgrund an. Wirbellose Meerestiere gehören zu den größten Seltenheiten. Die Fische (Rochen, *Palaeoniscidae*) hält Pompeckj für Bewohner des Süßwassers, die gleich den Resten der Landwirbeltiere und Landpflanzen in das Meer des Kupferschiefers aus Flüssen eingeschwemmt worden sind.

Eine ähnliche Entstehung wie dem Schwefeleisenschlick des Pontus wird von J. F. Pompeckj³⁵⁾ auch dem liasischen Posidonienschiefer zugeschrieben. Noch weiter geht J. M. Clarke³⁶⁾, der die Utica-, Marcellus- und Genessee-Schiefer im Staat New York mit Rücksicht auf die Armut an benthonischem Tierleben bei gleichzeitigem Reichtum an planktonischen und nektonischen Faunenelementen als Sedimente eines in seinen Tiefen ungenügend durchlüfteten, sauerstoffarmen Meeres ansieht.

Eine wichtige Rolle im Tierleben des Meeres spielen auch die Gezeiten und Wellen³⁷⁾. Vom Gezeitenunterschied ist die Fauna der Schorre abhängig. Wellenbewegung und Klippenbrandung machen ihre Wirkung noch in bedeutenden Tiefen bemerkbar, starker Seegang selbst in solchen von 200 m, Klippenbrandung gelegentlich sogar bis in solche von 500 m. Durch starke Stürme kann das Meer derart aufgewühlt werden, daß noch in Tiefen von 70 m haselnußgroße Gerölle hin und her gerollt werden. An inselreichen Flachküsten jedoch ist diese Wirkung sehr gering und erlischt häufig schon in Tiefen von — 50 bis — 100 m.

Die Fossilarmut reiner Sandsteine hängt mit der Tatsache zusammen, daß reine Sande meist im Bereich so starker Wellenbewegung zur Ablagerung kommen, daß zwischen den hin und her bewegten Sandkörnern die Tange keine Wurzel fassen können. Die Abwesenheit von Tangen bedingt das Fehlen aller auf Algenrasen lebenden Organismen. Aber auch diejenigen Mollusken mit Kalkschalen, die auf einem bewegten Sandboden gedeihen, erfahren bald nach ihrem Tode eine Auflösung der Schalen durch das in den porösen Sanden zirkulierende, sauerstoffreiche Wasser.

Für eine horizontale Verbreitung des Halobios kommt den Meeresströmungen die größte Bedeutung zu. Durch ihre konstante Temperatur ermöglichen sie einer Fauna den Aufenthalt in Breiten, in denen sie außerhalb des Bereiches der Strömungen nicht gedeihen könnte. Mit dem Polarstrom gelangen einzelne Molluskenarten aus der arktischen Provinz Woodwards bis zur kalifornischen Küste, aus der borealen Provinz vom Grönlandsmeer bis nach Florida. An der Westküste von Afrika und Südamerika verhindern kalte Strömungen aus der Antarktis selbst im tropischen Gebiet die Bildung von Korallriffen, so daß solche hier den Äquator nach Süden kaum überschreiten. Andererseits verteilen die Meeresströmungen planktonisches und meroplanktonisches Material über alle Teile des Weltmeeres. Sie haben, wie Wallace gezeigt hat, an der Besiedelung küstenferner ozeanischer Inselgruppen den Hauptanteil. Das reichste planktonische Leben entfaltet sich in den Warmwasserströmungen der Tropen und Sub-

tropen, das reichste benthonische Tierleben auf den submarinen Erhebungen unterhalb derselben, so auf dem Yukatan- und Pourtalès-Plateau unter dem Golfstrom (Agassiz) oder in der Umgebung der Philippinen.

Die Meeresströmungen reichen im allgemeinen nicht in bedeutende Tiefen, in der Regel nicht bis zur Isobathe von -300 m hinab. Doch gibt es von dieser Regel Ausnahmen. So macht sich die Strömung entlang dem Gehänge des europäischen Kontinentalblocks westlich von Irland noch in einer Tiefe von -1500 m , in den Meeresstraßen zwischen den Kanarischen Inseln noch in Tiefen von über -3000 m so stark geltend, daß hier auf dem Meeresgrund der Felsboden von allen Sedimenten rein-gescheuert und bloßgelegt wird.

Die Lebensbezirke des Halobios³⁸⁾.

J. Walther unterscheidet sechs Lebensbezirke des Halobios: die Litoralzone, die Flachsee, die Ästuarien, das Weltmeer, die Tiefsee, die Archipele. Es mag genügen, dieselben hier, entsprechend ihrer biostratigraphischen Bedeutung kurz zu charakterisieren.

1. Die Litoralregion. Sie umfaßt das Grenzgebiet zwischen Festland und Meer, die Schorre, die durch den Wechsel von Ebbe und Flut abwechselnd trockengelegt und überspült wird. Ihre Breite übersteigt an felsigen Steilufern nicht den Gezeitenunterschied (1 bis 20 m), kann sich aber an sandigen, flachen Küsten bis auf 1 km steigern. Zwei, eventuell drei Linien grenzen die Schorre ab, jene der tiefsten Ebbe nach unten, jene der Flut nach oben, endlich als dritte Linie an einem Flachstrand die Brandungsgrenze, die noch erheblich über der höchsten Flutmarke liegen kann. Auf einem sandigen Strand fallen die beiden Zonen der Anhäufung ausgeworfener Massen von Tang, Plankton und Molluskenschalen mit diesen beiden Linien nicht zusammen. Die dem Meere näher gelegene, der Strandwall, liegt im Durchschnittsniveau des Meeresspiegels, die entferntere, der Sturmwall, entspricht der Höhe der vom Sturm erregten Wellen. Von ausschlaggebender Bedeutung für das Tier- und Pflanzenleben in der Litoralregion ist die Beschaffenheit des Strandes, der als Felsenstrand, Blockstrand, Kiesstrand, Sandstrand oder Schlammstrand ausgebildet sein kann.

Die ungünstigsten Bedingungen bietet der Kiesstrand, weil durch die fortwährende Bewegung der Kiesel jedes organische Leben zerstört wird. Günstigere Lebensbedingungen finden wir am Schlammstrand, der sich zumeist im Deltagebiet von Flüssen findet und in den Tropenlandschaften oft von dichten Mangrovebeständen bedeckt ist. Doch sind Tiere mit erhaltungsfähigen Hartteilen auf ihm in der Minderzahl. Unvergleichlich reicher, wenn auch einförmig, sind Fauna und Flora des Felsenstrandes. Auf ihm gedeihen vor allem Pflanzen und Tiere mit Haftapparaten: Tange mit Haftscheiben, Klammerorganen, vielgeschlitzten Blättern und einem

zählen, schwer zerreibaren Knorpelgewebe, Balanen, die bis zur oberen Grenze der Brandung verbreitet sind, Muscheln, deren Schale festgewachsen ist, wie *Ostrea*, *Anomia*, *Chama*, oder die mit Byssusfäden an den Untergrund sich anheften, wie *Mytilus*, oder in selbstgebohrten Löchern der Felsen leben, wie *Pholas*, *Lithodomus*, *Saxicava*, Schnecken wie *Patella* und *Chiton*, die sich an das Gestein ansaugen, Actinien, die die gleiche Lebensweise eingeschlagen haben, Seeigel, die wie Bohrmuscheln Löcher in den Felsen aushöhlen, stockbildende Rifffkorallen, endlich Spongien mit zählen Hornfasern. Nur in den Tümpeln, die an geschützten Stellen auf der felsigen Schorre auch während der Ebbe mit Wasser gefüllt bleiben, treten noch andere Typen, wie *Purpura*, *Litorina*, *Turbo*, hinzu.

Nirgends sind die Strandlinien älterer erloschener Meere so deutlich gekennzeichnet als dort, wo ein ehemaliger Felsenstrand vorliegt. Bei Meissau im außeralpinen Wiener Becken Niederösterreichs kann man auf den Granitkuppen des Böhmisches Massivs die festgewachsenen Balanen sammeln, die das Meer der ersten Mediterranstufe des Miozäns hier zurückgelassen hat. Bei Picerno im südlichen Apennin sind nach Deeckes Bericht die Kreideklippen des Oligozänmeeres von Pholaden durchlöchert. Auf Emersionsflächen des Jaumont-Ooliths im Lothringer Jura mit wohlausgebildeten Wellenfurchen, die von zahlreichen Austern bewachsen und von den Bohrlöchern der Pholaden durchsetzt waren, konnte Klüpfel³⁹⁾ deren rasche Erhärtung an der Luft nach der Trockenlegung nachweisen.

In seiner Art kaum weniger reich und mannigfaltig ist das Pflanzen- und Tierleben des Sandstrandes, aber nur dort, wo die Sande mit Ton und Kalk vermischt sind. An der Flora beteiligen sich insbesondere rasenbildende Algen ohne Haftscheibe, mit Wurzelschopf. Festsitzende Muscheln wie *Ostrea* und *Mytilus* treten hinter den grabenden zurück. Bivalven mit langem Fuß und starken Siphonen findet man oft tief in den Sand eingegraben, so *Tellina*, *Solen*, *Lutraria*. Vielen Gastropoden wie *Aporrhais*, *Strombus*, *Pteroceras*, *Murex* ermöglicht die durch die erweiterte, gelegentlich noch mit Fortsätzen versehene Mündung verbreiterte Basis, der Wasserbewegung Widerstand zu leisten. Andere Mollusken erreichen das gleiche Ziel durch ihre kräftige, aus Rippen und Stacheln bestehende Skulptur. Spongien, Seesterne, Krabben und Rochen vervollständigen das Bild der Fauna einer sandigen Schorre. Das ausgetrocknete Sediment derselben weist häufig polygonale Trockenrisse auf. In ganz ruhigen Buchten können auch Rippelmarken auf demselben erhalten bleiben.

In der sublitoralen Zone begleiten die groben Sande die Küste nur als ein schmales Band, dessen Breite in der Regel unter 100 m zurückbleibt. Dann stellen sich allmählich an Feinheit zunehmende Sande ein, die sich in das Neritikum der Flachsee fortsetzen.

In den Polarmeeren, wo die Schorre beständig von einem Packeisgürtel abgerieben wird, fehlt ihr jedes organische Leben.

2. Die Flachsee. Die Flora des Meeres ist auf das Litoralgebiet und die Flachsee beschränkt und in ihrer Verteilung von der Durchlich-

tung des Wassers und von der lithologischen Beschaffenheit des Standortes abhängig.

Die weitaus überwiegende Mehrzahl der Meerespflanzen sind Algen. Alle Tange, fast alle Rotalgen (Florideen) und die meisten Grünalgen sind Meeresbewohner. Obwohl einzelne Tange (Braunalgen) submarine Rasen und Wälder von großer Ausdehnung in seichten Gewässern bilden, kommen sie doch für den Paläontologen kaum in Betracht. Unter den zahlreichen Fossilresten, die als Fucoiden beschrieben worden sind — von Angelins „regio fucoidarum“ im schwedischen Kambrium bis zu den tertiären Flyschfucoiden — halten nur sehr wenige einer strengen Prüfung stand. Von biostratigraphischer Bedeutung sind nur gewisse kalkabsondernde Algen. Unter den letzteren sind sowohl Grün- als Rotalgen vertreten. Die lichthungrigen Grünalgen bevorzugen geringe Tiefen, die Rotalgen wie *Corallina*, *Lithothamnium* u. a. sind lichtscheu und ziehen sich daher im klaren Wasser in größere Tiefen zurück als im getrübten. Sie gedeihen in allen Meeren in einer durchschnittlichen Tiefe von — 30 bis — 100 m⁴⁰).

Von Gefäßpflanzen verdient nur das Seegras *Zostera* Erwähnung. Es bildet insbesondere im Mittelländischen Meer in Küstennähe oder in geschützten Buchten bei geringer Wassertiefe ausgedehnte Wiesen auf einem Boden, in dem Sand und Schlamm gemischt sind. Auf den Zostera-pflanzen gedeihen epiphytisch fast stets auch Grün- und Rotalgen in üppiger Weise. Sowohl die Tangwälder als die Zosterawiesen beherbergen eine für sie bezeichnende, benthonische Mikrofauna. Das reichste Tierleben entfaltet sich in der Flachsee auf den aus den Schlammgründen aufragenden submarinen Bänken oder Untiefen.

Theoretisch kann die Tierwelt der Flachsee in eine Anzahl übereinander liegender Zonen eingeteilt werden, die sich mit den Vegetationsgürteln im Gebirge vergleichen lassen. In der Praxis jedoch wird dieses klare, einfache Bild gestört durch die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung des Untergrundes und des verschiedenen Ausmaßes der Absorption bestimmter Lichtstrahlen an verschiedenen Stellen des Meeres. Der Wechsel der Fazies bedingt auch einen Wechsel der benthonischen Fauna, die im Gebiet der Flachsee vorherrscht. Felsen-, Sand- und Schlammfazies treten uns in mannigfaltigen Mischungen gelegentlich auf engem Raum nebeneinander entgegen. Die große Einförmigkeit der Tiefseesedimente macht in der Flachsee einer außerordentlichen Mannigfaltigkeit Platz. Immerhin herrschen in größeren Tiefen als — 80 m feinkörnige, pelitische Sedimente vor.

Die Absätze der Flachsee sind teils mechanischen, teils organischen Ursprungs. Vom Lande stammen die Sande, sandigen Schiefer, Tone, Ton-schiefer und manche Mergelschiefer. Kalke, Dolomite und Kreide werden durch Organismen, teils durch Bakterien, teils durch höher organisierte Pflanzen und Tiere aus dem Meerwasser gefällt. Sedimente gemischter Entstehung sind die Mergel, Mergelschiefer und Glaukonite. Die letzteren entstehen nach den Untersuchungen von J. Murray und E. Philippi⁴¹⁾ vorzugsweise an Kontinentalküsten, wo steile, aus archaischen Gesteinen

bestehende Berge unmittelbar an das Meer herantreten, und keine Flüsse einmünden. Die günstigsten Bedingungen für ihre Bildung finden sie in der Nähe der Isobathe von — 200 m. Sie kennzeichnen daher zumeist Ablagerungen der Flachsee. Doch reichen sie ausnahmsweise wohl auch ins Abyssikum, in Tiefen von — 3500 m hinab.

Manche Chemiker sind gegenwärtig geneigt, bei der Fällung von Kalk aus dem Meerwasser gewissen Bakterien die Hauptrolle zuzuschreiben.

In modernen ozeanographischen Werken findet man zumeist die folgende Gliederung der Flachsee in Tiefenzonen.

1. Litoralzone, oft noch geteilt in subterrestrisch, litoral und sublitoral.

2. Laminarienzzone, von der tiefsten Ebbe bis — 27 m. Hauptverbreitungsgebiet der Braunalgen (*Laminaria*) auf Felsgrund, der *Zostera* auf Sandgrund. Austernbänke. Reichstes benthonisches Leben.

3. Corallinenzone, von — 27 bis — 90 m. Hier das Hauptverbreitungsgebiet der kalkabsondernden Algen aus der Familie der *Corallinaceae*, die in Tiefen von — 100 m seltener werden, ferner der Laichbänke der Fische. Von pflanzenfressenden Schnecken hier insbesondere *Fissurella*, *Emarginula*, von fleischfressenden *Buccinum*, *Fusus*, *Natica*, von Muscheln *Pecten*, *Lima*, *Arca*, *Venus*, *Corbula*.

4. Zone der Einzelkorallen (meist irrtümlich als Tiefseekorallen bezeichnet), von — 90 bis — 200 m.

Diese Gliederung wird der Mannigfaltigkeit der natürlichen Verhältnisse nur in beschränktem Maße gerecht. Man braucht nur die klassischen Studien von Forbes⁴²⁾ über die Verteilung der Tierwelt im Flachseegebiet des griechischen Archipels nachzulesen, um die Überzeugung zu gewinnen, daß jedes Schema der Tiefenzonen nur eine lokale Gültigkeit besitzt.

Die faunistische Grenze zwischen Neritikum und Bathyal ist weit weniger scharf als die floristische, da für eine große Zahl von Meerestieren die absolute Tiefe kein so bedeutungsvolles Moment wie Belichtung, Temperatur und Faziesverhältnisse darstellt.

3. Die Ästuarien. In den Ästuarien vollzieht sich die Anpassung gewisser Meerestiere an das Leben im brackischen und Süßwasser. Zahlreiche Fische (Aale, Lachse, Störe) wandern während bestimmter Abschnitte ihrer Lebenszeit aus dem Meer in die Flüsse ein und aus diesen wieder zurück ins Meer. Bezeichnend für die Ablagerungen in den Deltas großer Ströme, wie Mississippi oder Ganges-Brahmaputra mit ihren Strandsümpfen ist die Mischung von Formen des süßen, brackischen und normal gesalzenen Wassers. Sie kommt dadurch zustande, daß die erhaltungsfähigen Hartteile der Bewohner des tiefen Wassers mit normalem Salzgehalt und des auf der Oberfläche schwimmenden Süßwassers nach ihrem Tode auf eine einheitliche Projektionsebene niedergeschlagen werden. Wenn es auch nicht immer zu einer vollständigen Faunenmischung kommt, so tritt doch häufig ein wiederholter, rascher Wechsel in der Fossilführung von mehreren übereinander folgenden Bänken ein. So sieht man in den jurassischen

Stonesfield slates Englands eine Wechsellagerung von Schichten, die *Unio*, Landpflanzen und die Kiefer von Allotherien führen, mit solchen, die durch das Vorkommen der gegen jede Änderung des Salzgehaltes hochempfindlichen *Echinoidea* und von *Pseudomonotis* sich als echt marin erweisen. Ähnliche Verhältnisse finden sich in der mitteldeutschen Lettenkohle.

Ein anderer Fall ist der, daß in Brackwasserablagerungen mit den für solche bezeichnenden Mollusken auch Landpflanzen und die Reste großer Landtiere sich eingebettet finden, die nur durch größere Flüsse in das Ästuarium hinausgetragen worden sein können⁴³). Eines der schönsten Beispiele bietet die berühmte Lagerstätte paläogener Wirbeltierreste im Fayum (Unterägypten).

Eine besondere Art der Ästuarien bilden die Lagunen mit ihren Nehrungen. In ihnen vollzieht sich die fortschreitende Verlandung durch die Zufuhr von Sediment aus den Flüssen, die zugleich die Lagune mit süßem Wasser versorgen, während gelegentlich wieder große Mengen von Meerwasser mit einer Flutwelle in die Lagune eindringen. Süß- und Salzwasser kommen daher in den Lagunen ständig miteinander in Berührung. Daraus ergeben sich große, meist unvermittelt eintretende Gegensätze in den Lebensbedingungen für die Fauna und Flora. Diese zeigt zumeist eine gewisse Einförmigkeit, da sie nur Organismen enthält, die durch ihre weitgehende Anpassungsfähigkeit an Veränderungen ihrer Umwelt ausgezeichnet sind.

4. Das offene Weltmeer. Die Existenzbedingungen der hochpelagischen Fauna und Flora sind sehr gleichmäßige. In der oberen, diaphanen Region gedeihen nur planktonische Organismen (mit Einschluß des Meroplanktons und Pseudoplanktons) und nektonische Tiere (nektonische Fische, Wale, Seeschildkröten, Seeschlangen, dibranchiate Cephalopoden des Typus *Loligo*). Die planktonischen Algen gehören den Gruppen der Chromaceen (insbesondere Polarmeere), Calcocyteen (gemäßigte und tropische Zone), Murracyteen (Äquatorialregion), Dictyochen und Peridineen (insbesondere Polarmeere) und planktonischen Diatomeen (Arktis und Antarktis, mit Ausnahme der tropischen Gattung *Coccinodiscus*) an. Pseudoplanktonisch wird *Sargassum* von den Bahamabänken durch Meeresströmungen weggeführt und mit seiner eigenartigen Fauna (Fische, Krebse, Mollusken von vorwiegend gelber Farbe) im Gebiet der nordatlantischen Halistase angehäuft.

Die planktonische Fauna der Hochsee umfaßt in erster Linie Foraminiferen, Radiolarien, Medusen, Pteropoden und Heteropoden, ferner die meroplanktonisch lebenden Larven vieler benthonischer Tiere. Charakteristisch für viele Hochseetiere des Planktons ist die glashelle Färbung des oft durchsichtigen Körpers und die Zartheit der meist winzigen Gehäuse. Eine massive Schale spricht entschieden gegen den Aufenthalt ihres Trägers in der Hochsee.

Die Zusammensetzung des zur Tageszeit meist in Tiefen von — 80 bis — 150 m konzentrierten Planktons im Weltmeer ist lokal sehr verschieden, da Insulationsverhältnisse und Meeresströmungen die Verteilung

desselben regulieren. Gleichwohl gibt es eine ganze Anzahl kosmopolitischer Planktontiere, insbesondere unter den Foraminiferen, wie *Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Hastigerina pelagica* und Radiolarien.

Die Existenzbedingungen des offenen Weltmeeres haben in der Vorzeit über Europa und Amerika nur ausnahmsweise bestanden. Die Tetthys mit ihren Randmeeren kann mit keinem der großen Ozeane verglichen werden. Nur das zentralrussische Meer, das vom Kelloway bis zum Neokom ein weites Areal in Europa und Nordasien bedeckte, könnte zu einem Vergleich herangezogen werden, aber seine Ablagerungen haben durchaus den Charakter von solchen der Flachsee und lassen eine hochpelagische Fauna vermissen. In Nordamerika griff die Transgression von Westen und Osten her zeitweise auf den Kontinentalsockel über. Außerdem kam es auch hier im Mississippigebiet zur Bildung eines dem zentralrussischen in seinem Charakter ähnlichen Binnenmeeres, das bald vom offenen Meere abgeschlossen war, bald mit diesem in Verbindung stand.

5. Die Tiefsee⁴⁴). Unter der durch die Kontinentallinie abgegrenzten Flachsee folgt zunächst die mehr oder minder breite Zone der bathyalen Region, dann unterhalb der Isobathe von -900 bis -1000 m die abyssische Region der eigentlichen Tiefsee mit niedriger aber konstanter Temperatur. Infolge des Lichtmangels fehlen lebende Pflanzen, doch wird durch das Hinabsinken des vegetabilischen Planktons auf den Meeresgrund der Tiefsee fortdauernd Pflanzendetritus zugeführt. Die Hauptnahrung vieler Tiefseetiere ist der sich dadurch auf dem Meeresboden bildende nährstoffreiche Schlamm. Ein anderer Teil der Tiefseetiere führt ein räuberisches Leben auf Kosten der Mitbewohner.

Die nur durch die Phosphoreszenz vieler Tiefseetiere ein wenig gemilderte Lichtarmut, der hohe Druck, die von keinem Wechsel der Jahreszeiten beeinflusste Temperatur von $+3^{\circ}$ bis -3° C und das stets unbewegte Wasser schaffen besondere Existenzbedingungen, die in auffallenden Anpassungserscheinungen der Tierwelt (rudimentäre oder hypertrophische Augen, Leuchtorgane an verschiedenen Stellen des Körpers, dünne, zerbrechliche Schalen, knorpeliges Skelett) ihren Ausdruck finden.

Die Tiefseefische haben ihre nächsten Verwandten unter den rezenten Teleostiern. Wir müssen daraus schließen, daß diese Tierklasse erst sehr spät in die abyssische Region des Meeres eingewandert ist. Dagegen hat die Seeigelfauna nach der Meinung von A. Agassiz ein altertümliches Gepräge (*Hemiaster*, *Schizaster*, *Ananchytes*, *Salenia*). Ja, Agassiz geht sogar so weit, zu behaupten, die durch die größte Tiefenverbreitung ausgezeichneten Arten seien auch die ältesten — eine Annahme, die durch neuere Erfahrungen nicht bestätigt worden ist.

Viele der meist seltenen, gestielten rezenten Crinoidenspezies sind Tiefseeformen. Von hornschaligen Brachiopoden geht nur *Discina atlantica* bis in die abyssische Region hinab. Bryozoen sind unterhalb der Isobathe von -100 m sehr spärlich vertreten. Im übrigen haben alle im Halobios überhaupt heimischen Klassen auch in der Tiefsee ihre Repräsentanten,

allerdings in sehr ungleicher Zahl. Eine große Rolle spielen Tiefseespongien, dibranchiate Cephalopoden und Krebse. Von häufigen Bivalvengattungen gehen *Arca*, *Astarte*, *Corbula*, *Ervilia*, *Leda*, *Lima*, *Limopsis*, *Mytilus*, *Neaera*, *Nucula*, *Ostrea*, *Pecten*, *Pectunculus*, *Pholadomya*, *Saxicava*, *Venus*, *Yoldia*, von Glossophoren *Bulla*, *Cancellaria*, *Cerithium*, *Defrancia*, *Dentalium*, *Eulima*, *Fusus*, *Murex*, *Nassa*, *Pleurotoma*, *Natica*, *Ringicula*, *Rissoa*, *Scalaria*, *Trochus* in einzelnen Arten bis ins Abyssal hinab. Im allgemeinen ist die Tiefseefauna relativ ärmlich im Vergleich zu jener der durchleuchteten Regionen des Meeres. Die großen Tiefen unterhalb der Isobathe von -4500 m sind geradezu arm an Lebewesen.

Von größerer biostratigraphischer Bedeutung als die hier aufgezählten Tiergruppen sind die organischen Bodenablagerungen der Tiefsee, an deren Zusammensetzung Spongiennadeln, Schalen von Foraminiferen und Pteropoden, Kieselenskelette von Radiolarien und Diatomeen sich beteiligen.

Hauptmerkmale aller Tiefseeablagerungen im offenen Weltmeer sind 1. die geringe Mächtigkeit, 2. das außerordentlich feine Korn, 3. die vollständige Abwesenheit terrigenen Materials. Sobald eine dieser drei Eigenschaften fehlt, hat man nicht das Recht, eine Ablagerung aus älteren geologischen Perioden als hochpelagisch-abyssal anzusprechen. Es muß aber auch der Schichtverband, in dem das den Verdacht einer küstenfernen Tiefseebildung erweckende Sediment auftritt, eine solche Deutung als möglich erscheinen lassen. Es muß dieses Sediment durch einen allmählichen Übergang mit Ablagerungen aus geringerer Meerestiefe verknüpft und darf nicht unvermittelt zwischen küstennahe Ablagerungen eingebettet sein.

Terrigenes Material, aus den feinsten Zerreibungsprodukten der Kontinentalgesteine bestehend, gelangt insbesondere an den Mündungen großer Ströme und an Steilküsten, denen kein Schelfgürtel vorgelagert ist, 150 km weit in das offene Meer hinaus und in Tiefen von 7000 m , so entlang der Westküste von Südamerika, wo auf einer langen Küstenstrecke bei Callao schon 15 km vom Ufer entfernt Tiefen von über 3000 m gelotet werden, oder in der Umgebung von Koralleninseln, die steil aus dem Meeresgrunde aufragen. Der Küstenschlick ist oft bunt gefärbt, durch Beimischung von kohlensaurem Kalk (bis zu 35% nach Murray) blau, durch Glaukonit grün. Ein beträchtlicher Teil der marinen anorganischen Schlammablagerungen entsteht nach J. Walther durch Deflation, indem gewaltige Massen feiner Staubteilchen durch Winde beständig in den Ozean getragen werden. In diesen Küstenschlick aus terrigenen Sinkstoffen, der im ganzen ein Fünftel des Meeresgrundes (10% im Pazifischen und Indischen, 28% im Atlantischen Ozean) bedeckt, gelangen gelegentlich Reste von Landpflanzen bis in abyssische Tiefen. Nach Mitteilungen von Moseley wurden im Karaibischen Meer Blätter von Mangobäumen, Orangenbäumen und Zuckerrohr aus 2740 m Tiefe, nach Mitteilungen von Agassiz Baumzweige und Blätter aus dem Globigerinenschlamm zwischen der Westküste von Mexiko und den Galapagosinseln in 2000 Faden Tiefe aufgefischt. Der Challenger dredschte bei Mindanao in 2150 Faden Tiefe Baumstämme und Fragmente von Blättern. Gleichwohl sind größere Mengen

gut erhaltener Pflanzenreste stets beweisend für Küstennähe und geringe Meerestiefe⁴⁵⁾.

In die eigentlichen ozeanischen Becken dringt das terrigene Material der Küste nicht mehr ein. In diesen Becken, deren mittlere Tiefe fünfmal so groß ist, als die mittlere Höhe der Kontinente, ist der Boden meist sehr flach, mit Böschungswinkeln von $\frac{1}{4}$ Grad. Untermeerische Rücken von größerer Ausdehnung, wie die bis —500 m aufragende Atlantische Schwelle, wechseln mit grabenförmigen Depressionsgebieten, die zumeist in der Nähe der Steilküsten von Kontinentalrändern oder Inselketten liegen. Die größten Tiefen befinden sich in der Mindanaostraße im Philippinen-graben (vom „Planet“ 1912 mit —9788 m gelotet), in der Nerotiefe des Grabens von Guam zwischen den Marianen und Midwayinseln (—9636 m), in der Kermadectiefe südlich von den Tongainseln (—9427 m) und in der Tuscarroratiefe östlich von Japan (—8500 m). Im Atlantischen Ozean liegt die größte bisher gelotete Tiefe mit —8341 m nördlich von Portorico zwischen den Antillen und Bermudas.

Unsere Kenntnis der ozeanischen Tiefseeablagerungen knüpft an die Lotungen des „Cyclops“ (1857) im nördlichen Atlantik, in dessen Grundproben Huxley zuerst den Globigerinenschlick feststellte. Die Lotungen der beiden britischen Vermessungsschiffe „Lightning“ und „Porcupine“ (1869 und 1870) lieferten ein reiches Material an Globigerinensediment, das zu einer lebhaften Diskussion über die Entstehung der weißen Schreibkreide zwischen Wyville Thomson und Carpenter einerseits, Lyell andererseits Veranlassung gab. Durch diese Diskussion wurde das Interesse an Tiefseeforschungen so sehr in den Vordergrund gerückt, daß die Royal Society in London 1872 den „Challenger“ aussandte, um auf allen Meeren derartige Untersuchungen vorzunehmen. Das während der vierjährigen Dauer der Expedition gesammelte Material an Grundproben ist von Murray und Renard⁴⁶⁾ bearbeitet worden. Der Bericht dieser beiden Forscher bildet auch heute noch die Hauptquelle unserer Kenntnis der Tiefseesedimente. Immerhin hat die letztere auch durch zahlreiche neue, seither erfolgte Tiefsee-Expeditionen eine erhebliche Erweiterung erfahren.

Auf Grund der Vorschläge von Thoulet⁴⁷⁾ klassifiziert man die Grundproben entsprechend dem Durchmesser ihrer mineralischen Einzel-elemente in folgender Ordnung.

Grober Kies	über 9·5	mm	Durchmesser
Mittlerer Kies	„ 4·5	mm	„
Feiner Kies	„ 3	mm	„
Grober Sand	„ 0·89	mm	„
Mittlerer Sand	„ 0·45	mm	„
Feiner Sand	„ 0·26	mm	„
Schlamm (Schlick)	unter 0·1	mm	„

So haben beispielsweise die Mineralteilchen im Radiolarienschlick 0·07 mm, im Globigerinenschlick 0·08 bis 0·06 mm Durchmesser. Zwischen

feinem Sand und Schlick sind alle Übergänge von tonigem Sand bis zu sandigem Schlick vorhanden⁴⁸⁾.

Das Hauptsediment der Tiefsee ist anorganischer Natur, der ziegelrot (Nördlicher Atlantik) bis schokoladebraun (Südlicher Pazifik) gefärbte Tiefseeton, der zuerst vom Challenger zwischen Tenerife und dem Sombbrero-riff in —5000 *m* Tiefe entdeckt worden ist. Er besteht aus Aluminiumsilikat und Wasser ($2 Si O_2, Al_2 O_3 + 2 H_2 O$). Sein Kalkgehalt kann in den großen Tiefen bis auf 8% herabsinken. J. Murray erklärt ihn als ein Zersetzungsprodukt des vulkanischen Felsbodens auf dem Meeresgrund. Challenger, Albatros, Valdivia, Nero und Gauß haben häufig Knollen von Manganoxyd und Eisenoxyd mit 1 bis 15 *cm* Durchmesser im roten Tiefseeton aufgefischt. Stets sind es Konkretionen mit einem Fremdkörper (Haifischzähne, Walotolithen, Bimsstein, vulkanisches Glas) als Kern. Im Pazifischen Ozean sind 58%, im Atlantischen nur 15% des Meeresgrundes vom Tiefseeton bedeckt. Er enthält außer mineralischen Bestandteilen an organischen Resten stets auch Spongiennadeln und die Kieselskelette von Radiolarien und Diatomeen, dagegen keine Kalkschalen, da der kohlensaure Kalk im kalten Wasser der Tiefsee unter der Isobathe von 5000 *m* aufgelöst wird.

J. Murray stellt die Abnahme des Kalkgehaltes mit zunehmender Tiefe in der nachfolgenden Tabelle dar:

unter 900 <i>m</i>	87.07% $Ca CO_3$
— 900 bis — 1800 <i>m</i>	68.47% $Ca CO_3$
— 1800 „ — 2750 <i>m</i>	63.69% $Ca CO_3$
— 2750 „ — 3650 <i>m</i>	72.66% $Ca CO_3$
— 3650 „ — 4550 <i>m</i>	61.75% $Ca CO_3$
— 4550 „ — 5000 <i>m</i>	49.58% $Ca CO_3$

Die Expedition des „Gauß“ fand in den Grundproben zwischen St. Helena und Ascension aus Tiefen zwischen —3000 und —4000 *m* sogar einen Kalkgehalt von 90%.

Besonderes Interesse bietet der Unterschied des Kalkgehaltes in den oberen und unteren Abschnitten der Bohrproben des „Gauß“. Die Differenz beträgt in der Mitte des Atlantik 40%, in der südlichen Region des Atlantik enthielten die Bohrproben im unteren Abschnitt 17%, im oberen Abschnitt 60.7% $Ca CO_3$.

E. Philippi⁴⁹⁾ betrachtete den roten Tiefseeton als ein indirekt glaziales Sediment. Er geht dabei von der Beobachtung aus, daß im subtropischen Pazifik und Atlantik kalkhaltige Sedimente noch in Tiefen von —5000 bis —6000 *m* vorkommen, im subantarktischen Gebiet hingegen nicht mehr unterhalb der Isobathe von —3000 *m*. Das kalte antarktische Oberflächenwasser lagert am Grunde des Ozeans und erwärmt sich allmählich in seiner Wanderung nach Nord. Da es dabei seinen Sauerstoffgehalt reduziert und seine Lösungsfähigkeit verliert, gehen in wachsender Entfernung von der Antarktis die kalkhaltigen Sedimente in größere Tiefen. Antarktisches Oberflächenwasser sinkt heute unter dem 60. Grad s. Br.

in die Tiefe. Wie die Grundproben des „Gauß“ lehren, erfolgte dieses Hinabsinken in der Diluvialzeit erst unter dem 50. Grad s. Br., so daß der rote Tiefseeton in der Glazialzeit eine erheblich größere Verbreitung auch in geringeren Tiefen besaß als in der Gegenwart.

Aus älteren geologischen Perioden liegt uns ungeachtet gegenteiliger in der Literatur verbreiteter Behauptungen nur ein Sediment vor, das mit dem roten Tiefseeton vergleichbar ist. Es findet sich im Schichtverband der Danaufornation Molengraaffs im Mesozoikum des Sunda-Archipels.

Vom Tiefseeton abgesehen entstehen alle übrigen Bodenabsätze in den großen Weltmeeren durch Anhäufungen von organischen Resten.

An keine bestimmte Tiefe gebunden ist der Radiolarienschlick, ein Tiefseeton, der 20 bis 80% Radiolarienskelette enthält. Er findet sich im Pazifischen und Indischen Ozean in — 4300 bis — 8200 *m* Tiefe (vom „Challenger“ zwischen Neuguinea und Japan unter dem 11° 30' n. Br. in — 8184 *m* gelotet), fehlt hingegen dem Atlantischen Ozean vollständig. Er ist insbesondere im Pazifischen Ozean in zwei Zonen zwischen 10 Grad n. Br. und 10 Grad s. Br. konzentriert.

Ein zweites kieselsäurereiches Sediment der Tiefsee ist der Diatomeenschlick, insbesondere in den antarktischen Gewässern und im südlichen Indischen Ozean in Tiefen von — 1000 bis — 4400 *m* (Weddell-See) verbreitet. Der „Nero“ traf ihn im Graben von Guam noch in — 6700 *m* Tiefe. Der vom „Challenger“ südlich von der Kergueleninsel gedredschte Diatomeenschlick, fast ausschließlich aus den Skeletten der tropischen Gattung *Cocconodiscus* bestehend, enthält 20 bis 60% Kieselgerüste neben 3 bis 30% $CaCO_3$ (Globigerinenschalen).

Durch Anreicherung mit Foraminiferenschalen nimmt der rote oder braune Tiefseeton in Tiefen von — 5000 *m* aufwärts allmählich eine graue Färbung an und geht endlich in ein Foraminiferensediment, den Globigerinenschlamm, über. Er enthält 50 bis 80% $CaCO_3$, der zum weitaus überwiegenden Teil von den Schalen der winzigen Globigerinen, Orbulinen und Pullenien geliefert wird. In den warmen Meeren beteiligen sich auch Coccolithen und Rhabdolithen an seiner Zusammensetzung⁵⁰⁾. In ozeanischen Tiefen von weniger als — 4000 *m* ist fast überall der Globigerinenschlamm das verbreitetste Sediment, insbesondere im Atlantik.

Auf submarinen Plateaus oder Rücken von — 700 bis — 2750 *m* Tiefe unter dem Meeresspiegel geht der Globigerinenschlamm stellenweise in einen Pteropodenschlick über, so in der Umgebung der Azoren, der Großen Antillen, des Australischen Barrièreriffes und an anderen Orten. In Tiefen unter — 3000 *m* findet man die zarten Schalen der Pteropoden nicht mehr, da sie hier bereits der Auflösung durch das kalte Wasser verfallen.

Die Beziehungen dieser rezenten Tiefseesedimente zu Ablagerungen aus älteren geologischen Perioden werden im siebenten Abschnitt (Fazieslehre) erörtert werden⁵¹⁾.

6. Die Archipele. Die aus dem Meere in nicht allzu großer Entfernung von den Kontinenten aufragenden Inselketten und Inselgruppen

bilden ein Gebiet, dessen Umgebung viele Bedingungen der vorher beschriebenen Lebensbezirke vereinigt. Stille Buchten einer Flachsee wechseln mit tiefen Rinnen und Kesseln in geringer Entfernung. Mit steilen Böschungswinkeln zu großen Tiefen abstürzende Korallriffe umsäumen die Inseln tropischer Archipele. Wenn wir uns die Sundainseln als Beispiel eines solchen Archipels vor Augen halten, so sehen wir ihn nach außen begrenzt von dem offenen Weltmeer, das südlich von Java und östlich von Luzon sehr rasch in abysische Tiefen niedersinkt, während innerhalb seiner Inselwelt die größte Mannigfaltigkeit der Existenzbedingungen für das marine Tierleben vorhanden ist.

Die geologische Geschichte Mitteleuropas lehrt uns ähnliche Verhältnisse kennen. Auch hier flutete lange Zeiträume hindurch ein von Halbinseln und Inseln vielfach unterbrochenes Meer, dessen einzelne vertiefte Kessel durch schmale Straßen miteinander in Verbindung standen und dessen Küsten von Rifffkorallen besiedelt, der Schauplatz wiederholter, gewaltiger vulkanischer Ausbrüche waren. Nicht ohne Grund kehrt in der geologischen Literatur der beiden letzten Dezennien der Vergleich der gegenwärtigen Lebensbedingungen in den Meeren der südostasiatischen Inselwelt mit jenen in der Tethys während der Trias- und Juraperiode häufig wieder.

Anmerkungen zum ersten Abschnitt (Die Chorologie des Halobios)

- ¹⁾ E. v. Mojsisovics: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. 1879, p. 7 ff.
- ²⁾ C. Wyville Thomson: The Atlantic, London, 1877, II., p. 339
- ³⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie, II., p. 218, 230.
- ⁴⁾ Diese Formenähnlichkeit geht so weit, daß kürzlich S. Scalia (Può la *Calceola sandalina* essere ragionevolmente considerata come un polipaio fornito di opercolo? Boll. Soc. geol. Ital. XL., Roma, 1922, p. 81—99) die Zugehörigkeit von *Calceola* zu den gedeckelten Korallen in Abrede gestellt und ihre Einreihung in die Familie der *Richthofeniidae* befürwortet hat.
- ⁵⁾ E. Schellwien: Fauna der Troglfischschichten. I. Brachiopoden. Abhandl. Geol. Reichsanst. Wien, XVI, 1900, p. 27.
- ⁶⁾ O. Abel: Über die Hautbepanzerung fossiler Zahnwale. Beitr. Pal. Österr. etc. XIII. 1901, p. 297—317.
- ⁷⁾ E. Fraas: Die Ichthyosaurier der süddeutschen Trias- und Juraablagerungen. Tübingen, 1891, p. 32.
- ⁸⁾ E. Palfy: Zwei neue Inoceramenriesen aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. Földtany Közlöny, XXXIII. Budapest, 1903, p. 445—451, 489—495.
- ⁹⁾ Vgl. *Loricaria uracantha* in Abhandl. Bayr. Akad. Wiss. München. XXXVII, 1866, Taf. VI.
- ¹⁰⁾ T. C. Chamberlin: The shelf seas of the Palaeozoic and their relations to diastrophism and time divisions. C. R. Congrès géol. internat. XII. session, Canada, 1913, Ottawa, 1914, p. 541.
- ¹¹⁾ Ch. Schuchert: Sites and nature of the North American geosynclines. Bull. Geol. Soc. America, XXXIV, 1923, p. 157.
- ¹²⁾ E. Haug: Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XXIII., 1900, p. 620. — In dieser Arbeit zieht Haug die Grenze

zwischen der neritischen und bathyalen Region in Übereinstimmung mit Th. Fuchs entlang der Isobathe von -100 m . Im ersten Bande seines *Traité de Géologie* (Paris, 1907, p. 86—88) gibt er der Isobathe von -200 m als Trennungslinie den Vorzug.

¹³⁾ Th. Fuchs: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. II. 1883, p. 487—584. — Was haben wir unter der Tiefseefauna zu verstehen etc.? Verhandl. Geol. Reichsanst. 1882, p. 55.

¹⁴⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie, III., p. 500.

¹⁵⁾ R. Hesse: Tiergeographie auf ökologischer Grundlage. Jena, 1924, p. 186.

¹⁶⁾ Th. Fuchs: Über die untere Grenze und die bathymetrische Gliederung der Tiefseefauna. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1882, p. 80.

¹⁷⁾ O. Krümmel: Handbuch der Ozeanographie. 2. Aufl. Stuttgart, 1907, p. 156.

¹⁸⁾ K. André: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation etc. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXV., 1908, p. 368 ff.

¹⁹⁾ J. Walther: Bionomie des Meeres. Jena, 1893.

²⁰⁾ J. Murray and J. Hjort: The depths of the ocean. London, 1912, p. 537, 586.

²¹⁾ In die Ostsee geht nur eine Art der Gattung *Rotalia*. Die Ostgrenze ihres Vorkommens liegt bei Rostock.

²²⁾ A. Bittner: Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, XXXIII., 1883, p. 131—150. — Neue Daten über die Herkunft und den Charakter der sarmatischen Fauna. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1891, p. 195.

²³⁾ A. Grabau: Types of sedimentary overlap. Bull. Geol. Soc. America, XVII., 1906, p. 594.

²⁴⁾ T. C. Chamberlin and R. T. Salisbury: Geology, II. New York, 1906, p. 432.

²⁵⁾ Th. Fuchs: Über die lokale Anhäufung kleiner Organismen und insbes. über die Fauna von St. Cassian. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1871, p. 204.

²⁶⁾ O. Maas: Über die Wirkung der Kalkentziehung auf die Entwicklung der Kalkschwämme. Sitzgsber. Ges. f. Morphol. u. Physiol. München, 1904, p. 1—18. — Über den Aufbau des Kalkskeletts der Spongien in normalem und in Ca CO_3 -freiem Wasser. Verhandl. Deutsch. Zool. Ges. 1904, p. 190.

²⁷⁾ R. A. Daly: First calcareous fossils and the evolution of the limestones. Bull. Geol. Soc. America, XX, 1909, p. 153—171.

²⁸⁾ C. D. Walcott: Abrupt appearance of the cambrian fauna on the American continent. Cambrian Geol. a. Palaentol. II. Smithson. Miscellan. coll. LVII/1. Washington, 1910.

²⁹⁾ Ch. Schuchert: Text-book of Geology, Pt. II. 2. ed. New York, 1924, p. 159.

³⁰⁾ W. H. Dall: Conditions governing the evolution and distribution of tertiary faunae. Journ. of Geol. XVII. Chicago, 1909, p. 493.

³¹⁾ Th. Pintner: Die Aalfrage. Schriften Ver. z. Verbreitg. naturwiss. Kenntn. 48. Bd. Wien, 1908, p. 117.

³²⁾ C. D. Walcott: A geologist's paradise. Nat. Geograph. Magaz. XXII. 1911, p. 509. — Cambrian Geol. a. Palaentol. Smithson. Miscell. coll. Vols. LIII, LVII, LXIV, LXVII, 1910—1922.

³³⁾ Ch. Schuchert: Text-book of Geol., 1. c. Pt. II., 1924, p. 84.

³⁴⁾ J. F. Pompeckj: Das Meer des Kupferschiefers. Branca-Festschr. Leipzig, 1914. — Kupferschiefer und Kupferschiefermeer. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXXII. 1920, Monatsber., p. 329—359.

³⁵⁾ J. F. Pompeckj: Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstein. Geognost. Jahreshefte, XIV., 1906, p. 40—43.

³⁶⁾ J. M. Clarke: Naples beds in Western New York. Pt. II. New York State Mus. Mem. VI., 1904, p. 200.

³⁷⁾ D. W. Johnson: Shore processes and shoreline development. New York, 1919

³⁶⁾ Zu diesem Unterabschnitt vgl. insbes. O. Krümmel: Handbuch d. Ozeanographie, 2. Aufl. Stuttgart, 1907, p. 152—214. J. Walther: Bionomie des Meeres. Jena, 1893, K. Andree: Geologie des Meeresbodens, II. Leipzig, 1920.

³⁷⁾ W. Klüpfel: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundschau, VII., 1917, p. 99.

³⁸⁾ Nach Berthold (Mitt. Zool. Station Neapel III, 1882, p. 431) gehen die Lithothamnen im Golf von Neapel an getrübten Stellen bis — 7 m unter die Oberfläche, während sie an klaren Stellen des Meeres sich bis in eine Tiefe von — 60 m zurückziehen. Nur ganz ausnahmsweise gehen sie auch unter die Hundertfadenlinie hinab, so nach Agassiz im Karaibischen Meer bis — 284 m.

³⁹⁾ J. Murray und E. Philippi: Die Grundproben der deutschen Tiefsee-expedition, 1908, p. 99—104.

⁴⁰⁾ E. Forbes: Report on the mollusca and radiata of the Aegean Sea. Brit. Assoc. Rep. 1843, p. 130—194.

⁴¹⁾ J. Barrell: Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Bull. Geol. Soc. America, XXIII., 1912, p. 377—446. — A. Grabau: Early palaeozoic delta deposits of North America. Ibidem, XXIV., 1913, p. 399.]

⁴²⁾ C. Chun: Aus den Tiefen des Weltmeeres, Jena, 1900.

⁴³⁾ D. White: Value of floral evidence in marine strata. Bull. Geol. Soc. America, XXII., 1911, p. 221.

⁴⁴⁾ J. Murray a. Renard: Deep sea deposits. Report of the scientific results of the exploring voyage of H. M. S. „Challenger“ 1873/76. London, 1891.

⁴⁵⁾ L. Collet: Les dépôts marins. Encyclopédie scientif. Paris, 1908, p. 26 ff.

⁴⁶⁾ Über die Terminologie der Sedimente vgl. auch C. Trowbridge: A classification of common sediments. Journ. of Geol. XXII. 1914, p. 420—437. — Vorschläge für eine sehr detaillierte Skala und Terminologie der klastischen Sedimente und der aus ihnen hervorgegangenen Felsarten sind von C. K. Wentworth (A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journ. of Geol. XXX. Chicago, 1922, p. 377—392) gemacht worden.

⁴⁷⁾ E. Philippi: Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung auf dem Boden der heutigen Meere. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LX., 1908, p. 352. Vgl. auch Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1909, p. 58.

⁴⁸⁾ Die Coccolithen wurden von Haeckel als innere Ausscheidung eines protoplasmatischen Urwesens (Bathybius) aufgefaßt. Die Gelehrten des „Challenger“ fanden nahe der Oberfläche tropischer Meere kugelförmige Körper, die als pelagisch lebende, einzellige Pflanzen (*Coccolithophoridae*) gedeutet wurden. Sie tragen einen Panzer von Coccolithen, der auf dem Meeresboden zerfällt. Hartwig bestritt die organische Natur der Coccolithen, nachdem es ihm gelungen war, aus einer Lösung von Chlorcalcium durch Vermittlung tierischer Eiweißsubstanzen einen Niederschlag von Ca CO₃ in ganz ähnlichen Formen zu erzeugen. K. v. Zittel akzeptierte diese Lösung der Frage, die aber erst durch die niederländische Siboga-Expedition ihre Aufklärung gefunden hat. Frau Weber gelang es, Zellularmembran und Nucleus der Coccosphären und damit deren Zellnatur nachzuweisen. Lohmann zeigte, daß die Coccolithophoriden, einzellige, planktonische Pflanzen, die in — 20 bis — 80 m Tiefe unter der Meeresoberfläche leben, von den Appendicularien in großer Menge gefressen werden und dann in deren Fäkalballen auf den Meeresboden gelangen. Vgl. Th. Fuchs, in Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1905, p. 172.

⁴⁹⁾ Auf einige interessante Erfahrungen auf dem Gebiete der Tiefseeforschung, wie die Entdeckung eines roten Sandes mit Einzelelementen von 0.1 bis 0.6 mm Durchmesser in einer Tiefe von — 4975 m unter 35° 52' s. Br., 15° 18' ö. L., ferner über den Nachweis einer untermeerischen Schichtung der Grundproben, über die abnorme Kalkschichtung in den Grundproben aus der Romanchetiefe (— 7230 m) [cf. Philippi, Gauss, l. c. p. 438, 597] kann hier nur knapp hingewiesen werden, da sie mit den Aufgaben der Biostratigraphie nur in sehr loser Beziehung stehen.

ZWEITER ABSCHNITT

Der biostratigraphische Wert der Pflanzen- und Tierklassen des Halobios

Die Zusammensetzung einer fossilen Meeresfauna gibt uns nur ein sehr unzureichendes Bild von dem Bestand der lebenden. Es fehlen in ihr fast ausnahmslos Tiere ohne Hartgebilde, abgesehen von der Zerstörung vieler erhaltungsfähiger Reste durch spätere chemische Veränderungen des Gesteins. Die einzelnen Tierklassen sind daher ihrer Erhaltungsfähigkeit entsprechend, von sehr ungleichem biostratigraphischen Wert.

Eine Anzahl großer Hauptabteilungen des Tierreiches fehlt in unseren paläontologischen Sammlungen vollständig oder beinahe vollständig, so die Stämme der *Planuloidea*, *Tunicata* und *Homalopterygia*, unter den Klassen auch solche, deren Vertreter heute zu den wichtigen Sedimentbildnern gehören, wie die *Holothuroidea*, die die zermahlenen Korallenkalke als bituminöse, stickstoffhaltige Gesteine ausscheiden.

Wer sich über die Veränderungen, die eine rezente Meeresfauna durch Fossilisation erleiden würde, ein Urteil bilden will, der lese den betreffenden Abschnitt in Forbes' Studien im Ägäischen Meer. Er wird über die Lückenhaftigkeit der paläontologischen Überlieferung nicht im Zweifel bleiben.

Für die Ermittlung des biostratigraphischen Wertes einer ausgestorbenen Formengruppe von Meerestieren ist der Weg der ontologischen Methode nicht immer gangbar. Diese Methode muß vielmehr mit Vorsicht angewendet werden. Die Erfahrungen an einer rezenten Meeresfauna dürfen nicht ohne Kritik auf eine fossile übertragen werden. Eine Methode, die die Erscheinungen der Vergangenheit aus jenen der Gegenwart zu ergründen versucht, versagt begreiflicherweise bei der Untersuchung von Tiergruppen, von denen wir lebende Vertreter überhaupt nicht kennen, wie der Trilobiten, Cystoideen, Blastoideen, Conulariden, Hyolithiden, Ammoniten u. a. Sie läßt uns aber auch manchmal im Stich bei der Beurteilung von heute noch lebenden Familien oder Gattungen. Es wäre vorzuziehen, auf die Wohnsitze und Lebensgewohnheiten der paläozoischen Nauti-

loideen aus unseren Erfahrungen am rezenten Nautilus zu schließen, des letzten überlebenden und einseitig spezialisierten Repräsentanten dieser Ordnung, die ihre Blütezeit schon im Silur erreicht hat. Ähnliches gilt von den sessil benthonischen Crinoiden, die ebenfalls seit der Silurzeit an Bedeutung zurückgegangen sind. Wir dürfen nicht aus der Verbreitung der einzigen im Golf von Mexiko häufig auftretenden rezenten Gattung *Pentacrinus* auf das Bathyal als Wohnsitz der paläozoischen Crinoiden schließen.

Die Schneckengattung *Pleurotomaria* lebt heute nur noch bei Barbados in einer Tiefe von 128 bis 218 m¹⁾. Die Pleurotomarien des Paläozoikums und Mesozoikums gehören zu den häufigsten Gastropoden in Riffkalken und Mergeln, die typische Flachseesedimente darstellen. Die in

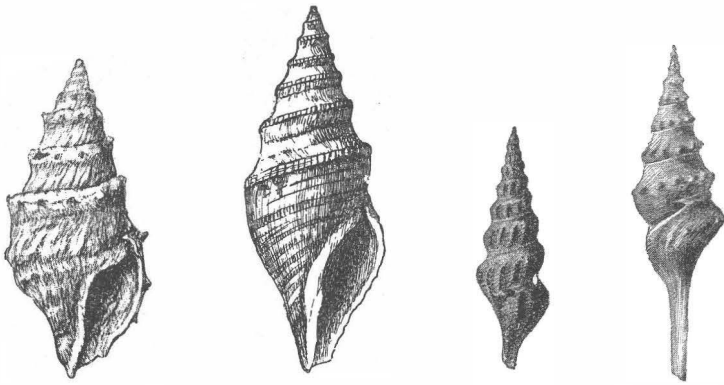


Fig. 2. Fleischfressende Meeresschnecken aus dem miozänen Badener Tegel der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens.

Von links nach rechts: *Pleurotoma (Clavatula) asperulata* Lam, *P. (Dolichotoma) cataphracta* Broce., *P. (Drillia) Allionii* Bell., *P. (Surcula) Lamarcki* Bell.

den Pleurotomentonen des inneralpinen Wiener Miozäns vorherrschende Schneckengattung *Pleurotoma* hat heute ihre Hauptverbreitung in der bathyalen Region tropischer Meere. Durch die Valdivia-Expedition wurde im Indischen Ozean eine Schneckenfauna in 350 bis 1000 m Tiefe entdeckt, die unter 67 Arten 28 solche von *Pleurotoma* enthielt, die die nächste Verwandtschaft zu Formen des Badener Tegels zeigten. Dennoch muß die Ansicht von Th. Fuchs²⁾, daß der Badener Tegel ein Sediment aus so großen Tiefen sei, auf ernste Bedenken stoßen. Gegen sie spricht einmal die Höhe der Strandlinie des Miozänmeeres, die nur 200 m über den reichsten Fundplätzen in der Soos lag, ferner die Vergesellschaftung mit Mollusken der Flachsee, endlich die Häufigkeit der Einlagerungen klastischer Sande von nicht unerheblicher Korngröße³⁾.

Biostratigraphisch wertvoll sind vor allem die Leitfossilien für bestimmte Fazies, weil sie ihre Lebensbedingungen im Laufe der Erdgeschichte am wenigsten verändert zu haben scheinen, so die riffbauenden Korallen,

die stets im bewegten Flachwasser lebten, oder die hochverzierten, dickschaligen Schnecken, die stets in küstennahen Bildungen sich finden.

Noch eine wichtige Tatsache lehrt uns die Paläontologie kennen: die relative Unempfindlichkeit alter Meeresfaunen gegen Temperatureinflüsse. An die Wende der Karbon- und Permzeit fällt eine der größten klimatischen Katastrophen, von denen die Erdgeschichte berichtet, der Eintritt einer Eiszeit in Halbinsel-Indien, dem Punjab, in Kashmir, Togo, den Subtropengebieten Australiens, Südafrikas und Südamerikas. In den permischen Meeresfaunen fehlt beinahe jede Spur dieser Glazialzeit. Wohl ist die Marinfauuna des den glazialen Boulder beds in der Salt Range eingeschalteten Olive sandstone mit ihren Bivalven und Conularien eine ärmliche und einförmige, wohl treten unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises die dickschaligen Eurydesmen⁴⁾ als ein ortsfremdes, australisches Faunenelement hier zum erstenmal auf, aber schon im unteren Productuskalk von Amb und in den Zewan beds von Kashmir, die der Bildung der glazialen Tillite zeitlich sehr nahe stehen, fehlen alle Anzeichen der vorausgegangenen Kälteperiode. Die reichen Faunen des unteren Productuskalkes der Salt Range und des oberkarbonischen Schwagerinenkalkes im Ural stehen einander vielmehr so nahe, daß Tschernyschew im Gegensatz zu Waagen, Diener und Schuchert beide für gleichalterig erklärte.

Auch sonst zeigen die Meeresfaunen des Paläozoikums und des älteren Mesozoikums wohl eine deutliche Sonderung nach tiergeographischen Provinzen, aber nicht nach Klimagürteln. Selbst in der Oberkreide sind die klimatischen Zonen noch erheblich weniger scharf differenziert als in der Gegenwart.

Die nachfolgende Darstellung gibt eine Übersicht der einzelnen Klassen des Tier- und Pflanzenreiches im Halobios mit Rücksicht auf ihren biostratigraphischen Wert. Dadurch, daß sie von der Systematik und Phylogenie vollständig absieht, unterscheidet sie sich wesentlich von ähnlichen Darstellungen in unseren paläontologischen Handbüchern.

Algae ⁵⁾

Ein biostratigraphischer Wert kommt nur jenen Gruppen von Algen zu, die sich durch die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk oder Kieselsäure an der Bildung von Sedimenten beteiligen. In ihrer Bedeutung als Sedimentbildner sind einzelne Gruppen kalkabsondernder Algen allen anderen Organismen überlegen⁶⁾. Ihnen zunächst stehen die Foraminiferen. Dann, in einem weiten Abstände, die Korallen. Unter den Kalkalgen stehen heute die *Corallinaceae* im Vordergrund. Im Mesozoikum haben die *Dasycladaceae* (*Siphonaeae verticillatae*) ihre Stelle eingenommen.

Unter den Kieselsäure ausscheidenden Algen spielen in der rezenten Flora des Meeres die Diatomeen die wichtigste Rolle. Ihre Panzer liefern in den subarktischen und subantarktischen Gebieten einen allerdings be-

scheidenen Beitrag zu der Zusammensetzung der Tiefseesedimente. Als Gesteinsbildner treten sie erst im Tertiär auf.

Im Gegensatz zu dieser jüngsten Gruppe der Kieselalgen erscheinen die *Schizophyceae*, die ursprünglichsten überhaupt bekannt gewordenen Lebewesen, schon in praekambrischen Gesteinen, nach Gruner⁷⁾ sogar in einem kristallinen Konglomerat an der Basis des Huronian, in der Umgebung des Oberen Sees, das bereits dem Archaikum im eigentlichen Sinne zufallen würde.

Als mit Sicherheit den Spaltalgen zugehörig, betrachtet Pia die von Sempelayo⁸⁾ aus Eisenoolithen des nordspanischen Untersilurs von Lugos unter dem Namen *Girvanella* beschriebenen Fossilreste. Die sogenannten Sphaerocodien sind seiner Meinung nach nichts anderes als eine Anhäufung verschiedener *Girvanella*-Arten.

Die überwiegende Mehrzahl der rezenten Spaltalgen lebt im süßen Wasser. Diese Algen scheiden Kalk aus. Dagegen sondern die in heißen Quellen (Yellowstone Park) lebenden *Schizophyceae* Kieselsäure ab. Die dem Meeresplankton angehörigen rezenten Spaltalgen haben überhaupt keine harten Panzer. Sie sind zumeist auf das Äquatorialgebiet beschränkt.

Möglicherweise gehören auch die in ihrer systematischen Stellung noch zweifelhaften Reste, die in algonkischen, kambrischen und silurischen Kalken Nordamerikas gefunden und als *Cryptozoon* beschrieben worden sind, zu den Spaltalgen. Sie sind die wichtigsten Kalkbildner der proterozoischen Ära. Allerdings hat sich kürzlich C. Seward⁹⁾ gegen ihre pflanzliche Natur ausgesprochen.

Die Kalkalgen verteilen sich nach Pia auf fünf systematisch getrennte Gruppen. Man kann sie nach dem Vorschlag Gümbels unter dem gemeinsamen Namen „Nulliporen“ zusammenfassen, muß sich aber stets vor Augen halten, daß die so in einer künstlichen Einheit vereinigten Gruppen im System weit voneinander abstehen und nur in der physiologischen Eigenschaft, Kalziumkarbonat auszuscheiden, übereinstimmen.

Zwei Gruppen von Nulliporen sind aus früheren Perioden der Erdgeschichte nur in sehr dürftigen Spuren bekannt, die *Coccolithophoraceae*, deren Panzer in den tropischen Tiefseesedimenten der Gegenwart als Coccolithen und Rhabdolithen eine gewisse Rolle spielen, und die *Characeae*. Die rezenten Characeen sind Bewohner des brackischen und süßen Wassers, während die als Früchte von Characeen gedeuteten Trochiliken¹⁰⁾ und Sycidien des Devons sich in Meeresablagerungen gefunden haben. Die Coccolithophoriden reichen zwar bis in die kambrische Periode zurück, doch sind bisher nur sehr wenige Formen aus vorkretazischen Ablagerungen beschrieben worden.

Eine sehr junge Familie sind die in der Gegenwart durch das Genus *Lithothamnium* vertretenen *Corallinaceae*. Sie bauen sowohl in den tropischen — hier meist in Gemeinschaft mit benthonischen Foraminiferen und Riffforallen — als in den kalten Meeren (*Lithothamnium glaciale* an der Küste von Spitzbergen) Kalkmassen von größerer oder geringerer Mächtigkeit auf. Sie gehören der Abteilung der Rotalgen an und haben ihre

Hauptverbreitung in Tiefen von 30 bis 90 m. In größeren Tiefen als 100 m kommen sie als Sedimentbildner infolge ihrer Seltenheit wohl nicht mehr in Betracht. Die geologisch ältesten Gattungen der *Corallinaceae* reichen nach Pia nicht über die mittlere Kreide hinaus. *Solenopora* aus dem Kambrium ist der Repräsentant einer besonderen, wahrscheinlich mit den Corallinaceen verwandten Familie.

Die Gruppe der *Codiaceae* läßt sich bis ins Untersilur (*Palaeoporella*) zurückverfolgen. Ihr wichtigster rezenter Vertreter, *Halimeda*, erscheint zuerst in der Oberkreide von Peru. Eine mit der rezenten *H. opuntia* übereinstimmende Art wird von Rutten aus dem Untermiozän von Borneo zitiert. *Halimeda* ist heute insbesondere im Tropengebiet weit verbreitet. In der Lagune des Atolls von Funafuti übertrifft sie alle anderen kalkabsondernden Algen an Häufigkeit.

Die biostratigraphisch wertvollste Gruppe der Kalkalgen sind die *Dasycladaceae* (*Siphoneae verticillatae*), mit deren geologischer Verbreitung uns die sorgfältigen Untersuchungen Pias¹¹⁾ bekannt gemacht haben. Sie gehören der Abteilung der Grünalgen an. Die rezenten *Dasycladaceae* sind auf die wärmeren und heißen Meere beschränkt, in denen sie in sehr geringer Tiefe — einige Spezies geradezu knapp unterhalb der Ebbegrenze — am besten gedeihen. Mit Recht darf man daher vermuten, daß die Bildung der mächtigen Diploporenriffe der alpinen Trias in flacherem Wasser vor sich gegangen sei, als jene der rezenten Lithothamnienriffe.

Die Blüte der *Dasycladaceae* fällt in die Triasperiode, doch reichte ihre geographische Verbreitung im älteren Paläozoikum noch weiter nordwärts als im Mesozoikum. Ihre ältesten Vertreter finden sich im Untersilur. Pia hat die paläozoischen und mesozoischen *Dasycladaceae* in zehn Tribus eingeteilt, von denen nur zwei, die *Teutloporelleae* und *Diploporeae* für die Trias in Betracht kommen. Doch macht die Niveaubeständigkeit und Häufigkeit dieser beiden Tribus sie zu um so wertvolleren Leitfossilien, als sie gerade in solchen Gesteinen vorkommen, die sonst durch eine für den Geologen unerfreuliche Fossilarmut auffallen. Die Modernisierung der *Dasycladaceae* vollzieht sich bereits in der Oberkreide, die durch das Überwiegen känozoischer Typen gekennzeichnet erscheint.

Nicht alle Kalke, die ihre Bildung den Ausscheidungen kalkabsondernder Algen verdanken, sind Riffbildungen. Die Bänke des geschichteten Dachsteinkalkes der Obertrias bestehen teils aus Algenrasen, teils aus Kalkalgendetritus. Auch nur ein kleiner Teil der miozänen Leithakalke, die, den Korallriffen der Gegenwart ähnlich, die Küsten des inneralpinen Beckens von Wien umgürten, ist als eine echte Riffbildung anzusprechen. In den Steinbrüchen, in denen der Leithakalk als Baustein gewonnen wird, kann man in der Regel beobachten, daß es sich entweder um Algenrasen handelt, von denen eine Rasendecke regelmäßig über der anderen gewachsen ist, oder daß ein Muschelsand vorliegt, gebildet aus den Fragmenten von Muschelschalen, deren jedes mit Nulliporen inkrustiert ist, oder endlich, daß zwischen Nulliporenrasen und Muschelsande sich Lagen von Foraminiferenkalk und Bryozoenmergel einschalten.

Fast immer sind es ganze Gesellschaften von Organismen, die an dem Aufbau von Riffen und riffähnlichen Gebilden in einem lokal wechselnden Ausmaß sich beteiligen.

Die Möglichkeit, daß Kohlen aus Meeralgen entstehen, wird von einer großen Zahl von Forschern bestritten. Auch wenn man der Argumentation J. Walthers, daß die abgestorbenen Tange nicht auf dem Meeresboden verwesен, sondern an die Oberfläche aufsteigen, kein allzu großes Gewicht beilegt — die in den Algendickichten schmarotzenden, schalentragenden Meerestiere können sehr wohl einen Auftrieb verhindern — wird man doch in Rücksicht ziehen müssen, daß auf dem Meeresgrund günstige Bedingungen für eine Vertorfung nur ganz ausnahmsweise eintreten. Dennoch gibt es an Kohlensubstanz reiche Ablagerungen von mariner Herkunft, die wohl nur auf Tange zurückgeführt werden können. Eine solche Ablagerung sind die untersilurischen Brandschiefer von Kuckers in Estland. Sie enthalten 75% organischer Substanzen und sind zu Heizzwecken verwendbar. Zwischen typischen Meeressedimenten eingeschaltet und selbst marine Fossilien führend, erweisen sie sich als eine Flachseebildung auf einem mit Algendickicht bewachsenen Boden. Ein von einer Flutwelle mitgeführtes Sediment mag, wie Born¹² meint, den abgestorbenen Tangwald eingedeckt und so zu seiner Vertorfung und Einkohlung geführt haben.

Auch für die Entstehung der proterozoischen Kohlen in Finnland wird man kaum Landpflanzen in Anspruch nehmen dürfen.

Dagegen haben Kräusel und Weyland¹³) gezeigt, daß das kleine mitteldevonische Flöz in den Eifler Kalken von Neunkirchen (Rheinland) nicht als Tangkohle im Sinne Potoniés¹⁴) angesprochen werden darf, nachdem die Zugehörigkeit der früher zu den Algen gestellten Gattung *Haliserites*, der der Hauptanteil an der Bildung des Flözes zukommt, zu den *Psilophytales* nunmehr erwiesen erscheint.

Foraminifera¹⁵)

Die Foraminiferen sind marine Organismen, deren agglutinierende, hornig-kieselige oder kalkige Schalen in allen Breiten und Tiefen angetroffen werden. Ihrer Lebensweise nach zerfallen sie in zwei Hauptgruppen von sehr verschiedener biostratigraphischer Bedeutung, in planktonisch freischwimmende und in benthonisch kriechende Foraminiferen¹⁶). Die ersteren sind klein und meist kugel- oder traubenförmig (*Orbulina*, *Globigerina*), seltener aus mehrzeilig angeordneten Kammern bestehend (*Textularia*). Ihre winzigen Schalen bilden den in der Tiefsee, insbesondere im Atlantischen Ozean weit verbreiteten Globigerinenschlamm bis zur Tiefe von rund 4000 m.

Nicht alle Globigerinensedimente sind Tiefseesedimente. Anreicherung mit Globigerinen- und Orbulinenschalen kann sich in jedem Meeressediment einstellen. Zu einer Tiefseebildung gehören: 1. die Reinheit des Sediments; 2. der minimale Durchmesser mineralischer Bestandteile, so-

weit solche demselben überhaupt beigemischt sind; 3. die geringe Mächtigkeit — ein sehr beachtenswertes Merkmal hochpelagischer Tiefseebildungen; 4. die Abwesenheit von Fossilien aus der neritischen oder bathyalen Region. Sehr reine, dem Globigerinenschlick der Tiefsee vergleichbare Sedimente, bilden sich, wie Gardiner gezeigt hat, in den großen und tiefen Lagunen der Maledivenatolle, die durch die Enge ihrer Kanäle zu Fallen für planktonische Foraminiferen werden¹⁷⁾. Die von Murray¹⁸⁾ als Tiefseebildungen angesprochenen jungtertiären Foraminiferenkalke von Malta dürften vielleicht in diesem Sinne als Ausfüllungen von Lagunen ehemaliger Atolle zu deuten sein. Die Anhäufung von Schalen planktonischer Foraminiferen ist an sich nur ein Beweis, daß an dieser Stelle Schwärme von solchen zugrunde gegangen sind, ohne daß gleichzeitig klastisches Material aufbereitet wurde. Ein derartiges Ereignis kann ebensowohl fern von der Kontinentalstufe auf hoher See, als in einer stillen Meeresbucht oder in der Lagune eines Korallriffes sich vollziehen, wo überdies auch sekundär infolge der Wellenbewegung eine scharfe Sonderung des sandigen Materials vom Foraminiferenschlick erfolgen mag.

Die rezenten planktonischen Foraminiferen sind in hohem Grade temperaturempfindlich. Murray war imstande, schon aus der Zusammensetzung eines Globigerinenschlicks die geographische Breite seines Fundortes anzugeben. In die Polarmeere verirrt sich keine der tropischen Arten. Nur *Globigerina bulloides* und *Orbulina universa* finden sich in allen Zonen an den Küsten so gut wie in der Hochsee und ausnahmsweise selbst im brackischen Wasser.

Dieselbe Temperaturempfindlichkeit kann man übrigens auch bei den benthonischen Foraminiferen feststellen. Einige Korallriffe besitzen ganz charakteristische Lokalfaunen der letzteren Gruppe. Auch in der Verteilung der alttertiären Nummuliten, der Orbitoiden und Orbitolinen lassen sich klimatische Gürtel erkennen, jedoch nicht in jener der paläozoischen Fusuliniden.

An Bedeutung als Sedimentbildner sind die benthonisch lebenden Foraminiferen den planktonischen weit überlegen. In dieser Beziehung werden sie überhaupt von keiner anderen Tierklasse erreicht. Mächtige Massen von Kalkstein bestehen zum größten Teil aus den Schalen benthonischer Foraminiferen, so die Fusulinen- und Schwagerinenkalke des Oberkarbons und Perms, die Nummuliten-, Orbitoiden- und Alveolinenkalke des Alttertiärs, die Miliolidenkalke des Pariser Grobkalkes u. a. Die Milioliden haben sogar die Fähigkeit erlangt, sich bis zu einem gewissen Grade dem Leben im Brackwasser anzupassen. Einige Arten leben heute zusammen mit Rotalien im Ästuarium des Flusses Dee bei Chester. Auch in den oberen Lagen des Pariser Grobkalkes treten sie in einer brackischen Fauna mit *Cyrena* und *Potamides* auf.

Die Formenmannigfaltigkeit der benthonischen Foraminiferen ist unvergleichlich größer als jene der planktonischen. Die einzelnen Merkmale stellen sich bei ihnen in so verschiedenen Kombinationen miteinander ein, daß jeder Versuch einer systematischen Gruppierung versagt. Die weit-

aus überwiegende Mehrzahl sind benthonische Kriechtiere. Nur *Carpenteria*, *Saccamina*, *Astrorhiza* und *Nubecularia* sind festgewachsen. Die agglutinierenden Formen bevorzugen sandigen Boden, der überhaupt einen Lieblingsaufenthalt sehr vieler Foraminiferen bildet (Sande von Rimini). Aber auch auf tonigem und kalkigem Untergrund gedeihen sie vortrefflich. Die großen Formen des Tertiärs, Nummuliten und Orbitoiden, liegen in Kalken und Sandsteinen eingebettet. Auf fossilen wie auf rezenten Riffen sind benthonische Foraminiferen sehr häufig mit Nulliporen vergesellschaftet. Die Alveolinen und die mit *Nummulites* verwandten Formen sind Bewohner des Flachwassers in Tiefen von — 20 bis — 60 m¹⁹).

Ein typisches Foraminiferensediment sind auch die Grünsande, deren Glaukonitkörner aus den meist zerstörten Steinkernen von Foraminiferen bestehen.

Die großen Gruppen benthonischer Foraminiferen sind auch als Leitfossilien wertvoll. So charakterisieren Fusuliniden ausschließlich die anthra-

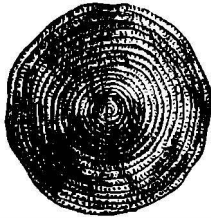


Fig. 3.
Nummulites laevigatus Lam.

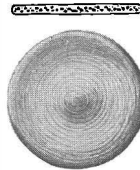


Fig. 4.
Orbitolites complanata Lam.

kolithischen Bildungen, Nummuliten das Känozoikum²⁰). Im übrigen ist ihr stratigraphischer Wert, insbesondere, wenn es sich um Stufen oder eng begrenzte Horizonte handelt, gering. Die meisten Foraminiferenfaunen sind so indifferent, daß sie nach dem Urteil eines der besten Kenner, Schubert, keine stratigraphische Schlußfolgerung gestatten.

Bei keiner anderen Gruppe von Meerestieren geht die Persistenz einiger Gattungen so weit wie bei den Foraminiferen. Aus den unterkambrischen Tönen der Umgebung von St. Petersburg sind *Verneuilina*, *Bolivina*, *Nodosaria*, *Pulvinulina*, *Rotalia*, aus dem Unterkambrium des südlichen Neubraunschweig *Globigerina*, und *Orbulina* bekannt. Aus den schieferigen Kalksteinen des Oberkambriums von Chase End Hill (Shropshire) hat Chapman Vertreter der Gattungen *Spirillina*, *Nodosaria*, *Lagena*, *Marginulina* und *Cristellaria* beschrieben. Foraminiferen mit agglutinierenden Schalen (*Hyperammina* und *Stacheia*) treten zum erstenmal im Obersilur (Wenlock Stufe) auf. Im übrigen sind foraminiferenreiche Sedimente im älteren Paläozoikum verhältnismäßig selten und zumeist als glaukonitische Grünsande entwickelt. Ihre Abwesenheit im Devon — nur im Eifler Kalk von Paffrath ist eine ärmliche Faunula von Terquem entdeckt worden — ist um so auffallender, als im Karbon Foraminiferen un-

vermittelt in großer Menge und als wichtige Sedimentbildner erscheinen, so *Saccamina* und *Endothyra* im Unterkarbon Schottlands, Englands, Irlands und Belgiens, dann die Familie der *Fusulinidae* im Oberkarbon und Perm in fast weltweiter Verbreitung.

Die Foraminiferenfauna des Lias enthält beinahe ausschließlich sehr kleine Formen. Eine wesentliche Zunahme an Großformen stellt sich erst im Gault ein. Die Blüte der Großformen fällt in die Perioden der Oberkreide (*Orbitoides*) und des Eozäns (*Nummulitidae*). Aus dem Eozän stammen auch die mächtigsten Ablagerungen von Foraminiferenkalken, wie die Alveolinenkalke der Südalpen und Pyrenäen, die Nummulitenkalke im Mittelmeergebiet, in Persien und Ostindien.

Radiolaria

Die Radiolarien sind planktonisch lebende Meerestiere, die in allen Breiten und in allen Tiefenzonen der Ozeane verbreitet sind, wenn sie auch tropische Gebiete bevorzugen. Sie kommen sowohl an der Küste als im offenen Meer vor. Auch in küstennahen Sedimenten bilden ihre Kiesel-skelette oft bis zu 3⁰/₀, in der Tiefsee dagegen bis zu 70⁰/₀ der Ablagerung.

Da die Radiolarien wie die Globigerinen in Schwärmen auftreten, so kann gelegentlich auch in Sedimenten der Flachsee eine so auffallende Anreicherung mit Radiolarienskeletten zustande kommen, daß der Eindruck einer Tiefseebildung erweckt wird. Die Hornsteinzüge, die man als dünne Bänke dem Stramberger Kalk Schlesiens und den roten Hallstätter Kalken von Pozoritta in der Bukowina eingelagert sieht, sind solche Radiolarite, die ein in den tithonischen, beziehungsweise obertriadischen Riffen eingefangener Radiolarienschwarm hinterlassen hat²¹⁾.

Da die Radiolarien von pelagischen Fischen in großen Massen gefressen werden, können an Flußmündungen zur Laichzeit der Fische an Kieselskeletten reiche Koprolithensedimente entstehen. Philippi hat solche von der Mündung des Kongo beschrieben.

Viele Tripelgesteine, die aus Anhäufungen von Radiolarienskeletten bestehen, dürfen doch nicht als Tiefseebildungen angesprochen werden, so die miozänen Tripel von Caltanisetta auf Sizilien, deren Fossilien ein Gemisch von Radiolarien, Diatomeen, Spongien, Süßwasserfischen, Laubblättern und Holzstücken darstellen und die zwischen küstennahen Sedimenten eingebettet sind²²⁾. Auch die Radiolarite von Oran und Barbados²³⁾ werden von J. Walther²⁴⁾ als litorale Planktonbildungen gedeutet.

Ein stratigraphischer Wert kommt den Radiolarien nicht zu, da schon die älteste Radiolarienfauna im Praekambrium von St. Lô in der Bretagne nach den Untersuchungen von Cayeux²⁵⁾ eine beträchtliche Anzahl von Gruppen enthält, die noch in der Gegenwart verbreitet sind. Rüst verzeichnet unter 109 Gattungen paläozoischer Radiolarien nur 2, die heute ausgestorben sind²⁶⁾.

Spongiae

Erhaltungsfähige Hartteile besitzen nur die ausschließlich im Meer sessil benthonisch lebenden Kalkschwämme und Kieselschwämme mit festem Skelett. Die ersteren sind Bewohner des seichten Flachwassers, meist in Küstennähe. Größere Bedeutung kommt den Kieselschwämmen zu. Ihre Nadeln sind in allen Absätzen des Meeres universell verbreitet. Besonders reich ist die Spongienfauna der Korallenriffe, doch finden sich Spongien in allen Meerestiefen bis in die abyssische Region des roten Tiefseetones hinab. Manche Gattungen haben eine Vertikalverbreitung von 400 m, doch zeigen die Repräsentanten einzelner größerer Gruppen meist eine bestimmte bathymetrische Verteilung.

Die *Monactinellidae* sind, gleich den Kalkschwämmen, Seichtwasserformen, doch kommen sie für biostratigraphische Zwecke kaum in Betracht, da ihre einstrahligen Nadeln nicht zu kompakten Skeletten verwachsen, daher keine nähere Bestimmung zulassen.

Die *Tetractinellidae* zerfallen in die beiden Familien der *Choristidae* und *Lithistidae*. Die ersteren bewohnen in der Regel das seichte Wasser der Flachsee. Ihre Maximalentwicklung erreichen sie in Tiefen von 0 bis — 90 m. Die *Lithistidae* hingegen finden sich ihrer Mehrzahl nach in etwas größeren Tiefen. Ihre Maximalentwicklung fällt in die Tiefenzone von — 90 bis — 360 m, doch gehen viele Arten bis — 1800 m hinab.

Die *Hexactinellidae* mit ihren zarten Gitterskeletten gehören zumeist der bathyalen und abyssischen Region an. Doch spielt auch bei ihnen die Beschaffenheit des Untergrundes eine wichtigere Rolle als die absolute Meerestiefe. Auf Sand- und Kiesgrund fehlen sie. Foraminiferen- oder Radiolarienschlick bieten die günstigsten Standplätze für ihre Entwicklung. Die an Hexactinelliden reichen Gründe bei Barbados liegen in einer Tiefe von 200 m an der Grenze des Neritikums und Bathyals, ebenso finden sich die Glasschwämme im Mittelmeer schon von der Isobathe von 200 m abwärts. Die reichsten Fundorte des zarten Glasschwammes *Euplectella* liegen in der Umgebung der Philippinen ebenfalls in einer Tiefe von — 200 m.

Das wichtigste Vorkommen fossiler Glasschwämme (*Hexactinellidae*) ist von J. M. Clarke²⁷⁾ aus dem oberdevonischen Chemung Sandstein im mittleren Teil des Staates New York beschrieben worden. Clarke konnte hier fünf riffähnliche Kolonien feststellen, die zusammen 90 Spezies, verteilt auf 16 Genera, geliefert haben — eine größere Zahl, als sonst an irgendeinem Punkt der Erdoberfläche bekannt ist²⁸⁾. Sie liegen in einem Sediment eingebettet, das nach Clarkes Meinung in keiner größeren Tiefe als 100 m in einem Flachwasser zum Absatz gelangt ist, das im Winter Schollen von Treibeis getragen haben dürfte.

Die Mehrzahl der *Hexactinellidae* sowohl als der *Lithistidae* scheint sich erst in der känozoischen Ära in ausgesprochene Tiefseeformen umgewandelt zu haben. Noch in den Spongienkalken des weißen Jura in Schwaben, die fast zur Gänze aus den verkalkten Skeletten dieser beiden

Gruppen von Kieselschwämmen bestehen, sind sie mit einer Tiergesellschaft von Echinodermen, Serpeln, Bryozoen, Bivalven und dickschaligen Brachiopoden verknüpft, die keineswegs ein bathyales oder gar abyssales Gepräge besitzt. Auch weist E. Fischer²⁹⁾ auf die starke Grusbildung, die gestörte und oft völlig umgekehrte Einbettung der Spongien im Gestein und noch auf andere Beobachtungen hin, die eher darauf schließen lassen, daß die den Korallenbauten der Gegenwart vergleichbaren Spongienriffe des Malm β , Ober γ und δ sich wenigstens vorübergehend bis in das Gebiet der Wellenbewegung erhoben.

Auch für die Entscheidung der Frage nach der Entstehungsart der weißen Schreibkreide wird daher deren Reichtum an Kieselschwämmen neben den übrigen Merkmalen nicht allzu schwer ins Gewicht fallen dürfen.

Von Seite der Paläontologen verdienen die bohrenden Kieselschwämme, wie *Cliona*, eine gewisse Beachtung, da sie neben den Krebsen die schlimmsten Zerstörer der Molluskenschalen sind.

Archaeocyathida

Die *Archaeocyathida* sind wahrscheinlich die Vertreter einer schon im älteren Paläozoikum wieder erloschenen, selbständigen Tierklasse, die einerseits zu den Kalkschwämmen, andererseits zu den Steinkorallen Beziehungen aufweist. In bezug auf ihre Lebensweise verhalten sie sich den letzteren ähnlich, indem sie Kalkriffe von erheblicher Ausdehnung bilden. Das größte derselben ist in Südastralien bei einer Mächtigkeit von 65 m auf eine Erstreckung von 600 km verfolgt worden und ist das längste zusammenhängende Riff, das wir bisher aus der paläozoischen Ära überhaupt kennen³⁰⁾. Auch in Inyo county (Californien) und in Labrador liegen im Unterkambrium Kalkriffe, von einer Mächtigkeit von 10 bis 15 m, die von Archaeocyathiden aufgebaut worden sind. Die Zugehörigkeit zum sessilen Benthos spricht sich bei einer Anzahl amerikanischer Gattungen in der Entwicklung eines Wurzelgeflechtes aus.



Fig. 5.
Archaeocyathus
rensselaericus
Ford.

Die *Archaeocyathida* erscheinen zuerst im oberen Unterkambrium und sind vorzügliche Leitfossilien der kambrischen Periode. Nur sehr wenige Arten gehen noch ins Untersilur hinauf. Ihre geographische Verbreitung ist eine sehr große, doch sind sie auffallenderweise aus tropischen Gebieten mit Sicherheit noch nicht bekannt. Dagegen reichen die Fundorte auf den Neusibirischen Inseln bis zum 75. Grad n. Br. und noch weiter polwärts im Süden, im antarktischen Gebiet des Weddellmeeres³¹⁾ und der Ross See³²⁾, wo sie am Beardmore Gletscher unter 84° 30' s. Br. in kambrischen Kalken mit *Solenopora* liegen.

Hydrozoa

Unter den rezenten Hydrozoen kommt der Familie der *Hydrocorallinae* ein hervorragender biostratigraphischer Wert zu, da sie sich an der Zusammensetzung der modernen Korallriffe im Pazifischen Ozean in erheblichem Ausmaß beteiligen. Auf dem Atoll von Funafuti steht die Gattung *Millepora* unter den riffbauenden Organismen an dritter Stelle, während sie in fossilem Zustande nur als Seltenheit in känozoischen Ablagerungen angetroffen wird.

Unter den Gattungen aus älteren Epochen der Erdgeschichte, die heute noch lebenden Gruppen der *Hydrozoa* angehören, sind nur wenige mesozoische Vertreter der *Tubulariae*, wie *Ellipsactinia* und *Sphaeractinia* mit Rücksicht auf ihre Häufigkeit in Riffkalken von besonderer Bedeutung³³). In viel höherem Maße kommt eine solche der ausgestorbenen Ordnung der Stromatoporida zu, die insbesondere im Obersilur und Devon gewaltige Massen von Kalk fast allein aufgebaut haben und so mit den Crinoiden und Riffkorallen in eine erfolgreiche Konkurrenz treten³⁴). Die dicht übereinander liegenden zarten Kalkblätter sind meist durch diagenetische Vorgänge in zuckerartige Dolomite und Kalke umgewandelt, deren ursprüngliche Struktur mehr oder weniger verwischt ist. Nur ausnahmsweise bleiben die einstigen Gewebe noch erkennbar, so bei *Evinospongia Schubarthi* in den Zechsteinriffen Thüringens.

Die jüngsten Formen gehen bis in die Oberkreide hinauf, doch spielen sie in der mesozoischen Ära als Kalkbildner nur noch eine ganz untergeordnete Rolle.

Die Stromatoporida waren durchaus Bewohner des Flachwassers, sind daher für eine richtige Beurteilung der bathymetrischen Verhältnisse vieler Ablagerungen des älteren Paläozoikums von einer nicht zu unterschätzenden Bedeutung.

Graptolithoidea

Die Graptolithen können mit keiner Klasse lebender Meerestiere in direkte Beziehung gebracht werden. Nach der Ansicht der meisten Paläontologen stehen sie den Hydrozoen und unter diesen wieder den Sertularien am nächsten³⁵). Ihre einfachen Kolonien (Hydrosome), die aus einer Sícula entspringen, finden sich in außerordentlicher Häufigkeit in vielen Sedimenten des älteren Paläozoikums vom obersten Kambrium bis ins Mitteldevon. Im Devon sind sie bereits selten. Das Vorkommen einer Art von *Dictyonema*, der langlebigsten Gattung, die, zusammen mit *Staurograptus*, schon im Oberkambrium erscheint, im Unterkarbon Nordamerikas ist zweifelhaft.

Dictyonema ist der Vertreter einer besonderen Ordnung, der *Dendroidea* im Sinne Nicholsons. Die eigentlichen *Graptoloidea* werden von Frech nach der Abwesenheit, beziehungsweise nach dem Besitz einer festen Achse, um die sich die Zellen (Thecae) in einer oder in mehreren Reihen anordnen, in *Axonolipa* und *Axonophora* eingeteilt. Dreimal hat

im Laufe der Silurperiode eine Umprägung der *Graptoloidea* stattgefunden. Im unteren Untersilur herrschen die *Dichograptidae*, einreihige Formen ohne Achse. Im oberen Untersilur treten an ihre Stelle biserialle Formen mit fester Achse (*Climatograptidae*, *Diplograptidae*), im Obersilur dominieren *Monograptidae*, einreihige Formen mit fester Achse. Die letzteren allein überschreiten noch die Grenze zwischen Obersilur und Devon.

Die Niveaubeständigkeit und die weite geographische Verbreitung vieler Gattungen und Arten macht die Graptolithen zu ausgezeichneten Leitfossilien und bestimmt ihren hohen biostratigraphischen Wert.

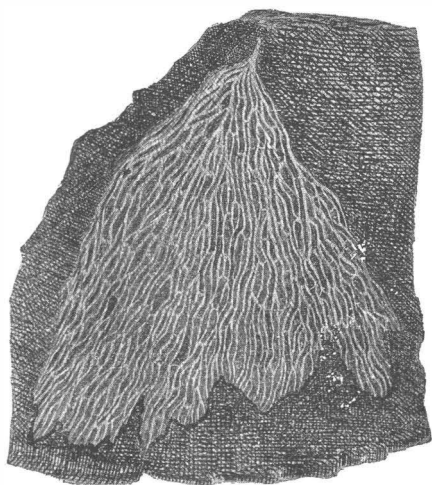


Fig. 6.
Dictyonema flabelliforme Eichw.
Oberkambrium.

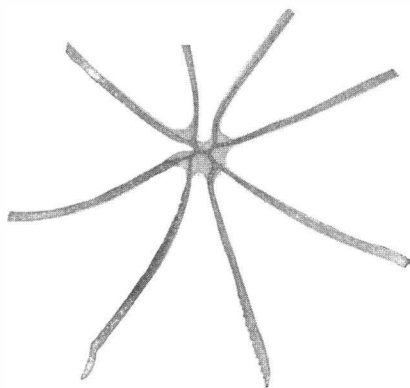


Fig. 7.
Dichograptus octobrachiatus Hall.
Untersilur.

Die mutmaßliche Lebensweise der Graptolithen ist lange Zeit hindurch Gegenstand der Diskussion gewesen. Hall³⁶⁾ und Frech³⁷⁾ rechneten sie zum Plankton, Gürich vertrat diese Ansicht mindestens für die Familie der *Monograptidae*. Dagegen betrachteten Jäkel³⁸⁾ und Wiman³⁹⁾ die Graptolithen als Angehörige des sessilen Benthos. Sie glaubten, daß die Hydrosome als Rasen auf dem Meeresgrunde mit einem Netzwerk wurzelähnlicher Fäden festgewachsen waren. Diese letztere Ansicht mußte zum mindesten für die *Axonophora* aufgegeben werden, seitdem Ruedemann⁴⁰⁾ in den Utica Schieferen vollständige Großkolonien (Synrhabdome) von *Diplograptus* mit Gonangien und Schwimmkörpern (Pneumatophoren) entdeckt hatte. Die holoplanktonische Lebensweise dieser Formengruppe konnte von da ab nicht länger in Zweifel gezogen werden.

Für die *Axonolipa* nehmen Lapworth⁴¹⁾ und Ruedemann⁴²⁾ eine pseudoplanktonische Verbreitung an. Lapworth führt für diese Auffassung folgende Argumente ins Feld. Die Graptolithen kommen zwar in allen Meeressedimenten vor, weitaus am häufigsten jedoch in solchen, die auch

kohlige Substanzen enthalten. Ja die Häufigkeit der Individuen steht in einem direkten Verhältnis zu der Menge der kohligen Substanz und zu der Feinheit des Sediments der Graptolithenschiefer. Da sich nachweisen läßt, daß die kohlige Substanz nicht von den Graptolithen selbst herrührt, so kommen für die Bildung derselben nur Tange in Betracht. Man muß annehmen, daß die Hydrosome der Graptolithen an solchen, dem rezenten *Sargassum* vergleichbaren Tangen befestigt waren, mit diesen durch Meeresströmungen und Winde pseudoplanktonisch verfrachtet und so in Sedimente verschiedener Art und an weit abliegenden Stellen der Erdoberfläche gleichzeitig eingebettet wurden.

Dagegen sprechen die Anhängefäden der *Dendroidea* für eine Anheftung an festgewachsene Tange. Immerhin mögen auch unter ihnen manche Spezies, wie das oberkambrische *Dictyonema flabelliforme*, planktonisch gelebt haben.

Die passive Verfrachtung der Graptolithen ließ ihre Hydrosome in alle Sedimente des Meeres gelangen, so daß ihre Anwesenheit keine Schlußfolgerung auf die Tiefe erlaubt, in der das sie umschließende Gestein sich abgelagert hat. Für die feinkörnigen, kohligen Schiefer, die durch ihren Reichtum an Graptolithen am meisten auffallen, nimmt Lapworth eine Bildung in einem weniger tiefen als sehr ruhigen Wasser an.

Anthozoa

In der Klasse der Anthozoa besitzen nur die *Madreporaria* oder Steinkorallen mit festem Kalkskelett und einige *Alcyonaria* biostratigraphischen Wert. Sie sind ausnahmslos Meeresbewohner, die im brackischen oder süßen Wasser rasch zugrunde gehen.

Morphologisch und biologisch scheiden sie sich in Einzelkorallen und in solche, die Kolonien und Stöcke bilden. Unter den letzteren wieder sind jene Formen, die nur Rasen bilden oder geringmächtige submarine Bänke aufbauen, von den echten Riffforallen zu trennen. Die meisten Vertreter dieser drei Gruppen sind schon morphologisch auf Grund ihrer Wachstumseigenschaften verschieden, denn der Mehrzahl der Korallengattungen ist eine besondere Wachstumsform für tiefes, ruhiges und bewegtes Wasser eigentümlich⁴³.

Die Einzelkorallen — häufig aber irrigerweise in der Literatur als Tiefseekorallen bezeichnet — kommen in allen Tiefen und fast in allen Fazies vor. Kleine Kelche, die durch ihre geringe Schwere vor dem Einsinken in den weichen Untergrund bewahrt bleiben, wohnen auch auf tonigem oder sandigem Meeresboden (*Stephanophyllia*, *Turbinolia*). Mannigfaltiger ist die Gestalt der Einzelkorallen, die sich auf Mergelgrund festheften. Breitbasierte Pilzformen, wie *Cyclolites* in der Gosaukreide, finden sich hier neben kegel-, kreisel- und hornförmigen Gestalten, wie *Zaphrentis* und *Amplexus* im Paläozoikum, *Montlivaltia* und *Placosmilia* im Mesozoikum, *Flabellum* und *Ceratotrochus* im Känozoikum. Vielfach nehmen auch Einzelkorallen an der Zusammensetzung der Riffe teil, doch bleiben

sie den Rasen und Kolonien bildenden Korallen gegenüber stets in der Minderheit.

Die bathymetrische Verbreitung der nur Rasen aber keine echten Riffe bildenden Korallen greift über die Flachsee in das Bathyal hinaus, insbesondere auf die Tiefenzone von 200 bis 400 m, obschon solche Korallen auch in Tiefen von 1800 m hinabgehen. Es sind in der rezenten Fauna hauptsächlich zwei Arten der Familie der *Oculinidae*, *Lophohelia prolifera* und *Amphihelia oculata*, und zwei Arten aus der Familie der *Eupsammidae*, beide dem Genus *Dendrophyllia* angehörig, die an den atlantischen Küsten Europas von der Straße von Gibraltar bis zu den Lofoten (69. Grad n. Br.) bei einer Temperatur von nicht unter 6·6° C gedeihen und vielfach unterbrochene Bänke von geringer Mächtigkeit bilden. Subfossile Bänke sind noch bei Sörö in Westfinmarken unter dem 71. Grad n. Br. beobachtet worden⁴⁴).

Weitaus beschränkter sind die Lebensbedingungen der echten Riffkorallen, die nur im Flachwasser unter bestimmten Bedingungen gedeihen. Sie bedürfen zum Wachstum einer festen Unterlage, wenn man auch ausnahmsweise einzelne Stöcke von *Porites* frei im Sande der Lagune eines Atolls oder der ruhigen Kanäle zwischen Saumriff und Küste trifft. Gehobene Riffe zeigen nicht selten den festen Untergrund, auf dem sie aufgewachsen sind. Bei fossilen Riffen ist die Verfestigung des Bodens vor der Ansiedlung der Riffkorallen häufig durch andere Tiere, insbesondere durch die Anhäufung von Foraminiferenschalen und Spongiengerüsten (Schwammkalke des Oberjura) vorbereitet worden.

Korallriffe entstehen nur unter den drei folgenden Bedingungen:

1. starke Wasserbewegung — die Riffkorallen gedeihen am üppigsten in der Brandungszone;
2. Klarheit und Durchlichtung des Wassers;
3. eine Temperatur des Wassers, die nicht unter 20° C herabsinkt. Der Lichthunger der Riffkorallen bringt es mit sich, daß sie im trüben und schlammigen Wasser absterben, so daß Saumriffe gegenüber Flußmündungen stets unterbrochen sind, ferner, daß nur sehr wenige Gattungen in größere Tiefen als 50 m hinabgehen. Ihrer Temperaturempfindlichkeit entsprechend sind sie heute fast ausschließlich auf den Tropengürtel beschränkt. Die nördlichsten Punkte, an denen Riffkorallen auf der nördlichen Hemisphäre sich finden, sind das kleine Riff von Beaufort in Nordkarolina unter dem 34. Grad n. Br. im Atlantischen und die Riffe an den Bonin Inseln im Pazifischen Ozean.

An der Außenseite der Korallriffe entfaltet sich das reiche Leben der Korallenpolypen und der ganzen, durch ihre bunte Färbung ausgezeichneten Tiergesellschaft, der die Höhlungen und Klüfte des Riffes Schutz und Wohnsitz bereiten. In den von der Brandung umtosten Klippen der Riffkante sind alle Stöcke sehr fest miteinander verwachsen, vielfach noch durch Foraminiferensediment und die Kalkausscheidungen der Nulliporen verfestigt. Vom Zentrum aus und nach oben sterben die Stöcke ab. Ihre obere Verbreitungsgrenze ist die Ebbe. Die über deren Niveau aufragenden Teile des Riffes bestehen aus Blöcken, die durch Stürme und Brandungs-

wellen losgerissen und auf der Oberfläche des Riffes abgelagert werden. Auch rollen zahlreiche Blöcke von abgestorbenen Stöcken an den steilen Abhängen des Riffes in die Tiefe, so daß Korallendetritus in dessen Umgebung bis in die abyssische Region hinab, tief unter der Grenze des Lebens der rezenten Korallen sich findet. In den abgestorbenen, inneren Teilen des Riffes wird die Korallenstruktur allmählich durch chemische Prozesse bis zur Unkenntlichkeit zerstört. Fossile Riffe sind infolgedessen nur selten und lokal reich an wohlerhaltenen Korallenresten.

Ch. Darwin und J. Dana haben drei Hauptgruppen von Korallriffen unterschieden: 1. Saumriffe, deren Oberfläche sich unmittelbar an den Küstenabfall anschließt; 2. Wallriffe, die durch einen 30 bis 100 m tiefen Kanal von wechselnder Breite von der Küste getrennt werden; 3. Atolle, kranzförmige Inseln, deren schmaler Ring eine meist seichte, ausnahmsweise bis 86 m tiefe Lagune einschließt.

Saum- und Wallriffe begleiten die Küste und kehren ihren Steilabfall dem offenen Meere zu. Sie treten oft in enger Verbindung miteinander auf, so an den Küsten des Roten Meeres oder in dem 1500 km langen Riff, das die Insel Neu Caledonien umgürtet. Das größte Wallriff ist das Australische Barrièreriff, das in einer Länge von 2400 km von der Torres Straße bis zum südlichen Wendekreis die Ostküste von Australien begleitet. Seine Breite beträgt — von den zahlreichen Lücken abgesehen — nur $\frac{1}{3}$ bis $1\frac{1}{2}$ km, während der allerdings durch eine erhebliche Zahl von inneren Riffen unterbrochene Kanal zwischen Riff und Festland eine Breite von 30 bis 100 km aufweist⁴⁵⁾.

Eine Abart der Saumriffe sind die lappenförmig vorspringenden Krustenriffe mit flachen Böschungswinkeln in seichten Meeren⁴⁶⁾.

Der interessanteste Rifftypus sind die Atolle des indopazifischen Tropengebietes. Hunderte solcher Atolle erheben sich als ringförmige, nach außen steil abfallende Inseln aus den ozeanischen Tiefen und umschließen eine meist seichte Lagune, in die ein oder mehrere kanalförmige Eingänge aus dem offenen Meere führen. An den vom Meere bespülten Kanten des Inselkranzes gedeihen üppig jene rasch wachsenden Korallen, die man früher als die eigentlichen Erbauer des in seinen inneren Teilen abgestorbenen Riffes anzusehen pflegte.

Da alle Riffkorallen Bewohner des Seichtwassers sind — keine Art geht unter 90 m Tiefe hinab — so kann kein Korallriff ursprünglich in größerer Tiefe entstanden sein. Ch. Darwin⁴⁷⁾ hat die Entstehung der Atolle durch die Annahme gleichförmiger, über weite Strecken verbreiteter positiver Verschiebungen der Strandlinie zu erklären versucht. Er nimmt an, daß um eine Insel zunächst ein Saumriff entstanden, daß dann bei allmählichem Ansteigen des Meeresspiegels der Inselkern versunken sei, während die Korallen infolge der langsamen Senkung stets in demselben Maße nach oben hin fortbauen konnten, als die tieferen Teile des Riffes durch Hinabtauchen unter die untere Verbreitungsgrenze der meisten Riffkorallen — 30 bis 50 m abstarben. So hätten sich nach und nach bei einer um mehrere hundert Meter ansteigenden Strandlinie Riffmassen von

ähnlicher Mächtigkeit gebildet, deren zentrale Lagune der Lage des ehemaligen Inselkernes entspreche.

Aus dieser Senkungstheorie Darwins ergibt sich die geologisch bedeutungsvolle Tatsache, daß in der Äquatorialzone in einer der Gegenwart verhältnismäßig nahe liegenden Epoche der Erdgeschichte sehr erhebliche positive Verschiebungen der Strandlinie eingetreten sein müssen, denen ebensogut ein Ansteigen des Meeresspiegels als eine Senkung des Meeresbodens zugrundeliegen könnte.

Trotz des Widerspruches von Wilkes und Ross⁴⁸⁾ ist Darwins Senkungstheorie, die von Dana⁴⁹⁾ angenommen und weiter ausgebaut wurde, längere Zeit hindurch die herrschende geblieben. Später jedoch hat sie, von zahlreichen Forschern, wie Semper⁵⁰⁾ Murray⁵¹⁾, Rein⁵²⁾, Guppy⁵³⁾, Agassiz, Gardiner, Wichmann, Gregory u. a. bestritten, stark an Boden verloren. Semper zeigte, daß das Absterben der Korallen, die von einer submarinen Bank nach aufwärts wachsen, ein seitliches Wachstum der Riffe zur Folge hat, so daß Inselkränze entstehen müssen, ohne daß eine Verschiebung der Strandlinie erforderlich wäre. Von den meisten der oben genannten Beobachter wird die von Darwin angenommene Mächtigkeit des Riffkalkes in Abrede gestellt und behauptet, daß die unterhalb der heutigen Verbreitungsgrenze der Riffkorallen gelegenen Teile eines Atolls überhaupt nicht aus Korallenkalk, sondern aus ganz anderen — zumeist aus vulkanischen — Gesteinen bestehen⁵⁴⁾.

Die Beweiskraft der oft bedeutende Mächtigkeiten aufweisenden gehobenen Korallriffe versuchte man durch die Behauptung zu entkräften, daß diesen Riffen ein viel höheres geologisches Alter zukomme. Solche alte über dem heutigen Meeresspiegel liegende Korallenbauten trifft man viel häufiger auf Inseln als an Festlandsküsten. Sie bauen sich meist in mehreren, durch breite, flache Stufen getrennten Stockwerken auf, die vielfach durch Lücken — den alten Riffkanälen entsprechend — durchbrochen werden. So zeigt der 100 m mächtige, gehobene Korallenkalk auf der Insel Maré (Freundschafts-Inseln) eine Gliederung in fünf getrennte, altersverschiedene Stufen⁵⁵⁾. Auf der Weihnachtsinsel im Indischen Ozean erhebt sich über einem vulkanischen Kern ein 364 m mächtiger, treppenförmig abfallender Riffkalk von tertiärem Alter. Die gehobenen Korallriffe der Insel Cuba reichen gar bis in die Kreideperiode zurück.

Gegen eine Allgemeingültigkeit der Senkungstheorie Darwins spricht eine Reihe von Beobachtungstatsachen. Die hochliegenden, mehrere hundert Meter mächtigen Tafeln mit den eingekerbten Strandlinien sind wohl durchaus älter als die rezenten Riffe. Sehr viele Inselkränze von der gleichen Form wie die Atolle bilden nur flache Krusten auf einem andersgearteten Inselkern. Dies konnte mit Sicherheit festgestellt werden an den Keys von Florida⁵⁶⁾, den Riffen der Bahamas und der Sundasee. Auch die Korallenkalk-Kappe des Keeling-Atolls ist nach den Angaben von T. Wood-Jones⁵⁷⁾ nur wenig höher als die größte Tiefe, in der riffbauende Korallen leben. Durch die Siboga-Expedition in der Sundasee sind

ferner die engen Beziehungen zwischen Riffforallen und Nulliporen zuerst klargelegt worden⁵⁸). Es hat sich gezeigt, daß die Nulliporen — insbesondere *Lithothamnium* und *Halimeda* — an Bedeutung als Riffbildner die Korallen um ein Vielfaches übertreffen, daß z. B. die Riffe in Niederländisch Ostindien ihrer Hauptmasse nach nicht Korallriffe sondern Algenriffe sind⁵⁹). Zu übereinstimmenden Erfahrungen ist J. S. Gardiner durch seine Beobachtungen auf den Malediven gelangt⁶⁰).

Die Atolle der Malediven sind durch die bedeutende Tiefe ihrer Lagunen (70 bis 80 m) ausgezeichnet. Die größte Tiefe einer Lagune wurde im Suadiva Atoll mit 86 m gelotet. Ihr Boden liegt also tief unter der durchschnittlichen unteren Verbreitungsgrenze der Riffforallen. Da jedoch nach den Untersuchungen von Gardiner *Lithothamnium*, das bis 120 m Tiefe — doppelt so tief als die Mehrzahl der Riffforallen — hinabgeht, der wichtigste Riffbildner im Inselgebiet der Malediven und Lakkeiven ist, so läßt sich die Entstehung der Atolle mit 80 m tiefen Lagunen auch ohne die Annahme einer Senkung erklären.

Der vulkanische Sockel eines solchen Atolls wurde am Providence reef in 1540 m Tiefe durch eine Unterströmung bloßgelegt, die dort den Korallendetritus entfernt hatte. Selbst für das große Australische Wallriff nehmen E. C. Andrews⁶¹) und T. W. Vaughan⁶²) den Bestand einer mächtigen submarinen Plattform an, die nur von einer verhältnismäßig dünnen Kruste von Korallenkalk überkleidet sein soll, eine Auffassung, der W. M. Davis⁶³) widerspricht.

Dagegen hat auch die Senkungstheorie Darwins durch die Tiefbohrungen auf der Insel Funafuti im Ellice-Archipel in den Jahren 1896 bis 1898 eine sehr gewichtige Stütze erhalten. Es soll daher auf den von der Royal Society in London im Jahre 1904 herausgegebenen Bericht über die Ergebnisse dieser Tiefbohrungen etwas ausführlicher eingegangen werden⁶⁴).

Die Insel Funafuti besitzt die Gestalt eines unregelmäßigen Vierecks, dessen größte Achse von der Nord- zur Südspitze verläuft. Die Außenkante dieses Vierecks fällt auf eine Tiefe von 800 m mit einer mittleren Neigung von 40° ab, die aber gelegentlich von senkrechten Stufen von 50 bis 100 m Höhe unterbrochen wird. Zwischen 800 und 1200 m Tiefe beträgt der Gehängewinkel noch immer 25°, erst unter 1200 m flacht er sich beträchtlich ab. Die Insel ragt aus den Tiefen des Weltmeeres gegen 4000 m isoliert empor und ist bis zu einer Tiefe von 1600 bis 2600 m von einem Gürtel von Riffkalkdetritus umgeben.

Die seichte, nur an wenigen Stellen 50 m tiefe Lagune im Inneren des Inselvierecks spielt nur eine äußerst geringe Rolle in dem Relief des letzteren. Der über den Meeresspiegel aufragende Teil des Atolls ist außerordentlich schmal. Er besteht aus einem bald festen, bald lockeren, kavernösen Riffkalk, an dessen Zusammensetzung aber Foraminiferenschalen und Lithothamnien in noch höherem Maße als Riffforallen beteiligt sind.

Die beiden ersten Bohrversuche im Jahre 1896 unter der Leitung von Professor Sollas schlugen fehl. Erst in den Jahren 1897 und 1898

gelang es Professor Edgeworth David ein Bohrloch bis zur Tiefe von 340 m im Riffkalk niederzubringen, ohne dessen untere Grenze zu erreichen. Die tieferen Gesteinsschichten sind in zwei 60 bis 70 m mächtigen Zonen so reich an kohlensaurer Magnesia, daß man sie geradezu als Dolomit ansprechen kann. Nur ein Fünftel des Riffkalkes ist Korallenkalk im strengen Sinne des Wortes, nämlich ausschließlich aus den Hartteilen der Korallenpolypen zusammengesetzt. Im mittleren Drittel der Bohrung überwiegen in den Bohrkernen Foraminiferensediment und Algenkalk ganz erheblich. Alle Foraminiferen, deren Schalen in den Bohrkernen gefunden wurden, gehören lebenden benthonischen Gattungen (insbesondere *Orbitolites*, *Carpenteria*, *Calcarina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Polytrema*)

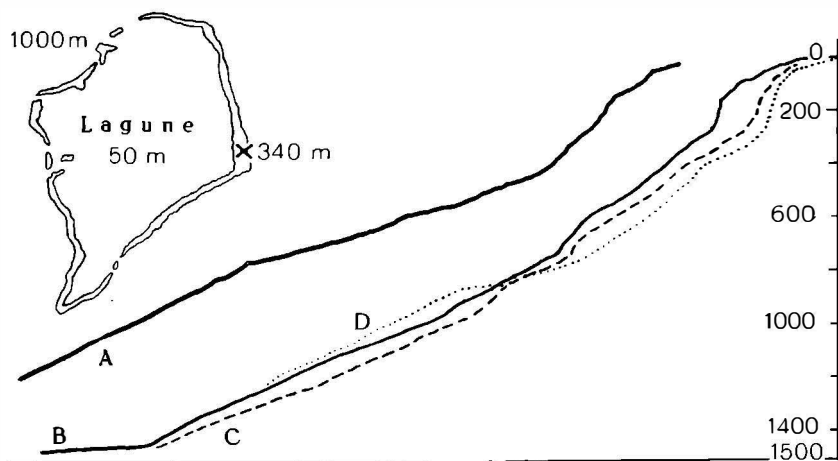


Fig. 8. Kartenskizze und Profile des Atolls von Funafuti.

Nach dem Report der Royal Society in London.

A = Südwestecke der Lagune. B = Ostecke der Lagune. C = Ostecke von Para Islet.
D = Westseite der Lagune. X Ort der Hauptbohrung.

an, ebenso alle Korallen, deren Speziesbestimmungen bei der ungenügenden Erhaltung der Reste in den Bohrkernen Hinde nicht immer durchzuführen imstande war. Durch die ganze Mächtigkeit des Riffes hindurch gehen *Lobophytum*, *Stylophora*, *Poecilopora*, *Astraea*, *Madrepora* und die Hydrocoralline *Millepora*. Unter 28 Anthozoengattungen finden sich nur 6 heute nicht mehr auf Funafuti selbst, wohl aber auf anderen Atollen des pazifischen Faunengebietes lebend. Diese Tatsache ist wichtig, weil sie zeigt, daß seit dem Beginn der Riffbildung keine nennenswerte Verschiebung in der Meeresfauna sich vollzogen hat, der Beginn der Entstehung der Riffe sonach in eine geologisch gesprochen der Gegenwart sehr nahe liegende Epoche fallen muß.

Die Sedimente innerhalb der Riffmasse — Algenkalk, Foraminiferenkalk und Korallenkalk — sind auf das innigste miteinander verknüpft. Man muß ein kontinuierliches Wachsen des Riffes von einem Sockel, der

gegenwärtig mehr als 340 *m* unter dem Meeresspiegel liegt, bis zu der heutigen Oberfläche annehmen. Alle Mitarbeiter des Funafuti Report haben die Tatsache, daß dieselben Riffkorallen, deren untere Verbreitungsgrenze 50 *m* unter dem Meeresspiegel liegt, sich in dem lebenden Teil des Atolla und in den Bohrproben finden, im Sinne Darwins durch die Annahme weitgehender junger Änderungen in der Lage des Meeresniveaus zu erklären versucht.

Durch die Bohrung auf Funafuti sind mehrere Tatsachen bestätigt worden, zu deren Erkenntnis die Alpengeologen durch ihre Erfahrungen an fossilen Riffen der Triasformation schon seit geraumer Zeit gelangt waren: die gewaltige Mächtigkeit der Riffkalke, die häufige Dolomitisierung ausgedehnter Partien derselben und der ungleiche Anteil, den verschiedene Organismengruppen an deren Aufbau nehmen.

Eine Bohrung auf der Hauptinsel der Bermudas im Jahre 1914, die bis auf eine Tiefe von 435 *m* niedergebracht wurde, traf dagegen den Korallenkalk nur in einer Mächtigkeit von 116 *m* über einem vulkanischen Sockel aufgeschlossen⁶⁵⁾.

In neuester Zeit ist das Korallriffproblem nochmals von Davis⁶⁶⁾ und Daly⁶⁷⁾ ausführlich diskutiert worden. Während Davis die Ergebnisse der Bohrung auf Funafuti für entscheidend hält, bestreitet Daly ihre Beweiskraft, indem er, anknüpfend an eine durch keine Beweise gestützte Vermutung von A. Agassiz⁶⁸⁾, behauptet, die Bohrung habe sich nur bis zur Tiefe von 45 *m* im kompakten Riffkalk, weiterhin im Detritus des Schuttkegels des Riffes bewegt. Seiner Meinung nach sollen alle rezenten Riffe, mit Einschluß der indo-pazifischen Atolle, auf submarinen Plattformen in der Glazialzeit aufgebaut worden sein. Während der pleistozänen Glazialzeit sank infolge der Bildung einer Eiskalotte im Polargebiet der Meeresspiegel in den Tropen um 55 *m*. So entstanden die submarinen Plattformen. Auch die alten Saumriffe wurden bei dem langsamen Sinken des Meeresspiegels soweit zerstört, bis 65 *m* tief unter dem heutigen Meeresniveau eine Abrasionsfläche entstand. Auf dieser und auf den submarinen Plattformen wuchsen später in der Postglazialzeit bei einem allgemeinen Ansteigen des Meeresspiegels um 50 *m* die Riffe empor.

Der Gedanke Dalys ist nicht neu. Schon im Jahre 1894 hat A. Penck⁶⁹⁾ darauf aufmerksam gemacht, daß ein Anschwellen des Meeres infolge eines Rückganges der diluvialen Vereisung an den tropischen Korallriffen Senkungserscheinungen im Sinne Darwins und Danas bedingen müßte.

Dalys glaziale Kontrolltheorie — unter diesem Namen hat sie in der amerikanischen Literatur Eingang gefunden — wird von T. Vaughan⁷⁰⁾ für die Erklärung aller rezenten und tertiären Korallriffe in den amerikanischen Gewässern ausreichend erachtet.

Einen neuen Gesichtspunkt hat G. Molengraaff⁷¹⁾ in das Atollproblem gebracht, indem er auf die Schwereanomalien auf allen vulkanischen Inseln der Südsee hinwies. Diese Inseln sind keineswegs isostatisch

kompensiert, sondern zeigen ausnahmslos positive Schwereanomalien. Der isostatische Ausgleich erfordert daher ihre Senkung und an diese Senkungsgebiete sind die Atolle im Pazifischen und Indischen Ozean gebunden.

Trotz des Einspruchs von Daly dürfte Darwins Senkungstheorie, den überzeugenden Ausführungen von Skeats⁷²⁾ entsprechend, der alle gegen die Beweiskraft der Ergebnisse der Bohrung auf Funafuti gerichteten Argumente widerlegt, noch immer die beste Erklärung für die Entstehung der pazifischen Atolle bieten. Es muß sich, wenn wir die Beobachtungen auf Funafuti unseren Schlußfolgerungen zugrunde legen, seit der Zeit, als die Bildung der Atolle begann — und wir dürfen hier nur mit dem Pleistozän rechnen —, die Strandlinie im Äquatorialgürtel des Stillen Ozeans um mindestens 300 m nach aufwärts verschoben haben.

Wohl vermögen die Rifff Korallen, von Schwankungen des Meeresspiegels begünstigt, mächtige Kalkmassen aufzubauen, die das Relief der Umgebung beträchtlich überhöhen, aber ihr Anteil an diesen Bauten ist früher weit überschätzt worden. Kalkalgen und benthonische Foraminiferen sind ihnen als Riffbildner überlegen. Ein Streit, wie er zwischen F. v. Richthofen und C. v. Guembel und später nochmals zwischen E. v. Mojsisovics und Salomon über die Natur der triadischen Riffstöcke in Südtirol als Korallriffe oder Algenriffe geführt worden ist, erscheint uns heute müßig. Doch scheint mir ein Vorschlag, die Bezeichnung „Korallriff“ überhaupt auszumerzen, zu weit gegangen. An dem Bau von Kalkriffen können allerdings Organismen sehr verschiedener Art beteiligt sein, kalkabsondernde Algen aus den Gruppen der *Corallinaceae*, *Codiaceae* und *Dasycladaceae*, Kieselpongien, Bryozoen, Foraminiferen, Archaeocyathiden, Crinoiden, Rudisten und Korallen. Wo aber die Korallen in Vergesellschaftung mit anderen Meerestieren oder Pflanzen in den Riffen auftreten, da sind sie unter deren Erbauern die auffallendsten, die das Interesse des Beobachters in erster Linie auf sich ziehen.

Mit dem Vorschlag Salomons⁷³⁾, den Terminus „Riffkalke“ durch „katarrhische Kalke“ zu ersetzen, kann ich mich daher nicht befreunden.

Bauten von Kolonien bildenden Korallen finden wir in allen Formationen von Korallenrasen bis zu mächtigen Riffen. Im Paläozoikum übertrifft die durch den Mangel an deutlichen Septen charakterisierte Ordnung der *Tabulata* die den rezenten *Hexacoralla* näher stehenden *Tetracoralla* (*Pterocoralla*) ganz erheblich an Bedeutung. An dem Bau der paläozoischen Riffe beteiligen sich in erster Linie die Genera *Favosites*, *Chaetetes*, *Heliolites* und *Alveolites*, dann von Fiederkorallen *Cyathophyllum* mit seinen Verwandten und *Philippsastraea*. In der Trias herrschen die sogenannten Lithodendren (*Thecosmilia*) weitaus vor. Im jüngeren Mesozoikum treten zu ihnen *Isastraea*, *Thamnastraea*, *Latimaeandra*, *Astrocoenia*, *Stylina* u. a. Im Känozoikum nehmen zunächst *Heliastrea*, *Plocophyllia*, *Cyathoseris*, *Oculina*, *Galaxea* ihre Stelle ein. Erst im Pliozän und Pleistozän begegnen wir den baumförmig verzweigten, feinästigen Typen, wie *Madrepora*, und den Formen mit weitmaschigen, in ein Gitterwerk aufgelösten Septen, wie *Porites*, die unter den rezenten Rifff Korallen an Häufigkeit oben an stehen.

Im Paläozoikum gehören dendroide *Madreporaria* oder solche mit durchbrochenem Skelett noch zu den Seltenheiten.

Neben den durch die Grundzahl von sechs Mesenterialfalten ausgezeichneten modernen Steinkorallen beteiligen sich, auch einzelne *Octocoralla* oder *Alcyonaria* an dem Aufbau der rezenten Korallriffe. So ist *Heliopora coerulea* überhaupt die häufigste Riffkoralle auf dem Atoll von Funafuti. Orgelkorallen (*Tubipora*) kommen auf den inneren Riffen im Kanal zwischen dem Australischen Wallriff und dem Festland sehr häufig vor. Es handelt sich durchaus um geologisch sehr junge Typen. *Tubipora* ist fossil überhaupt nicht bekannt, *Heliopora* erscheint als Rarität in oberkretazischen und eozänen Korallenkalken.

Die geographische Verbreitung der Riffkorallen in den einzelnen geologischen Perioden weist einige bemerkenswerte Eigentümlichkeiten auf. Am weitesten erstreckt sich ihre Verbreitung im Silur. Obersilurische Arten von *Halysites* und *Favosites* setzen in der Umgebung der Polaris Bai unter dem 81. Grad n. Br. Riffe zusammen. In der Guelph Stufe des mittleren Obersilur in Nordamerika erscheinen die Riffkorallen bereits, wie in der Gegenwart, mit dickschaligen Gastropoden vergesellschaftet. Unterdevonische *Tabulata* hat Høltedahl¹⁴⁾ aus Baffinsland (Frobisher Bai) und dem südwestlichen Ellesmere Land beschrieben. Sehr auffallend ist das Fehlen devonischer Riffkorallen in Südamerika, während sie in Nordamerika von Kentucky bis Alaska und Ellesmere Land verbreitet sind und bei Louisville eines der größten paläozoischen Riffe aufgebaut haben. Ein Gegenstück zu diesem Fehlen devonischer Riffkorallen in Südamerika bietet allerdings der kaum weniger befremdliche Mangel rezenter Korallriffe an der tropischen Küste Westaustraliens.

Zur Zeit des Unterkarbons treten Riffkorallen in Nordamerika zurück, während sie in Westeuropa (Belgien, Großbritannien) und in Australien sehr häufig sind. Erst während der oberkarbonischen und permischen Periode finden wir sie wieder in großer Verbreitung in der Tethys, in Texas, in den Polargebieten, im Ural und in Japan.

Am stärksten tritt der Unterschied in der Häufigkeit der Riffkorallen zwischen dem Lias und Oberjura hervor. Der Armut im Lias steht ein um so größerer Reichtum in den oberen Stufen des Jura gegenüber. Die „Coralliens“ reichen hier aus dem Kaukasus und den Alpen durch Mitteldeutschland und Nordfrankreich bis nach England. In Nordamerika gehen sie nach Norden nicht mehr über Californien hinaus. Im ganzen borealen Reich Neumayrs fehlen sie bereits. An diesem Verhältnis ändert sich nichts zur Zeit der Oberkreide, wenigstens in Europa, wo sie im Danien noch ein kleines Riff auf der dänischen Insel Seeland aufgebaut haben. In Nordamerika kommen sie nördlich von Texas in der Oberkreide kaum mehr vor, so daß hier im atlantischen Gebiet eine Verschiebung ihrer Nordgrenze seither kaum noch stattgefunden hat. Dagegen ist in Europa der Riffgürtel im Laufe der känozoischen Ära, einer allgemeinen Verschlechterung des Klimas entsprechend, immer näher an den nördlichen Wendekreis herangerückt. Im Oligozän reichte die Nordgrenze der Ver-

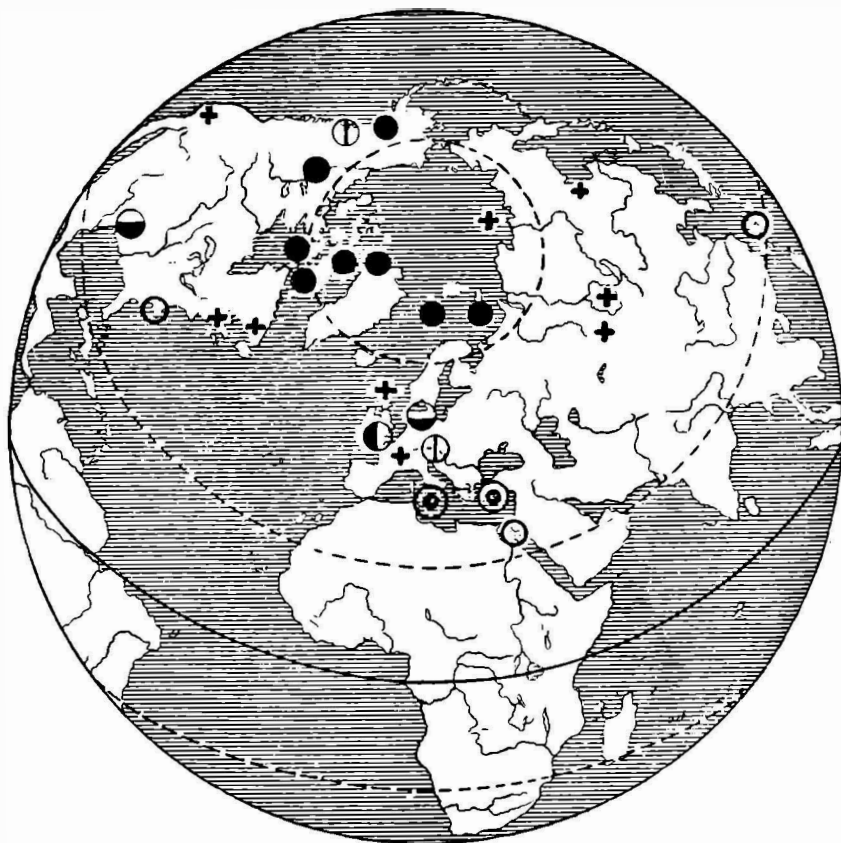


Fig. 9.

Karte der geographischen Verbreitung der Riffkorallen und Archaeocyathiden auf der nördlichen Halbkugel.

- Nordgrenze der geographischen Verbreitung der Riffkorallen im Paläozoikum.
- ⊖ " " " " " " " in der Triasperiode
- ◐ " " " " " " " " " Oberkreide.
- ◑ " " " " " " " im Palaeogen.
- ⊙ " " " " " " " im Miozän.
- " " " " " " " in der Gegenwart.
- + Geographische Verbreitung der Archaeocyathiden.

breitung riffbauender Korallen (*Dendrophyllia*) bis Brockenhurst im südlichen England, im Miozän bis Cilicien und Malta⁷⁵). Heute sind die riffbauenden Korallen bis in den Golf von Suez zurückgewichen.

W. Deecke⁷⁶) hat auf die wichtige Tatsache hingewiesen, daß die Korallriffe, deren Reste uns in Mitteleuropa aus älteren geologischen Perioden der Erdgeschichte vorliegen, an Küsten, Untiefen oder langsam aufsteigende Zonen gebunden waren. Der obersilurische Korallriffgürtel, der sich von Oesel über Gotland und Kristiania nach dem nördlichen England erstreckt, zeigt die im Unterdevon abgeschlossene Hebung Skandiaviens an. Das französische Zentralplateau war im Bajocien und Bathonien von Saumriffen umgeben, die hinter der Barrière gelegentlich mit brackischen Bildungen (Lignite der Causses) verzahnt sind. Den Vogesenrand begleiten Korallriffe des Bajocien bis Metz und entlang der Linie Toul — Langres — Besançon-le-Saunier. Die Linie des miozänen Faltenjura ist schon in den Coralliens des Oxford angedeutet, deren Grenze gegen die tonigen Äquivalente dieser Stufe im Südosten genau in der Faltungslinie des Juragebirges liegt. Zu dieser parallel dem Juragebirge verlaufenden Zone von Korallriffen treten im Sequanien noch solche parallel der Doubslinie hinzu, die mit den Riffen der Umrandung des Morvan verschmelzen.

Auch die alten Korallriffe bezeichnen uns Bildungen im bewegten Flachwasser und in geringer Meerestiefe. In dieser Richtung scheinen die Riffkorallen ihre Eigenschaften seit der Silurperiode nicht verändert zu haben. Weit schwieriger ist die Frage zu beantworten, ob sie jederzeit so temperaturempfindlich gewesen seien wie heute. Wenn wir z. B. in der norischen Stufe der Obertrias übereinstimmende Gattungen von Riffkorallen auf der Insel Timor südlich vom Äquator⁷⁷), in den Zlambachschichten der Ostalpen, in Californien, Nevada, Oregon und bei Cooks Inlet in Alaska unter dem 60. Grad n. Br.⁷⁸) finden, so liegt es nahe, eine größere Anpassungsfähigkeit der Zlambachkorallen an ungleiche Wasserwärme anzunehmen, als sie den rezenten Riffkorallen zukommt⁷⁹).

Man mag aber die Anpassungsfähigkeit der Riffkorallen an tiefe Temperaturen noch so hoch einschätzen, so wird man doch über die Schlußfolgerung nicht hinwegkommen, daß die klimatischen Verhältnisse in den Polarregionen während der paläozoischen Ära von den heutigen wesentlich verschiedene gewesen sein müssen. Große Gletscher können weder in Ellesmere-Land noch in Grinnel-Land bis ans Meer herab gereicht und in diesem gekalbt haben. Ein Packeisgürtel und Riffkorallen schließen sich unbedingt aus. An einem Riff, das vom Treibeis gescheuert wird, ist jedes Leben von Korallenpolypen unmöglich.

Crinoidea

Die rezente Crinoidenfauna ist nur ein dürftiger Rest der unvergleichlich reicheren Faunen, die in älteren Perioden der Erdgeschichte einander abgelöst haben. Sie enthält außer einer Familie der *Inadunata*

(*Plicatocrinidae*) nur noch Angehörige der Ordnung der *Neocrinoidea*, während die formenreichste Ordnung, jene der *Camerata*, bereits im Paläozoikum, der Blütezeit der Seelilien, erloschen ist.

Gerade die häufigste und am besten bekannte Crinoidengattung *Antedon* ist nicht typisch für die Lebensweise und Verbreitung der Crinoiden. Sobald das Stadium der planktonisch lebenden Larve überwunden ist, setzt sich *Antedon* mit seinem Stiel auf dem Meeresgrund fest. Sehr bald jedoch löst sich die Krone vom Stiel los und schmarotzt nunmehr vagil benthonisch auf Fremdkörpern, mit besonderer Vorliebe auf Korallenstöcken, zumeist im Flachwasser in Tiefen unter 10 m, doch geht sie auch in bathyale und selbst in abyssische Tiefen hinab.

Die Abteilung der ungestielten *Comatulida* ist in der rezenten Crinoidenfauna viel stärker vertreten als die festgewachsenen, nämlich durch 100 Genera, die sich auf 21 Familien verteilen, und denen nur sechs Familien gestielter Seelilien mit 21 Gattungen — darunter nur fünf auch durch ausgestorbene Arten repräsentierte — gegenüberstehen.

Die sessil-benthonischen, rasenbildenden Crinoiden, die vor dem Beginn des Känozoikums vorherrschend waren, sind heute auf die tiefen Meeresgründe beschränkt. Viele, meist seltene Spezies sind Tiefseeformen. Die Mehrzahl der Gattungen ist an geographisch eng begrenzte Bezirke gebunden. Häufiger und in weiterer Verbreitung findet sich nur *Pentacrinus*, insbesondere auf den submarinen Bänken im Golf von Mexico, hier ausnahmsweise wohl auch schon in Tiefen von weniger als 100 m. Die Hauptverbreitung der auch durch fossile Arten vertretenen Genera liegt nach Clark⁸⁰⁾ innerhalb der Isobathe von 100 bis 300 m.

Über die Verbreitung und den biostratigraphischen Wert der Crinoiden der Vorzeit müssen wir auf einem anderen Wege als jenem des Vergleiches mit den rezenten Seelilien Klarheit zu gewinnen suchen. Es ist dies auch aus dem Grunde notwendig, weil die Anpassungsformen der Crinoiden an ihre Umwelt insbesondere in der paläozoischen Ära erheblich mannigfaltiger gewesen zu sein scheinen als in der Gegenwart⁸¹⁾. Für eine nicht geringe Anzahl devonischer und karbonischer Crinoiden, die einen sich nach unten verjüngenden Stiel besitzen, besteht eine große Wahrscheinlichkeit, daß sie sich zeitweilig von ihrem Standort abgelöst und mit Meeresströmungen flottierend fortbewegt haben, bis sie mit ihrem zugespitzten Stielende sich an einem dazu geeigneten Gegenstand anklammern konnten⁸²⁾. Eine frei schwimmende Form war vermutlich *Lodanella mira* Kays. aus dem rheinischen Unterdevon⁸³⁾.

Das auffallendste Sediment, das auf ein massenhaftes Vorkommen von Seelilien hinweist, sind die Crinoidenkalken, die fast ausschließlich aus den zerfallenen Stielgliedern der abgestorbenen Tiere bestehen, während gut erhaltene Reste von Kronen sich darin nur ausnahmsweise finden. Den Typus solcher Crinoidenkalken stellt der mehrere Meter mächtige Trochitenkalk des oberen deutschen Muschelkalkes dar, der sich nur aus den Stielgliedern von *Encrinurus* zusammensetzt. Kein Sediment der Gegenwart kann mit diesen Crinoidenkalken verglichen werden, die schon im

baltischen Untersilur ein Gegenstück zu dem Trochitenkalk der deutschen Trias aufzuweisen haben, auch nicht das Kalksediment, auf dem die ausgedehnten *Pentacrinus*-rasen Westindiens gedeihen, da dieses nur relativ wenige Stielglieder enthält. Diese reinen Crinoidenkalke — Deecke zählt zu ihnen noch jene aus dem Zechstein Thüringens und an der oberen Grenze des Malm β in Schwaben — sind Ablagerungen des Flachwassers, wahrscheinlich in nicht allzu großer Entfernung vom Strande abgesetzt.

Sehr häufig findet man fossile Crinoiden vergesellschaftet mit Riffforallen, Spongien und Nulliporen, so im Obersilur von England, Gotland und Böhmen, ferner in den Hierlatzkalken, Klauskalken und Vilser Kalken des alpinen Jura. Zum letztenmal zeigt sich dieser Typus in den eozänen Korallenkalken der Pyrenäen und Oberitaliens. Im Unterkarbon Belgiens und Spaniens macht sich eine Wechsellagerung der einzelnen Bänke bemerkbar, von denen die eine fast nur Crinoidenreste, die andere vorwiegend Korallen, Brachiopoden und Gastropoden enthält. In diesen gemischten Korallen-Crinoidenkalken trifft man gelegentlich auch wohlerhaltene Kronen von Seelilien, so im Obersilur von Böhmen und im Oberkarbon von Mjatschkowo im Moskauer Becken Zentralrußlands.

Einen dritten Typus stellt nach Deecke⁸⁴⁾ das Auftreten von Crinoidenbreccien in oolithischen Gesteinen (Dalle nacréée im Dogger am Rand des Französischen Zentralplateaus, der Ardennen und des Juragebirges) dar. Die jüngsten Breccien dieser Art trifft man in der Unterkreide der Schweiz. Sie sind Absätze flachen Wassers nahe der Ebbegrenze.

Einen vierten Typus bilden tonig-mergelige Sedimente. Fast alle durch die ausgezeichnete Erhaltung vollständiger Kronen berühmten Fundorte gehören solchen schlammigen Tonsedimenten an, so jene aus dem englischen und schwedischen Obersilur (Dudley, Gotland), aus dem Mitteldevon der Eifel, aus dem nordamerikanischen Unterkarbon (Waverley-Stufe von Burlington, Kansas, mit 400 Spezies), aus den Liasschiefern von Holzmaden, wo die riesigen Exemplare von *Pentacrinus* pseudoplanktonisch verfrachtet und an Treibholz angeheftet (Schwabens Medusenhaupt Quenstedts) eingebettet liegen.

Vielen an Cephalopoden oder Bivalven reichen Sedimenten fehlen Crinoidenreste so gut wie ganz, so den Orthocerenkalken des skandinavischen Obersilurs oder den Hippuritenkalken der Mittelmeerländer, während sie z. B. in den Hierlatz- und Klaus-Schichten des alpinen Jura mit zahlreichen Ammoniten, Gastropoden und Muscheln vergesellschaftet sind. Auch Seeigel und Crinoiden kommen nur selten (Terrain à chailles, Schreibkreide) miteinander vergesellschaftet vor.

Im Känozoikum werden Crinoidenreste selten. Die meisten sessil benthonischen Seelilien haben sich seit dem Ende der Kreideperiode in die bathyale und abyssische Region des Meeres zurückgezogen, aus denen uns Sedimente nur in außerordentlich beschränktem Umfang vorliegen.

Cystoidea und Blastoidea

Über die Heimat der den Crinoiden verwandten *Cystoidea* läßt, da es sich hier um eine vollständig ausgestorbene Tierklasse handelt, deren Vorkommen und Organisation nur unsichere Schlußfolgerungen zu. In manchen Sedimenten spielen sie infolge ihres massenhaften Auftretens eine stratigraphisch wichtige Rolle, so im schwedischen und baltischen Untersilur. Der schwach entwickelte, oft fehlende Stiel war wohl kaum ein zu einer Anheftung geeignetes Organ. Stark bewegtes Wasser hätte die dicht nebeneinander gepackt liegenden Echinospaeriten umhergerollt und aneinander geschleudert und wäre daher schwerlich ein für ihren Aufenthalt geeignetes Milieu gewesen. Man wird daher wohl mit Deecke für sie einen Wohnsitz im tieferen Flachwasser außerhalb des Bereiches stärkerer Wellenbewegung annehmen dürfen, wenn man nicht in Übereinstimmung mit J. Walther für einzelne Gruppen (*Echinospaerites*, *Glyptospaerites*, *Sphaeronites*) eine planktonische Lebensweise für wahrscheinlicher hält.

Die *Thecoidea* waren mit ihrer Unterseite festgewachsen, die *Blastoidea* teils sessil, teils vagil benthonisch. Die Blüte der *Cystoidea* fällt bereits in die Silurperiode, doch reicht ihre vertikale Verbreitung vom Kambrium bis ins Karbon. Die *Blastoidea* waren in Europa stets sehr selten und nur im Oberkarbon des Mississippi-Gebietes und im Perm von Timor häufig.

Asteroidea und Ophiuroidea

Der biostratigraphische Wert der fossilen See- und Schlangensterne ist mit Rücksicht auf ihre Seltenheit sehr gering. Dazu kommt noch, daß die Reste der ersteren meist nur in Fragmenten erhalten sind. Die rezenten Vertreter beider Klassen, deren älteste Repräsentanten bis ins Untersilur zurückreichen, leben gesellig auf Sandboden in sehr verschiedenen Tiefenstufen.

Für die nur aus silurischen und devonischen Ablagerungen bekannten *Auluroidea* fehlt uns in der heutigen Echinodermenfauna ein Vergleichsobjekt. In vorzüglicher Erhaltung finden sie sich in den unterdevonischen Bundenbacher Schiefern, einem außerordentlich feinen, tonigen Sediment. Ihre in allen Einzelheiten erhaltenen Hartteile sind hier stets in Schwefelkies umgewandelt.

Echinoidea

Ein hoher biostratigraphischer Wert kommt der Klasse der *Echinoidea* zu, allerdings in sehr ungleicher Verteilung auf die verschiedenen Formationen. Im älteren Paläozoikum gehören Seeigel — ausnahmslos *Regularia* mit weniger als 20 Tafelreihen — zu den größten Seltenheiten. Im Karbon werden *Echinoidea* häufiger, bleiben jedoch auf wenige Gattungen beschränkt⁸⁵). Da sie meist zahlreiche überzählige Tafelreihen mit sechsseitigen Asseln besitzen, so ist der Fund einer solchen stets von biostratigraphischer Bedeutung, da er nach unserer Erfahrung bestimmt auf die anthrakolitische Periode hinweist.

Im Perm tritt die erste Gattung der *Regularia* mit der normalen Zahl von 20 Tafelreihen, *Cidaris*, auf. In der Trias kennt man *Cidaris* und von ihr abgeleitete Formen (*Diadematidae*) nur aus den Mergeln von St. Cassian und Veszprem im Bakony⁸⁶). Im Lias stellen sich die ersten irregulären Seeigel ein, die von der Kreideperiode an an Bedeutung außerordentlich zunehmen und in der rezenten Seeigelfauna bereits das Übergewicht über die *Regularia* erlangt haben.

Vom Dogger an finden sich Seeigel fast allgemein verbreitet — allerdings mit Ausschluß einiger Fazies, so des Tertiärflysches, des Moskauer und alpinen Jura, des Geodenterrains im Kaukasus, Himalaya und auf den Sunda Inseln. In der Kreide und im Känozoikum gehören sie zu den wichtigsten Leitfossilien, da viele Arten und auch manche Gattungen mit einer weiten horizontalen eine enge vertikale Verbreitung verbinden. Auffallenderweise sind sie im Mesozoikum Amerikas unvergleichlich seltener als in Europa. Nur in der Unterkreide der Vereinigten Staaten (Comanchian) treten sie etwas häufiger auf⁸⁷).

Diese weite horizontale Verbreitung ist auch heute noch einer beträchtlichen Anzahl von Seeigeltaxen eigentümlich. Nach Agassiz⁸⁸) verteilen sich die rezenten Seeigelfaunen nur auf vier große faunistische Reiche: die indopazifische, die nordatlantische, die austral-antarktische und die amerikanische Provinz. Auch eine ganz erhebliche Anzahl von Spezies zeichnet sich nach den Untersuchungen von Agassiz durch eine ungewöhnlich weite Verbreitung aus. *Dorocidaris papillata*, *Echinus norvegicus*, *Strongylocentrotus droebachiensis*, *Schizaster fragilis* und *Brissopsis lyrifera* sind im ganzen Atlantischen Ozean von Norwegen bis Patagonien heimisch, nur meiden sie innerhalb des Tropengebietes das Litorale und leben hier im tieferen, kalten Wasser. Von Gattungen ist *Strongylocentrotus* weltweit verbreitet, *Echinocardium* fehlt nur in der austral-antarktischen, *Clypeaster* nur in der amerikanischen Provinz.

Die meisten Seeigel sind Bewohner der Flachsee. Von häufigeren Gattungen gehen *Arbacia*, *Clypeaster*, *Diadema*, *Echinolampas*, *Psammochinus* und *Strongylocentrotus* über die neritische Region kaum hinaus. Andere, wie *Cidaris*, *Echinus*, *Conoclypeus*, *Spatangus*, *Hemiaster*, *Schizaster*, *Salenia*, sind der neritischen und bathyalen Region gemeinsam. Reine Tiefseeformen sind verhältnismäßig selten. Die wichtigste Familie rezenter abyssischer *Echinoidea*, die *Echinothuridae*, kommen für den Paläontologen überhaupt nicht in Betracht.

Häufig werden gerade die Seeigel, insbesondere auf Grund älterer Untersuchungen von Agassiz, als beweisend für einen angeblich altertümlichen Charakter der modernen Tiefseefauna angeführt, nicht mit ausreichender Begründung, wie die nachfolgende Tabelle der geologischen und bathymetrischen Verbreitung der persistentesten Echinoideengenera zeigt.

Es haben sich erhalten:

Von der Trias bis heute 1 Genus (*Cidaris*), vorwiegend litoral;
vom Jura bis heute 2 Genera, bathyal;

von der Kreide bis heute 13 Genera, darunter 8 litorale und 8 bathyale, von denen 5 auch, aber nicht ausschließlich abyssisch leben; vom Tertiär bis heute 34 Genera, darunter 21 litorale, 21 bathyale, 8 auch abyssische. Unter den Salenien befinden sich Tiefseeformen des regulären, unter den Holasteriden (insbesondere *Hemiaster*) jene des Spatangidentypus.

Tiefenzonen werden im allgemeinen durch Seeigel schlecht gekennzeichnet. Viel wichtiger für ihr Gedeihen als die Meerestiefe ist die Beschaffenheit des Untergrundes. Von diesem sind sie als Angehörige des vagilen Benthos in weit höherem Maße abhängig als z. B. die Ammoniten.

Die regulären Seeigel aus den Familien der *Cidaridae* und *Echinidae* sind zumeist Strandformen. Sie leben gesellig auf Korallriffen oder am Felsstrand, auf dem sie napfförmige Löcher ausbohren. *Strongylocentrotus*

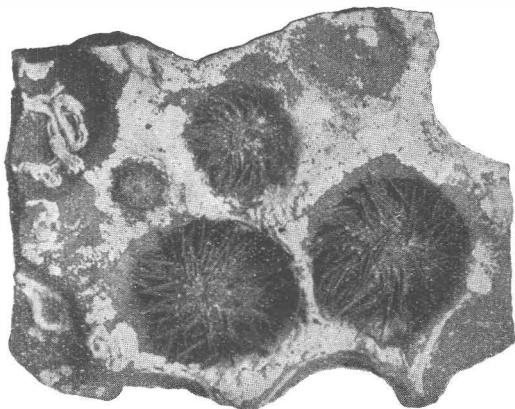


Fig. 10.

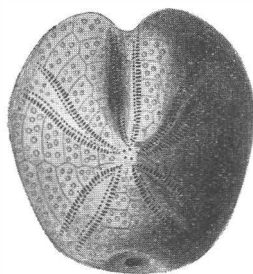
Kalkstein von *Strongylocentrotus* angebohrt.

Fig. 11.

Toxaster complanatus A g. Neokom.

verschont selbst den festen Granit nicht mit seiner aushöhlenden Tätigkeit. Die *Diadematidae* und *Salenidae* — meist Kleinformen — bevorzugen Tone und Mergelkalke.

Das Lebenselement der *Irregularia* sind Kalksande, wie jene im Danien von Maestricht oder im Eozän des Kressenberges und des Dschebel Mokattam bei Kairo. Auch in tonigen und mergeligen Sedimenten fehlen sie nicht, wohl aber in reinen Sanden. Ihr Hauptnahrungsmittel sind die organischen Substanzen, insbesondere Foraminiferen, im kalkigen Schlamm, den sie in großen Mengen verzehren und wieder in ihren Fäkalmassen ausscheiden: Viele Arten leben im Schlamm eingewühlt. Sie sind meist mit dünnen, schwach ausgebildeten Stacheln versehen. Im Lias sind sie noch selten (*Galeropygus*, *Pygaster*). In den Oolithen des Dogger werden sie häufiger. Leitformen für diese sind *Clypeus*, *Echinobrissus*, *Holactypus*, die im oberen Jura durch *Collyrites*, den wichtigsten Vertreter der *Dysasterinae*, und *Pygurus* abgelöst werden. In der Unterkreide erscheint *Pygaulus* und mit *Toxaster* der älteste Repräsentant der *Spatangidae*, die erst im

Tertiär ihre Blütezeit erreichen. Besonders reich an Seeigeln ist die weiße Schreibkreide mit *Ananchytes*, *Echinoconus*, *Micraster*, *Holaster*, *Hemipneustes* und anderen Gattungen. Einzelne Genera, wie *Ananchytes* oder *Hemiasper* sind auffallend dünnchalig und verraten dadurch ein Leben im tieferen Wasser als die dickschaligen *Clypeastridae* oder *Conoclypeidae*⁸⁹⁾.

W. Deecke⁹⁰⁾ glaubt an einigen kretazischen Seeigelgattungen eine Tendenz der Höhenzunahme des Gehäuses feststellen zu können. Die ältesten Vertreter von *Echinoconus*, *Discoidea* und *Holactypus* haben niedrige, flachgewölbte, auf breiter Basis ruhende Gehäuse. Im Turon treten bei diesen Gattungen bereits ziemlich hohe, im Senon spitzkonische Gehäuse auf. Diese Tendenz soll sich auch bei tertiären *Clypeastriden* und *Echinolampadiden* wiederfinden, die mit fortschreitender Annäherung an die Gegenwart stärkere Aufwölbungen ihrer Schale zeigen.

Auch die irregulären Seeigel entfalten ihren größten Formenreichtum in der Flachsee. Die meisten *Conoclypeidae* und *Clypeastridae* leben im Bereich der Brandung, gegen die sie durch ihre dicke, bei *Clypeaster* noch durch innere Stützen versteifte Schale geschützt sind.

Die kieferlosen *Irregularia* (*Athelostomata*) meiden den harten Felsboden, den Lieblingsaufenthalt der meisten Cidariten und Echiniden, da sie einen weichen, schlammigen Untergrund als Quelle für ihre Nahrung benötigen. Trotz der meroplanktonischen Verbreitung im Larvenstadium ist daher die Besiedelung neuer Wohnplätze von dem Vorhandensein eines solchen Untergrundes abhängig.

Die Zirkumpolarregion ist heute außerordentlich arm an Seeigeln. Auch aus den marinen Ablagerungen älterer geologischer Perioden in diesem Gebiet sind Seeigelfaunen bisher nicht bekannt geworden.

Die fossilen Seeigel sind sehr häufig mit Foraminiferen und Brachiopoden, im jüngeren Mesozoikum Mitteleuropas auch mit Inoceramen, dagegen nur ausnahmsweise mit Ammoniten und Crinoiden (Schreibkreide mit *Pentacrinus*) vergesellschaftet.

Conularida, Hyolithida, Tentaculida

Diese aus heterogenen Elementen zusammengesetzte Gruppe, deren systematische Stellung ganz ungeklärt ist, enthält eine erhebliche Anzahl wichtiger Leitfossilien des Paläozoikums. Die *Conularida* sind in der Trias bereits außerordentlich selten. Ihre letzten Nachzügler gehen bis in die rhätische Stufe hinauf. Nach K. Oswald⁹¹⁾ sind nur drei sichere Spezies des Genus *Conularia*, eine aus dem Muschelkalk von Kashmir, eine aus den norischen Hallstätter Kalken⁹²⁾, eine dritte aus den Kössener Schichten der Nordalpen in der Trias bekannt. Die Existenz liasischer Conularien ist vorläufig als unerwiesen anzusehen.

Die Zugehörigkeit der Gattung *Conularia* zum sessilen Benthos ist von R. Ruedemann⁹³⁾ durch die Entdeckung einer Kolonie von festgewachsenen Individuen nachgewiesen worden.

Das interessanteste Vorkommen der Conularien ist jenes im Olive sandstone in der Salt Range in marinen Einlagerungen der permischen boulder beds des permischen Glazials⁹⁴).

Den *Tentaculida*, die in manchen Schichtgruppen silurischen und devonischen Alters ganze Bänke zusammensetzen, kann mit Rücksicht auf den Besitz einer zarten Embryonalblase an der Spitze der konisch zulaufenden Kalkröhre wohl kaum eine benthonische Lebensweise zugeschrieben werden. J. Walther⁹⁵) hält sie, ebenso wie die vom Kambrium bis ins Perm verbreiteten *Hyolithida* für planktonische Meerestiere.

Bryozoa

Die im normalen Salzwasser lebenden Bryozoen unterscheiden sich von jenen des schwach gesalzenen, brackischen und süßen Wassers durch den Besitz eines kalkigen Skelettes. Schon die Bryozoen der Ostsee sind ausnahmslos mit einem chitinösen Skelett versehen.

Die Kolonien der marinen Bryozoen treten — wie die Crinoiden — lokal rasenbildend auf, so im Karaibischen Meer in Tiefen von 180 bis 360 m. Ihre horizontale Verbreitung ist eine sehr ungleichmäßige. An Bryozoen reiche und arme Küstenstriche wechseln oft auf kurze Entfernung. Die meisten rasenbildenden Bryozoen sind Litoral- oder Flachwasserformen, jedoch — von der Küste von Florida abgesehen — nur selten mit Rifffkorallen vergesellschaftet. Diese Erscheinung hängt wohl mit der Tatsache zusammen, daß die rezente Bryozoenfauna die gemäßigten Breiten gegenüber dem Tropengürtel bevorzugt. Das eigentliche Äquatorialgebiet ist an Bryozoen arm.

Auch die Bryozoen sind Riffbildner, wenngleich nicht in demselben Ausmaß wie die Steinkorallen. Schon im Zechstein Thüringens haben kryptostome Bryozoen kleine Riffe erbaut. An dem Aufbau der sarmatischen Riffe Podoliens (Miodobory) beteiligen sich insbesondere Pleuroporen von modernem Gepräge⁹⁶).

Im Danien der dänischen Insel Seeland und von Südschweden (Malmö) sind die Bryozoenkalke sehr reich an Seeigeln, die auf Flachwasser hinweisen.

Von den drei Abteilungen der *Gymnolaemata*, der einzigen Ordnung der Bryozoen mit erhaltungsfähigen Hartteilen, sind die *Cryptostomata* auf das Paläozoikum beschränkt. Die Blütezeit der *Fenestellidae* fällt in die karbonische Periode. Im Mesozoikum herrschen *Cyclostomata* bis in die mittlere Kreide weitaus vor. Erst in der Oberkreide werden auch die *Cheilostomata* häufiger, um endlich im Känozoikum das Übergewicht zu erlangen. Im Pliozän sind nur noch rezente Genera vertreten.

Brachiopoda

Brachiopoden zählen zu den häufigsten Fossilien in paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen, während sie im Känozoikum in auffallender Weise zurücktreten. Von welchen neu entdeckten, versteinierungsführenden

Lokalitäten man immer ein Material an paläozoischen Fossilien eingesendet erhalten mag, fast stets stellen Brachiopoden darin das Hauptkontingent. Ihr biostratigraphischer Wert entspricht jedoch keineswegs ihrer Häufigkeit.

Die Brachiopoden sind Meeresbewohner und gehen in brackischem Wasser in der Regel rasch zugrunde (Ausnahme *Terebratulina septentrionalis* nach J. Walther). Die Mehrzahl kann ihrer sessil benthonischen Lebensweise (Stielanheftung) wegen, im bewegten Wasser nicht gedeihen, lebt daher außerhalb des Bereiches der Wellenwirkung, die aber an inselreichen Flachküsten oder in geschützten Buchten schon in geringer Tiefe aufhört. Im Gegensatz zu den rezenten hat eine nicht geringe Anzahl von paläozoischen Brachiopoden die Stielanheftung aufgegeben. Die Schalen von *Aulosteges*, *Spirifer*, *Spiriferina*, *Spirigerella*, die kein Schnabelloch besitzen, lagen frei auf dem Meeresgrunde. *Strophalosia* heftete sich mit ihrem deformierten Wirbel an Fremdkörpern an, wie *Spondylus* oder

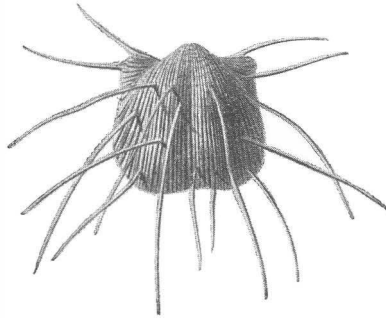


Fig. 12.

Productus longispinus Sow. Unterkarbon.

Ostrea. Die eigentümliche Productidengruppe *Proboscidella* hat vermutlich eine schmarotzende Lebensweise geführt. Die langen Stacheln einzelner *Productidae* (*Productus longispinus*) machen eine schwebende Lebensweise der Tiere in dichten Tangwäldern wahrscheinlich.

Fast 70% der rezenten Brachiopodenarten leben in einer Tiefe von mehr als 200 m. Gleichwohl ist es nicht notwendig, für brachiopodenreiche Ablagerungen aus dem Paläozoikum oder Mesozoikum eine Bildung in größeren Tiefen als 100 m anzunehmen. Die Vergesellschaftung vieler mesozoischer Brachiopoden mit Seeigeln des Flachwassers schließt den bathyalen Charakter derartiger Sedimente aus.

Manche lebende Gattungen und Arten haben eine ziemlich bedeutende bathymetrische Verbreitung, so *Rhynchonella* von —30 bis —1300 m, *Terebratulina* von —10 bis —2300 m, *Terebratula vitrea* im Mittelmeer von —70 bis —1500 m. Ausgesprochene Seichtwasser-

formen sind die meisten hornschaligen Brachiopoden, wie *Lingula* (— 1 bis — 15 m), ferner *Argiope* und *Megerlea*. Dagegen leben unter den hornschaligen *Ecardines* einzelne Arten von *Discina* und *Crania* innerhalb sehr weiter Tiefengrenzen. Immerhin ist für 80⁰/₁₀ aller rezenten Brachiopodenspezies die Isobathe von — 300 m die Grenze der Verbreitung nach abwärts⁹⁷⁾.

Da die Larven der artikulaten Brachiopoden nicht mit einem Mund versehen sind, so müssen sie sich innerhalb eines Zeitraums von 12 Tagen anheften, um ihre Verwandlung in das fertige Tier zu bewerkstelligen. Die meroplanktonische Verfrachtung kann daher nicht über die Breite eines Ozeans hinweg erfolgen. Die Besiedelung neuer Heimstätten erfordert vielmehr eine Verbreitung entlang Küstenlinien oder Untiefen. Der Verlauf alter Küstenlinien kann infolgedessen aus der diskontinuierlichen Verbreitung von Brachiopodenspezies erschlossen werden⁹⁸⁾.

Viele paläozoische Brachiopoden gehören zur Faunengesellschaft der Korallriffe, so jene des mitteldeutschen Stringocephalenkalkes der Eifel, der Sosiokalke auf Sizilien, der permischen Klippenkalke des Chitichun No. I. in Tibet. Auch manche triadischen Riffkalke wie der Marmolatakalk, sind reich an Brachiopoden. Einzelne riffbewohnende Brachiopoden sind durch ihre dicken, sonderbar verzerrten Schalen ausgezeichnet, so *Tegulifera*, *Scachinella*, *Geyerella*, *Richthofenia* im Sosiokalk, andere zeigen zum mindesten Schalenverdickungen in der Wirbelregion, wie *Spirifer*, *Spirigera*, *Mentzelia*, oder am Beginn der Schleppe, wie *Marginifera*. Solche Merkmale fehlen den rezenten Brachiopoden, deren Wohnsitze nicht mehr dieselbe Ausdehnung besitzen wie in älteren Perioden der Erdgeschichte. Die rezenten Brachiopoden, mit Kalkschale, die nur in der Jugend planktonisch leben, aber im Alter dem sessilen Benthos angehören, sitzen zumeist gesellig auf felsigen Klippen und härteren Bänken, die aus sandigen und schlammigen Gründen aufragen, sind also in weitaus höherem Maße Faziestiere, als es ihre paläozoischen und mesozoischen Vorfahren waren⁹⁹⁾. Die mitteldeutschen *Impressa*-Tone und die Kössener Mergel sind erfüllt mit den Schalen von Brachiopoden, die ohne Zweifel auf diesem Sediment gelebt haben. Dieselben Spezies, die in den tonigen Ablagerungen des schwäbischen Lias liegen, kennzeichnen aber auch die alpinen Hierlatzkalke.

Unter den Brachiopoden der Vorzeit finden wir eine ungewöhnlich große Zahl von persistenten Gattungen, von denen einige wie *Lingula*, *Discina*, *Crania*, *Rhynchonella* aus dem Silur bis in die Gegenwart hereinragen. Einige Genera wie *Rhynchonella* und *Waldheimia* (in weiterer Fassung) verbinden mit dieser Langlebigkeit eine sehr weitgehende Variabilität in untergeordneten Merkmalen. Gleichwohl erhält sich der Typus unverändert vom älteren Paläozoikum bis ins Pleistozän. Da bei diesen Gattungen selbst die starke Variabilität nur eine beschränkte Zahl von Formenmöglichkeiten bietet, so finden wir gelegentlich eine Wiederholung desselben Gruppentypus in verschiedenen Perioden. So kehrt der Typus von *Halorella* aus der Trias in der unterkretazischen *Rhynchonella Astieriana*,

der paläozoische Typus von *Uncinulus* in der oberkretazischen *Rhynchonella plicatilis*, der silurische Typus von *Pugnax* in der triadischen *Rhynchonella Lamana* wieder.

Die Langlebigkeit vieler Formengruppen in Verbindung mit großer Variabilität innerhalb derselben Schicht drückt den Wert der meisten Brachiopoden als Leitfossilien herab. Dazu kommt noch die außerordentliche Ähnlichkeit vieler Arten in ihrer äußeren Gestalt, während der Bau ihres nicht immer der Beobachtung zugänglichen Brachialapparates sie in ganz verschiedene Unterordnungen verweist. Man denke nur an die geradezu frappante Übereinstimmung der Schalen von *Spirigera trigonella* aus dem Muschelkalk mit *Waldheimia trigonella* aus dem Jura.

Immerhin gibt es auch unter den Brachiopoden Genera, die als vorzügliche Leitfossilien eingeschätzt werden müssen, wie *Uncites* und *Stringocephalus* für das obere Mitteldevon, *Richthofenia* und *Lyttonia* für das Perm u. a.

Im Unterkambrium treten bereits 20 Gattungen von Brachiopoden auf, darunter nur eine einzige artikulate mit Kalkschale (*Swantonina*). Alle anderen — darunter der primitivste, noch mit einem Protegulum im erwachsenen Zustand versehene Typus, *Paterina* — sind hornschalige *Inarticulata*. Im Untersilur herrschen *Aphaneropegmata*, wie *Leptaena*, *Strophomena*, *Orthis* vor, doch erscheinen auch schon *Helicopegmata*, *Pentameracea* und *Rhynchonellacea*. Die Blüte der Brachiopoden fällt in das Obersilur und Devon. Noch immer dominieren die *Aphaneropegmata* und unter ihnen die *Strophomenidae*. Ihre Rolle wird im Karbon von den *Productidae* übernommen. In der Trias erscheinen die im Paläozoikum so formenreichen *Helicopegmata* sehr erheblich reduziert. Die häufigste triadische Gattung *Spirigera* stirbt in der rhätischen Stufe mit Riesenformen (*Spirigera oxykolpos*) aus. Als letzter Nachzügler der noch im Perm blühenden Abteilung erlischt *Spiriferina* im oberen Lias. Zugleich verschwinden an der Perm-Trias-Grenze alle *Pentameracea* und alle *Aphaneropegmata* mit Ausnahme der *Thecideidae*. Dafür nehmen die im Karbon noch verhältnismäßig seltenen *Terebratulacea* in der mesozoischen Ära einen mächtigen Aufschwung.

Im Känozoikum treten die Brachiopoden so sehr zurück, daß sie für die stratigraphische Geologie fast ohne Bedeutung sind. Neue Formengruppen kommen zu den bestehenden nicht mehr hinzu. Beinahe alle heute noch lebenden Familien haben schon im Paläozoikum ihre Vertreter.

Gerade bei den Brachiopoden bietet die Unterscheidung der primitiven von den spezialisierten Typen oft Schwierigkeiten. Die Frage, ob die Verkalkung des Armgerüsts von bestimmten Stellen ausgegangen oder zuerst der ganzen Ausdehnung desselben nach gleichzeitig erfolgt sei, wird von den Tatsachen gegen die Erwartung in dem letzteren Sinne beantwortet. *Atrypa* und *Nucleopira* scheinen die ursprünglichen, *Rhynchonella* und *Waldheimia* die von ihnen abgeleiteten Typen gewesen zu sein. Auch ist *Waldheimia* mit langer der Stammtypus von *Terebratula* mit kurzer Brachialschleife.

Mollusca

Unter allen Meerestieren dürfen in der Biostratigraphie die Mollusken den höchsten Wert in Anspruch nehmen. Insbesondere für zoogeographische Studien eignen sie sich besser als irgendeine andere Tierklasse des Halobios, weil sie in ihrer horizontalen Verbreitung sich in die Bewohner einzelner bestimmter Provinzen weit schärfer sondern.

H. Woodward und P. Fischer haben 18 solcher tiergeographischer Provinzen für die rezente Molluskenfauna unterschieden, die allerdings an Selbständigkeit einander nicht gleich sind. So enthält z. B. die Keltische Provinz Woodwards nach Forbes keine eigentümlichen Arten, sondern nur eine Mischung aus Faunenelementen der Nachbarprovinzen. Eine sehr scharf umschriebene Fauna beherbergt hingegen die Südafrikanische Provinz mit 200 spezifischen unter 400 Arten, ferner die Australische und Peruanische Provinz. Die reichsten Molluskenfaunen sind jene der Indopazifischen und der Karaibischen Provinz. Die erstere reicht von der Ostküste Afrikas bis zu den Hawaiiischen Inseln, ist jedoch von der Panamischen Provinz an der Westküste des tropischen Amerika ebenso streng geschieden wie von der Lusitanischen. Die Fauna des Roten Meeres hat unter 818 Molluskenspezies nur 3 mit jener des Mittelländischen Meeres gemeinsam.

Lamellibranchiata¹⁰⁰⁾

Die meisten Muscheln sind Meeresbewohner und gehören teils dem sessilen, teils dem vagilen Benthos an. Sie sind ausgesprochene Fazies-tiere, von der Beschaffenheit des Untergrundes abhängig, auf dem sie leben. Auf diesem sind sie entweder festgewachsen (*Ostrea*, *Spondylus*), oder mit Byssusfäden befestigt (*Mytilus*, *Avicula*, *Pinna*, *Lima*) oder sie bohren Löcher in Felsen und Holz (*Pholas*, *Lithodomus*, *Saxicava*, *Gastrochaena*, *Teredo*) oder leben eingegraben im Schlamm (*Pholadomya*, *Pleuromya*) oder kriechen über diesen hinweg (viele *Siphonata*), oder liegen endlich frei im tiefen, ruhigen Wasser.

Die grabenden und kriechenden Formen im Besitz langer Siphonen sind durchwegs geologisch junge Typen. Kein einziger mariner Vertreter der Anisomyarier hat eine Mantelbucht erworben. Sinupalliate Meeresmuscheln treffen wir nur unter den Heterodonten und Desmodonten vom Jura aufwärts. Häufiger werden sie erst im Känozoikum, insbesondere im Miozän und Pliozän.

Die bohrenden, im Schlamm grabenden, eingewühlten und kriechenden Muscheln, dann jene, die durch ihren Aufenthalt im tiefen, ruhigen Wasser dem Einfluß der Wellenbewegung entrückt sind, haben dünne Schalen. Schwere, dickschalige Gehäuse sind ein Merkmal der meisten festgewachsenen Muscheln, vor allem derjenigen, die in der Küstenregion und auf Riffen dem festen Felsboden aufsitzen und einer Verstärkung ihrer äußeren Hartteile als Schutz gegen die Brandung bedürfen (*Megalodon*, *Diceras*). Damit geht häufig eine Verfestigung des Schloßapparates

Hand in Hand. Beides findet sich ins Extrem getrieben bei einzelnen mittelmittelkretazischen Capriniden und bei den Rudisten der Oberkreide.

Die Mehrzahl der Bivalven lebt weder auf festem Fels- noch auf weichem Schlamm Boden, sondern auf sandigen und kalkig-mergeligen Gründen der Flachsee. Hier entfaltet sich die größte Mannigfaltigkeit in der Schalenform. Knoten, Rippen und Dornen treten als Verzierungen auf, um im Untergrund einen Halt gegen die Wasserbewegung zu bieten. Wie bei den Gastropoden nimmt auch bei den Bivalven die Schnucksteigerung mit der Annäherung an die Gegenwart zu, doch kennt man schon aus dem Paläozoikum einzelne reich skulpturierte Gattungen, wie *Cardiola* im Silur, *Grammysia* im Devon.

Manche Bivalven zeigen eine bemerkenswerte Anpassungsfähigkeit an die Fazies des Untergrundes. So ist *Ostrea edulis* normalerweise ein Bewohner festen Bodens, gedeiht jedoch auch vorzüglich auf schlammigen

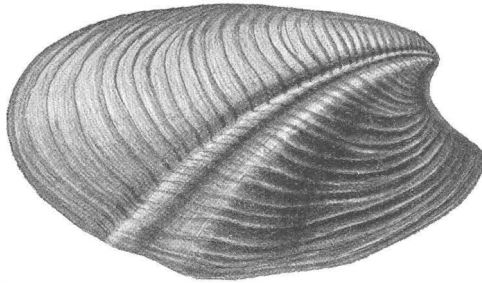


Fig. 13.

Grammysia hamiltonensis Gdf. Unterdevon.

Gründen, wie die in England, Frankreich und an der Ostküste der Vereinigten Staaten von Amerika angelegten Austernparks beweisen.

Bei vielen Bivalven, insbesondere bei solchen mit schwach ausgebildeten Schließern und dünner Schale fallen nach dem Tode beide Klappen infolge der Zerstörung des Ligaments auseinander. Auffallend ist in einigen an Lamellibranchiaten reichen Bänken das außerordentliche Überwiegen der einen Klappe über die andere. So gehören rechte Klappe der in den Werfener Schichten der Südalpen so verbreiteten *Pseudomonotis Clarai* mit dem Byssusohr zu den Seltenheiten¹⁰¹⁾. Auch von *Pseudomonotis ochotica* sind mir linke Klappen unvergleichlich häufiger in die Hand gekommen als rechte. Ähnliche Beobachtungen hat R. Richter an *Pterinea*-Arten des Unterdevons gemacht, bei denen ebenfalls die flachen rechten Klappen unvergleichlich seltener sind als die gewölbten linken. Fast niemals getrennt findet man die Klappen von *Trigonia*, *Megalodon* und den Hippuriten, weil sie bei ihnen durch den starken Schloßapparat sehr fest zusammengehalten werden.

Die meisten Gattungen mariner Lamellibranchiaten haben eine weite bathymetrische Verbreitung, obwohl die Mehrzahl der Arten für bestimmte

Tiefenzonen charakteristisch ist. So lebt z. B. *Arca Noae* in Tiefen von — 2 bis — 60 m, obschon das Genus *Arca* bis — 5300 m hinabgeht. Ausgesprochene Bewohner des Flachwassers sind: *Cytherea*, *Donax*, *Dosinia*, *Gastrochaena*, *Hinnites*, *Lutraria*, *Malleus*, *Mesodesma*, *Pholas*, *Pinna*, *Psammobia*, *Solen*, *Solecurtus*, *Tapes*, *Tellina*, *Tridacna*, *Trigonia*. Dem Neritikum und Bathyal gemeinsam sind: *Avicula*, *Cardita*, *Cardium*, *Chama*, *Crassatella*, *Lucina*, *Mactra*, *Modiola*, *Panopaea*, *Spondylus*, *Thracia*. Aus der neritischen bis in die abyssische Region gehen: *Anomia*, *Arca*, *Astarte*, *Axinus*, *Corbula*, *Ervilia*, *Leda*, *Lima*, *Limopsis*, *Mya*, *Mytilus*, *Neaera*, *Nucula*, *Ostrea*, *Pecten*, *Pectunculus*, *Pholadomya*, *Saxicava*, *Venus*, *Yoldia*.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Bivalven ist die Laminarienzone der Flachsee.

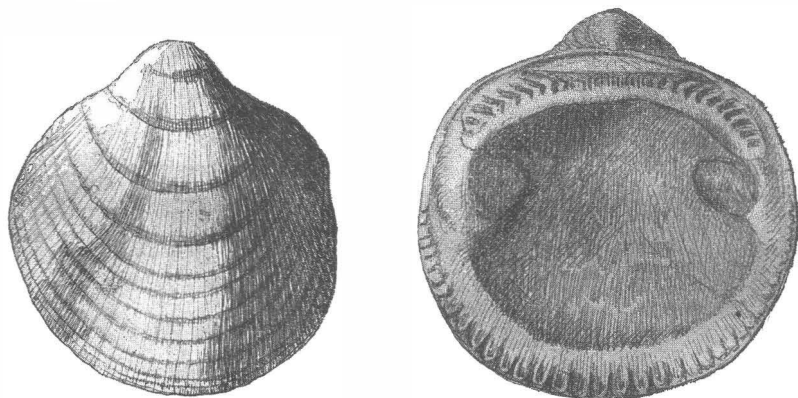


Fig. 14.

Pectunculus pilosus L. Typus einer integripalliaten Bivalve mit taxodontem Schloß. Miozän.

Soweit bisher fossiles Material vorliegt, erscheinen die Lamellibranchiaten später auf dem Schauplatz der Erdgeschichte, als die Gastropoden. Alle Reste, die aus dem Kambrium zitiert werden, wie *Foordilla* und *Modioloides*, lassen keine sichere Bestimmung zu. Im Untersilur ist die Klasse durch die Gattungen: *Modiolopsis*, *Ctenodonta*, *Palaeoarca*, *Glyptarca*, *Eopteria*, also durch Angehörige der *Anisomyaria* und *Taxodonta* vertreten. Im Obersilur finden wir neben Taxodonten, die den konservativsten Stamm der *Homomyaria* bilden, *Aviculidae*, *Myalinidae*, *Modiolopsidae*, *Pectinidae* und *Palaeoconchae*, dünnschalige integripalliate Muscheln mit schwachen Kerbzähnen, die sich auf die Unterordnungen der *Heterodonta* und *Desmodonta* verteilen. Im Karbon erscheinen unter den Desmodonten die ersten sinupalliaten Muscheln. Ein großer Umschwung stellt sich in der Bivalvenfauna an der Grenze der paläozoischen und mesozoischen Ära ein. Neu erscheinen in der Trias die wichtigen Familien der *Ostreidae*, *Spondylidae*, *Dimyidae*, *Mytilidae*, *Panopaeidae*, *Cardiniidae*, *Pholadomyidae*, *Myidae*. Die Kreideformation ist insbesondere durch

das Auftreten zahlreicher aberranter *Pachyodonta* (*Caprinidae*, *Rudistae*) und die Häufigkeit der Gattung *Inoceramus* gekennzeichnet. Die Familie der *Trigoniidae* entfaltet sich zu höchster Blüte während der mesozoischen Ära. Die Gattung *Trigonia* selbst liefert eine erhebliche Anzahl wichtiger Leitfossilien des Jura und der Kreide. Im Känozoikum gelangt die Modernisierung der Lamellibranchiatenfauna durch den Rückgang der Anomyariern und den mächtigen Aufschwung sinupalliaten Formen unter den Homomyariern zum Ausdruck.

Gastropoda

Biostratigraphisch bedeutsam sind nur die durch Kiemen atmenden Meeresschnecken des vagilen Benthos. Die zarten Schalen der planktonisch lebenden Heteropoden und Pteropoden finden sich nur vereinzelt in Ablagerungen des jüngeren Känozoikums. Was man wohl sonst an Fossilien in die Ordnung der Pteropoden eingereiht hat, wie *Conularida*, *Hyalithida*, *Tentaculida*, hat eine andere, vorläufig noch ungeklärte Stellung im zoologischen System. Nur wenige Gattungen der Prosobranchia, wie *Vermetus* und *Capulus*, sind zu sessil benthonischen Formen geworden. Schwimmende Opisthobranchia, wie *Bulla*, gehören nichtsdestoweniger dem Benthos an.

Die ältesten Gastropoden des Unterkambriums (*Scenella*, *Stenotheca*) zeigen das einfache, napfförmige Gehäuse, das sich bei den Patelliden und — durch einen Schlitz an der Spitze oder am Außenrand kompliziert — bei *Fissurella* und *Emarginula* bis in die Gegenwart erhalten hat. Schon sehr früh sind die Gastropoden zur Einrollung des Gehäuses in der sogenannten Schneckenspirale übergegangen. Solche Gehäuse treffen wir bereits im Unterkambrium bei *Straparollina* und *Raphistoma*. Symmetrische Schalen finden sich bei den benthonischen Gastropoden nur in der Familie der Bellerophontiden, deren jüngste Vertreter in der unteren Trias aussterben. Trotz der Ähnlichkeit der Gehäuse mit jenen von *Atalanta* darf man die Bellerophontiden keinesfalls für hochpelagische Tiere halten. Die Dickschaligkeit der meisten Gattungen, die Erweiterung ihrer zuweilen kragenartig umgeschlagenen Mündungen und ihre Vergesellschaftung mit Korallen und Crinoiden im belgischen Kohlenkalk weisen auf benthonische Formen der Flachsee hin.

Am nächsten kommen den Bellerophontiden in der geringen Asymmetrie der Gehäuse die *Euomphalidae* mit flacher Schale und weitem Nabel. Dieser langlebige Typus kehrt unter den Landschnecken bei *Planorbis* wieder. Die extremsten Schalenformen nehmen die festsitzenden Gastropoden an, indem bei ihnen das Gehäuse sich aus der Spirale löst, wie bei

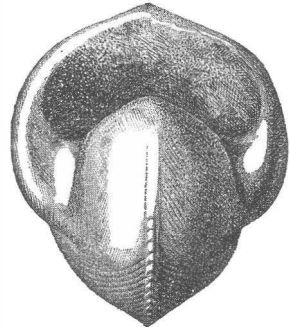


Fig. 15.
Bellerophon costatus Sow.
Unterkarbon.

Capulus und *Siliquaria* oder gar die Gestalt einer ganz unregelmäßig zusammengerollten Wurmhöhle annimmt, wie bei *Vermetus*.

Die Gastropoden des älteren Paläozoikums sind holostom oder schizostom. Siphonostome Mündungen mit einem schwachen Ausguß finden sich zuerst bei *Subulites* im Oberkambrium¹⁰²). Gehäuse mit langen Kanälen begegnen wir zuerst im Oberjura (*Alaria*, *Harpagodes*), doch werden sie erst im Känozoikum häufiger. Zugleich mit dem langen Kanal stellt sich im Dogger eine Verbreiterung der Mündung mit Flügelbildung bei *Alaria*, *Rostellaria*, *Pteroceras* und *Strombus* ein.

Da die Möglichkeit der Formenbildung bei den durch die kriechende Bewegung der Tiere nach einer Seite verlagerten Gehäusen eine beschränkte

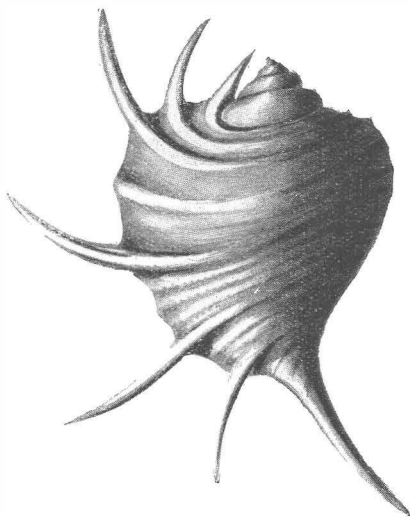


Fig. 16.

Pteroceras Oceani Brngt. Eine oberjurassische Meeresschnecke mit gefingerter Mündung.

ist, wiederholt sich die gleiche Gehäuseform bei Gattungen, die im System weit voneinander abstehen, so bei *Buccinum*, *Nassa* und *Cancellaria*, bei *Mitra* und *Columbella*, bei *Fusus* und *Pleurotoma*.

Manche Gastropoden haben die Eigenschaft, ihre inneren Windungen mehr oder weniger vollständig zu resorbieren (*Conus*). Da dieses systematisch wichtige Merkmal an fossilen Gehäusen oft nur mit großen Schwierigkeiten und unter besonders günstigen Bedingungen der Erhaltung festgestellt werden kann, so stellen sich einer sicheren Bestimmung mancher mesozoischer Gattungen erhebliche Hindernisse entgegen.

Viele Schneckengattungen haben eine weite bathymetrische Verbreitung. Ausgesprochene Flachwasserformen sind: *Cassis*, *Conus*, *Erato*, *Fasciolaria*, *Haliotis*, *Harpa*, *Litorina*, *Patella*, *Purpura*, *Ranella*, *Sigaretus*, *Siphonaria*, *Triton*, *Vermetus* und *Voluta*. Aber auch *Aporrhais*, *Buccinum*, *Cancellaria*, *Capulus*, *Cerithium*, *Cypraea*, *Emarginula*, *Fissu-*

rella, Fusus, Mitra, Murex, Nassa, Natica, Nerita, Pyramidella, Rissoa, Scalaria, Solarium, Strombus, Terebra, Trochus, Turbo, Turritella, Xenophora haben ihre Hauptverbreitung in der neritischen Region, wenngleich manche Arten bis in die bathyalen und selbst noch in die abyssischen Tiefen des Weltmeeres hinabsteigen.

Die Dicke der Schalen hängt nicht nur mit der Tiefe, sondern auch mit der Beschaffenheit des Untergrundes zusammen. Schnecken, die auf weichem Boden lebten, wie die Arten des Pariser Grobkalkes und des Tegels von Baden haben relativ dünnere Schalen als die Bewohner sandiger Gründe, wie die Schnecken im Eozän der Mokattam-Stufe oder des Kressenberges.

Die ältesten Schnecken besaßen eine glatte Schalenoberfläche. Noch während der ganzen paläozoischen Ära sind Gastropodenschalen mit einer auch nur mäßigen Skulptur in der Minderzahl. Eine kräftige, durch Dornen, Knoten, Rippen, hohe Spiralkiele und versteifte Mundränder gekennzeichnete Ornamentierung tritt uns wohl bei einigen triadischen Formen entgegen, gewinnt jedoch erst im Jura (*Purpuroidea, Amberleya*) an Bedeutung. Die hochskulpturierten und zugleich meist dickschaligen Arten deuten Flachwasser an. Sie treten am häufigsten im Litoralgebiet auf.

Eine hohe biostratigraphische Bedeutung kommt im jüngeren Mesozoikum der Familie der *Nerineidae* zu¹⁰³). Unter den 800 Arten dieser Familie, die die Gattungen *Nerinea, Nerinella, Trochalia, Itieria* und *Pseudonerinea* umfaßt, finden sich neben einer weitaus überwiegenden Mehrzahl von Strandformen auch Bewohner des Stillwassers, denen eine Schalenversteifung fehlt. Sie sind vom Lias bis in die Oberkreide fast weltweit — mit Ausnahme des boreal-nordandinen Reiches — verbreitet, vorwiegend in kalkigen Ablagerungen, den Riffbildungen der Spongien, Kalkalgen, Hydrozoen und Rudisten. Ihr Heimatgebiet war das warme Flachwasser. Die jüngsten Nerineen treten im Maestrictien von Limburg und Tripolitani auf.

In manchen Ablagerungen fällt das massenhafte Vorkommen der Gastropoden auf, so in Riffkalken (Piz Cainallo bei Esino, Marmolata in der Trias, Iberger Kalk im Oberdevon des Harzes, Nerineenkalk des Tithon, Korallriff des Danien von Faxe), ferner in den Mergeln des baltischen Obersilurs von Gotland, in den Oolithen des Urgons, in einzelnen Bänken der Gosauschichten, in den Tuffen von Ronca, im Pariser Grobkalk, im Eozän des Djebel Mokattam, in den Cerithienschichten der sarmatischen Stufe im Wiener Becken, in den Pleurotomentonen von Baden und in vielen anderen Tertiärbildungen. Eigenartig ist ihr Vorkommen in den norischen Hallstätter Kalken der Obertrias. Hier liegen sie am Millibrunnkogel bei Aussee in einer kaum einen halben Meter mächtigen Bank dicht aneinander gepackt in Gesellschaft einzelner Ammoniten, während die unmittelbar benachbarte, allenthalben die Durchschnitte von Ammoniten zeigende Kalkbank keine einzige Schnecke enthält.

Auf eine meist aus Kleinformen bestehende Vergesellschaftung von Gastropoden hat W. Deecke¹⁰⁴) die Aufmerksamkeit gelenkt. Sie findet

sich in feinen Mergeln und Tonschichten vom Obersilur bis zum Neogen, so in den obersilurischen Graptolithenkalken des Baltikums, in den Lias- und Ornamenten Deutschlands, in der Wolgastufe Zentralrußlands, im Londonen und in den Septarientonen des norddeutschen Oligozäns.

Deecke hat ferner auf die biostratigraphisch interessante Tatsache hingewiesen, daß durch die Verwesungsgase die Schalen mit den toten Tieren oft aus bedeutender Tiefe an die Oberfläche gebracht und dann am Strande zusammengeschwemmt werden. Dieses Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte darf daher nicht zu bathymetrischen Schlüssen verwertet werden. Die starke Entwicklung von Verwesungsgasen, darunter auch von Schwefelwasserstoff, erklärt das häufige Vorkommen von Pyritsteinkernen der kleinen Gastropoden in tonigen, bituminösen Sedimenten vom baltischen Obersilur bis zum westfälischen Miozän.

Auffallend ist die Armut an Gastropoden in den mesozoischen Meeren der nördlichen Polarregion. Aus der Triasperiode fehlen sie fast ganz, aber selbst in dem sonst an Gastropodenfaunen so reichen Oberjura sind sie nur außerordentlich dürftig vertreten. Das gilt in gleicher Weise von den Jurafaunen in Ostgrönland, Andoe, Spitzbergen, Franzjosefsland, Nowaja Semlja, des Petschoragebietes, des nördlichen Sibiriens, des nordamerikanischen Archipels im Polarmeere und Alaskas¹⁰⁵⁾.

Unter allen Meeresmollusken zeigen die Gastropoden die größte Formenmannigfaltigkeit. Schon im Kambrium sind die Familien der *Patellidae*, *Bellerophonitidae*, *Euomphalidae*, *Pleurotomariidae* und *Capulidae* repräsentiert. Im Oberkambrium erscheint mit *Subulites* die älteste mit einem Ausguß an der Mündung versehene Schnecke, die freilich in dieser Richtung für lange Zeit vereinzelt dasteht. Gleichwohl bleibt die ganze paläozoische Gastropodenfauna relativ einförmig. *Scalaridae*, *Pyramidellidae*, *Trochidae*, *Purpurinidae*, *Turbinidae* und *Litorinidae* treten zu den Familien des Kambriums noch hinzu. In das ältere Mesozoikum (Trias, Jura) fällt die Blüte der *Pleurotomariidae*, *Neritopsidae*, *Neritidae* und *Turbinidae*. In der Kreide zeigt sich bereits eine starke Zunahme siphonostomer Formen, deren Überwiegen über die holostomen dann den Tertiärfäunen ihr Gepräge gibt. Die Modernisierung der Gastropoden vollzieht sich im Eozän, da die Mehrzahl der heute noch lebenden Gattungen in diese Periode zurückreicht. Doch war die Sonderung in zoogeographische Provinzen noch nicht so weit vorgeschritten wie heute, da die eozänen Schneckenfaunen Europas, Nordasiens, Nordafrikas und Nordamerikas einen gemeinsamen Habitus an sich tragen und sich nur von jenen Ostindiens, Australiens und Neuseelands scharf trennen. Selbst die miozänen Gastropodenfaunen Europas und Nordamerikas stehen durch die Häufigkeit wärmeliebender Typen jenen von Nordafrika (Azoren) und Westindien noch ziemlich nahe¹⁰⁶⁾.

Der Häufigkeit der Gastropoden entspricht ihr biostratigraphischer Wert — insbesondere in der mesozoischen Ära — nicht im erwünschten Maße. Diese Tatsache ergibt sich am deutlichsten aus vergleichenden Untersuchungen über die vertikale Verbreitung von Ammoniten und Gastro-

poden aus Perioden, in denen beide Klassen von Mollusken reich vertreten sind. Miß A. J. McDonald und A. E. Trueman¹⁰⁷⁾ haben solche Untersuchungen an den Gastropoden des englischen Lias durchgeführt und gefunden, daß selbst die auf relativ enge Niveaus beschränkten Vertreter der *Procerithiidae* und *Loxonematidae* in dieser Richtung kaum an die langsam abändernden Spezies von *Lytoceras* und *Phylloceras*, aber bei weitem nicht an Ammoniten aus den Familien der *Amaltheidae* oder *Arietidae* heranreichen.

Scaphopoda und Amphineura

Der biostratigraphische Wert dieser beiden Unterklassen der *Glossophora* ist sehr gering. Die *Polyplacophora* (Käferschnecken), die wichtigste Gruppe der *Amphineura*, haben ihr Exoskelett seit dem Untersilur, aus dem ihre ältesten Vertreter bekannt sind, nicht mehr verändert. Die *Scaphopoda* erscheinen gleichfalls bereits in der Silurperiode. Ihre wichtigste Gattung, *Dentalium*, tritt schon im deutschen Muschelkalk und in der Trias von St. Cassian mit den gleichen Merkmalen wie in der Gegenwart auf.

Cephalopoda

Alle rezenten Cephalopoden sind — mit Ausnahme des Nautilus — Dibranchiata. Ihre Vorfahren sind die Belemniten des Mesozoikums, die sich von den Sepien und Kalmaren der Gegenwart nur durch das kräftige Innenskelett erheblich unterscheiden. Da in diesem der hydrostatische Apparat des Phragmokons ein Gegengewicht des schweren, massiven Rostrums bildete, so darf man auch bei den Belemniten auf eine schwimmende Lebensweise schließen¹⁰⁸⁾. Die mit einer Endflosse oder mit seitlichen Flossen versehenen Typen mögen wohl Angehörige des pelagischen Nektons gewesen sein. Ihre toten Körper müssen durch Meeresströmungen an einzelnen Lokalitäten in Massen zusammengeschwemmt worden sein. So erklärt sich die Anhäufung der Rostra in Quenstedts „Belemniten-schlachtfeldern“ im mittleren Lias von Württemberg oder in den Chidamu beds der Spiti shales des zentralen Himalaya¹⁰⁹⁾.

Ihre Häufigkeit und die Beschränkung der einzelnen Gruppen auf bestimmte stratigraphische Horizonte machen die Belemniten zu wertvollen Leitfossilien, wenngleich die einzelnen Arten nicht so enge Niveaus einhalten wie die Ammoniten. So finden sich die gestreiften Rostra von *Aulacoceras* und *Dictyoconites* nur in der Trias, die langen Phragmokone von *Atractites* in der Trias und im Unterlias. *Nannobelus* *Passaloteuthis* und *Dactyloteuthis* charakterisieren den Lias, *Odontobelus* den Lias und unteren Dogger, *Duvalia* Tithon und Unterkreide. In der oberen Kreide herrschen *Belemnitella* und *Actinocamax*, deren Rostra an ihrem abgerundeten Ende eine zierliche Spitze tragen. Die erstere Gattung charakterisiert die Mucronatenkreide, die letztere die Quadratenkreide Norddeutschlands¹¹⁰⁾.

Was man im europäischen Eozän früher zuweilen für Belemniten angesehen hat, waren zumeist Achsenskelette der Octokoralle *Graphularia*. Eozäne Belemniten (*Bayanoteuthis*, *Styracoteuthis*, *Vasseuria*) gehören zu den Seltenheiten.

Für das große Heer paläozoischer und mesozoischer *Nautiloidea* und *Ammonoidea* ist der rezente Nautilus das einzige Vergleichsobjekt¹¹¹⁾. Über seine Anatomie und Physiologie sind wir heute unvergleichlich besser unterrichtet als zu der Zeit, da R. Owen seine berühmte Abhandlung „Memoir on the pearly Nautilus“ (London, 1832) schrieb, nicht so gut als wünschenswert jedoch über seine Lebensweise, für die immer noch die beiden Arbeiten von A. Willey¹¹²⁾ und Bashford Dean¹¹³⁾ fast die einzige Quelle unserer Kenntnis darstellen.

Willey hat seine Beobachtungen auf Neuguinea, Neu-Britannien, Neu-Caledonien und den Loyalitäts-Inseln, Dean auf den Philippinen-Inseln Cebu, Negros und Siquijor gemacht. Das Verbreitungsgebiet des lebenden Nautilus erstreckt sich von der Straße von Malakka ostwärts bis zu den Fiji Inseln und von den Philippinen südwärts bis zur Torres Straße. Die toten Schalen werden gelegentlich über dasselbe hinaus bis an die Küsten der Nikobaren, des südlichen Japan (Misaki), und von Neu Süd Wales getrieben. Nautilus selbst lebt benthonisch in sehr verschiedenen Tiefen, in Ozeanien nach Willey zumeist in solchen von — 100 bis — 200 m, in der Straße zwischen Cebu und Negros wahrscheinlich in einer Tiefe von — 200 m — die Angaben der Fischer von — 400 bis — 700 m stimmen nicht mit jenen der Seekarten überein, die nur Tiefen von — 200 m verzeichnen —, bei Siquijor dagegen in weniger als — 100 m Tiefe. Selbst in einer Tiefe von nur — 4 m wurde einmal ein Exemplar erbeutet. Dagegen scheinen die Tiere nur in krankem oder sterbendem Zustande bis an die Oberfläche zu kommen. Die normale Stellung ist ein Kriechen am Boden bei schiefer Stellung der Schale, doch konnte sich Willey an gefangenen Exemplaren von deren Schwimm- und Tauchfähigkeit überzeugen.

Obwohl die drei Arten *Nautilus pompilius*, *N. macromphalus* (Neu-Caledonien) und *N. umbilicatus* (Papua) die einzigen Vertreter des Genus und der Ordnung der *Nautiloidea* überhaupt darstellen, können sie doch nicht den Typus für die Cephalopoden der Vorzeit mit gekammerter äußerer Schale abgeben. Nautilus erscheint durch die Rückbildung seiner schwachen Tentakeln einseitig spezialisiert. Gerade in der Ausbildung der Arme muß unter den silurischen Nautiloideen die größte Mannigfaltigkeit geherrscht haben. Gehäuse wie *Gomphoceras* oder *Phragmoceras* gewähren mit ihren schlitzförmig verengten Mündungen nur wenigen, zarten Armen die Möglichkeit des Durchtrittes. Dagegen müssen *Orthoceras* und *Ascoceras* mit sehr langen Armen versehen gewesen sein, die die ganze Schale umgreifen konnten, da die Stellen an denen bei *Orthoceras truncatum* oder *Ascoceras* zeitweise die Luftkammern abgeworfen wurden, stets deutliche Spuren einer Ausheilung durch Absatz frischer Schalensubstanz zeigen. Ammoniten mit so auffallend verkürzter Wohnkammer wie *Sphenodiscus lobatus*¹¹⁴⁾ dürften den Kopffuß und wohl auch Teile ihres Körpers dauernd

außerhalb der Wohnkammer belassen haben, desgleichen Ammoniten mit säbelartig verlängerten seitlichen Vorsprüngen des Mundrandes (*Harporceras*, *Perisphinctes*), oder stark verlängerter Externseite (*Amaltheus*, *Schloenbachia*) — die letzteren schon mit Rücksicht auf die Gebrauchsfähigkeit des Trichters, wofern man nicht eine sehr unwahrscheinliche Verschiebung der Lage des letzteren auf die Internseite annehmen will¹¹⁵).

Der ursprüngliche Typus der *Nautiloidea* sind die *Orthoceracones* mit gerade gestreckter Schale. Sie beginnen im Unterkambrium mit winzigen Formen (*Volborthella* mit sehr dünnem Siphon). Im Untersilur stellen sich *Endoceratidae* mit auffallend verdicktem und *Orthoceratidae* mit bald dünnem, bald dickem Siphon ein. Doch persistiert nur die mit einem dünnen Siphon ausgestattete Gattung *Orthoceras* bis in die oberste Trias. Schon im Oberkambrium erscheinen auch Formen mit gekrümmten Schalen (*Cyrtoceras*). Spiral in der Ebene eingerollten Gehäusen begegnet man zuerst im Untersilur, schneckenförmig eingerollten Schalen (*Trochoceras*) im unteren Obersilur.

Die Silurperiode ist die Blütezeit der *Nautiloidea*. In dieser entfalten sie wie niemals wieder eine fast unerschöpfliche Fülle von Gestalten, die auf eine ebenso große Mannigfaltigkeit der Lebensweise hindeuten. Bei den meisten dürfte der hydrostatische Apparat noch seinem ursprünglichen Zweck, Tauch- und Schwimmbewegung zu erleichtern, voll gedient haben.

Mit Rücksicht auf die den Belemniten ähnliche Gestalt und die Länge des gekammerten Teiles der Schale möchte man die Orthoceren für gute Schwimmer zu halten geneigt sein. Diese Vermutung wird durch die Beobachtung gestützt, daß manche Arten zeitweise einen Teil ihrer Gaskammern abstoßen mußten. Bei der Gattung *Ascoceras* ist dieses Abwerfen der Luftkammern zur Zeit des Überganges aus dem Jugend- in das Reifestadium zu einer ständigen Einrichtung geworden. Ein anderes Mittel, um dem Auftrieb in den Gaskammern entgegenzuwirken, bestand in einer Vergrößerung des Gewichtes durch den Absatz von organischem Depot (Obstruktionsringe). In der Tat hält Abel¹¹⁶) die Orthoceren für freischwimmende Formen der obersten Wasserschichten, Ruedemann¹¹⁷) allerdings für benthonische Kriecher, die aber auf der Flucht sehr rasch nach rückwärts schwimmen konnten. Pia¹¹⁸) hingegen bezweifelt ihre hochentwickelte Schwimffähigkeit. Es ist aber nicht einzusehen, warum die Orthoceren nicht, genau wie die Sepien, mit der Spitze ihres Eingeweidesackes, also nach rückwärts schwimmend, das Wasser hätten durchschneiden sollen, da doch ihre Trichter die gleiche Funktion versehen konnten. Die Annahme Jaekels¹¹⁹), daß die Orthoceren und Belemniten sessil benthonisch gelebt hätten, ist durch R. Hoernes¹²⁰) wohl endgültig widerlegt worden.

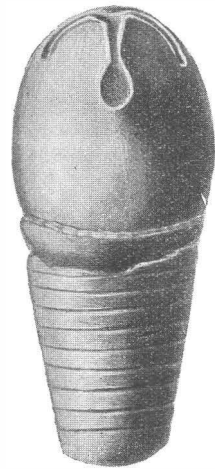


Fig. 17.
Gomphoceras
bohemicum Barr.

Auch den gebogenen und eingerollten Nautiloideen des Paläozoikums erkennt Ruedemann eine Schwimmfähigkeit zu. Die ersteren — meint er — hätten ihre Schale schief nach aufwärts gerichtet, die letzteren in senkrechter Stellung getragen. Die schneckenförmig eingerollten *Trochoceratidae* sind jedenfalls zu einer benthonisch kriechenden Lebensweise übergegangen. Diese Lebensweise hält H. Prell¹²¹⁾ auch für *Nautiloidea* mit gebogener Schale und verengter Mündung wie *Phragmoceras* für wahrscheinlich, indem er auf Ähnlichkeiten mit der Gastropodenfamilie der *Cypraeidae* hinweist, die bei auffallend verdickter Schale eine sehr schmale Mündung besitzen, die gleichwohl dem Tierkörper den Durchtritt gestattet.

Die meisten *Nautiloidea* des Silur und Devon haben glatte Schalen. Ansätze zur Knotenbildung wie bei *Hercoceras* bilden eine Ausnahme. Erst im Karbon stellt sich bei *Coelonautilus* und seinen Verwandten eine kräftige Spiralskulptur ein¹²²⁾. Die Schmucksteigerung erreicht ihr Maximum in der Triasperiode, zugleich auch die Komplikation der Suturlinie, die bis zur Bildung von Adventivloben fortschreitet. Von der Liasperiode an werden die *Nautiloidea* einförmig. Es gibt nur noch symmetrisch eingerollte meist glatte oder schwach skulpturierte Formen mit nicht mehr perforiertem, wenn auch manchmal weitem Nabel. Die relative Einförmigkeit in der Gestalt und Ornamentierung bedingt die gelegentliche Wiederkehr sehr ähnlicher Formen in zeitlich voneinander weit abstehenden Schichtbildungen. Auf eines der auffallendsten Beispiele, die überraschende Ähnlichkeit des permischen *Aganides bitauniensis* mit *A. Geinitzi* aus dem Tithon von Stramberg hat C. Haniel¹²³⁾ hingewiesen. Einzelne Gattungen des jüngeren Mesozoikums und Känozoikums zeichnen sich durch eine spezialisierte Lobenlinie aus, so *Hercoglossa* in der Kreide, *Aturia* im Neogen.

Auch die relative Häufigkeit der *Nautiloidea* nimmt vom Ende der Silurperiode an rasch ab. Gesteinen, die zum größten Teil aus dicht aneinander gepackten Nautiloideengehäusen bestehen, wie die silurischen Orthocerenkalke, begegnet man in jüngeren Formationen nicht mehr. Im Mesozoikum stehen die *Nautiloidea* als Leitfossilien in ihrer Bedeutung weit hinter den Ammoniten zurück. Im Känozoikum sind sie zu selten, um als solche überhaupt eine Verwertung zu finden.

Von der devonischen Periode an treten an Stelle der *Nautiloidea* allmählich die *Ammonoidea* als ein neuer Zweig derselben Ordnung. Alle Ammoniten des Devons haben goniaticische Suturen in ihren verschiedenen Modifikationen (clydonitisch, monacanth etc.). Neben sehr einfachen (*Aphyllites*, *Anarcestes*, *Mimoceras*) finden sich schon im Unterdevon hochspezialisierte Loben mit zahlreichen Auxiliar- und Adventivelementen (*Beloceras*). Eine isolierte Stellung nehmen die Clymeniiden mit Rücksicht auf die interne Lage des Siphos ein. Sie sind auf das Oberdevon beschränkt aber in diesem horizontal weit verbreitet (Mitteleuropa, Polen, Ostalpen, Bosphorus, Ural, New York). Unter ihnen finden sich Gattungen mit Adventivloben und mit kräftiger Skulptur (*Gonioclymenia*), während sonst die devonischen Ammoniten fast durchaus glattschalig sind. Der älteste,

durch seine reiche Berippung ausgezeichnete Goniatit ist *Pericyclus* im Unterkarbon. Das Unterkarbon Nordamerikas enthält in *Prodromites* bereits eine Gattung mit ceratitischen Loben aber mit noch ungeteiltem Externlobus.

Einen Wendepunkt in der Geschichte der Ammoniten bezeichnet die permische Periode. Mit ihr fällt der erste große Aufschwung der *Ammonoidea* zusammen. Neben solchen mit goniatitischen und ceratitischen erscheinen zum erstenmal und sogleich in reicher Fülle Formen mit zerschlitzen Suturen. Den Höhepunkt bezeichnet die Gattung *Cyclolobus* aus dem indischen Perm mit phylloidschen, bogenförmig angeordneten Sätteln.

In der Triasperiode vollendet sich der Aufschwung der Ammoniten, der im Perm eingesetzt hatte. Die Zahl der Genera vermehrt sich in außerordentlicher Weise. Sie steigert sich auf 255 Genera und Subgenera mit über 3200 Arten¹²⁴⁾. Neben den glattschaligen Spezies, die im Perm noch immer weitaus überwiegen, bringen sich nunmehr auch hochverzierte zur Geltung (*Trachyceras*, *Sirenites*, *Acanthinites*, *Distichites*). Sie gehören zumeist den mit kurzen Wohnkammern versehenen brachydomen Ammo-

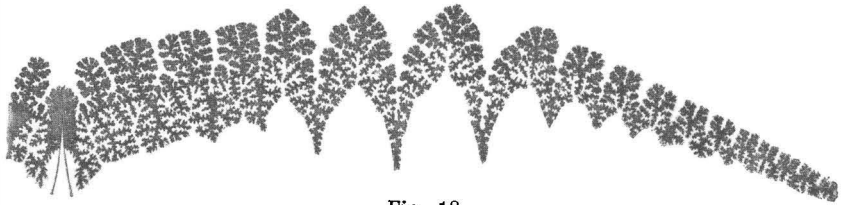


Fig. 18.

Pinacoceras Metternichii Hau. Suturlinie, Norische Stufe der Hallstätter Kalke. Alpine Obertrias.

nitengruppen an. Die Suturlinien der triadischen Ammoniten sind mannigfaltiger ausgebildet als in irgendeiner anderen Periode der Erdgeschichte. Neben Nachzüglern mit einfachen clydonitischen Loben treten Gattungen wie *Pinacoceras* auf, deren Suturlinie in bezug auf die Komplikation der Einzelelemente von keiner Ammonitensippe des jüngeren Mesozoikums übertroffen wird.

In der karnischen Stufe der Obertrias erreichen die Ammoniten der Triasperiode ihre höchste Blüte. In der norischen Stufe stellt sich zunächst ein sehr langsamer — die unternorische Ammonitenfauna steht jener der Zone des *Tropites subbullatus* an Formenreichtum nur wenig nach — dann aber rasch zunehmender Verfall ein. In der rhätischen Stufe treten die Ammoniten in eine kritische Phase ihrer Entwicklung ein¹²⁵⁾. Nur noch 11 Arten sind aus dieser Stufe, die in den Nordalpen keineswegs als arm an Cephalopoden bezeichnet werden kann, von Pompeckj¹²⁶⁾ beschrieben worden. Nur die einzige Gattung *Phylloceras*, beziehungsweise deren Subgenus *Rhacophyllites*, überschreitet die für alle anderen Triasammoniten verhängnisvolle untere Grenze des Lias und wird zur Stammform einer Fülle neuer Formen im jüngeren Mesozoikum.

Aus den Faunen des Lias und Jura tritt uns eine zweite Blütezeit der Ammoniten entgegen. Makrodome Typen mit ungewöhnlich langer Wohnkammer (*Arietites*) sind im unteren Lias häufiger als in irgendeiner anderen Epoche der Erdgeschichte. Anormale Mundränder zeigen sich in großer Mannigfaltigkeit, von den langgezogenen Externlappen der *Amaltheen* über die säbelartigen Seitenfortsätze der *Harpoceraten* und *Perisphincten* bis zu den visierartigen Verschlüssen bei *Morphoceras*. Den ältesten Aptychen begegnet man im Lias bei *Psiloceras* und *Amaltheus*¹²⁷⁾. Die Suturen sind fast ausnahmslos phylloid oder leptophyll, in allen Übergängen von den plumpen, massigen Sattelstämmen eines *Arietites* oder *Aspidoceras* bis zu der feinen Zerschlitzung bei *Lytoceras*, *Hammatoceras*, *Sonninia* oder *Oppelia*.

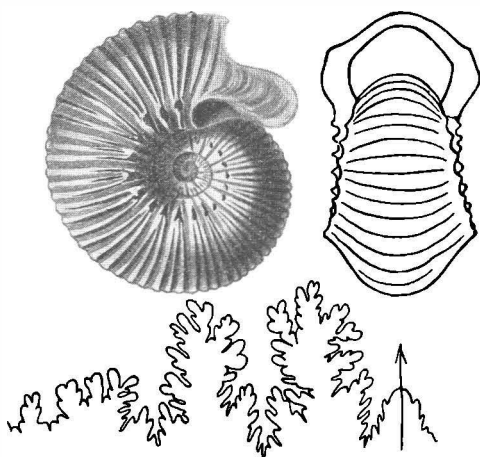


Fig. 19.

Emileia Sauzei Orb. Ein oberjurassischer Ammonit mit lappenförmig vorgezogenem Peristom (Seitenohren).

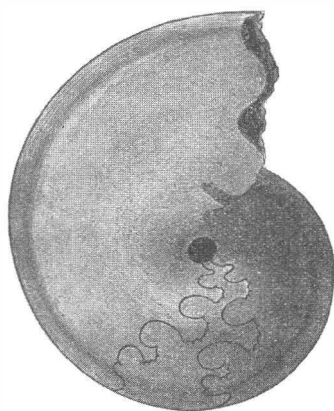


Fig. 20.

Tissotia Ewaldi Buch. Ein Kreideammonit mit ceratitischen Loben.

Eine gewisse Bedeutung kommt im Lias den Rückschlagsformen, wie *Frechiella*, *Tmegoceras*, *Leukadiella*, *Paroniceras* zu, deren Normal-sutur den primitiven Jugendstadien von *Psiloceras*, *Arietites* und *Agassicer* entsprechen. Auch die noch einfacheren Loben der Kreideceratiten sind durch Rückschlag aus ammonitischen Suturen hervorgegangen¹²⁸⁾.

Im unteren Lias herrschen die *Aegoceratidae* über allen anderen Ammonitensippen weitaus vor. Sie werden im mittleren Lias durch die Familie der *Harpoceratidae* abgelöst, die ihrerseits im Kelloway den Oppelien Platz machen. Gleichzeitig aber taucht eine Fülle neuer Familien auf, die mit teils kurz-, teils langlebigen Gattungen bis an die Grenze zwischen Jura und Kreide reichen.

Die Ammonitenfaunen der Jura- und Kreideperiode werden durch die beiden langlebigen Genera *Phylloceras* und *Lytoceras*, die fast unverändert aus dem Unterlias bis ins Senon aufsteigen, und durch das unge-

wöhnlich formenreiche Genus *Hoplites* verknüpft. So nahe sich noch die Ammonitenfaunen des Tithon und Berrias stehen, vollzieht sich doch in der Unterkreide eine neue, bedeutungsvolle Umprägung des Ammonitenstammes. Neue Familien und Gattungen treten an Stelle der jurassischen. Die Ammoniten mit langer Wohnkammer sind in der Oberkreide völlig verschwunden. Die Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der Suturlinie erscheint gesteigert. Wohl sind die meisten Suturen wie bei den jurassischen Ammoniten, leptophyll, mit massigen (*Acanthoceras*) bis äußerst fein zerschlitzten Sattelstämmen (*Puzosia*, *Pachydiscus*), daneben treten aber häufig Rückschläge zu ceratitischen (*Tissotia*, *Pulchellia*) oder gar clydonitischen Suturen (*Neolobites*, *Flickia*) auf. Ungewöhnlich groß ist die Zahl der Ammoniten mit hochspezialisierter Suturlinie, deren Adventivloben aus den verschiedensten Suturelementen vom Mediansattel bis zu den Lateralsätteln hervorgegangen sind. Die jüngste Gattung *Indoceras* aus dem Maestrichtien von Baluchistan zeichnet sich vor allen anderen durch die größte Zahl von Suturelementen aus.

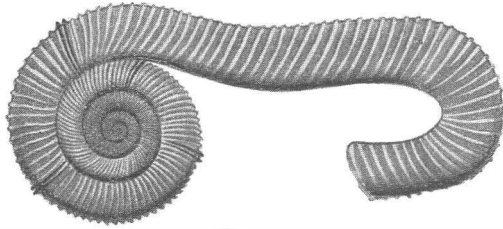


Fig. 21.

Macroscaphites Ivani Orb. Neokom. In natürlicher Stellung.

Für die Kreideperiode charakteristisch ist das häufige Auftreten der sogenannten Nebenformen, die sich teils an *Lytoceras*, teils an *Acanthoceras* anschließen. Ihnen allen gemeinsam ist die Loslösung des Gehäuses aus der normalen Involutionsspirale. Wohl kennen wir solche Nebenformen auch aus älteren Formationen. Der stabförmige *Bacrites* aus dem Unterdevon ist einer der ältesten Ammoniten überhaupt. Nach einer langen Intermittenz stellen sich mehrere solche Nebenformen (*Choristoceras*, *Rhabdoceras*, *Cochloceras*) in der norischen Stufe der Obertrias ein. Im Jura sind sie nur sehr spärlich vertreten (*Leptoceras*), dagegen zählen sie von der unteren Kreide an infolge ihrer relativen Häufigkeit zu den wichtigsten Leitfossilien. Zwei Gattungen, *Baculites* und *Scaphites*, gehen bis ins Maestrichtien hinauf. Eine ähnliche Mannigfaltigkeit der Gestalten, wie sie den Nautiloideen im Obersilur eigentümlich war, von den in der normalen Spirale eingerollten engnabeligen Gehäusen bis zu der an *Vermetus* erinnernden Schale eines *Nipponites*, ist von den Ammoniten erst in der Kreideperiode erreicht worden.

Lange Zeit hindurch sind solche Nebenformen mit einem aus der normalen Ammonitenspirale heraustretenden Gewinde als degeneriert angesehen worden. Schon F. Frech hat diese Erklärung für langlebige,

formenreiche Gruppen wie *Scaphites* oder *Turrilites* mit Recht ausgeschlossen. Sie kann aber für die Familie der *Lytoceratidae* überhaupt nicht gelten, die während der ganzen Kreideperiode eine Fülle von Nebenformen entwickelte, deren Übergang zur benthonischen Lebensweise die Eroberung neuer Wohnsitze bedeutet.

Gegen den Abschluß der Kreideperiode tritt ein auffallend rascher Verfall der Ammoniten ein. Noch knapp vor diesem erreichen sie im Senon eine letzte Blüte. Von Großgattungen aus der vorangehenden Turonstufe zeigt sich nur *Acanthoceras* mit noch zwei überlebenden Spezies dem Erlöschen nahe. Dagegen treten noch eine Fülle wichtiger und zum Teil artenreicher Genera und Subgenera im Senon zum ersten Male auf, so *Hauericeras*, *Peroniceras*, *Gauthiericeras*, *Prionocyclus*, *Pseudoschloenbachia*, *Hoplitoplacenticeras*, *Lenticeras* und wahrscheinlich auch *Kossmaticeras*. Die größten bei Ammoniten überhaupt bekannten Dimensionen werden von drei Arten des Obersenons, *Parapachydiscus Wittekindi*, *Parapuzosia seppenradensis* und *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* erreicht¹²⁹).

Auf die Stufen des Senon und Maestrichtien beschränkt sind *Brahmaites*, *Acanthoscaphites* und *Sphenodiscus*. Im Maestrichtien treten noch zwei neue Genera, *Libycoceras* und *Indoceras*, hinzu. Im übrigen nimmt in dieser Stufe die Zahl der Gattungen und Arten sehr erheblich ab. Unter 27 Spezies, die sich auf 14 Genera beziehungsweise Subgenera verteilen, sind nur 17 neu, die übrigen 10 mit dem Obersenon gemeinsam¹³⁰).

Der höchste Horizont des Maestrichtien, aus dem noch Ammoniten bekannt geworden sind, liegt in den Mari hills in Baluchistan. Er enthält nach den Untersuchungen von Noetling nur die drei Spezies: *Baculites binodosus*, *Indoceras baluchistanense*, *Sphenodiscus acutedorsatus*¹³¹).

Kein Ammonit überschreitet die Unterkante des Danien.

Periodisch treten in der Geschichte der Ammoniten dieselben Merkmale in verschiedenen Formenreihen auf, so bei *Schlotheimia*, *Arietites*, *Harpoceras* im Lias, bei *Hoplites*, *Schloenbachia*, *Acanthoceras* in der mittleren Kreide. Nach einer vollen Entfaltung aller ihrer Skulpturmerkmale, verbunden mit weit vorgeschrittener Formenmannigfaltigkeit, erlischt eine solche Reihe und macht einer neuen Platz, die wieder zunächst mit wenig differenzierten Typen beginnt, dann aber schärfer ausgeprägte Skulpturmerkmale zur Ausbildung bringt, bis auch sie erlischt und von einer neuen Reihe abgelöst wird, in der sich dasselbe Spiel wiederholt. So erscheinen periodisch immer wieder zu verschiedenen Zeiten aufs neue sehr ähnliche Formen mit Kielen, Externfurchen und Knoten in wechselnder Anordnung¹³²).

So werden *Peroniceras* und *Arietites*, *Barroisiceras* und *Tibetites*, *Fagesia* und *Holcostephanus* einander in ihren äußeren Merkmalen überaus ähnlich. Glattschalige Vertreter oberdevonischer Clymeniiden oder untertriadischer Ophiceraten sind von dem liasischen *Psiloceras planorbis* nur auf Grund der Unterschiede in der Suturlinie zu trennen. Dasselbe gilt für die drei triadischen Genera *Psilocladiscites*, *Arcestes* und *Didymites*. Der scheibenförmige Typus mit schneidig zulaufendem Externteil

wiederholt sich bei *Beloceras* im Devon, *Pinacoceras* in der Trias, *Oxynoticeras* im Lias, *Garnieria* in der unteren und *Choffaticeras* in der oberen Kreide.

H. Salfeld¹³³⁾ hält dementsprechend Furchen- und Kielbildung bei Ammoniten für sekundäre Merkmale von untergeordneter systematischer Bedeutung und nicht für geeignet zur Unterscheidung von Familien, da sie in den verschiedensten Gruppen bald zu gleichen, bald zu verschiedenen Zeiten und unabhängig voneinander sich einstellen.

Diese Skulpturmerkmale kombinieren sich noch gelegentlich mit gleichsinnigen Änderungen in der Involution, im Querschnitt und in der Beschaffenheit der Suturlinie in einer solchen Weise, daß die Ähnlichkeit zwischen zeitlich weit abstehenden Typen noch erhöht wird und geeignet erscheint, zur Annahme einer Rassenpersistenz zu verleiten. Zwischen einer triadischen *Beneckeia* und einem kretazischen *Neolobites* bestehen kaum durchgreifende Unterschiede¹³⁴⁾. Bei zeitlich getrennten Formengruppen begründet daher morphologische Übereinstimmung niemals die Annahme einer Stammesverwandtschaft.

Noch eine zweite, besondere Art der Konvergenz bildet sich bei Ammonitenschalen dadurch heraus, daß erwachsene Individuen, die zwei oder mehreren Gattungen angehören, in ihrer Skulptur eine fast an Übereinstimmung grenzende Ähnlichkeit zeigen, während die Skulptur ihrer inneren Windungen ganz verschieden ist. Ausgezeichnete Beispiele solcher Konvergenzen habe ich bei einigen Ceratiten aus der mittleren Trias beschrieben¹³⁵⁾. Einen anderen Fall hat kürzlich L. Collet¹³⁶⁾ aus dem Barrémien von Südamerika bei *Carstenia Lindigi* und *Pulchellia galeatoides* bekannt gemacht.

Bis zur Entdeckung der benthonischen Lebensweise des rezenten Nautilus wurden die Ammoniten fast allgemein als der Haupttypus schwimmender Cephalopoden der Hochsee betrachtet. Dem Einspruch von A. Hyatt und J. Walther gebührt das Verdienst, die unrichtige Vorstellung von einer mühelosen Beherrschung der Meeresräume durch die Ammoniten und von deren Fähigkeiten zu unbeschränkten Wanderungen beseitigt zu haben. Walther, Haug, Ortmann, Philippi sind für die weitaus überwiegend benthonische Lebensweise der Ammoniten eingetreten. Seither hat sich — insbesondere unter dem Einfluß einer Publikation Dieners¹³⁷⁾ aus dem Jahre 1912 — abermals eine Reaktion gegen diese Auffassung angebahnt, die wohl in einem Ausspruch von J. Lüthy¹³⁸⁾ ihren schärfsten Ausdruck gefunden hat. Die ganze Organisation eines Cephalopoden — meint Lüthy — sei diejenige eines frei schwimmenden Meerestieres, und wenn Ammoniten, wie die Ceratiten in der germanischen Trias sich einer kriechenden Lebensweise zuwenden, so sei dies eine senile Erscheinung, ein Zeichen der Degeneration, die dem Erlöschen der betreffenden Gruppe unmittelbar vorausgeht.

Der hydrostatische Apparat einer Ammonitenschale weist auf ein zu Tauch- und Schwimmbewegungen befähigtes Tier hin. Für die Hauptmasse der glatten, dünnchaligen Ammoniten ist eine aktiv schwimmende, für

dünnschalige Formen mit zahlreichen langen und hohlen Stacheln eine schwebende (planktonisch-nektonische) Lebensweise wahrscheinlich. Für dickschalige Formen mit einer Asymmetrie in der Involutionsspirale und in der Entwicklung der Suturlinie, dann für die meisten sogenannten Nebenförmigen, insbesondere für solche mit einem in der Schneckenspirale eingerollten Gehäuse wird man eher eine benthonische Lebensweise annehmen dürfen. *Nipponites*¹³⁹⁾ war vielleicht sogar wie *Vermetus* festgewachsen. Schon die Formenmannigfaltigkeit der Gehäuse spricht für eine nicht durchaus gleichartige Lebensweise ihrer Träger.

Da der hydrostatische Apparat der gekammerten Schale ein Erbstück ist, das die Ammoniten des Mesozoikums von ihren paläozoischen Vorfahren unverändert übernommen haben, so darf man erwarten, daß diese primäre Funktion des hydrostatischen Apparates — Tauch- und Schwimmbewegung — bei den Goniatiten des Devons am reinsten zum Ausdruck gekommen sei. In der Tat ist die weitaus überwiegende Mehrzahl devonischer Goniatiten sehr dünnschalig und fast skulpturlos, wie es Vertretern des Nekton zukommt. Manche Gattungen, wie *Beloceras*, waren durch ihre Hochmündigkeit und die Zuschärfung der Externseite zu einem raschen Durchschneiden des Wassers geradezu prädestiniert. Morphologischen Einzelmerkmalen, wie der — übrigens nur sehr geringen Veränderungen unterliegenden Gestalt des Mundrandes oder dem Auftreten von Schalenverdickungen und Einschnürungen oder gar der Involution, kann ich, im Widerspruch mit E. Perna¹⁴⁰⁾, keine Bedeutung für die Lebensweise der Goniatiten zugestehen.

Für die biostratigraphische Bewertung der Ammoniten ist die Frage nach einer überwiegend benthonischen oder überwiegend nektonischen Lebensweise nicht so bedeutungsvoll als die Frage, ob die Ammoniten sich vorwiegend auf kleine, eng abgegrenzte Lebensbezirke beschränkt oder unabhängig von dem Verlauf der Küstenlinien quer über die Ozeane hinweg verbreitet haben. Daß es fast universell verbreitete Arten unter den Ammoniten gibt, kann wohl keinem Zweifel unterliegen. Als Beispiele für solche nahezu kosmopolitische Spezies mögen hier nur die folgenden aus der oberen Kreide angeführt sein: *Phylloceras Velledae* (Südindien, Madagaskar, Westeuropa, Mexiko), *Gaudryceras Sacya* (Südindien, Californien, Ostafrika, Karpathen), *Tetragonites Timotheanus* (Südindien, Madagaskar, Südafrika, Nordafrika, Europa, Sachalin, Californien), *Anisoceras armatum* (Europa, Nordafrika, Angola, Madagaskar, Südindien, Californien), *Pachydesmoceras Denisonianum* (Deutschland, Kamerun, Madagaskar, Südindien, Japan), *Parapuzosia Gaudama* (Europa, Madagaskar, Südindien, Peru), *Inflatoceras inflatum* (Europa, Nordafrika, Angola, Madagaskar, Südindien, Queensland, Californien, Mexiko), *Barroisiceras Haberfellneri* (Europa, Ägypten, Madagaskar, Texas, Peru), *Mantelliceras Mantelli* (Europa, Nordafrika, Kaukasus, Südindien, Madagaskar, Texas), *Stoliczkaia dispar* (Europa, Nordafrika, Angola, Madagaskar, Südindien, Californien). Manche Arten aus der Familie der *Pulchelliidae* verbreiten sich über das Atlantische Gebiet von Tunis bis Peru, einzelne Spezies des Genus *Kossmati-*

ceras über das ganze Indopazifische Gebiet südlich vom Wendekreis des Krebses, von Natal über Madagascar, Südindien und Neuseeland bis Patagonien und Grahamland.

Nichtsdestoweniger scheint bei der weitaus überwiegenden Mehrzahl der Ammoniten doch eine lokale Sonderung der Entwicklungskreise die Regel zu sein, da in den einzelnen tiergeographischen Reichen zumeist vikariierende, wenn auch einander sehr nahestehende Formengruppen sich gegenseitig vertreten¹⁴¹⁾. Gerade auf dieser Tatsache beruht ja die vorzügliche Eignung der Ammoniten für die Trennung zoogeographischer Provinzen, wie sie für Trias, Jura und Unterkreide bereits mit Erfolg durchgeführt worden ist.

Die Bedeutung der Ammoniten als Leitfossilien für eng begrenzte Faunenzonen ist allgemein anerkannt. J. Walther¹⁴²⁾ führt sie auf die passive, nekroplanktonische Verfrachtung der leeren Gehäuse zurück, die durch die Meeresströmungen weit über den Lebensbezirk des Tieres hinaus verschleppt und in die verschiedensten Fazies eingebettet werden können. Wie die Schale des rezenten Nautilus, nachdem sie sich von dem Körper des toten Tieres abgelöst hat, zur Meeresoberfläche emporsteigt und dann ein Spiel der Winde und Wellen wird, so geschah es auch mit den leeren Gehäusen der Ammoniten in der paläozoischen und mesozoischen Ära. Walther bezweifelt, daß bei den Ammoniten der Lebensbezirk der Tiere und der Fundort der fossilen Schalen jemals zusammenfallen, denn er hält jeden Versuch für zwecklos, im Sinne Neumayrs, Uhligs oder Dieners mit Hilfe der leeren Ammonitenschalen die jeweiligen zoogeographischen oder Klimazonen einer Epoche bestimmen zu wollen¹⁴³⁾.

Daß nicht alle Körper der toten Ammoniten sich von den Schalen ablösen, sondern daß gelegentlich beide dort gemeinsam eingebettet werden, wo das Tier zugrunde gegangen ist, scheint mir aus Beobachtungen von Rothpletz¹⁴⁴⁾ über die Einbettung von Juraammoniten in den lithographischen Kalken von Solnhofen hervorzugehen. Damit soll jedoch keineswegs die Möglichkeit der nekroplanktonischen Verbreitung leerer Ammonitenschalen in Abrede gestellt werden. Es hat im Gegenteil die Erklärung gehäufte Ammonitenschalen in Cephalopodenkalken, wie im Ammonitico rosso Südtirols oder in den jurassischen Tonen des Wolgagebietes (Kaschpur) durch Zusammenschwemmung an bestimmten Stellen des Strandes eine große Wahrscheinlichkeit für sich. Dies gilt insbesondere für jene Fälle, in denen trotz der Häufigkeit der Schalen unter Tausenden von Exemplaren kein einziges mit erhaltener Wohnkammer sich findet, wie z. B. in den Oolithen von Balin¹⁴⁵⁾.

Die Frage steht vielmehr so: Sprechen die Tatsachen für eine nekroplanktonische Verschleppung der Schalen in Gebiete, die erheblich außerhalb des Lebensbezirktes der Tiere liegen? Diese Frage muß meiner Ansicht nach verneint werden. Schon beim rezenten Nautilus, dessen Schale viel massiver ist als jene der meisten Ammoniten, demnach für eine weitere Verbreitung größere Chancen bietet, gehen die leeren Gehäuse nicht besonders weit über den Verbreitungsbezirk der lebenden Tiere hinaus.

Wirklich häufig sind sie nur an den Küsten innerhalb des letzteren. Das Stranden einer Schale an der japanischen Küste bei Misaki ist ein Ausnahmefall, den Bashford Dean als solchen eigens erwähnt. Man braucht nur reiche Ammonitenfaunen aus derselben Zone von zwei Lokalitäten zu vergleichen, die gar nicht besonders weit voneinander entfernt sein müssen, und man wird jede einzelne Fauna durch gewisse Besonderheiten gekennzeichnet finden. Warum mischen sich boreale und mitteleuropäische Typen nur an den Grenzen beider Faunenreiche? Warum sieht man so überaus selten eine Verwischung der Unterschiede zwischen der mitteleuropäischen und der alpin-mediterranen Faunenprovinz und dann wieder nur an der Grenze beider Provinzen (Préalpes maritimes und Czetcobowitz im Oberjura, Bayerische Voralpen und Freiburger Alpen im Lias)? Andererseits kommen in cephalopodenreichen Ablagerungen fast niemals Ammoniten vor, die nicht zu dem Gesamtbild der Fauna passen würden, wie es doch der Fall sein müßte, wenn die Ammonitengehäuse von weit abgelegenen Gegenden her an solchen Stellen zusammengeschwemmt wären¹⁴⁶⁾.

Das tiefste Glied der skythischen Stufe im Himalaya, die Otoceras beds, sind fast überall durch ihren Reichtum an Ammoniten ausgezeichnet und doch ist die Zusammensetzung der Fauna an den einzelnen Fundorten (Shalshal cliff, Kiunglung, Muth) insofern ziemlich verschieden, als Arten, die an der einen Lokalität sehr häufig sind, an der anderen zu den Seltenheiten gehören.

Zu dem gleichen Resultat ist V. Uhlig¹⁴⁷⁾ auf Grund seiner Untersuchung des reichen Cephalopodenmaterials aus den Spiti Schiefern des Himalaya gelangt. Die Wohnkammer der Ammoniten ist in den Geoden der schwarzen Schiefer fast stets wenigstens zum Teil erhalten und allein im Gegensatz zu den Luftkammern mit Sediment erfüllt. Spuren von Wellenschlag oder Abrollung sind niemals erkennbar. „Ammoniten, die als Pseudoplankton der autochthonen Fauna der Spiti sbales beigemischt wurden, sind so gut wie unbekannt. Alle Umstände deuten darauf hin, daß man es bei den Ammoniten der Spiti shales keineswegs mit weitbin verschleppten, durch Wind und Wellenschlag verrollten und an den Strand geworfenen Gehäusen zu tun hat, sondern daß diese Ammoniten im Meer der Spiti shales autochthon gelebt haben und hier ohne größeren seitlichen Transport im Bodenschlamm eingebettet wurden.“

Gegen eine Überschätzung der Verfrachtungstheorie Walthers spricht vor allem das Verhalten der Ammonitengehäuse zu den Fazies, in denen wir sie eingebettet finden. Wenn wir von dem Vorkommen der leeren Nautilusschale ausgehen, müßten wir sie vor allem in Strandablagerungen erwarten. Keinesfalls dürften sie, zu hunderten aufeinandergepackt, auf einem engen Raum (Linse des *Tropites subbullatus* am Millibrunnkogel) im Hallstätter Kalk auftreten, den wir nach allen sonstigen Merkmalen für bathyal zu halten hinreichende Gründe haben. Selbst wenn man die bathyale Entstehung aller Hallstätter Kalke des Salzkammergutes in Übereinstimmung mit Koken ablehnen wollte, würde man zum minde-

sten für die Hallstätter Kalke von Timor, die einen noch größeren Reichtum an Ammoniten bergen, eine solche Ablehnung kaum rechtfertigen können.

Über die Verbreitung der Ammoniten innerhalb verschiedener Faziesbezirke stehen zwei Meinungen einander diametral entgegen. J. Walther vertritt die Ansicht, die Verbreitung der gekammerten Cephalopodenschalen sei ganz unabhängig von dem wechselnden Charakter der sie umhüllenden Sedimente — diese supponierte Unabhängigkeit ist ja eine Hauptstütze seiner Verfrachtungshypothese. Deninger¹⁴⁸⁾, Deecke und Daqué hingegen erklären die Ammoniten als Faziestiere. Keine dieser beiden Anschauungen läßt sich den Tatsachen gegenüber ohne Einschränkung aufrecht erhalten.

Viele Ammonitenarten sind relativ unabhängig von einer bestimmten Fazies. Die Tridentinus-Kalke des Bakony führen dieselbe Ammonitenfauna wie die Wengener Mergel, Schiefer und Tuffe Südstirols. *Carnites floridus* findet sich ebensowohl in den Bleiberger und Reingrabener Schiefen als in den Cardita- und Veszpremer Mergeln oder in den karnischen Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. *Amaltheus margaritatus* ist den Amaltheentonen des schwäbischen Lias und den Hierlatzkalken des Schafberges gemeinsam. Andererseits scheinen gewisse Fazies die Anwesenheit von Ammoniten geradezu auszuschließen, so der Hauptdolomit, die Echindermenbreccien und die Hippuritenkalke. Hallstätter Kalk, Korallenriffkalke des Dachsteinkalkes und geschichtete Dachsteinkalke liegen im Salzkammergut auf engem Raum unmittelbar nebeneinander. Die beiden ersteren Bildungen greifen derart ineinander ein, und stehen in einem so innigen stratigraphischen Verband, daß jeder Versuch, sie durch eine Grenzfläche zwischen zwei Decken zu trennen, aussichtslos erscheint. Warum — darf man wohl fragen — finden sich Ammoniten massenhaft in manchen Bänken oder Linsen der sonst fossilarmen Hallstätter Kalke, warum nur als große Seltenheiten im Riffkalk, niemals jedoch in den geschichteten Dachsteinkalken? Warum sind niemals Ammonitengehäuse, die in den Gosaumergeln durchaus nicht selten sind, in die gleichalterigen Hippuritenkalke eingeschwemmt worden?

Entscheidende Beweise für die Bodenständigkeit der Ammoniten in den Macrocephalenschichten der Fränkischen Alb hat L. Reuter¹⁴⁹⁾ erbracht. Die durch die Fazies — man könnte geradezu sagen, durch die chemische Zusammensetzung des umgebenden Sediments — bedingten Verschiedenheiten in der Größe der Ammoniten in den kalkigen, phosphorischen und pyritischen Fazies zeigen, daß es sich hier um Vertreter einer örtlichen Fauna und nicht um zusammengeschwemmte Exemplare aus verschiedenen Gegenden handelt.

Alle diese Tatsachen drücken den biostratigraphischen Wert der Verfrachtungshypothese außerordentlich herab und berauben sie fast jeder praktischen Bedeutung.

Walthers Annahme, daß die Ammoniten in bezug auf ihre horizontale Verbreitung allen übrigen biostratigraphisch wertvollen Tierklassen

überlegen seien, daß daher schon aus diesem Grunde den Ammoniten eine andere Art der Verbreitung in den Sedimenten zugeschrieben werden müsse, trifft keineswegs zu. Unter den anthrakolithischen Brachiopoden könnte man ohne Schwierigkeit zwei Dutzend Spezies aufzählen, die in dieser Richtung von keiner Ammonitenart übertroffen werden. Die geographische Verbreitung der Gruppen des *Velopecten Albertii* und der *Eumorphotis Telleri* geht wesentlich über jene der Ammoniten der Werfener Schichten hinaus, die in den Ostalpen mit diesen beiden Lamellibranchiaten vergesellschaftet sind. Die von G. Boehm aus den Grauen Kalken des Lias von Südtirol und dem Département de la Sarthe beschriebene *Durga*-Fauna findet sich mit gleichen Merkmalen auch auf Niederländisch Timor wieder.

Crustacea

Der Häufigkeit und weiten Verbreitung der rezenten Crustaceen in allen Regionen des Meeres entspricht keineswegs das Vorkommen der fossilen Reste aus den in der heutigen Fauna vertretenen Ordnungen der *Cirripedia*, *Ostracoda*, *Isopoda* und *Thoracostraca*. Die festsitzenden Balaniden — meist Strandformen, obwohl *Balanus* selbst gelegentlich bis — 900 m hinabgeht — werden erst in känozoischen Ablagerungen häufiger.

Die hochpelagischen *Lepadidae* finden sich pseudoplanktonisch verfrachtet in Schichten verschiedenen Alters. Moberg erwähnt sie bereits aus den untersilurischen Graptolithenschiefern Südschwedens.

Ostracoden treten zuweilen gesteinsbildend auf, so nach W. Deecke¹⁵⁰⁾ in den dünn-schichtigen Mergelkalken (Beyrichienkalken) des baltischen Untersilurs, in den Cypridinschiefern des Oberdevons, in den Bairdinschichten der Lettenkohलगruppe, durchwegs Sedimenten eines ruhigen Flachwassers, mit dichtem Algenwuchs, der wenigstens für die rezenten Ostracoden das Lebenselement bildet. Anhäufungen von Ostracodenschalen finden sich lokal auch in brackischen Lagunen, so in den oligozänen und miozänen *Cypris*-Tonen des Mainzer Beckens. Für schärfere stratigraphische Bestimmungen lassen sich nur die großen Arten der altpaläozoischen Beyrichien, Leperditien und Cypridinen verwerten.

Unter den Phyllopoden ist nur die Dauerform *Estheria* von einiger Bedeutung. Man trifft sie in rein marinen wie in Lagunenbildungen (Wealden Norddeutschlands), am häufigsten in der deutschen Trias vom mittleren Buntsandstein bis zum mittleren Keuper. Die rezenten Phyllopoden haben nach Clark¹⁵¹⁾ das Leben im Meere aufgegeben, doch bewohnen einige Gattungen das Wasser stark übersalzener Binnenseen.

Marine *Isopoda* kommen für biostratigraphische Studien nicht in Betracht.

Die marinen *Thoracostraca* zerfallen in die beiden Abteilungen der *Macrura* und *Brachyura*. Die letzteren sind als vagil benthonische Tiere von der Fazies des Untergrundes in hohem Maße abhängig. Unter den *Macrura* sondern sich nach ihrer Lebensweise die dem Nekton angehörigen,

mit kräftigen Schwimmbeinen ausgestatteten *Natantia* (Typus Garneele) von den vagil benthonischen *Reptantia* (Typus Hummer)¹⁵²).

Die weitaus überwiegende Mehrzahl der langschwänzigen Krebse lebt im Seichtwasser in Tiefen von — 1 bis — 100 m, während die Zahl der neritischen und bathyalen Krabbenspezies annähernd gleich groß ist. Die Krabben bevorzugen schlammige oder sandige Küstenstrecken, in denen sie sich während der Ebbezeit eingraben. Der Londenon des Paläogen repräsentiert den ersten, der Glaukonitsand des Kressenberges den zweiten Typus von Ufersedimenten. Sehr reich an Brachyuren sind ferner die Alveolinen- und Nummulitenkalke des vicentinischen Alttertiärs. Ein Lieblingsaufenthalt der *Macrura* sind sehr feinkörnige, tonige, dabei kalkreiche Sedimente, wie die Fischschiefer von Raibl oder die Plattenkalke von Solnhofen, die die schönste und reichste Fauna langschwänziger Krebse geliefert haben. Ein drittes Milieu, das den Wohnsitz zahlreicher *Thoracostraca* bildet, sind die Korallriffe. Auch in alten Riffen (*Prosopon* im

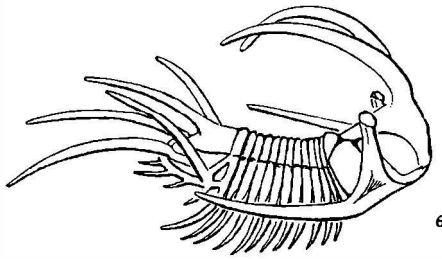


Fig. 22.

Lichas armatus Gdf. Ein devonischer Trilobit mit Hautstacheln.

Stramberger Kalk, *Dromia* im Danienriff von Faxe) fehlen sie keineswegs, ohne sich indessen durch besondere Häufigkeit auszuzeichnen.

Vollständig oder fast ganz fehlen *Thoracostraca* nach Deekes Angaben in dolomitischen Gesteinen, in echten Cephalopodenkalken, in reinen Globigerinenkalken, Crinoidenkalken, Spongienkalken und Geoden führenden Tonen (Spiti shales).

Die *Macrura* erscheinen zuerst im Perm mit der Gattung *Palaeopemphix*, haben schon in der Trias eine erhebliche Anzahl von Vertretern aufzuweisen, erreichen jedoch ihre Blüte erst im Pleistozän. Die *Brachyura* hingegen entfalten nach K. v. Zittel ihre größte Formenmannigfaltigkeit im Eozän Südeuropas.

Nicht zu unterschätzen ist die geologische Bedeutung der *Thoracostraca* bei der Entstehung der Muschelsande. Nach J. Walthers Beobachtungen auf der Taubenbank im Golf von Neapel sind kleine Krebse die schlimmsten Zerstörer der Muschelschalen, die sie mit ihren Scheren zerbrechen. Im Laufe von 25 Jahren könnten, wie J. Walther berechnet, 600.000 solche Krebse eine einen Zentimeter hohe Schicht vom Muschel-sand über einer Fläche von einem Quadratkilometer aufbauen.

W. Deecke findet zahlreiche Analogien zwischen dem Vorkommen der *Thoracostraca* und der mit dem Abschluß der paläozoischen Ära ausgestorbenen Trilobiten. So lassen sich die tonigen Flachwassersedimente der Raibler Fischschiefer und des Londontons mit den kambrischen Alaunschiefern Schwedens oder den unterdevonischen Schieferen von Bundenbach, die Glaukonitsande des Kressenberges mit den *Paradoxides*-Sandsteinen von Oeland, den untersilurischen Grauwacken Böhmens und Englands oder dem *Spiriferensandstein* des rheinischen Unterdevons, die vicentinischen Nummulitenkalke mit den *Calceola*-Bänken der Eifel vergleichen, die sämtlich reiche Trilobitenfaunen beherbergen. Allerdings läßt sich der Vergleich nicht vollständig durchführen, einerseits mit Rücksicht auf die

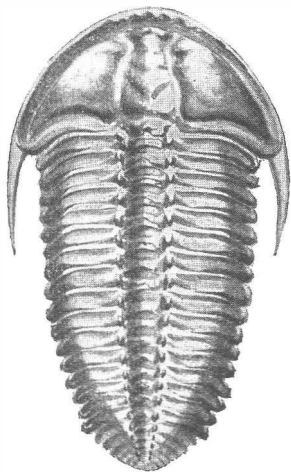


Fig. 23.

Conocoryphe Sulzeri Schloth. Ein augenloser Trilobit des Kambriums.

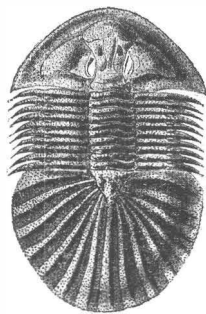


Fig. 24.

Bronteus umbellifer Beyr. Typus eines devonischen Trilobiten aus der Abteilung der *Macropygia*.

relative Seltenheit der Trilobiten in den Korallriffen des Silurs und Devons, andererseits mit Rücksicht auf deren massenhaftes Vorkommen in manchen Cephalopodenkalken (Kok in den Karnischen Alpen, Orthocerenkalke des Silljan Sees in Schweden).

Die lange Zeit hindurch verbreitete Meinung, daß die blinden oder mit hypertrophischen Augen ausgestatteten Trilobiten des Kambriums Tiefseetiere gewesen seien, hat sich als unhaltbar erwiesen. Die *Paradoxides*-Schichten von Tejrovic in Böhmen, gehen, wie Jahn und Pompeckj¹⁵³⁾ gezeigt haben, in grobe Konglomerate über, die den Charakter von Strandbildungen tragen. Auch die südschwedischen Alaunschiefer mit *Agnostus* liegen nach W. Deecke unmittelbar über Sandsteinen mit Windkantern. Der Verlust der Augen ist bei diesen Trilobiten auf ihre grabende Lebensweise zurückzuführen.

Die weitverbreitete Meinung, daß die augenlosen Trilobiten auf die kambrische Periode beschränkt gewesen seien, beruht auf einem Irrtum.

Selbst aus dem Oberdevon haben Gortani und Richter eine nicht unerhebliche Anzahl von Blindformen beschrieben, die teils der Familie der *Phacopidae*, teils der *Proetidae* angehören.

Die Mehrzahl der Trilobiten darf wohl zum vagilen Benthos gezählt werden. Manche Formen sind sicherlich gute Schwimmer gewesen. Für *Aeglina* hat Dollo eine Rückenlage beim Schwimmen wahrscheinlich zu machen versucht. Selbst mit der Möglichkeit einer zeitweiligen Wanderung auf das Festland, wie bei den Brachyuren, muß bei ihnen gerechnet werden¹⁵⁴). Die mit auffallend langen, als Schwebearrichtungen zu deutenden Stacheln versehenen Gattungen wie *Acidaspis*, *Lichas*, *Deiphon*, hält J. Walther¹⁵⁵) für planktonisch lebende Meerestiere.

Das Einrollungsvermögen haben die Trilobiten zuerst im Oberkambrium erworben¹⁵⁶). Schon im Untersilur ist diese Fähigkeit Gemeingut geworden. Von den *Isopygia* abgesehen, die nur zwei Genera umfassen, sind die älteren Trilobiten zumeist mit kleinen Schwanzschildern versehen. Doch gewinnen schon im Untersilur die *Macropygia* an ihrer Stelle die Oberhand.

Der hohe stratigraphische Wert der Trilobiten ist allgemein anerkannt. Als Leitfossilien haben sie für das ältere Paläozoikum dieselbe Bedeutung wie die Ammoniten für das Mesozoikum.

Merostomata

Der einzige lebende Repräsentant dieser Tierklasse, *Limulus* aus der Ordnung der *Xiphosura*, bewohnt das schlammige Seichtwasser der tropischen Ästuarien Mexicos, Floridas und der Philippinen. Er gehört einer der persistentesten Gattungen höher organisierter Meerestiere an, da er bereits in der unteren Trias (Roeth von Wasselnheim im Elsaß) mit typischen Arten auftritt. Seine Vorfahren aus der Familie der *Belinuridae* waren Bewohner des Süßwassers vom Old red bis ins Perm.

Die ältesten Vertreter der *Merostomata* waren die *Eurypterida* (*Gigantostraca*), die während des ganzen Paläozoikums fast ausschließlich innerhalb eines schmalen Gürtels von Nordamerika und Eurasien gelebt haben. Die Arten des Oberkarbons und Perms waren unzweifelhaft Süßwasserbewohner. Auch die Zugehörigkeit der geologisch älteren *Eurypterida* zum Limnobios hat unter den modernen Paläontologen mehrere namhafte Vertreter gefunden. Die Ordnung soll demgemäß im nächsten Unterabschnitt ausführlicher besprochen werden.

Pisces

In den fossilen Fischfaunen fehlen alle Fische der Tiefsee und fast alle Fische der Hochsee. Es liegen in ihnen beinahe ausschließlich Flachwasser- und Küstenfische vor, zumeist aus schlammigen geschützten Meeresbuchten, eingebettet in Schiefer oder Plattenkalke. Hierher gehören die Lagerstätten in den devonischen Bundenbacher Schiefern, in den triadischen Asphalt-schiefern von Besano, Giffoni und Seefeld, in den bitumi-

nösen Schiefern von Raibl, Castellamare, Comen und Lesina, in den unterliasischen Schiefern von Lyme Regis, Whitby und dem schwäbischen Posidonienschiefer, in den Kalkschiefern von Solnhofen und Nusplingen, in den Plattenkalken von Perledo, Cerin, Hakel, Sahel Alma und des Monte Bolca. Stets ist das Sediment ein feiner Ton- oder Kalkschlick, der auffallend häufig zusammen mit den Fischen auch so zahlreiche Reste von Landpflanzen enthält, daß man mit Recht auf die Nähe einer Küste schließen darf. Die massenhafte Einbettung von wohl erhaltenen Fischen in diesen Sedimenten legt den Gedanken plötzlicher Vernichtung durch eine Katastrophe ähnlicher Art, wie sie *Lopholatilus* im Jahre 1882 ereilt hat, nahe.

Eine andere Gruppe von fischreichen Ablagerungen bilden Küstensedimente von sandiger oder kalkig-sandiger Beschaffenheit, wie die cenomanen Kreidesande von Westfalen, die Sande von Weinheim, der Pariser Grobkalk von Vaugirard oder die oberschwäbische Molasse. Hier handelt es sich um Bildungen in ausgesprochener Küstennähe.

Eine weite Verbreitung besitzen Fische der Flachsee in oligozänen Ablagerungen, so in den Septarientonen, den *Meletta*- und *Amphisyle*-Schiefern der Sotzka Schichten und Glarner Fischschiefer (Elm). *Amphisyle Heinrichii* ist, dank seiner Häufigkeit und allgemeinen Verbreitung vom Rhein bis zu den Ostkarpathen, eines der wertvollsten Leitfossilien innerhalb dieser Klasse.

Die Scheidung von Meeres- und Süßwasserfischen gehört in vielen Fällen zu den schwierigsten Aufgaben des Paläontologen. Schon A. Günther¹⁵⁷⁾ betont die Schwierigkeit, in einzelnen Gruppen rezenter Fische solche des süßen und des Seewassers mit Rücksicht auf ihre leichte Anpassung an das eine wie an das andere Milieu zu trennen. Auch unsere rezente Fischfauna enthält ja eine nicht unerhebliche Zahl von Wanderfischen, die zur Laichzeit aus den Flüssen ins Meer (Aal) oder — häufiger — aus dem Meer in die Flüsse gehen (*Salmonidae*, Störe, *Coregonidae*). Die miozäne Fischfauna von Licata mit ihrem Gemisch von marinen und Süßwasserformen — Cypriniden spielen in ihr die Hauptrolle — läßt ungeachtet ihres Artenreichtums keine eindeutige Einordnung in die beiden Faunengruppen: marin oder limnisch zu. Die gleiche Unsicherheit herrscht bezüglich der oberjurassischen Fischfauna von Turga in Transbaikalien und der Doggerfauna aus den Ust-Balei-Schichten am Baikal See. Die Schwierigkeiten steigern sich bei der Beurteilung älterer Faunen, in denen nur noch Ganoiden und Selachier oder gar gänzlich erloschene, von allen rezenten weit abweichende Typen, wie *Arthrodira*, *Anaspida* oder *Ostracodermi* vorliegen. Da vermag fast nur die Diagnose der Begleitfauna eine sichere Entscheidung zu bringen.

Echte Süßwasserfaunen sind uns aus miozänen Ablagerungen von Oeningen, Nordböhmen und Mainz, aus der permischen Gaskohle Böhmens, aus den Lebacher Schichten und aus dem französischen Oberkarbon von Commentry mit *Amblypterus*, *Pleuracanthus* und *Acanthodes* bekannt.

Wenn man die stratigraphische Stellung der Fischzähne und Flossenstacheln führenden Ablagerungen von Canyon City (Colorado) im Unter-

silur¹⁵⁸⁾ bezweifelt, so bleiben als untersilurisch nur die beiden von Rohon aus der Umgebung von St. Petersburg beschriebenen Zähne vom *Palaeodus* und *Archodus* übrig, die von Traquair¹⁵⁹⁾ trotz der Vergesellschaftung mit Conodonten für echte Fischzähne erklärt worden sind.

Die ältesten Fischfaunen, die diese Bezeichnung verdienen, stammen aus der obersilurischen Cayuga Stufe von Nordamerika und der obersten Abteilung des Beinbetts von Ludlow im unmittelbaren Liegenden des Downtonian, der bereits in der Fazies des Old red ausgebildeten höchsten Stufe des Obersilurs. Hier finden sich, zusammen mit zwei Meeresschnecken, zwei Brachiopoden und einer Bivalvenspezies 14 Arten von Fischen, darunter 2 nur durch Flossenstacheln der Gattung *Onchus* repräsentierte Selachier und 12 *Anaspida*, *Cephalaspida* und *Ostracodermi*.

J. Barrell¹⁶⁰⁾, dem sich seither auch andere Paläontologen, unter anderem auch E. v. Stromer¹⁶¹⁾, angeschlossen haben, vertritt die Meinung, daß die Fische des Ludlow Flußfische gewesen seien, die vom nahen Festlande her in marine Sedimente eingeschwemmt worden seien. Er betrachtet die Flüsse und Seen des Festlandes als das eigentliche Entstehungszentrum der Fische, aus dem sie erst zur Zeit des Mitteldevons ihren Einzug in das Meer hielten. Ihre ursprüngliche Heimat waren die Seen, Flüsse und Salzsümpfe des Old red. Erst später haben sie einen Wechsel des Milieus vorgenommen. Die *Ostracodermi* sind im Meer nie recht heimisch geworden und schon im Oberdevon wieder auf das Festlandsgebiet des Old red zurückgekehrt. Die Selachier hingegen, deren primitivste Gruppe, die *Acanthodii*¹⁶²⁾, den herrschenden Typus unter den Süßwasserfischen des Old red darstellen, sind schon im Oberdevon mit wenigen Ausnahmen Meeresbewohner geworden. Noch in der rezenten Selachierfauna gibt es in den Tropengebieten Haie, die im Süßwasser leben, nach Engelhardt¹⁶³⁾ im ganzen 7 Arten neben 15 Spezies, die sowohl im Meer als im Süßwasser vorkommen.

Arthrodira, Ganoidfische und *Dipnoi* treten zuerst im mittleren Old red auf, doch haben viele unter ihnen später den Weg ins Meer gefunden. Ob der mesozoische *Ceratodus* ausschließlich ein Süßwasserfisch war, bleibt zweifelhaft, obwohl seine Reste am häufigsten in den Lagunen der Lettenkohle und in den ästuarinen Bildungen der Stonesfield slates angetroffen werden. Sein Vorkommen in den Aon-Schiefern von Lunz in Gesellschaft zahlreicher trachyostraker Ammoniten und Meeresmuscheln spricht gegen eine solche Annahme¹⁶⁴⁾. Wir sehen ja auch an manchen jungen Gruppen von Ganoidfischen, daß sie erst später wieder zu Flußfischen geworden sind, so *Lepidosteus*, der Knochenhecht des Mississippi, dessen Reste sich in der älteren Tertiärzeit im Pariser Grobkalk finden.

Fischfaunen des Downtonian kennt man außerhalb Großbritanniens auch aus den Passage beds der Insel Oesel und Podoliens, wo die *Ostracodermi* in Vergesellschaftung mit Eurypteriden vorkommen, für deren Herkunft aus Binnengewässern Nathorst eingetreten ist. An Schönheit der Erhaltung werden alle Fische von diesen Lokalitäten weit übertroffen von der prachtvollen Fischfauna des Downtonians von Ringerike im

Kristiania-Distrikt Norwegens, deren mustergültige Präparation und Beschreibung wir J. Kiaer¹⁶⁵⁾ verdanken. Das Downtonian ist hier in einer Mächtigkeit von 1000 m entwickelt. In der unten aus einer Wechsellagerung von Schiefern und Sandsteinen bestehenden Abteilung befindet sich bei Rudstangen das fossilführende Niveau in einer 30 cm dicken Lage von kupferhaltigem Sandstein, in dem *Dictyocaris* sp., *Eurypterus norwegicus* und *Pterolepis nitidus* die häufigsten Versteinerungen sind. Kein einziges Faunenelement trägt ein marines Gepräge. Kiaer hält die Fauna für eine solche des Süßwassers. Diese Auffassung erhält eine schwerwiegende Stütze durch die von Kiaer bewiesene nahe Verwandtschaft der *Anaspida* und *Cephalaspida* mit den rezenten Cyclostomen, die auch heute noch ausnahmslos im Süßwasser leben. Auch *Lasanius* und *Birkenia* aus dem Obersilur von Ludlow und dem Downtonian von Lanarkshire sind Vertreter der *Anaspida* und daher mit großer Wahrscheinlichkeit als Süßwasserfische anzusehen.

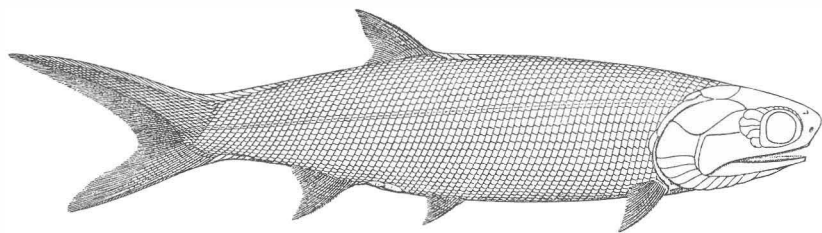


Fig. 25.

Palaeoniscus macropomus Ag.

Allerdings steht die Auffassung der Fischfaunen des Old red als solche der Binnengewässer mit den Ansichten anderer Forscher im Widerspruch. Es seien hier nur F. Frech¹⁶⁶⁾ und W. Deecke¹⁶⁷⁾ genannt. Der erstere schreibt einer Reihe von Gattungen (*Dipterus*, *Coccosteus*, *Pterichthys*) eine marine Herkunft zu. Der letztere denkt an Faunen, die sich in Strandlagunen, also in einem ganz flachen Gebiet und in Küstennähe, ähnlich der Zuydersee, entwickelt haben. Daneben mögen auch Becken mit süßem Wasser und reichem Pflanzenmaterial an den Ufern als Standorte der *Acanthodii* und *Phaneropleuridae* bestanden haben.

Nicht nur die Fischfaunen des Old red — der wichtigste Fundort ist Stromness auf den Orkneys Inseln (Hugh Miller) —, deren gesamte Fauna an Vertretern dieser Tierklasse 40 Genera mit mehr als 100 Spezies umfaßt, werden heute von vielen Paläontologen als Süßwasserfaunen angesprochen, auch für eine Anzahl jüngerer Fischfaunen des Perm und der Trias wird eine Herkunft aus Binnengewässern in Betracht gezogen. Während die marine Natur der Fische des Kohlenkalkes allgemein zugegeben wird, steht jene des schottischen Unterkarbons nicht fest. Gürich¹⁶⁸⁾ glaubt an die Möglichkeit einer Scheidung mariner und ästuariner Typen (*Amblypterus*, *Elonichthys*). Pompeckj¹⁶⁹⁾ erblickt in den zahlreichen Fischresten im Mannsfelder Kupferschiefer mit der herrschenden Gattung

Palaeoniscus die Überbleibsel einer aus den Binnengewässern in ein Meer vom Charakter des heutigen Pontus verschleppten Fauna. Nach den Untersuchungen Stolleys¹⁷⁰⁾ besteht die Fischfauna des Buntsandsteins aus salinaren Formen der Wüstenseen, die, wie *Gyrolepis*, später leicht den Übergang zur Binnenfazies des deutschen Muschelkalkes finden konnten.

Die Unterschiede der Fischfauna des deutschen Muschelkalkes und jener aus der alpinen Trias und der Untertrias am Eisfjord von Spitzbergen¹⁷¹⁾ sind so tiefgreifend, daß sie nach der Meinung Stolleys auf eine verschiedene Herkunft hinweisen. Die von dem Meeresgebiet der alpinen Trias unabhängige Entwicklung der Fische des deutschen Muschelkalkes wird nur verständlich unter der Annahme einer Abstammung von Fischen aus den Flüssen und Binnenseen des triadischen Kontinents. Auch die Faunen der Ganoidfische in den Triassandsteinen Nordamerikas, Australiens und der Karooformation Südafrikas sind nach Stolley Süßwasserfaunen, deren Vertreter aus den Binnengewässern erst später in das Meer eingewandert sind.

Auf den fluviatilen Charakter der Fische in den australischen Faunen von Gosford und der Winnamatta series von Neu Süd Wales habe ich selbst an anderer Stelle hingewiesen¹⁷²⁾. Auch die Fische im Rhät von Württemberg sind nach Ehrat¹⁷³⁾ als Süßwasserformen anzusprechen, die durch Flüsse vom Land ins Meer eingeschwenmt wurden.

Diese kurzen Darlegungen mögen genügen, um die Schwierigkeiten aufzuzeigen, die einer sicheren Diagnose fossiler Fischfaunen entgegenstehen. Sie verringern zugleich den biostratigraphischen Wert der Klasse in erheblichem Maße.

Kritische Epochen in der Geschichte der Fische fallen in die Wende der devonischen und karbonischen Periode infolge des Erlöschens der *Arthrodira* und des gewaltigen Aufschwunges der Selachier und Ganoidfische, ferner in die Kreide, in der sich die Modernisierung der Fischfaunen infolge der Verdrängung der im Mesozoikum die Meere und Binnengewässer beherrschenden Ganoiden durch die Knochenfische vollzieht.

Noch später ist die Eroberung der Tiefsee durch die Teleostier erfolgt. Kein einziger rezenter Tiefseefisch zeigt eine Verwandtschaft mit den Ganoiden der mesozoischen Ära.

Die stratigraphische Bedeutung der Fische wird von Deecke sehr niedrig eingeschätzt. Wesentlich günstiger beurteilt sie A. Shmith-Woodward¹⁷⁴⁾. Er geht dabei von den folgenden Gesichtspunkten aus. Jede größere Gruppe von Fischen begann mit frei schwimmenden Formen von spindelförmiger Gestalt. Später folgten Anpassungen an verschiedene Lebensweise durch Herausbildung schmaler und hoher Formen, flacher, deprimierter Formen mit großen Schädeln und aalartig verlängerter Typen.

Anaspida und *Ostracodermi* beginnen im Obersilur mit spindelförmigen Gestalten ohne Endoskelett (*Lasanius*, *Birkenia*, *Ctenopleura*). Im Devon haben sie bereits schmalen und hohen oder flach gedrückten Typen Platz gemacht. *Pterichthys* ist ebenso bezeichnend für das mittlere wie *Bothriolepis* oder *Asterolepis* für das Oberdevon. Bei den *Acanthodii* des Ober-

silurs und Unterdevons sind die Flossenstacheln breit, bei den frei schwimmenden Spindelformen vom Oberdevon bis ins Perm schlank. Flache *Acanthodii* mit breiten Flossenstacheln (*Parexus*) stellen sich im Unterdevon, aalartige mit auffallend verlängertem Körper erst im Oberdevon ein. Flossenstrahlen und obere Bogen der Wirbel sind bei den paläozoischen Selachiern noch verbunden, bei den jüngeren Haien nicht mehr. Auch sind bei ihnen die Flossenstacheln reich, bei den mesozoischen nur noch ausnahmsweise verziert, bei den känozoischen stets glatt. Die *Arthrodira* sind ausschließlich auf das Devon beschränkt. Bei den älteren Repräsentanten dieser Unterklasse ist der Hautpanzer stark beknotet, bei den jüngeren aus dem Oberdevon, die eine bedeutende Größe erreichen (*Dinichthys*, *Titanichthys*), nicht mehr.

Unter den Ganoidfischen treten die *Crossopterygii* zuerst im Unterdevon auf. Die durch die Entwicklung großer Rhombenschuppen gekennzeichneten Typen sterben mit sehr großen Formen im Perm (*Megalichthys*) aus. Eine zweite Gruppe mit dünnen, runden, einander stark übergreifenden Schuppen hebt im Mitteldevon (*Tristichopterus*) an. Sie ist durch ihre rhizodonte Zahnstruktur charakterisiert und erlischt im Karbon. Die flachgedrückten Formen mit dendrodonter Zahnstruktur (*Holoptychius*) erreichen ihre Blüte im Oberdevon. Da sie am Ende dieser Serie der Devonformation aussterben, sind sie für dieselbe in hohem Maße bezeichnend. In das Mesozoikum reicht nur die Familie der *Coelacanthidae* hinauf.

Im mittleren Devon erscheinen mit *Chirolepis* die ältesten *Actinopterygii*, Ganoidfische mit sehr schwach verknöchertem Endoskelett, heterozeker Schwanzflosse und mit unpaarigen Flossen, die nur durch Hautstrahlen gestützt werden. In das Karbon und Perm fällt die Blüte der spindelförmigen *Palaeoniscidae* mit dickem Schmelzbelag auf den großen Rhombenschuppen, und der hohen, schmalen *Platysomidae*. Doch gehen die *Palaeoniscidae* durch die Trias bis in die Juraformation hinauf.

Gemeinsame Merkmale der jurassischen und kretazischen Ganoidfische sind die Abschwächung der Heterozerkie, der Rückgang des Hautskeletts und die Zunahme der Verknöcherung des Innenskeletts. Der Übergang zu den Knochenfischen vollzieht sich vorwiegend in der Familie der *Pholidophoridae*. Die *Leptolepidae*, die in der Zeit vom Oberlias bis zur Unterkreide gelebt haben, waren die unmittelbaren Vorfahren der *Clupeidae*, durchwegs kleine Spindelformen mit immer stärker zunehmender Ossifikation aller Skelettelemente. Kein Knochenfisch hat vor dem Beginn der Oberkreide einen großen Schädel oder eine wesentliche Verkürzung des Körpers aufzuweisen. Die Entstehung aller modernen Typen der Fische fällt in die oberste Kreide oder in das Untereozän¹⁷⁵).

Reptilia

Die biostratigraphische Bedeutung der Meeresreptilien, die noch in der rezenten Fauna Vertreter besitzen (Seeschildkröten, Seeschlangen) ist gering. Die ältesten Meeresschildkröten aus der Familie der *Thalassemydidae*

(*Thalassemys*, *Eurysternum*) stammen aus dem oberen Jura. Erst in der oberen Kreide werden Seeschildkröten aus der Unterordnung der *Cheloniidea* etwas häufiger¹⁷⁶⁾. Heute sind die Seeschildkröten auf die drei Gattungen *Chelone*, *Caretta* und *Dermochelys* (*Athecae*) beschränkt.

Als die älteste Seeschlange bezeichnet F. v. Nopcsa¹⁷⁷⁾ *Pachyophis Woodwardi* aus der Unterkreide der Hercegovina (Bilek), obschon auf Grund der Beschaffenheit des Sediments hier an die Einschwemmung eines Landtieres in das küstennahe Flachwasser gedacht werden könnte. Sichere Reste von Seeschlangen haben sich in der obereozänen Kerunstufe Ägyptens (*Pterosphenus*) gefunden¹⁷⁸⁾. Stratigraphisch wertvolle Leitfossilien geben die *Pythonomorpha* ab, obwohl sie auf die obere Kreide Westeuropas, Nordamerikas und Neuseelands beschränkt waren.

Unter den ausgestorbenen Krokodiliern waren zwei mesozoische Familien, die *Teleosauridae* und *Metriorhynchidae* dem Leben im Meere angepaßt. Die ersteren haben ihre Hauptverbreitung in Lias und Oberjura, doch reicht eine Gattung, *Congosaurus*, bis ins Paleozän von Äquatorialafrika hinauf. Die letzteren sind auf Oberjura und Unterkreide beschränkt.

In den Marinfraunen der mesozoischen Ära haben auch zwei am Ende der Oberkreide völlig ausgestorbene Reptilordnungen eine wichtige Rolle gespielt, die *Ichthyosauria* und die *Sauropterygia*. Die ersteren entfalten ihre größte Formenmannigfaltigkeit bereits in der Triasperiode. Das Studium der Lokalfornen aus der Trias von Spitzbergen, Californien und Nevada durch Wiman¹⁷⁹⁾ und Merriam¹⁸⁰⁾ hat uns mit zahlreichen Gattungen der *Mixosauridae* bekannt gemacht, die allerdings an Größe hinter den Ichthyosauriern des Lias, Oberjura und der Kreide erheblich zurückstehen. Die kretazischen Ichthyosaurier unterscheiden sich von jenen der Juraperiode insbesondere durch ihre stärker gestreckten, minder gedrunenen Körperformen. Auch werden einige Gattungen wie *Baptanodon* zahnlos.

In der Ordnung der *Sauropterygia* war die Abteilung der *Plesiosauridae* die langlebigste (Trias bis oberste Kreide)¹⁸¹⁾, während die *Nothosauridae* sich nur in der Trias gefunden haben¹⁸²⁾. Dieser Periode gehören noch zwei Ordnungen mariner Reptilien von außerordentlich eingengter Verbreitung an, die *Thalattosauria* (Californien)¹⁸³⁾ und die *Placodontia* (Mitteleuropa)¹⁸⁴⁾. Ob die kleine nur aus dem Oberjura Frankreichs und Deutschlands bekannte Gruppe der aalähnlichen *Pleurosauria* (*Acrosauria*)¹⁸⁵⁾ Bewohner des Meeres oder des Süßwassers waren, bleibt vorläufig zweifelhaft.

Erst in der Pleistozänzeit, fast vor unseren Augen, hat ein Lacertilier, *Amblypterus cristatus* auf den Galapagos Inseln, seine Einwanderung vom Festland in das Meer vollzogen, ohne indessen seine amphibische Lebensweise bereits vollständig aufzugeben¹⁸⁶⁾.

Mammalia

Nur drei Ordnungen der Säugetiere haben sich dem Leben im Meere so weit angepaßt, daß dasselbe zu ihrer eigentlichen Heimat geworden ist: die *Cetacea*, Nachkommen der alten *Creodontia*, die *Pinnipedia*, nächst

verwandt mit den modernen Raubtieren des Festlandes, und die *Sirenia*, Verwandte der *Proboscidea*.

Vertreter der ersten (*Eocetus*, *Protocetus*) und letzten Ordnung (*Eotherium*) reichen bis in die Mokattam-Stufe des ägyptischen Eozäns (Lutetien) zurück. Die Robben sind viel jünger. Sie gehen kaum über das Miozän hinaus. Nur eine ältere Gattung (*Palaeotaria*) ist aus dem französischen Oligozän bekannt geworden.

Möglicherweise gehört auch *Desmostylus* aus dem Miozän von Japan und Californien zu den Meeresbewohnern. Abel¹⁸⁷⁾ hält ihn für einen Multituberculaten aus der Verwandtschaft der *Monotremata*.

Erst in der Pleistozänzeit ist die Einwanderung der heute durch die Pelzjäger im Behringsmeer fast ausgerotteten Seeotter (*Lutra lutrix*) in das marine Litoralgebiet erfolgt.

Anmerkungen zum zweiten Abschnitt (Der biostratigraphische Wert der Pflanzen- und Tierklassen des Halobios)

¹⁾ J. Walther: Bionomie des Meeres. 1893, p. 487.

²⁾ Th. Fuchs: Über ein neues Analogon zur Fauna des Badener Tegels. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1905, p. 203.

³⁾ Auch F. X. Schaffer hält den Badener Tegel für ein nicht unterhalb der Hundertfadenlinie zur Ablagerung gekommenes Sediment.

⁴⁾ E. Koken: Eurydesma und der Eurydesmenhorizont. Centralbl. f. Min. etc. 1904, p. 103.

⁵⁾ J. Pia: Geologisches Alter und geographische Verbreitung der wichtigsten Algengruppen. Österr. Botan. Zeitschr. 1924, p. 174 ff.

⁶⁾ E. J. Garwood: On the important part played by calcareous algae at certain geol. horizons etc. Geol. Mag. Dec. V. Vol. X. 1913, p. 440–446, 490–498, 545–553. — K. Andree: Geologie des Meeresbodens. II. 1921, p. 29, 215.

⁷⁾ J. W. Gruner: Algae believed to be archæan. Journ. of Geol. XXXI. Chicago, 1923, p. 146.

⁸⁾ P. H. Sempelayo: Fossiles de Galicia. Note sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. Bol. Inst. geol. de España, XXXVI. Madrid, 1915, p. 277.

⁹⁾ C. Seward: The earlier record of plant life. Quart. Journ. Geol. Soc. LXXIX, London, 1923, p. LXXXVI ff. Seiner Meinung nach dürfte auch *Girvanella* eher auf bakterielle Ausscheidungen als auf Algen zu beziehen sein.

¹⁰⁾ A. Karpinsky: Die Trochilisten. Mém. Com. géol. St. Pétersbourg, 1906, No. 27.

¹¹⁾ J. Pia: Neue Studien über die triadischen Siphonaeae verticillatae. Beitr. z. Paläontol. Österr.-Ungarns etc. XXV. 1912. — Die Siphonaeae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Abhandl. Zool. Botan. Ges. XI. Wien, 1920. — Einige Ergebnisse neuerer Untersuchungen über die Geschichte der Siphonaeae verticillatae. Zeitschr. f. induktive Abstammg. u. Vererb. XXX. Berlin, 1922, p. 62 ff.

¹²⁾ A. Born: Die untersilurischen Brandschiefer von Kuckers. (Estland.) Geol. Rundschau, V. 1915, p. 313–317.

¹³⁾ R. Kräusel u. H. Weyland: Beiträge zur Kenntnis der Devonflora. Senckenbergiana, V. Frankfurt, 1923, p. 166.

¹⁴⁾ H. Potonié: Entstehung der Steinkohle. 6. Aufl. Berlin, 1920, p. 131.

- ¹⁵⁾ F. Chapman: The Foraminifera. London, 1902.
- ¹⁶⁾ Doch hat Issel (Rendiconti R. Acad. dei Lincei (5) XXI. Roma 1912, p. 503) Foraminiferen des Plankton, wie *Globigerina bulloides*, an der Küste von Portofino in einer Tiefe von 1 bis 4 m im Jugendstadium benthonisch kriechend beobachtet.
- ¹⁷⁾ Th. Fuchs: Über Pteropoden- und Globigerinenschlamm in Lagunen von Koralleninseln. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1905, p. 169.
- ¹⁸⁾ J. Murray: The Maltese Islands, with special reference to their geol. structure Scottish Geogr. Mag. VI. Edinburgh, 1890, p. 449—488.
- ¹⁹⁾ W. Deecke: Über Foraminiferen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1914/II. p. 21 ff.
- ²⁰⁾ Wiederholt ist der stratigraphische Wert der Nummuliten angezweifelt worden. Bisher haben sich alle Angaben über Nummulitenfunde in Schichten kretazischen Alters als irrig erwiesen. Kürzlich hat Arnold Heim (Das Problem der Kreidennummuliten in Ostschweiz und Vorarlberg, Geol. Rundschau, XV. 1924, p. 223. auf das angebliche Vorkommen von Assilinen in einem Grünsand hingewiesen, der der obersten helvetischen Kreide vom Typus der Seewen Schichten eingelagert sein soll. Eine Erklärung der Einlagerung dieser Bank als eine tektonische Einwicklung wird von Heim abgelehnt.
- ²¹⁾ V. Uhlirg: Bau und Bild der Karpathen. 1903, p. 682.
- ²²⁾ F. Dreyer: Die Tripel von Caltanissetta auf Sizilien. Jenasche Zeitschr. f. Naturwiss. N. F. XVII. Jena, 1890.
- ²³⁾ J. W. Gregory: Contribut. to the Palaeontol. a. phys. Geography of the West Indies. Quart. Journ. Geol. Soc. LI. London, 1895, p. 297, 309.
- ²⁴⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie, III. p. 473.
- ²⁵⁾ L. Cayeux: Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XXII. p. 197—228.
- ²⁶⁾ Über Radiolarite vgl. auch Abschnitt VII. (Kieselschiefer des Kulm, Trias und Jura in den Ostalpen und Donaufurcation).
- ²⁷⁾ J. M. Clarke: Devonian glass sponges. New York State Mus. Bull. No. 196, Albany, 1918, No. 239, No. 240, 1922.
- ²⁸⁾ Aus dem Chemung Sandstein des Staates New York hat J. M. Clarke (A colossal devonian glass sponge. Bull. New York State Mus. No. 251, Albany, 1924, p. 121) ein Riesenexemplar der Hexactinellidengattung *Ceratodictya* beschrieben.
- ²⁹⁾ E. Fischer: In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahreshefte Ver. f. vaterl. Naturkde. Württemberg, LXVIII. 1912, p. CXIV. ff.
- ³⁰⁾ Griffith Taylor: The Archaeocyathinae from the Cambrian of South Australia. Mem. Roy. Soc. of South Australia, Vol. II/2, 1910.
- ³¹⁾ W. D. Gordon: Scott nat. Antarctic expedition, 1902/09. Cambrian organic remains from a dredging in the Weddel Sea. Transact. Roy. Soc. Edinburgh, LII. 1921.
- ³²⁾ R. E. Priestly a. T. W. Edgeworth David: Geol. notes in the Brit. Antarctic Exped. C. R. Congrès géol. internat. XI. Stockholm, 1910 (1912), p. 775.
- ³³⁾ G. Steinmann: Über fossile Hydrozoen. Palaeontograph. XXV. 1877. — Über triassische Hydrozoen vom östl. Balkan. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. CII. 1893, p. 457.
- ³⁴⁾ H. Nicholson: Monograph of the Brit. Stromatoporoids. Palaeontograph. Soc. London, 1886/1892. — G. Gürich: Leitfossilien, I. Silur. Berlin, 1908, p. 35, II. Devon. 1909, p. 97.
- ³⁵⁾ E. Stechow (Ein beachtenswertes Hydrozoengenus, Centralbl. f. Min. 1920, p. 401) weist auf die Ähnlichkeit der Plumariidengattung *Dinotheca* mit *Rastrites* hin.
- ³⁶⁾ J. Hall: Introduction to the study of Graptolites. New York State Cab. Nat. hist. 20. Annual Rep. 1868, p. 38.
- ³⁷⁾ F. Frech: Lethaea palaeozoica, I. 1897, p. 449, 452 ff.
- ³⁸⁾ O. Jaekel: Über das Alter des sogenannten Graptolithengesteins, mit bes. Rücksicht auf die in dems. enthaltenen Graptolithen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLI. 1889, p. 653
- ³⁹⁾ C. Wiman: Über die Graptolithen. Bull. Geol. Inst. Upsala, II/2, p. 68.

- ⁴⁰⁾ R. Ruedemann: Development and mode of growth of *Diplograptus*. New York State Geol. Ann. Rep. 1894 (1895), p. 225. — Synopsis of the mode of growth and development of the genus *Diplograptus*. Amer. Journ. sci. 3. ser. XLIX. p. 453.
- ⁴¹⁾ H. Lapworth. The silurian sequence of Rayader. Quart. Journ. Geol. Soc. LVI. London, 1900, p. 67.
- ⁴²⁾ R. Ruedemann: Graptolites of New York. New York State Mus. Mem. 7.1. Albany 1904, p. 514 ff. — The stratigraphic significance of Graptolites. Bull. Geol. Soc. America. XXII. 1911, p. 93, 231.
- ⁴³⁾ T. Wood-Jones: On the growth forms and supposed species in corals. Proceed. Zool. Soc. London, 1907, p. 518, 556.
- ⁴⁴⁾ O. Pratje: Korallenstöcke im tiefen und kühlen Wasser. Centralbl. f. Min. 1924, p. 410.
- ⁴⁵⁾ Die auffallendsten Krustenriffe sind von C. F. Hartt (Geology of Brazil, in J. Dana: Corals and coral islands, 1. c. p. 140) aus dem Inselgebiet der der Küste des tropischen Brasiliens bei Bahia vorgelagerten Abrolhos beschrieben worden. Die im ganz flachen Wasser liegenden Riffe breiten sich als „chapeiros“ in Gestalt riesiger Champignons aus und vereinigen sich zu dem 15 bis 16 km langen und 6 km breiten „parcel de los Abrolhos“, einer während der Flut vom Meere vollständig überspülten, von den Seefahrern in hohem Grade gefürchteten Klippenregion.
- ⁴⁶⁾ W. Saville Kent: The great barrier reef of Australia. London, 1894.
- ⁴⁷⁾ Ch. Darwin: The structure and distribution of coral reefs. 1. ed. London, 1842, 2. ed. 1874.
- ⁴⁸⁾ J. C. Ross: Review of the theory of coral formation, set forth by Ch. Darwin etc. Natuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indie, Batavia, VIII. 1855, p. 1—43.
- ⁴⁹⁾ J. D. Dana: Corals and coral islands, London, 1872. — Origin of coral reefs a. islands. Amer. Journ. sci. 3. ser. XXX. 1885, p. 89—105. 169—191.
- ⁵⁰⁾ C. Semper: Die Riffe und das Leben im Meere. Zeitschr. f. wissenschaftl. Zoologie, XIII. 1863, p. 563—569. — Die natürlichen Existenzbedingungen der Tiere. Leipzig, 1880, II. p. 39—93, 261.
- ⁵¹⁾ J. Murray: On the structure and origin of coral reefs a. coral islands. Proceed. Roy. Soc. Edinburgh, X. 1879/80, p. 505—518.
- ⁵²⁾ J. Rein: Die Bermudas Inseln und ihre Korallenriffe. Verhandl. I. Deutsch. Geograph. Tag. Berlin, 1882, p. 29—46.
- ⁵³⁾ H. B. Guppy: Suggestions as to the mode of formation of barrier-reefs in Bougainville Straits, Solomon group. Proceed. Linn. Soc. New South Wales, for 1884, IX. Sidney, 1885, p. 949—959.
- ⁵⁴⁾ Eine Zusammenstellung der Ergebnisse der Untersuchungen an Inselkränzen und gehobenen Korallriffen und der Literatur bis zum Jahre 1887 findet sich bei E. Suess, Antlitz der Erde, II. 1888, p. 391—408.
- ⁵⁵⁾ Capt. Chambeyron: Note rel. à la Nouv. Calédonie, Bull. Soc. géogr. Paris, 6. sér. IX. 1875, p. 566, 586. — W. Clarke: On the geol. of the Isle of Lafu. Quart. Journ. Geol. Soc. III. London, 1847, p. 61.
- ⁵⁶⁾ A. Agassiz: Thé Tortugas a. Florida reefs. Mem. Amer. Acad. sci. Centenn. Vol. Cambridge, XI. 1885, p. 107 ff.
- ⁵⁷⁾ T. Wood-Jones: Corals and Atolls. London, 1910.
- ⁵⁸⁾ M. Weber: Siboga Expedition, I. Leiden, 1902. — A. Wichmann: On the so called atolls of the East Indian archipelago. Proceed. Kgl. Akad. Vet. Amsterdam, XIV. 1912, p. 698—712.
- ⁵⁹⁾ Auch an der Zusammensetzung der Keys von Florida, der Riffe der Bahamas, Bermudas und an der Küste von Puerto Rico nehmen Kalkalgen in erheblich größerem Ausmaße als Riffkorallen teil. Vgl. M. A. Howe: The building of „Coral“ reefs. Science, new ser. XXXV. 1912, p. 837—842.
- ⁶⁰⁾ J. S. Gardiner: The fauna a. geography of the Maledive a. Laccidive Archipelagoes. Cambridge, 1903. — The origin of coral reefs, as shown by the Maledives. Amer. Journ. sci. XVI. 1903, p. 203—213.

- ⁶¹⁾ E. C. Andrews: An outline of the tertiary history of New England. Records Geol. Surv. New South Wales, VII. 1903, p. 140—216.
- ⁶²⁾ T. W. Vaughan: The present status of the investigation of the origin of barrier coral reefs. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLI. 1916, p. 131—135.
- ⁶³⁾ W. M. Davis: The great barrier reef of Australia. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLIV. 1917, p. 329—351.
- ⁶⁴⁾ The atoll of Funafuti, Boring into a coral reef and the result. Report of the coral reef committee of the Roy. Soc. London, 1904.
- ⁶⁵⁾ L. V. Pirsson: Geology of Bermuda island. The volcanic platform. Amer. Journ. sci. XXXVIII. 1914, p. 189—206. — L. V. Pirsson and J. W. Vaughan: ibidem, XXXVI. 1913, p. 70.
- ⁶⁶⁾ W. M. Davis: The geological aspect of the coral reef problem. Science progress, XIII. 1919, p. 420—444. — Coral reefs and submarine banks. Journ. of Geol. XXVI. Chicago, 1918, p. 198—223, 289—309, 385—411. — Subsidence of reef encircled islands. Bull. Geol. Soc. America XXXIX. 1918, p. 489—574.
- ⁶⁷⁾ R. A. Daly: Pleistocene glaciation and the coral reef problem. Amer. Journ. sci. XXX. 1910, p. 297—308. — Problems of the pacific islands. Ibidem, XLI. 1916, p. 153—186. — The glacial control theory of coral reefs. Proceed. Amer. Acad. arts a. sci. LI. 1915, p. 157—251. — Origin of the living coral reefs. Scientia, Bologna, XXII. 1917, No. LXV/9. — The coral reef zone during and after the glacial period. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLVIII. 1919, p. 136—160. — Oscillation in the belts peripheral to the pleistocene ice-caps. Bull. Geol. Soc. America, XXXI, 1920, p. 303—318. — A general sinking of the sea level in recent time. Proceed. Nat. Acad. sci. VI. 1920, p. 246—250.
- ⁶⁸⁾ A. Agassiz: Coral reefs of the tropical Pacific. Mem. Mus. compar. Zool. Harvard. Coll. Cambridge, XXXVIII. 1903, p. 21.
- ⁶⁹⁾ A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche. II. 1894, p. 660.
- ⁷⁰⁾ T. W. Vaughan: Fossil corals from Central America, Cuba a. Porto Rico U. S. Nat. hist. Mus. Bull. No. 103, Washington, 1919, insbes. p. 326—328.
- ⁷¹⁾ G. A. Molengraaff: Het problem der Koraaleilanden en de isostasie. Verh. kgl. Akad. Vet. Amsterdam, XXV. 1916, p. 215—231. — W. M. Davis: The isostatic subsidence of volcanic islands. Proceed. Nat. Acad. sci. III. 1917, p. 649—654.
- ⁷²⁾ E. W. Skeats: The coral reef problem and the evidence of the Funafuti borings. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLV. 1918, p. 81—96.
- ⁷³⁾ W. Salomon: Die Adamello Gruppe. Abhandl. Geol. Reichsanst. XXI. 1908, p. 419.
- ⁷⁴⁾ O. Høltedahl: On the fossil faunas of Per Schleis ser. B. in SW. Ellesmereland. Vidensk. Selsk. Skrift. Kristiania, 1914, p. 1—48.
- ⁷⁵⁾ Vereinzelt finden sich Riffkorallen auch im inneralpinen Becken von Wien, doch haben sie hier keine Riffe mehr aufgebaut, ebenso wenig wie im Miozän des vicentinischen Tertiärgebietes. Vgl. O. Kühn: Die Korallen des Miozäns von Eggenburg. Abhandl. Geol. Bundesanst. Wien, XXII/3. 1925, p. 14 ff. Im Burdigalien von Eggenburg findet sich auch die Gattung *Porites*, die zum erstenmal im Paläogen auftritt, während die Familie der *Poritidae* selbst bereits in der Kreide erscheint.
- ⁷⁶⁾ W. Deecke: Paläontol. Betrachtungen, V. Über Korallen. Neues Jahrb. f. Min. 1913/II., p. 183 ff.
- ⁷⁷⁾ P. Vinassa de Regny: Triadische Algen, Spongien, Anthozoen und Bryozoen aus Timor. Paläontol. v. Timor (J. Wanner), IV. Liefg. Stuttgart, 1915.
- ⁷⁸⁾ J. Perrin Smith: Occurrence of coral reefs in the Triassic of North America. Amer. Journ. sci. XXXIII. 1912, p. 92 ff.
- ⁷⁹⁾ Spezifische Übereinstimmung besteht bei drei der Obertrias von Timor, Nevada, Oregon und des Salzkammergutes gemeinsamen Formen. Dagegen haben die Korallenfaunen von Alaska und Timor keine identischen Arten geliefert.
- ⁸⁰⁾ A. H. Clark: A study of the recent Crinoids, which are congeneric with fossil species. Amer. Journ. sci. 4. ser. XI. 1915, p. 60 ff. — The relation between

the maximum and the average bathymetric range and average depth of habitat in the subfamilies and higher groups of recent Crinoids. Ibidem, p. 67—75.

⁸¹⁾ Die biologische Bedeutung der seltsamen Lobolithen, hohler, kugelig aufgeblähter Gebilde an der Wurzel der *Scyphocrinidae*, ist noch nicht aufgeklärt.

⁸²⁾ F. Bather, Transact. Edinburgh Geol. Soc. X, 1, 1912, p. 79. — E. Haarmann: Die Bothriocrinoiden und Lophocrinoiden des rheinischen Devons. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. LXII. Berlin, 1920, p. 1—87.

⁸³⁾ J. Wanner: Neues über *Lodanella mira*. Paläontol. Zeitschr. II. p. 81—87.

⁸⁴⁾ W. Deecke: Paläontologische Betrachtungen. VIII. Über Crinoiden. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1915/II. p. 1 ff.

⁸⁵⁾ R. T. Jackson: Phylogeny of the Echini, with a revision of palaeozoic species. Mem. Boston Soc. nat. hist. VII. 1912.

⁸⁶⁾ F. A. Bather: Triassic echinoderms of Bakony. Resultate d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees. I/1, Budapest, 1909.

⁸⁷⁾ W. B. Clarke and M. W. Twitchell: The mesozoic and cenozoic Echinodermata of the United States. Monogr. U. S. Geol. Surv. LIV. 1915.

⁸⁸⁾ A. Agassiz: Revision of the echini. I. Cambridge. 1872, p. 211, 221.

⁸⁹⁾ A. Tornquist: Die biologische Deutung der Umgestaltung der Echiniden im Paläozoikum und Mesozoikum. Zeitschr. f. indukt. Anpass. u. Vererbgslehre. VI. 1911, p. 39—60.

⁹⁰⁾ W. Deecke: Paläontol. Betrachtungen. III. Über Echinoidea. Centralbl. f. Min. etc. 1913, p. 503 ff.

⁹¹⁾ K. Oswald: Mesozoische Conulariiden. Centralbl. f. Min. 1918, p. 337.

⁹²⁾ A. Bittner: Eine triadische Conularia. Verhandl. Geol. Reichsanst. 1890, p. 177.

⁹³⁾ R. Ruedemann: Note on the discovery of sessile Conularia. Amer. Geol. XVII. 1895, p. 158—165, XVIII. 1896, p. 65—71.

⁹⁴⁾ E. Koken: Eurydesma und der Eurydesmenhorizont. Centralbl. f. Min. 1904, p. 103.

⁹⁵⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie. II. p. 212.

⁹⁶⁾ Barbot de Marny: Ergebnisse einer Reise durch Galizien, Wolhynien u. Podolien (russ.). St. Petersburg, 1866. — L. Tesseyre: Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoenriff. Jahrb. Geol. Reichsanst. XXXIV. 1884, p. 299 ff.

⁹⁷⁾ Eine eminent abyssische Brachiopodenspezies ist *Liothyris Wyvillei*, die aus einer Tiefe von — 5300 m aufgefischt worden ist.

⁹⁸⁾ J. Allan Thomson: Brachiopoda of the Australasian Antarctic expedition, 1911/14. Sci. Rep. ser. C. Vol. IV. Pt. 3, 1919.

⁹⁹⁾ E. Suess: Über die Wohnsitze der Brachiopoden. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, XXXVII. 1859, p. 185—248, XXXIX. 1860, p. 181—206.

¹⁰⁰⁾ W. Deecke: Paläontol. Betrachtungen. Über Zweischaler. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XXXV. p. 352.

¹⁰¹⁾ Die Erklärung, die R. Richter auf Grund seiner Beobachtungen an den Schalen der rezenten *Mya arenaria* im norddeutschen Wattenmeer gibt, trifft für *Pseudomonotis* keinesfalls zu, weil in dieser Gattung beide Klappen weder einen vorspringenden Ligamentträger noch Schloßzähne besitzen, die zu einer Verankerung im Boden geeignet wären.

¹⁰²⁾ E. Koken: Über d. Entwicklung d. Gastropoden vom Kambrium bis zur Trias. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. VI. 1889, p. 305—484.

¹⁰³⁾ W. Dietrich: Nerineidae. Foss. Catal. Pars. 31, 1925.

¹⁰⁴⁾ W. Deecke: Über Gastropoden. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XI. p. 759 ff.

¹⁰⁵⁾ J. F. Pompeckj: The jurassic fauna of Cape Flora. Norweg. Polar. Expedit. II. p. 135.

¹⁰⁶⁾ A. E. Cossmann: Essais de Paléoconchologie comparée. Paris, 1895—1913.

¹⁰⁷⁾ A. J. McDonald a. A. E. Trueman: The evolution of certain liasic gastropods, with special reference to their use in stratigraphy. Quart. Journ. Geol. Soc. LXXVII. London, 1921, p. 297—343.

¹⁰⁸⁾ O. Abel: Paläobiologie der Cephalopoden aus der Gruppe d. Dibranchiaten. Jena, 1916. — A. Naef: Die fossilen Tintenfische. Jena, 1922.

¹⁰⁹⁾ M. Schmidt deutet die württembergischen Belemniten-schlachtfelder Quenstedts als Exkrementenresidua von *Hybodus*. Für die unvergleichlich mächtigeren Anhäufungen der Belemnitenrostra in den Chidamu beds des Himalaya ist diese Erklärung kaum statthaft, da bisher niemals Zähne von *Hybodus* oder anderen Selachiern in den Konkretionen der Spiti shales gefunden worden sind.

¹¹⁰⁾ E. v. Bülow: Cephalopoda dibranchiata. Foss. Catal. Pars 11. Berlin, 1920

¹¹¹⁾ W. Deecke: Paläontol. Betrachtungen. I. Über Cephalopoden. Neues Jahrb. f. Min. XXXV. 1912, p. 241 ff.

¹¹²⁾ A. Willey: Contribution to the history of the pearly Nautilus. Zoological Results, Pt. VI. 1902.

¹¹³⁾ Bashford Dean: Notes on living Nautilus. Amer. Naturalist, XXXV. 1901, p. 819—837.

¹¹⁴⁾ A. Hyatt: Pseudoceratites of the cretaceous. Monogr. U. S. Geol. Surv. XLIV. 1903, p. 66, Pl. VI. fig. 1, 2.

¹¹⁵⁾ Die überwiegende Mehrzahl paläozoischer Ammoniten besitzt den Ausschnitt für den Trichter auf der Externseite, wie Nautilus, eine Tatsache, die schon aus dem Verlauf der Anwachsstreifen ersichtlich ist. Bei einigen ist der Mundrand gerade abgeschnitten. Nur sehr wenige verraten durch ihre protrakten Anwachsstreifen (Wedekind) den Besitz eines kurzen Fortsatzes vor dem Trichter.

¹¹⁶⁾ O. Abel: Lehrbuch der Paläozoologie, 2. Aufl. Jena, 1924, p. 185.

¹¹⁷⁾ R. Ruedemann: Observations on the mode of life of primitive Cephalopoda. Bull. Geol. Soc. America, XXXII. 1921, p. 315.

¹¹⁸⁾ J. Pia: Ethologie u. Bedeutung einiger Hauptzüge in d. Stammesgeschichte der Cephalopoden. Annalen Naturhist. Mus. Wien, XXXVI. 1923, p. 60.

¹¹⁹⁾ O. Jaekel: Thesen über die Organisation der Cephalopoden. Protokoll Sitzg. d. Deutsch. Geol. Ges. 5. Febr. 1902, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LIV. Protokoll, p. 7.

¹²⁰⁾ R. Hoernes: Zur Ontogenie u. Phylogenie d. Cephalopoden. Jahrb. Geol. Reichsanst. LIII. 1903, p. 1—33.

¹²¹⁾ H. Prell: Die biologische Bedeutung der Mündungsverengung bei *Phragmoceras*. Centralbl. f. Min. 1921, p. 303.

¹²²⁾ A. Foord: Catalogue of the Cephalopoda in the Brit. Museum, London, 1891. Pt. II, p. 105. — Monogr. of the carbonif. Cephalopoda of Ireland, Palaeontograph. Soc. London, 1897/1903, p. 53.

¹²³⁾ C. Haniel: Cephalopoden der Dyas von Timor. In Wanners Paläontologie v. Timor, III. Liefg. 1915, p. 132.

¹²⁴⁾ C. Diener: Einige Bemerkungen zur Nomenklatur der Triascephalopoden. Centralbl. f. Min. 1916, p. 97.

¹²⁵⁾ C. Diener: A critical phase in the history of Ammonites. Amer. Journ. sci. new. ser. Vol. IV. 1922, p. 120.

¹²⁶⁾ J. F. Pompeckj: Ammoniten des Rhät. Neues Jahrb. f. Min. 1895/II. p. 1.

¹²⁷⁾ Die abenteuerliche Ansicht von S. Scalia (Nuove considerazioni sugli aptici. Mem. R. Acad. di Zelanti, Acireale, ser. 3, Vol. X. 1921, p. 1—16), daß die Aptychen Schmarotzer in den Ammonitengehäusen aus der Familie der *Phyllocaridae* (*Ceratiocaris* und *Cardiocaris*) gewesen seien, dürfte kaum auf Zustimmung rechnen. Verfehlt ist die Begründung durch einen angeblich in der Zeit des Oberjura und der Unterkreide einsetzenden Verfall der Ammoniten. Ein solcher hat erst viel später, am Ende der Senonzeit, stattgefunden.

¹²⁸⁾ K. Renz: Neue Fortschritte in der Geologie und Paläontologie Griechenlands, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXIV. 1912, p. 591 ff.

- ¹²⁹⁾ H. Landois: Über einen ungewöhnlich großen *Ammonites coesfeldensis*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XXXIX. 1887, p. 612. — Die Riesenammoniten von Seppenrade. 23. Jahresber. d. Westfäl. Provinzver. f. Wissensch. u. Kunst. Münster, 1895.
- ¹³⁰⁾ C. Diener: Ammonoidea neocretacea, Foss. Catal. Pars 29. Berlin, 1925.
- ¹³¹⁾ F. Noetling: Fauna of the upper cretaceous Maestrichtien beds of the Mari hills. Palaeontol. Ind. ser. XV. Vol. I/3, 1902.
- ¹³²⁾ Vgl. E. Jacob: Études paléontol. etc. Bull. Labor. géol. Univers. Grenoble, VII/2, 1907, p. 304.
- ¹³³⁾ H. Salfeld: Kiel- und Furchenbildung auf der Schalenaußenseite der Ammonoideen. Centralbl. f. Min. 1921, p. 343.
- ¹³⁴⁾ Vgl. L. A. Cox: A triassic fauna from the Jordan valley. Annals a. Magazine of nat. hist. ser. 9, Vol. XIV. 1924, p. 88.
- ¹³⁵⁾ C. Diener: Über einige Konvergenzerscheinungen bei triadischen Ammonoiten. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, CXIV. 1905, p. 663—687.
- ¹³⁶⁾ L. Collet: Sur quelques ammonites du Barrémien de Colombie. Eclogae geol. helvet. XVIII. 1924, p. 491.
- ¹³⁷⁾ C. Diener: Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten. Neues Jahrb. f. Min., 1912/II. p. 67—89. — Vgl. auch E. Dacqué: Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Berlin, 1921, Kap. V/3. Die Lebensweise der fossilen Schalencephalopoden, p. 527—564.
- ¹³⁸⁾ J. Lüthy: Beitrag zur Geologie und Paläontol. v. Peru. Abhandl. Schweizer Paläontol. Ges. XLIII. 1918, p. 75. Ganz anders deutet J. Walther (Allgemeine Paläontologie, III. p. 487) die ceratitische Lobenlinie, deren Entstehung er auf eine Verminderung des Salzgehaltes im Meere zurückführt.
- ¹³⁹⁾ H. Yabe: Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido. II. Journ. coll. sci. Univers. Tokyo, XX. 1904, p. 20.
- ¹⁴⁰⁾ E. Perna: Über die Lebensweise der Goniatiten (russ.). Geol. Wjestnik, Petrograd. 1915, I., p. 1—14.
- ¹⁴¹⁾ F. Kossmat: Die Bedeutung d. südindischen Kreideformation für d. Beurteilung der geograph. Verhältnisse der späteren Kreidezeit. Jahrb. Geol. Reichsanst. XLIV. Wien, 1894, p. 477.
- ¹⁴²⁾ J. Walther: Bionomie des Meeres. I. Jena, 1893, p. 509. — Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLIX. 1897, p. 258.
- ¹⁴³⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie. III., p. 516.
- ¹⁴⁴⁾ A. Rothpletz: Über die Einbettung von Ammoniten in die Solnhofener Schichten. Abhandl. kgl. Bayer. Akad. Wiss. München, 2. Kl. XXIV. 1909, p. 313—337.
- ¹⁴⁵⁾ G. Boehm: Über *Macrocephalites* und die Längen seiner letzten Wohnkammer. Centralbl. f. Min. 1909, p. 179.
- ¹⁴⁶⁾ G. Boehm: Beiträge zur Geologie v. Niederländ. Indien. Palaeontograph. Suppl. IV. 1912, p. 472.
- ¹⁴⁷⁾ V. Uhlig: Die Fauna der Spiti Schiefer des Himalaya, ihr geol. Alter und ihre Weltstellung. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. LXXXV. 1910, p. 564.
- ¹⁴⁸⁾ K. Deninger: Einige Bemerkungen über die Stratigraphie der Molukken. Neues Jahrb. f. Min. 1910/II, p. 8.
- ¹⁴⁹⁾ L. Reuter: Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teil der Fränkischen Alb. Geognost. Jahreshfte, XX. München 1907, p. 87.
- ¹⁵⁰⁾ W. Deecke: Paläontologische Betrachtungen. VII. Über Crustaceen, Neues Jahrb. f. Min. 1915/I., p. 112 ff.
- ¹⁵¹⁾ A. H. Clark: A comparative study of the most ancient and the recent marine faunas. Journ. Washington Acad. sci. XIV. 1924, No. 21, p. 488.
- ¹⁵²⁾ H. Balss: Studien an fossilen Dekapoden. Die Natantia. Paläontol. Zeitschr. V. 1922, p. 123—147.
- ¹⁵³⁾ J. F. Pompeckj: Die Fauna des Kambriums von Tejřovic und Skrey. in Böhmen. Jahrb. Geol. Reichsanst. XLV., 1895, p. 588.
- ¹⁵⁴⁾ R. Richter: Von Bau und Leben der Trilobiten. Senckenbergiana Frankfurt a. M., 1919, p. 213—238, II., 1920, p. 23—43.

- ¹⁵⁵⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie. II. p. 213.
- ¹⁵⁶⁾ Bei den kambrischen *Agnostidae* kann man nicht wohl von einer Einrollung sprechen. Hier handelt es sich um ein Zusammenklappen des Kopf- und Schwanzschildes in dem Scharniergelenk der wenigen (zwei bis drei) Rumpfsegmente.
- ¹⁵⁷⁾ A. Günther: An introduction to the study of fishes. Edinburgh, 1880, Cap. XII.
- ¹⁵⁸⁾ C. D. Walcott: Preliminary notes on the discovery of a vertebrate fauna in ordovician strata. Bull. Soc. Geol. America, III. 1892, p. 153 ff.
- ¹⁵⁹⁾ R. H. Traquair: The bearings of fossil ichthyology on the problems of evolution. Geol. Magazine, Dec. IV., Vol. III., 1900, p. 464.
- ¹⁶⁰⁾ J. Barrell: Influence of silurian-devonian climates on the rise of air-breathing vertebrates. Bull. Soc. Geol. America, XXVII. 1916, p. 387—426.
- ¹⁶¹⁾ Die als *Onchus* bezeichneten Flossenstachel aus dem Obersilur von Ludlow und der Cayuga-Stufe (Oberstes Obersilur) Nordamerikas können mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit auf *Acanthodii* bezogen werden.
- ¹⁶²⁾ E. v. Stromer: Bemerkungen über die ältesten bekannten Wirbeltierreste. Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss. München, math. nat. Kl. 1920, p. 13, 18.
- ¹⁶³⁾ R. Engelhardt: Tiergeographie der Selachier. Beitr. z. Naturgesch. Ostasiens, herausgeg. von F. Doflein. Abhandl. kgl. Akad. Wiss. München, math. nat. Kl. IV. Suppl. Bd. III. 1915, p. 83.
- ¹⁶⁴⁾ F. Teller: *Ceratodus Sturi* aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. Abhandl. Geol. Reichsanst. XV. Wien, 1891, p. 1 ff.
- ¹⁶⁵⁾ J. Kiaer: The downtonian fauna of Norway. I. Anaspida. Vidensk. Selsk. Skrifter I. M. N. Kl. Kristiania, 1924, No. 6.
- ¹⁶⁶⁾ F. Frech: *Lethaea palaeozoica*, II/1, p. 228.
- ¹⁶⁷⁾ W. Deecke: Paläontologische Betrachtungen. Über Fische. Neues Jahrb. f. Min. 1913/II. p. 69 ff.
- ¹⁶⁸⁾ G. Gürich: *Acrolepis Lotzi* und andere Ganoiden aus den Dwyka-Schichten von Ganikobis, Südwestafrika. Beitr. z. geol. Erforschung d. deutsch. Schutzgeb. Heft 19. Berlin, 1923, p. 73.
- ¹⁶⁹⁾ J. F. Pompeckj: Das Meer des Kupferschiefers. Branca-Festschr. Leipzig, 1914.
- ¹⁷⁰⁾ E. Stolley: Beiträge zur Kenntnis der Ganoiden des deutschen Muschelkalkes. Palaeontograph. LXIII. 1920, p. 80 ff.
- ¹⁷¹⁾ E. Stensiö: Triassic fishes from Spitzbergen. Vienna, 1921.
- ¹⁷²⁾ C. Diener: Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XCII. 1915, p. 132, 133.
- ¹⁷³⁾ H. Ehrat: Die Rhätformation und die Rhät-Liasgrenze in Schwaben. Inauguraldissert. Tübingen, 1920.
- ¹⁷⁴⁾ A. Smith-Woodward: The use of fossil fishes in stratigraphic geology. Quart. Journ. Geol. Soc. LXXI. London, 1915, p. LXII—LXXV.
- ¹⁷⁵⁾ Im Gegensatz zu dieser Anschauung hält E. Hennig (Die Fischfauna der Kreidezeit, Sitzgsber. Ges. naturforsch. Freunde. Berlin, 1912, p. 483—493) eine polyphyletische Ableitung der *Teleostei* aus verschiedenen Ganoidfamilien für wahrscheinlich und parallele Übergänge in mindestens zwei Stammesreihen für bewiesen.
- ¹⁷⁶⁾ F. v. Nopcsa: Die Familien der Reptilien. 1923, p. 36.
- ¹⁷⁷⁾ F. v. Nopcsa: *Eidolasaurus* und *Pachyophis*, zwei neue Neokomreptilien. Palaeontograph. LXV. 1923.
- ¹⁷⁸⁾ W. Janensch: *Pterospheenus Schweinfurthi* und die Entwicklung der Paläophiden. Archiv f. Biontologie. Berlin, I. 1906, p. 324. — E. v. Stromer: Die Entdeckung und die Bedeutung der Land und Süßwasser bewohnenden Wirbeltiere im Tertiär und in der Kreide Ägyptens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXVIII. 1916, p. 405.
- ¹⁷⁹⁾ C. Wiman: Ichthyosaurier aus der Trias Spitzbergens. Bull. Geol. Inst. Upsala. X. 1910.
- ¹⁸⁰⁾ J. C. Merriam: Triassic Ichthyosauria, with special reference to the American forms. Mem. Univers. California, I/1. 1908.

¹⁸¹⁾ Der jüngste Plesiosauride, *Lecorosaurus*, ist von B. Brown (Amer. Mus. nat. hist. Bull. XXXII. 1913, p. 605) aus der obersten marinen Kreide von Edmonton (Alberta) beschrieben worden.

¹⁸²⁾ G. v. Arthaber: Die Phylogenie der Nothosaurier. Acta zoologica, V. Stockholm, 1924, p. 439—516.

¹⁸³⁾ J. C. Merriam: The Thalattosauria, a group of marine reptiles from the Triassic of California. Mem. Californ. Acad. sci. San Francisco, V. 1905, No. 1.

¹⁸⁴⁾ F. Drevermann: Das Skelett der Placodontier. Paläontol. Zeitschr. IV. Berlin, 1922, p. 98.

¹⁸⁵⁾ S. W. Williston: Water reptiles of the past and present. Chicago, 1914, p. 136.

¹⁸⁶⁾ Ch. Darwin: Reise eines Naturforschers um die Welt. Übers. von V. Carus. Stuttgart, 1875, p. 442.

¹⁸⁷⁾ O. Abel: *Desmostylus*, ein mariner Multituberkulat aus dem Miozän der nordpazifischen Küstenprovinz. Acta zoolog. III. Stockholm, 1922, p. 361.

DRITTER ABSCHNITT

Chorologie des Limnobios und Geobios

Die durch die Temperaturverhältnisse bedingten Grenzen des organischen Lebens sind für den Limnobios weiter gesteckt als für den Halobios. *Limnaea peregra* lebt in den Thermen der Pyrenäen bei einer Temperatur von $+45^{\circ}\text{C}$, ebenso *Paludetrina aponensis* in jenen von Abano in den Euganeen. Kieselalgen aus der Gruppe der *Schizophyceae* gedeihen im heißen Wasser der Geyser des Yellowstone Parks noch bei Temperaturen von $+80^{\circ}\text{C}$. Andererseits wird der von Shackleton 1908 entdeckte *Rotifer*, der monatelang im antarktischen Eise eingefroren bleibt, im warmen Wasser wieder lebendig.

Nichtsdestoweniger ist die Fauna des süßen Wassers unvergleichlich ärmer als jene des Meeres. Unter den biostratigraphisch wertvollen Tiergruppen fehlen dem ersteren alle Kiesel- und Kalkschalen tragenden Foraminiferen, alle Radiolarien, alle Spongien mit erhaltungsfähigen Hartteilen, alle Anthozoen, Echinodermen, Brachiopoden, Heteropoden, Pteropoden und Cephalopoden. Von wirbellosen Tieren kommen für den Limnobios nur einige Ordnungen von Bivalven, Gastropoden und Krustern, von Wirbeltieren vor allem die Süßwasserfische in Betracht. Auch einige Gruppen von Reptilien (Flußschildkröten, Krokodile) und Säugetiere (Süßwasserdelphine, Flußpferde, Fischotter) haben sich dem Limnobios angepaßt.

Die Bivalven des süßen Wassers sind ausnahmslos durch den Besitz einer starken, hornigen Epidermis mit korrodiertem Wirbel ausgezeichnet. Allerdings teilen sie dieses Merkmal auch mit einzelnen Meeresmuscheln, wie *Astarte* und *Cyprina*. Die meisten sind dünnschalig. Nur bei manchen *Unio*-Arten erreicht die Schale durch den Absatz einer starken Perlmutterschicht eine erhebliche Dicke. Die Oberfläche der meisten Süßwassermuscheln ist glatt. Auch in dieser Richtung machen nur einige Spezies des Genus *Unio* eine Ausnahme von der Regel. Die Schloßbildung ist außerordentlich wechselnd, von den mächtig entwickelten Kardinalzähnen einzelner Unionen (*Unio pustulosus*) über den einfachen, ungleich-

mäßig gekerbten Schloßrand von *Pliodon* bis zu der völlig zahnlosen *Anodonta*.

Die biostratigraphisch wichtigste Familie der Süßwassermuscheln sind die Unioniden (*Nayadidae* Lam.). Neumayr¹⁾ und S. v. Woehrmann²⁾, später Steinmann³⁾ sind für ihre Abstammung von den Trigonien eingetreten. Bittner⁴⁾ und Deecke⁵⁾ haben diese Annahme mit guten Gründen bekämpft. Die Herkunft der Unioniden bleibt vorläufig noch dunkel. Wahrscheinlich haben Vertreter dieser Familie schon im jüngeren Paläozoikum gelebt, so *Asthenodonta* im Oberkarbon Nordamerikas⁶⁾ und *Nayadites* im permischen Binnensee Zentralrußlands⁷⁾. Die Deutung der devonischen *Ammigerina catskillensis* ist noch ganz unsicher⁸⁾.

Das Genus *Unio* selbst erscheint, zusammen mit *Unionella* und *Corbicula*, zum erstenmal in der tieftriadischen Burrum Formation von Queensland⁹⁾, dann im Newark System von Connecticut¹⁰⁾ und Massachusetts¹¹⁾, ferner in der oberen Trias der Hercegovina¹²⁾.

Durch das Studium der rezenten und fossilen Unioniden sind wichtige Ergebnisse in bezug auf die Feststellung ehemaliger Zusammenhänge von heute getrennten Flußläufen erzielt worden. So konnte H. v. Ihering¹³⁾ die Identität der heutigen Unionidenfauna des Rio Arraguaya und Amazonas und ihre vollständige Verschiedenheit von jener des nahen Rio San Francisco erweisen, die ihrerseits wieder Beziehungen zur Unionidenfauna des heute völlig getrennten Parana-Flußsystems zeigt.

Bei den übrigen Pelecypodengattungen des Limnobios können wir sowohl ihre Beziehungen zu marinen Gruppen als die Zeit ihrer Einwanderung in das süße Wasser mit einem hohen Grade von Wahrscheinlichkeit feststellen. So sind *Dreysensia* und *Mytilopsis* (Nordamerika) modifizierte *Mytili*, *Cyrena*, *Corbicula* und *Pisidium* modifizierte *Astartidae*, *Potamomya* und *Himella* (Südamerika) gehen auf *Corbula* zurück, *Scaphula* im Gangesgebiet ist eine dem Leben im Süßwasser angepaßte Abart von *Arca*. *Cardium* geht aus dem normalen Salzwasser in ausgesüßte Lagunen, allerdings mit Veränderung seines Schloßapparates.

Die Schnecken des süßen Wassers zeigen eine größere Formenmannigfaltigkeit als die Bivalven. Die außerordentliche Variabilität einzelner Gruppen wird durch die Formenreihe von *Planorbis multiformis* in Steinhelm, der Paludinen und Melanopsiden in den levantinischen Süßwassersseen Osteuropas bewiesen. Die Entwicklung einer hornigen Epidermis ist durchaus keine so allgemeine Erscheinung wie bei den Süßwassermuscheln, ebensowenig der Mangel einer Oberflächenskulptur. Die meisten Melanien haben hochverzierte Schalen, auch *Stomatopsis* in der liburnischen Stufe des Karstgebietes und *Pyrgulifera* in der Laramieformation des nord-amerikanischen Westens waren kräftig skulptiert. *Paludina*, *Vivipara* und *Melanopsis* heben zwar mit glatten Formen an, erreichen aber in ihren jüngsten Vertretern eine erhebliche Schmucksteigerung.

Kiemenatmende Süßwasserschnecken erscheinen zuerst, aber noch als große Seltenheiten im produktiven Karbon. Häufiger werden sie erst vom Wealden an aufwärts. Auch bei einzelnen Gruppen von Gastropoden läßt

sich eine Einwanderung vom Meer ins Süßwasser nachweisen. So lebt eine Art von *Tectura* im Irawaddi. *Potamides* ist in den Flüssen Vorderindiens durch *Brotia*, *Nassa* durch *Canidia* vertreten.

Unter den Krustern sind die meisten rezenten *Phyllopoda*, *Isopoda* und *Amphipoda* Bewohner des Süßwassers, jedoch ihrer Zartheit entsprechend selten erhaltungsfähig. Was an Fossilresten bekannt geworden ist, hat sich fast ausschließlich in sehr fein geschichteten Süßwassermergeln gefunden. Unter den Phyllopoden zeichnet sich *Apus* durch seine große vertikale Verbreitung aus. Er reicht nach Ruedemann¹⁴⁾ in Oklahoma bis in die permische Periode zurück. Ihm steht *Protocaris Marshi* aus dem Unterkambrium¹⁵⁾ sehr nahe.

Ein ansehnliches Kontingent an Süßwasserkrebsen stellen die *Macrura*, die einen hohen Grad von Anpassungsfähigkeit an Süßwasser bekunden, wie die nahe Verwandtschaft von *Astacus* mit *Homarus* beweist. Auch manche Brachyuren haben sich dem Leben im Süßwasser und sogar auf dem Festland angepaßt. Im Miozän von Oeningen finden sich Reste von Krabben zusammen mit einer reinen Süßwasserfauna.

Die Frage, inwieweit die ältesten Merostomen (*Eurypterida*) Bewohner des süßen Wassers gewesen sind, ist insbesondere von amerikanischen Paläontologen eingehend diskutiert worden, ohne daß bisher eine Einigung darüber hätte erzielt werden können. Während früher alle *Eurypterida* mit Ausnahme der oberkarbonischen Gattung *Anthracopterus* als Meerestiere angesprochen worden waren, hat Miss Marjorie O'Connell¹⁶⁾ im Jahre 1916 mit großer Geschicklichkeit die Behauptung verteidigt, alle Eurypteriden seien seit jeher Bewohner des Süßwassers gewesen. Sie hat insbesondere auf die eigentümlich lokalisierte Verbreitung der einzelnen Arten hingewiesen und eine Erklärung für dieselbe in der Annahme gefunden, daß der Aufenthaltsort der Eurypteriden die paläozoischen Flüsse gewesen seien. Clarke und Ruedemann¹⁷⁾, die uns mit der Mannigfaltigkeit der Lebensweise der *Eurypterida* bekannt gemacht haben, halten zum mindesten die ältesten Repräsentanten der Ordnung für Meeresbewohner, wenn sie auch die Möglichkeit zugehen, daß eine erhebliche Anzahl der jüngeren Arten Bewohner der Flüsse gewesen seien¹⁸⁾. Auch E. Shuler¹⁹⁾ sucht an dem Beispiel des *Stylonurus angulatus* von Lyons gap (Virginia) den Nachweis zu führen, daß zum mindesten die untersilurischen *Stylonuri* die Litoralzone bewohnt haben. Für eine Heimat der Eurypteriden des Downtonian im Süßwasser ist der lithologische Charakter der aller marinen Faunenelemente baren Sedimente dieser Stufe im Kristiania-Distrikt Norwegens ein starkes Argument.

Die vertikale Verbreitung der *Eurypterida* erstreckt sich über das ganze Paläozoikum, doch fällt ihre Blütezeit in das Obersilur und in die den Übergang zum Devon bildenden Passage beds. *Eurypterus* selbst geht vom Untersilur bis ins Perm hinauf.

Die Beziehungen der Süßwasserfische zu jenen des Meeres sind in dem zweiten Abschnitt dieses Buches ausführlich besprochen worden. Alle noch lebenden Ganoidfische, deren Vorfahren Meeresbewohner waren, des-

gleichen alle *Dipnoi* sind während der känozoischen Ära in die Flüsse zurückgedrängt worden. Unter den Teleostiern stellen die Familien der *Cyprinidae*, *Siluridae*, *Characinidae*, *Cyprinodontidae*, *Salmonidae*, *Chromiidae* und *Percidae* das größte Kontingent zu den Flußfischen.

Unter den Amphibien führen alle in der Jugend durch Kiemen und im erwachsenen Zustand durch Lungen atmenden eine Lebensweise, nach der sie den Namen tragen. Nur jene Gruppen von Molchen, die auch als geschlechtsreife Tiere die Kiemenatmung beibehalten, sind während ihres ganzen Lebens auf den Aufenthalt im Süßwasser angewiesen. Die ältesten Molche sind von Dollo aus dem Wealden beschrieben worden. Die ältesten Frösche erscheinen im Oberjura von Aragonien und in den unterkretazischen Como beds Nordamerikas²⁰). Auch unter den Stegocephalen haben einige Gattungen, wie *Branchiosaurus* (*Protriton*) oder *Diplocaulus*, eine amphibische Lebensweise geführt.

Unter den Reptilien waren die auf das Perm von Südafrika und Südamerika beschränkten *Mesosauria* (*Proganosauria*), dann die den Krokodilen nahestehenden *Phytosauria* Bewohner des süßen Wassers. Die ältesten echten Krokodile (*Mesosuchia*) waren Meerestiere. Anpassungen an das Leben in Flüssen und Binnenseen, das allen rezenten Krokodilen eigentümlich ist, finden sich zuerst im Wealden bei den Familien der *Macrorhynchidae* und *Goniopholididae*. Die ältesten Schildkröten aus dem Keuper (*Proganochelys*, *Thalassochelys*, *Proterochersis*) waren Bewohner des Süßwassers oder Landtiere. Echte Flußschildkröten (*Trionychia*) erscheinen in der oberen Kreide, Sumpfschildkröten (*Emyidae*) im Obereozän.

Unter den Säugetieren hat sich eine nicht geringe Anzahl von Zahnwalen dem Leben in den Flüssen angepaßt. Eine amphibische Lebensweise führen einzelne Gattungen aus sehr verschiedenen Ordnungen, insbesondere der *Fissipedia* (Fischotter), *Rodentia* (Biber, Wasserratte) und *Ungulata* (*Hippopotamus*).

Die Übergänge aus dem Halobios in den Limnobios vollziehen sich in den Binnenmeeren, die vom offenen Meer mit normalem Salzgehalt abgeschnürt, durch das Einströmen großer Flüsse allmählich brackisch und endlich ausgesüßt werden. Mit der Änderung des normalen Salzgehaltes verschwinden alle jene Formengruppen, die sich den veränderten Verhältnissen nicht bis zu einem gewissen Grade wenigstens anzupassen vermögen. Die ganze Fauna zeigt den Stempel einer Verarmung. Deutlich gibt sich dieses Merkmal in der heutigen Fauna des Kaspischen Meeres zu erkennen, die nur den verkümmerten und veränderten Rest der selbst dem mediterranen Miozänmeer gegenüber bereits verarmten sarmatischen Fauna darstellt.

Im Gebiet des inneralpinen Beckens von Wien und in den pontischen und levantinischen Becken Südosteuropas können wir die Änderung der Fauna des brackischen Wassers bis zu einer limnischen Schritt für Schritt verfolgen. Nachdem der Zerfall des sarmatischen Meeres, der mit einer sehr erheblichen negativen Schwankung der Strandlinie verbunden war, zur Bildung einer Anzahl abgeschnürter Lagunen geführt hatte, ent-

stand während der pontischen Zeit aus einer dieser Lagunen in der inneralpinen Niederung von Wien ein Binnensee, der durch das zuströmende Flußwasser immer mehr ausgesüßt wurde. Zugleich füllte sich das Becken so weit mit Wasser, daß der Seespiegel den höchsten Stand des miozänen Mediterranmeeres sogar noch ein wenig übertraf. Die tonigen Sedimente dieses Sees sind als Congerientegel bei Inzersdorf in einer Mächtigkeit von 150 m niedergelegt worden.

Th. Fuchs hat die Meinung ausgesprochen, daß der Congerientegel noch in einem brackischen Wasser abgesetzt worden sei, wenn auch die Aussüßung des pontischen Sees immer weitere Fortschritte gemacht habe. Andere Forscher wie R. Hoernes, glauben, daß der ganze Congerientegel bereits in einem reinen Süßwassersee zur Ablagerung gelangt sei. Die Frage läßt sich deshalb schwer entscheiden, weil die häufigsten Versteinerungen des Tegels, *Congeria* und *Melanopsis*, Weichtiere sind, die zwar ursprünglich aus brackischen Gewässern stammen, sich aber dem Aufenthalt im Süßwasser vollständig anzupassen imstande waren. Eine nahe Verwandte der pontischen Congerien lebt heute noch in den stehenden Gewässern der Praterauen bei Wien, eine *Melanopsis* im Thermalwasser des Vöslauer Bades.

Der See in der inneralpinen Niederung von Wien ist am Ende der pontischen Zeit verschwunden, dagegen haben andere Seen in Osteuropa auch noch die folgende Zeit der levantinischen Stufe überdauert, innerhalb dieser jedoch ihre Fauna in eine solche des reinen Süßwassers umgewandelt. Ein solcher See lag im niederungarischen Becken, ein zweiter in Westslavonien, ein dritter in Rumänien. Nicht mehr *Congeria* und *Melanopsis*, sondern die Süßwasserschnecken *Paludina*, *Vivipara* und *Tulotoma* geben der levantinischen Fauna das charakteristische Gepräge. Sehr nahe Verwandte der levantinischen *Tulotoma*-Arten konnte Neumayr²¹⁾ in dem von L. v. Loczy gesammelten Material aus der rezenten Fauna des Sees von Talifu in Yünnan nachweisen. So haben die Reste des miozänen Meeres in Südosteuropa sich schließlich während der pliozänen Epoche in einzelne Süßwasserseen aufgelöst.

Die Geschichte des pontischen Sees im Wiener Becken ist geeignet, uns die Bedeutung der Reliktenseen als Reste alter, heute ausgesüßter Meeresteile vor Augen zu führen. Einzelne, mehr oder minder deutliche Spuren weisen noch auf die marine Herkunft ihrer Fauna hin. Sie verwischen sich, je stärker der Zusammenhang der Fauna mit jener der den See speisenden Flüsse wird, je mehr die ursprünglich marinen Formen Gruppen durch die jüngeren fluviatilen verdrängt werden²²⁾.

Typische Reliktenseen sind die mittelschwedischen Landseen als Reste des diluvialen *Yoldia*-Meeres, das Kaspische Meer, noch zu Beginn der Miozänzeit ein Bestandteil der Tethys mit Verbindungen zum Mittelmeer und zum Arktischen Meer, der Champlain See in den Appalachen, der erst im Pleistozän vom Meere abgeschnürt worden ist und in dessen Uferwällen eine große Anzahl von Meeresmuscheln und die Skelette von Robben und Walen begraben liegen.

In Reliktenseen wurden die zuerst brackischen, später limnischen Bildungen oberkretazischen Alters in der Provence, die Cerithien- und Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens, die Süßwassermolasse der Schweiz und des süddeutschen Alpenvorlandes abgelagert.

Die Geschichte mancher Reliktenseen kompliziert sich dadurch, daß die halolimnischen Elemente ihrer Fauna, d. h. jene, die als Erbschaft aus der ehemaligen Zugehörigkeit der Seebecken zum Meer überkommen sind, nach verschiedenen Ursprungsorten hinweisen. Dieser Fall liegt, wie E. Suess²³⁾ gezeigt hat, beim Baikalsee vor, der neben vielen selbständigen Formen einzelne Arten aufweist, die einerseits auf pontische und sarmatische Spuren im Donaugebiet, andererseits auf einen Zuzug aus dem nördlichen Polarmeer hindeuten. Insbesondere auf dem Grunde des 1523 m tiefen Sees lebt unterhalb der Isobathe von 600 m eine reiche spezifische Fauna, ganz verschieden von jener der höheren Regionen. In der starken Entfaltung der Tastorgane und der häufigen Reduktion der Augen sieht Korotnew²⁴⁾ Anpassungserscheinungen an das Abyssal, wie in der marinen Tierwelt.

Nicht alle halolimnischen Faunen jedoch sind in Reliktenseen entstanden, die sich auf die Abschnürung und Aussüßung ehemaliger Meeresbecken zurückführen lassen. So bedürfen beispielsweise die eigentümlichen faunistischen Verhältnisse in der bathyalen Region des 1435 m tiefen Tanganyika Sees in Äquatorialafrika einer anderen Erklärung.

White und L. v. Tausch²⁵⁾ haben zuerst nahe Beziehungen zwischen der Gastropodenfauna des Tanganyika und jener der Laramie Formation des nordamerikanischen Westens zu erkennen geglaubt, die insbesondere durch das Auftreten der Gattung *Pyrgulifera* in beiden Faunen bewiesen sein sollten. Dagegen gelangte J. Moore²⁶⁾ auf Grund der Ergebnisse einer wissenschaftlichen Untersuchung des Sees im letzten Dezennium des vorigen Jahrhunderts zu der Überzeugung, daß die Schneckenfauna von marinem Gepräge die nächste Verwandtschaft mit jener des englischen Jura, nicht mit Kreideformen zeige und noch mit anderen Faunenelementen von marinem Habitus, einer Meduse, mehreren Spongien, Protozoen und Krebsen vergesellschaftet sei. Die halolimnische Gruppe findet sich nur in den großen Tiefen des Tanganyika, während die Oberflächenregion die normale Süßwasserfauna des tropischen Afrika enthält. Sie fehlt vollständig dem ebenso tiefen Nyassa See, dessen bathyale Region allerdings fast steril ist²⁷⁾ und wird im Victoria Nyanza nur durch die oben erwähnte Meduse vertreten²⁸⁾.

Das auffallendste Element der halolimnischen Gruppe sind die Gastropoden. Moore betont die an Übereinstimmung grenzende Ähnlichkeit von *Paramelania Damesi* mit *Purpurina bellona*, von *Bathyanalia* mit *Amberleya*, von *Limnotrochus Thompsoni* mit *Litorina sulcata*. Huddleston hat zwar nicht die Übereinstimmung, wohl aber eine sehr auffallende Ähnlichkeit mit den Schalen der genannten Juraschnecken zugegeben. Dazu kommt ferner, daß jene Gastropoden auch in ihrem anatomischen Bau den Habitus von Meeresschnecken zeigen. Der eigentümliche Charakter

der halolimnischen Gruppe des Tanganyika kann daher kaum bestritten werden.

Moore hat aus diesen Tatsachen den Schluß gezogen, daß der Tanganyika ein jurassischer Reliktensee sei, in dem sich oberjurassische Faunenelemente bis heute fast unverändert erhalten haben. Dieser Meinung sind Cornet und Stromer v. Reichenbach²⁹⁾ aus geologischen Gründen entgegengetreten. In der Tat finden sich nirgends in Innerafrika Spuren eines Jurameeres, dessen Transgression ausschließlich auf die Küstenregion des Kontinents beschränkt geblieben ist.

Die Lösung des Tanganyika-Problems muß auf einem anderen Wege gesucht werden. Durch lokale Verhältnisse mag der See zeitweise abflußlos geworden und in einen Salzsee umgewandelt worden sein. Die Ähnlichkeit seiner halolimnischen Gastropoden mit Meeresschnecken wäre in diesem Falle als eine Konvergenzerscheinung zu deuten.

*

Der Faunenreichtum des Geobios wird in erster Linie bestimmt durch das ungeheure Heer der Insekten. Ihr biostratigraphischer Wert wäre weit höher einzuschätzen, wenn nicht die Zahl der Lokalitäten, an

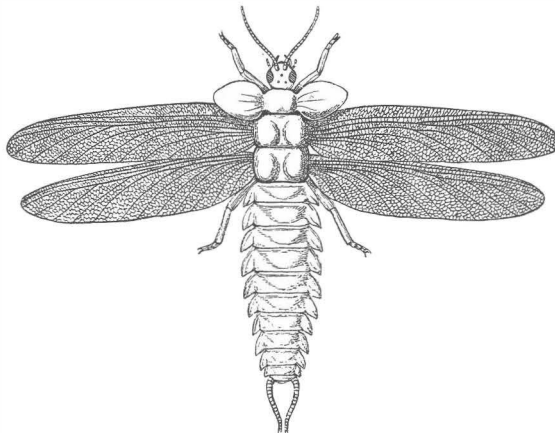


Fig. 26.

Stenodictya lobata Brgt. Ein Insekt aus der Ordnung der *Palaeodictyoptera*.
Oberkarbon.

denen sich fossile Insekten in guter Erhaltung finden, für jede Formation verhältnismäßig beschränkt wäre. Nach den Untersuchungen von Handlirsch³⁰⁾ waren im Jahre 1908 aus dem Paläozoikum und Mesozoikum je 1000, aus dem Känozoikum 8000 Insektenarten bekannt. Daß die Zahl der Insekten mit dem Auftreten echter Blütenpflanzen erheblich zugenommen hat, kann wohl kaum bezweifelt werden, obwohl Reste von Tag-schmetterlingen, deren rezente Vertreter ihre Nahrung ausschließlich aus Blumen saugen, bereits aus dem Oberjura vorliegen.

Die ältesten Insekten aus der Little River group (Neu-Braunschweig) des unteren Oberkarbons waren *Palaeodictyoptera*, amphibiotische Kollektivtypen, deren Larven sich im Süßwasser entwickelten. In jüngeren Horizonten des Oberkarbons treten zu ihnen noch *Protorthoptera* — Vorläufer der Geradflügler —, *Problattoidea* — Vorläufer der Schaben —, *Protephemeroidea* — Vorläufer der Eintagsfliegen — *Megasecoptera* und *Haplopteroidea* hinzu; durchaus Formengruppen, die sich der Stammgruppe der *Palaeodictyoptera* noch nahe anschließen und Übergangsordnungen zu den modernen Insektenordnungen darstellen. Neben ihnen erscheinen auch bereits die ersten *Blattoidea* als Vertreter einer heute noch lebenden Insektenordnung.

Im Perm von Europa und Nordamerika finden wir im wesentlichen eine Fortsetzung der Faunenelemente des Oberkarbons, wenngleich sich die Zahlenverhältnisse deutlich zugunsten der höher spezialisierten Typen in den einzelnen Gruppen, insbesondere bei den *Blattoidea*, die einen Riesenwuchs aufweisen, verschieben. Die *Palaeodictyoptera* sind nur noch in unansehnlichen Formen nachweisbar und sterben in der permischen Periode aus.

Von den sogenannten Übergangsgruppen, d. h. jenen, die von den Paläodictyopteren zu den modernen Ordnungen hinüberleiten, haben wohl alle auch noch im Perm ihre Repräsentanten. Hier finden sich auch die Stammformen der Schnabelkerfe. Die *Protohemiptera* (*Eugereon*) und *Palaeohemiptera* sind bereits weiter fortgeschrittene Typen. Mit ihnen zusammen erscheinen Gespensterheuschrecken (*Mantoidea*). Echte Holometabola fehlen vorläufig noch im ganzen Bereich der Nordhemisphäre, selbst im russischen Perm, das im allgemeinen höher spezialisierte Formen enthält als die westlichen Länder Europas, z. B. *Perlaria* und *Ephemeroidea*.

Anders liegen die Verhältnisse in Australien. Hier hat kürzlich R. J. Tillyard³¹⁾ echte holometabole *Panorpata* (*Archipanorpa*, *Parabelmontia*, *Permochorista*), ferner echte Netzflügler (*Neuroptera*) wie *Permithone* nachgewiesen, während diese beiden Ordnungen sich in Europa erst im Mesozoikum einstellen. Auch die *Hemiptera* (*Mitchellonema*, *Lophionema*, *Permofulgor*) sind in Australien während der permischen Periode höher spezialisiert als auf der nördlichen Halbkugel³²⁾. Dagegen spielen die auf der letzteren zu dieser Zeit noch herrschenden Nachkommen oberkarbonischer Faunenelemente im australischen Perm nur mehr eine ganz untergeordnete Rolle³³⁾. Die für das europäische Mesozoikum, insbesondere für den Lias so charakteristische Orthopterenfamilie der *Eleanidae* ist von Tillyard schon im Perm von Neu Süd Wales (*Eleanopsis sidneyensis*) gefunden worden³⁴⁾.

Die Triasperiode ist durch das erste Auftreten der Käfer (*Coleoptera*) und Zykaden (*Homoptera*), der Lias durch jenes echter Heuschrecken (*Orthoptera*), Libellen (*Odonata*) und Fliegen (*Diptera*) charakterisiert. Die ältesten Schmetterlinge (*Lepidoptera*) und Bienen (*Hymenoptera*) erscheinen im oberen Jura. Die oberjurassischen Schmetterlinge

waren noch nicht mit saugenden Mundwerkzeugen versehen und dürften, da wohl überhaupt nicht zu einer Nahrungsaufnahme befähigt, wie die Eintagsfliegen nur wenige Stunden als Imagines gelebt haben. Für sie war daher das Fehlen der Blütenpflanzen bedeutungslos. Viel merkwürdiger erscheint die ebenfalls von Handlirsch erwähnte Tatsache, daß unter den jurassischen Heuschrecken sich Formen finden, die ähnlich wie das rezente *Phyllium*, die Gestalt von Laubblättern nachahmen. Da es zu jener Zeit noch keine Laubbäume gab, so kann es sich hier nicht um einen Fall von echter Mimikry handeln.

In unserer Kenntnis der Geschichte der Insekten klafft für die Kreideperiode eine große, noch unausgefüllte Lücke. Für diesen Zeitabschnitt fehlt uns fossiles Material nahezu vollständig, obwohl pflanzenreiche Ablagerungen reichlich vorhanden sind. In diesem Falle darf man mit Recht von einer Lückenhaftigkeit der paläontologischen Überlieferung sprechen.

Im Eozän und Unteroligozän (Bernstein des Samlandes) sind bereits alle heute noch lebenden Insektenordnungen vertreten.

Die Fauna der paläarktischen Region ist nach den Untersuchungen von Handlirsch³⁵⁾ seit der Tertiärzeit entschieden verarmt. Viele der heute lebenden Insektengattungen bestehen seit dem mittleren Tertiär. Im Pliozän begegnet man schon fast durchaus rezenten Arten.

Die größten bisher bekannten Insekten treten uns bereits im Oberkarbon entgegen. Sie gehören der Abteilung der *Protodonata* an. Es sind nach Handlirsch einige Arten der Gattung *Meganeura* (*M. Monyi*, *M. Brogniarti*) aus dem Oberkarbon von Commentry in Frankreich. Sie erreichen eine Flügelspannweite von 70 cm, bei der Länge eines einzelnen Flügels von über 30 cm. Ihnen folgt in erheblichem Abstand die von Tillyard beschriebene Protorthopteridenspezies *Mesotitan giganteus* aus dem australischen Jura von St. Peters bei Sidney mit einer Flügelspannweite von fast 51 cm.

Die ältesten Skorpione (*Palaeophonus*, *Proscorpius*) aus dem Obersilur von Gotland und Nordamerika waren nach dem übereinstimmenden Urteil der meisten Paläontologen (Whitfield, Laurie, Clarke, Ruedemann, Woodward³⁶⁾, Lankester, Pocock, Versluys³⁷⁾) Meerestiere. Ihr Übergang vom Halobios zum Leben auf dem Festland muß jedoch bereits vor der Zeit des Oberkarbons stattgefunden haben, da aus dieser Formation wohl erhaltene Reste vorliegen, die den heutigen Skorpionen in jeder Beziehung ähnlich, mit Landtieren vergesellschaftet sind³⁸⁾. Gleichzeitig mit ihnen treten auch die ersten echten Spinnen auf.

Tausendfüßler (*Myriapoda*) erscheinen zuerst im Old red von Schottland. Im nordamerikanischen Oberkarbon sind sie sehr häufig, aber nur durch Gattungen repräsentiert, die an jedem Körpersegment zwei Beinpaare trugen.

Unter den Mollusken kommen nur die schalentragenden, lungenatmenden Landschnecken für biostratigraphische Zwecke in Betracht. Die Hauptmasse derselben bildet die Familie der *Helicidae* (im weitesten Sinne). Ihre Gehäuse sind in der Gestalt und infolge des Mangels jeder

Skulptur einander sehr ähnlich, wenngleich ihre Bewohner erhebliche anatomische Verschiedenheiten aufweisen. Derartige Formen erscheinen zuerst im Oberkarbon, sind aber selbst noch im Tertiär nur spärlich repräsentiert. Einigermmaßen formenreich zeigen sie sich erst in der Pleistozänzeit. Eine gewisse stratigraphische Bedeutung kommt den Lößschnecken *Clausilia*, *Pupa* und *Succinea* zu.

Eine hervorragende Rolle im Haushalt des festländischen Tierlebens spielen die Wirbeltiere. Die Mehrzahl der Stegocephalen, Reptilien, Vögel und Säugetiere waren stets und sind noch heute, so weit sie in die Gegenwart hereinragen, Bewohner des festen Landes.

Von den schon in der Obertrias ausgestorbenen Stegocephalen haben jene, die in der Jugend eine Kiemenatmung besaßen, eine amphibische Lebensweise geführt. Im erwachsenen Zustand dürften wohl die meisten den Aufenthalt auf dem festen Boden bevorzugt haben. Mit Bestimmtheit wissen wir dies von den paläozoischen Kleinformen, deren Reste man in den fossilen Baumstämmen Neu Schottlands oder in der Cannelkohle von Linton (Ohio) angetroffen hat. Nur für eine einzige Stegocephalengattung, *Lonchorhynchus* aus Spitzbergen, glaubt Wiman³⁹⁾ eine Anpassung an das Leben im Meere annehmen zu dürfen; doch widerspricht O. Abel⁴⁰⁾ dieser Ansicht, indem er die Leichen jenes aquatilen Stegocephalen für nachträglich in das *Posidonia*-Meer verschwemmt hält. Die großen Labyrinthodonten der Trias waren wohl Bewohner sumpfiger Landschaften. Interesse bietet das gehäufte Vorkommen der Reste von *Mastodonsaurus* im oberen Buntsandstein von Kappel bei Villingen⁴¹⁾.

Fährten von Stegocephalen (*Thinopus antiquus*) sind bereits aus dem Oberdevon von Pennsylvanien bekannt. Sehr groß wird ihre Zahl im oberen Unterkarbon von Virginia. Der erste Skelettrest (*Pholidogaster pisciformis*) ist von Huxley aus dem Unterkarbon von Gilmerton (Schottland) beschrieben worden. Aus der bereits erwähnten Cannelkohle von Linton (Ohio) hat R. Moodie⁴²⁾ 88 Spezies namhaft gemacht, die sich auf 7 Unterordnungen, 19 Familien und 46 Gattungen verteilen. Die größte horizontale Verbreitung erreichen die Labyrinthodontenarten der Trias, die sich von Spitzbergen bis zum Kapland und über Ostindien bis Australien einerseits, bis nach Texas andererseits erstreckt und nur das östliche Asien und Südamerika ausschließt.

Auch die ursprüngliche Heimat der Reptilien war das Festland. Ihre ältesten Fossilreste liegen in oberkarbonischen Ablagerungen. Es sind *Isodectes punctulatus* Cope⁴³⁾ aus den Coal measures von Ohio und *Sauravus Costei* Thevenin⁴⁴⁾ aus dem Oberkarbon von Blanz. In besser erhaltenen Fossilresten treten die beiden großen Gruppen der stegapsiden (*Cotylosauria*, *Pareiasauria*) und diapsiden (*Pelycosauria*, *Protorosauria*) Reptilien an der Wende der karbonischen und permischen Periode ziemlich gleichzeitig auf. Zu ihnen kommen von der Trias an noch die *Theriodontia*, *Anomodontia*, *Aetosauria* und *Dinosauria*, mindestens seit dem Lias auch die mit Flugapparaten ausgestatteten *Pterosauria* hinzu. Noch heute sind alle *Lepidosauria* mit Ausnahme der Seeschlangen, viele Landschildkröten

und der letzte überlebende Repräsentant der *Rhynchocephalia*, *Sphenodon* (*Hatteria*), Landtiere. Für die Landfauna der mesozoischen Ära stehen daher die Reste von Reptilien an stratigraphischer Bedeutung hinter den Säugetieren des Känozoikums nur wenig zurück.

Fossile Vögel, deren Reste mit der *Archaeopteryx* des obersten Jura anheben, kommen als stratigraphisch bedeutsam kaum irgendwo in Betracht, da günstige Bedingungen für ihre Erhaltung nur ausnahmsweise gegeben sind. Was aus jüngeren Abschnitten des Tertiärs bekannt ist, steht rezenten Formen bereits so nahe, daß eine Einreihung in die Familien unseres zoologischen Systems nur selten Schwierigkeiten bietet⁴⁵⁾.

Auch die Säugetiere sind — mit Ausnahme der Cetaceen, Robben und Sirenen — Tiere des Festlandes. Nur wenige leben amphibisch.

In der Geschichte der Säugetiere lassen sich zwei scharf getrennte Perioden unterscheiden. Die eine umfaßt den ungeheuer langen Zeitraum von der Obertrias bis zum Ende der mesozoischen Ära, die zweite das Känozoikum. In der ersten Periode sind die Säugetiere über das Anfangsstadium multituberkulater *Allotheria* und polyprotodonter *Marsupialia* von Rattengröße nicht hinausgekommen. In der zweiten erscheint das Entwicklungstempo mit einem Male derart beschleunigt, daß nunmehr von Stufe zu Stufe neue Unterordnungen und Familien in rascher Aufeinanderfolge einander ablösen, bis endlich vom Miozän ab die Entwicklung in ruhigere Bahnen einlenkt. Dieser rasche Faunenwechsel begründet den Wert der Säugetierreste als Leitfossilien im Känozoikum. Er macht für diese Ära die Landfaunen als Kriterien für eine stratigraphische Gliederung des Marinfraunen ebenbürtig.

Die noch sehr einförmigen Plazentaltiere des Paleozäns tragen vielfach das Gepräge von Kollektivtypen, bekunden aber doch gegenüber den Säugerfaunen der Kreide einen gewaltigen Fortschritt. Im unteren Eozän (Wahsatch beds) ist die Differenzierung der einzelnen Ordnungen sehr erheblich fortgeschritten. Neben den Relikten älterer Typen treten insbesondere zahlreiche primitive Raubtiere (*Creodontia*), Paar- und Unpaarhufer, Insektenfresser, Nager und Primaten auf. H. F. Osborn verlegt in diese Zeit die erste Modernisierung der paleozänen, archaischen Säugerfauna. Die zweite Modernisierung fällt mit dem Ende der Eozänperiode zusammen und charakterisiert sich durch das vollständige Erlöschen aller archaischen Formen. Im ganzen werden von Osborn⁴⁶⁾ in der Entwicklung der Säugerfaunen vom Basaleozän bis zur Gegenwart sieben Faunenphasen unterschieden.

Bei vielen Faunenelementen des mittleren und jüngeren Tertiärs sind wir imstande, die ökologischen Bedingungen aufzuzeigen, unter denen sie gelebt haben. Wir können auch unter den fossilen Säugetieren die Tierwelt des Waldes und der Buschlandschaft von jener des trockenen offenen Terrains der Prärie, der Steppe und Wüste und von jener der Sumpf- und Ufergelände in zahlreichen Fällen sonderbar.

Am spätesten tritt der Mensch auf den Schauplatz seiner Geschichte. Die Zeit seines ersten Erscheinens bleibt unsicher, solange das Eolithen-

problem nicht gelöst ist. Doch wissen wir bestimmt, daß er im Chelléen ein Zeitgenosse der wärmeliebenden Säugerfauna mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Merckii* gewesen ist und die letzte große Eiszeit im Moustérien (Obermayer, Boule, Bayer) miterlebt hat. Die Gattung *Homo* ist im Pleistozän durch vier Spezies (*Homo heidelbergensis*, *H. Dawsoni*, *H. neandertalensis* und *H. sapiens*) vertreten. Zwischenglieder zwischen den Hominiden und den übrigen Primaten sind bisher nicht bekannt.

Landfaunen treten uns in der Erdgeschichte viel später entgegen als Meeresfaunen. Dürftige Spuren zeigen sich zuerst im produktiven Karbon. In einigermaßen reicher Entfaltung begegnen wir ihnen dann im Perm von Nordrußland (Flußgebiet der Dwina), Südafrika und Texas.

Über die Frage, ob die Anfänge des organischen Lebens im Meer oder auf dem Festland zu suchen seien, besteht auch heute noch ein lebhafter Streit der Meinungen. Die Heimat der meisten Stämme und Klassen des Tierreiches ist wohl das Meer, aber die verschiedenen Klassen der Wirbeltiere scheinen ihren Ursprung teils im Süßwasser, teils auf dem Festland gehabt zu haben. Die ältesten Fische, Amphibien und Stegocephalen lebten im süßen Wasser. Kein einziger Vertreter der beiden letzten Klassen hat sich dem Meeresleben anzupassen verstanden, während die Fische von der devonischen Periode an das Meer besiedelt haben und auch einzelne Ordnungen oder Familien der ursprünglich auf dem Festland heimischen Reptilien und Säugetiere das Meer zu ihrem ausschließlichen Wohnsitz gemacht haben. Bei den Reptilien hat sich eine solche Anpassung zuerst in der Trias, bei den Säugetieren im Eozän vollzogen. Auch die Entwicklung der ältesten Insekten ist im Süßwasser vor sich gegangen.

Unsere Kenntnis der Landflora reicht in ältere geologische Epochen zurück als jene der Landfaunen.

Die ältesten Landpflanzen finden sich vereinzelt im gotländischen und englischen Obersilur. Die älteste Landflora, die diese Bezeichnung verdient, ist uns aus dem unterdevonischen Old red von Rhynie in Schottland überliefert. Das Pflanzenlager besteht aus einer 2½ m mächtigen Masse von Hornstein, entstanden aus der Verkieselung einer Anzahl von Torfbänken, die durch dünne Sandlagen getrennt waren. Die an Ort und Stelle gewachsenen Pflanzen sind Psilophyten, d. h. Landpflanzen von sehr einfachem Bau und algenähnlichem Habitus, deren Sporangien am Ende von Ästen stehen und keine Beziehungen zu Blättern zeigen⁴⁷⁾.

Im Oberdevon wird die Psilophytenflora von einer *Archaeopteris*-Flora abgelöst, einer Vorläuferin der karbonischen Pteridophytenflora, zu der sie bereits nahe Beziehungen aufweist. Die *Psilophytales* sind schon am Beginn der Karbonperiode erloschen. Im Oberdevon der Catskill Mountains ist bei Gilboa im Staat New York der älteste versteinerte Wald, vorwiegend aus den Stämmen von *Eospermatopteris* bestehend, aufgefunden worden⁴⁸⁾.

Die Aufeinanderfolge der postkarbonischen Floren und deren Wanderungen werden in den beiden folgenden Abschnitten ausführlicher besprochen werden.

Auch die Landpflanzen sind in gewissem Grade Sedimentbildner gewesen, wenn auch nicht in so weitgehendem Maße wie die marinen Organismen. Die mächtigsten und zugleich ökonomisch wertvollsten durch Pflanzenwuchs gebildeten terrestrischen Sedimente sind die Kohlenflöze. Sie gehen aus der Vertorfung und Inkohlung verwesender Pflanzenstoffe in Mooren hervor, bei der die Pflanzenstruktur zerstört wird⁴⁹⁾. Die Vertorfung wird dadurch ermöglicht, daß im Moor auf der Unterlage der verwesenden Pflanzen stets eine neue Decke lebender sich aufbaut, die den Zutritt des Sauerstoffes aus der Atmosphäre zu ihrer Unterlage verhindert⁵⁰⁾. Das Grundmaterial für jede Art von Kohlen ist die Pflanzenfaser. Das Hinzutreten von Fetalgen, limnischem Plankton, Mikroorganismen, verfaulten Tierresten (Sapropel Potoniés), bewirkt eine Anreicherung der Kohle mit Gasen (Cannelkohle, Gaskohle von Nyrschan). Wenn vorwiegend Zellulose das Urmaterial bildet, so entstehen Humuskohlen. Wenn auch Proteine und Fett in stärkerem Ausmaß daran beteiligt sind, so bilden sich Faulkohlen. An der Zusammensetzung der Bogheadkohle in der Umgebung von Autun nehmen nach den Untersuchungen von C. E. Bertrand und A. Renault⁵¹⁾ die Thalli einer permischen Süßwasseralge, *Pila bibractensis*, in hervorragendem Maße Anteil. Das Flöz dieser Algenkohle erstreckt sich bei einer Mächtigkeit vom 25 cm auf mehr als 7 km.

Man pflegt die Kohlen ihrer chemischen Beschaffenheit nach in zwei große Gruppen zu zerlegen, die Braunkohlen mit 69% Gehalt an Kohlenstoff und 4500 bis 6000 Kalorien Heizwert, und die Steinkohlen mit einem Gehalt von 82% und einem Heizwert von 7000 bis 8000 Kalorien. Die Frage, ob schon eine Verschiedenheit des Urmaterials oder nur Druckdifferenzen die Unterschiede zwischen Braunkohle und Steinkohle bedingen, begegnet bei den Fachmännern geteilter Meinung. Gegen die erstere Ansicht scheint die Tatsache zu sprechen, daß die Bildung beider Gruppen von Kohlen nicht strenge an bestimmte Perioden der Erdgeschichte geknüpft ist. Wohl sind Karbon und Perm die Hauptträger der Steinkohlenflöze. Auch im Mesozoikum finden wir noch überwiegend Schwarzkohlen bis in die Gosaukreide (Grünbach in Niederösterreich) hinauf. Andererseits aber kennen wir Braunkohlen aus dem Karbon des Moskauer Beckens (Tula) und des Dnjestergebietes, echte Steinkohlen aus dem Tertiär von Untersteiermark.

Die Umwandlung von vegetabilischem Material in Kohle erfordert zwei Gruppen von Prozessen, einen biochemischen, der sich in den Torfmooren unter dem Einfluß bestimmter, von Renault⁵²⁾ genauer untersuchter Bakterien abspielt, und einen dynamochemischen, der unter der Einwirkung von Gebirgsdruck und Hitze vor sich geht.

Fast alle größeren zusammenhängenden Kohlenflöze sind autochthon, d. h. aus an Ort und Stelle gewachsenen Pflanzen entstanden. Zusammenschwemmungen in Strömen — vergleichbar den heutigen Mud lumps des Mississippi — haben lokal zur Bildung allochthoner Kohlenflöze geführt. Die weitaus überwiegende Mehrzahl der fossilen Humuskohlen ist in demselben Sinne autochthon wie die heutigen Moore. Die allochthonen Kausto-

biolithe haben den autochthonen gegenüber in allen geologischen Perioden die gleiche untergeordnete Rolle gespielt wie in der Gegenwart. Die Autochthonie zahlreicher Flöze wird bewiesen durch das Auftreten einer *Stigmarmaria*-Zone mit Baumwurzeln in ihrem Liegenden, und von aufrecht stehenden Baumstümpfen im Hangenden⁵³⁾.

Die Braunkohle eines Reviers ist in der Regel in einigen wenigen, aber sehr starken Flözen konzentriert. Flöze von 30 m Mächtigkeit sind durchaus keine Seltenheit. Als die mächtigsten Braunkohlenflöze der Erde bezeichnet Moore⁵⁴⁾ drei Flöze bei Morwell in Victoria (Australien) mit einer Dicke von 81, 68 und 51 m. Das Braunkohlenflöz von Wöllan in Südsteiermark schwillt bei einer Flözstärke von 8 bis 20 m an den Muldenrändern auf 150 m in der Muldenmitte an⁵⁵⁾.

Die Steinkohlen erscheinen zumeist auf eine größere Zahl schwächerer Flöze, getrennt durch taube Zwischenmittel, verteilt. In Pennsylvanien beträgt die Gesamtmächtigkeit der Flöze im produktiven Karbon 30 m auf 29 Flöze verteilt. Unter ihnen erreicht das Mammutflöz in dem südlichen Teil der Anthrazitregion eine Mächtigkeit von 15 m. Doch wechselt die Dicke der einzelnen Flöze häufig auf kurze Strecken hin. Eine Ausnahme macht das Pittsburgh Flöz, das über eine Fläche von 5450 km² in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2 m verfolgt worden ist.

Im Ruhrgebiet zählt man ungefähr 100 Flöze, darunter 70 abbauwürdige bei einer Gesamtmächtigkeit des produktiven Steinkohlengebirges von 2400 m. Aber auch hier beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der einzelnen Flöze nur 1 m. Mächtigkeiten von über 2 m sind Ausnahmen. Im Saarbrückener Revier liegen 350 Flöze mit einer Gesamtmächtigkeit von 140 m innerhalb eines 2000 bis 3000 m mächtigen Komplexes von Sandsteinen, Konglomeraten und Schiefertönen.

Den größten Reichtum an Kohlenschätzen weist auf dem europäischen Kontinent das oberschlesische Industriegebiet auf, das gegenwärtig auf drei Staaten, das Deutsche Reich, Polen und die Tschechoslowakei aufgeteilt ist. Dem produktiven Karbon sind hier bei einer Gesamtmächtigkeit von über 6500 m 478 Steinkohlenflöze eingelagert. Das mittlere Karbon allein ist durch das 2003 m tiefe Bohrloch von Paruschowitz in einer Mächtigkeit von 2900 m aufgeschlossen. Die stärksten Flöze finden sich im Bereich der Gruppe der sogenannten Sattelflöze. Einzelne schwellen zu Mächtigkeiten von 6 bis 10 m an (Pochhammerflöz, Radzionkaugrube 12 m).

Die Hauptsteinkohlenfelder Europas liegen am Nordrand des amerikanischen und variszischen Gebirgsbogens. Man unterscheidet in ihnen limnische und paralische Flöze je nach der Lage an Binnenseen oder am Meeresstrand. Sie bilden eine Zone von England (Lancashire, Derbyshire, Wales, Bristol) über Nordfrankreich (Pas de Calais), Belgien, das Aachener Revier, Westfalen, Nieder- und Oberschlesien bis zum Polnischen Mittelgebirge, die wahrscheinlich mit der variszischen Gebirgsbildung in einem engen Zusammenhang steht. Hier hat in einem Gebiet lange andauernder, kontinuierlicher Senkung eine zeitweilige Überflutung des Moores durch

Süß- und Salzwasser immer wieder mit neuer Verlandung und Moorbildung gewechselt.

Die Bildung mächtiger und ausgedehnter Steinkohlenflöze war keineswegs an die karbonische Periode gebunden, wenn auch in dieser Periode einerseits im östlichen und mittleren Teil der Vereinigten Staaten, andererseits in Europa von Schottland und Wales bis ins Donezbecken und nach Kleinasien die größten Mengen von abbauwürdiger Steinkohle zur Ablagerung gekommen sind. Die für die Entstehung der Steinkohle günstigen Bedingungen, die in Nordamerika und Europa in der Zeit des Rotliegenden aufgehört hatten, haben in Sibirien und China während der permischen Periode noch angedauert. Auch im Verbreitungsgebiet der *Glossopteris*-Flora sind im Perm und in der Trias beträchtliche Mengen von Steinkohle zum Absatz gelangt. In China und Sibirien war auch die Liasepoche noch eine Zeit großartiger Steinkohlenbildung.

Anmerkungen zum dritten Abschnitt (Chorologie des Limnobios und Geobios)

¹⁾ M. Neumayr: Über die Herkunft der Unioniden. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, LXXXXVIII. 1889, p. 5—27.

²⁾ S. v. Woehrmann: Über die systematische Stellung der Trigoniden u. d. Abstammung der Najaden. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, XLIII. 1893, p. 1 ff.

³⁾ G. Steinmann: Die geologischen Grundlagen der Abstammungslehre. Leipzig, 1908, p. 99—118.

⁴⁾ A. Bittner: Über die systematische Stellg. v. *Mactra*. Verhandl. Geol. Reichsanst. 1892, p. 241.

⁵⁾ W. Deecke: Paläontol. Betrachtungen. Über Zweischaler. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXXV. p. 360 ff.

⁶⁾ J. F. Whiteaves: The recent discovery of large *Unio*-like shells in the coal measures of the South Joggins, N. S. Transact. Roy. Soc. Canada, sect. IV. 1893, p. 21.

⁷⁾ C. Dawson: Note on the genus *Nayadites*. Quart. Journ. Geol. Soc. L. 1894, p. 455. — W. Hind: A monograph on *Carbonicola*, *Anthracomya*, and *Nayadites*. Palaeontograph. Soc. XLVIII—L. London, 1894/96.

⁸⁾ J. M. Clarke: Value of *Amnigerina* as an indicator of fresh water deposits during the Devonian of New York, Ireland and the Rhineland. New York State Mus. Bull. XLIX. Palaeontol. Pap. 2, Albany, 1901, p. 199—203.

⁹⁾ F. Chapman: Australasian Foss. Melbourne, 1914, p. 181.

¹⁰⁾ S. Lull: The life of the Connecticut Trias. Amer. Journ. sci. 4. ser. XXXIII. 1912, p. 397 ff.

¹¹⁾ E. L. Troxell: Unios in the Triassic in Massachusetts. Amer. Journ. sci. 4. ser. XXXVIII. 1914, p. 460.

¹²⁾ A. Bittner: Über ein von Berghauptmann J. Grimmer in Sarajevo untersuchtes Kohlenvorkommen nächst Trebinje. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1900, p. 145.

¹³⁾ H. v. Ihering: Über brasilianische Najaden. Abhandl. Senckenbergische Nat. Ges. Frankfurt, 1910, p. 113—140.

¹⁴⁾ R. Ruedemann: On the occurrence of an *Apus* in the Permian of Oklahoma. Journ. of Geol. XXX. Chicago, 1922, p. 311.

- 15) C. D. Walcott: On the cambrian faunas of North America. Preliminary studies. Bull. U. S. Geol. Surv. No. 10, p. 50. — H. M. Bernard: The systematic position of the Trilobites. Quart. Journ. Geol. Soc. London, L. 1894, p. 413.
- 16) Marjorie O'Connell: The habitat of the *Eurypterida*. Bull. Buffalo Soc. Nat. sci. XI. No. 3, 1916.
- 17) J. Clarke et R. Ruedemann: The *Eurypterida* of New York. Mem. New York State Mus. XIV. Albany, 1912.
- 18) R. Ruedemann: Note on the habitat of the Eurypterids. Bull. New York State Mus. No. 189, Albany, 1916, p. 113.
- 19) E. W. Shuler: A new ordovician Eurypterid. Amer. Journ. sci. 4. ser. XXXIX. 1915, p. 551.
- 20) Unsicher ist die systematische Stellung von *Pelion Lyelli* aus dem Oberkarbon von Linton (Ohio), den R. Moodie (The fossil frogs of North America. Amer. Journ. sci. 4, ser. XXXVIII. 1914, p. 531) für einen echten Frosch hält.
- 21) M. Neumayr: Über einige Süßwasser-Conchylien aus China. Neues Jahrb. f. Min. 1883/II. p. 21—26.
- 22) R. Credner hat (Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungsbd. 1887/88) die Reliktenseen monographisch behandelt. Seine Arbeit ist heute in vielfacher Hinsicht veraltet.
- 23) E. Suess: Das Antlitz der Erde. III/1, p. 75.
- 24) A. Korotnew: Expedition nach dem Baikalsee, 1905/13, IV. p. 1—26.
- 25) L. v. Tausch: Über einige Conchylien des Tanganyika Sees. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, XC. 1885, p. 56—70.
- 26) J. E. Moore: On the geol. evidence for the connection of Lake Tanganyika with the sea. Proceed. Roy. Soc. LXII. London, 1898, p. 451. — On the hypothesis, that lake Tanganyika represents an old jurassic sea. Quart. Journ. of microscop. sci. new ser. London, XL. 1899, p. 303.
- 27) J. E. Moore: The molluscs of the great African lakes. I. Ibidem, XLI. 1899, p. 168, 178.
- 28) Ch. Gravier: La méduse du Tanganyika et du Victoria Nyanza etc. Bull. Musée hist. nat. Paris, 1907, p. 218—224.
- 29) E. v. Stromer: Ist der Tanganyika ein Reliktensee? Petermanns Geogr. Mitt. XLVII. 1901, p. 257—268.
- 30) A. Handlirsch: Die fossilen Insekten. Leipzig, 1906/08.
- 31) R. J. Tillyard: Some new permian insects from Belmont. Proceed. Linn. Soc. New South Wales, XLVII. 1922, p. 280 etc.
- 32) Den Hinweis auf die Bedeutung der Funde im australischen Perm für die Geschichte der Insekten verdanke ich meinem Akademiekollegen A. Handlirsch.
- 33) R. J. Tillyard: Permian and triassic insects from New South Wales. Ibidem, XLIII. 1918, p. 720—756. — Two fossil insects wings from the upper Permian of Newcastle. Ibidem, XLVI. 1921, p. 415.
- 34) R. Tillyard: Studies in Australian Neuroptera. Ibidem, XLIII. 1918, p. 116—122.
- 35) A. Handlirsch: Beiträge zur exakten Biologie. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, CXXII. 1913, p. 361 ff.
- 36) H. Woodward: The position of the Merostomata. Geol. Mag. Dec. V. Vol. X. 1913, p. 293—300.
- 37) J. Versluys und R. Demoll: Das Limulus-Problem. Spengels Ergebnisse u. Fortschritte d. Zoologie, V. Jena, Fischer, 1922.
- 38) O. Abel (Lehrbuch der Paläozoologie, 2. Auf. Jena, 1924, p. 126) hält *Palaeophonius* und *Proscorpius* für sekundär an das Leben im Salzwasser angepasste Nachkommen landbewohnender Skorphone.
- 39) C. Wiman: Über die Stegocephalen *Teotrema* und *Lonchorhynchus*. Bull. Geol. Inst. Univers. Upsala, XIV. 1917, p. 238.
- 40) O. Abel: Die Eroberungszüge der Wirbeltiere in die Meere der Vorzeit. Jena, 1924, p. 1.

41) E. Wepfer: Das Mastodonsaurus-Leichenfeld im oberen Buntsandstein von Kappel. Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. XI. 1922, p. 78—86. — Der Buntsandstein des badischen Schwarzwaldes u. seine Labyrinthodonten. Mon. z. Geol. u. Paläont. Ser. 2. Heft 1, 1923.

42) R. Moodie: The migration and geographic distribution of the fossil Amphibia. Amer. Journ. sci. 4. ser. XL. 1915, p. 186. — E. Case: The environment of the amphibian fauna at Linton. Ibidem XLIV. 1917, p. 124—136.

43) S. W. Williston: The oldest known Reptile. Journ. of Geol. XVI. 1908, p. 395.

44) A. Thevenin: Amphibiens et reptile du terrain houiller de France. Annales de Paléontol. I. 1906, p. 145.

45) Vgl. K. Lambrecht: Aves, in Foss. Catal. Pars 12, 1921.

46) H. F. Osborn: The age of Mammals. p. 96, 178.

47) E. N. Arber: Devonian floras. A study of the origin of Cormophyta. Cambridge, 1921. — J. Pia: Der Stand unserer Kenntnisse von den ursprünglichen Gefäßpflanzen. (*Psilophytales*). Zeitschr. f. indukt. Abstammungs- u. Vererbungslehre, XXXV. 1924, p. 292—309.

48) W. Goldring: The upper devonian forest of seed ferns in Eastern New York. New York State Mus. Bull. No. 251, 1922, Albany, 1924, p. 50—72.

49) Die Tangtheorie von Mohr, Reinsch und Petzholdt, die nicht in Landsondern in Meerespflanzen die Quelle des Materials für die Kohlenbildung sahen, besitzt heute nur noch ein historisches Interesse.

50) B. Kubart (Beiträge zur Tertiärflora der Steiermark, nebst Bemerkungen über die Entstehung der Braunkohlen. 1924) hält Sümpfe und Moore als Bildungsort für die steirischen Braunkohlen nicht für unbedingt notwendig. Das Pflanzenmaterial konnte im feuchten Waldboden erhalten und der Verkohlung zugeführt werden, auch ohne daß es zur Bildung von richtigen Mooren kommen mußte. Die weite Verbreitung von *Sequoia sempervirens*, die kein Sumpfbaum ist, in den steirischen Braunkohlenflözen scheint in diesem Sinn zu sprechen.

51) C. E. Bertrand et A. Renault: Sur une algue permienne à structure conservée. C. R. Acad. sci. Paris, CXV. 1892, p. 298—301. — Vgl. auch Neues Jahrb. f. Min. 1897/I. p. 399—406.

52) A. Renault: Du rôle de quelques bacteriacées fossiles au point de vue géologique. C. R. Congrès géol. internat. Paris, 1900, p. 646—663.

53) Zusammenstellungen der Theorien über die Entstehung der Kohlenflöze finden sich u. a. bei H. Potonié: Die rezenten Kaustobiolithe. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. LV. 1—3, 1905, 1906, 1915. — H. Potonié: Die Entstehung der Steinkohle, 5. Aufl. Berlin, 1910, 6. Aufl. revid. v. A. Gothan, Berlin, 1920. — J. Stevenson: The formation of coalbeds. Proceed. Amer. Philosoph. Soc. L. 1911, p. 1—116. — K. Weithofer: Die historische Entwicklung d. Ansichten über d. Entstehung der Kohlen und Kohlenflöze. Neues Jahrb. f. Min. Beilbd. XLI. 1917, p. 149—236.

54) E. S. Moore: Coal. Its properties, analysis, classification, geology etc. New York, 1922, p. 214.

55) L. Waagen: Bergbau u. Bergwirtschaft etc. Wien, 1919, p. 38.

VIERTER ABSCHNITT

Die Bedeutung der Migrationen

Die Lebensbezirke des Halobios sind an derselben Stelle der Erdoberfläche im Laufe der Erdgeschichte nicht dieselben geblieben. Ein Ansteigen des Meeresspiegels läßt die Litoralzone landeinwärts rücken, ein Sinken desselben hat die gegenteilige Wirkung. In dem ersten Falle finden wir in einem Profil über basalen Strandablagerungen Bildungen der küstennahen, dann der küstenfernen Flachsee, eventuell sogar noch solche bathyalen Charakters mit ihren eigenartigen Faunen. In dem zweiten Falle zeigt unser Profil die umgekehrte Sedimentfolge. Solche Sedimentationszyklen werden in verschiedenen Formationen angetroffen. Ihr Studium wird insbesondere von den amerikanischen Geologen eifrig betrieben und auch theoretisch verwertet.

Mit solchen Verschiebungen der Strandlinie sind naturgemäß Wanderungen der einzelnen Faunen zugleich mit ihren Lebensbezirken verbunden. In den Faunen der einzelnen Lebensbezirke selbst braucht jedoch keine Veränderung einzutreten. Wenn der Paläontologe von Migrationen spricht, so hat er solche Wanderungen der Faunen ebensowenig im Auge wie die periodischen Wanderungen vieler Tiere, etwa jene der Zugvögel zu gewissen Jahreszeiten, oder die Laichzüge der Fische. Die echten Migrationen bedeuten vielmehr eine dauernde Veränderung der Heimat, eine Besiedelung und Eroberung neuer Wohnplätze entweder in demselben oder in einem fremden Lebensbezirk. Ein Beispiel für den zweiten Fall bieten die Tiefseefische, die sich erst in der känozoischen Ära die abyssische Region des Meeres erobert haben.

Transgressionen eröffnen nicht selten Verbindungsstraßen zwischen bisher getrennten Meeren und schaffen damit die Möglichkeit eines Faunenaustausches. Durch Regressionen werden diese Pforten wieder geschlossen. Gerade die unvermittelt auftretenden Faunenelemente, die bei einer solchen Gelegenheit einwandern und sich an ihren neuen Wohnplätzen dauernd oder nur eine beschränkte Zeit hindurch erhalten, geben wichtige Leitfossilien ab.

Bei den Wanderungen verlagern die einzelnen Gattungen ihre Lebensbezirke und wenn sie wieder in ihre ursprüngliche Heimat zurückkehren, so erscheinen sie dort nicht selten mit neuen Gattungsmerkmalen.

Neumayr¹⁾ hat zuerst auf die hervorragende Rolle hingewiesen, die unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im mitteleuropäischen Jura spielen. Er konnte zeigen, daß der alpine oder mediterrane Jura als die ursprüngliche Heimat der Ammoniten des schwäbischen Jura anzusehen sei. Die Ammonitenfauna des schwäbischen Jura stellt ihm das Ergebnis einer Reihe von Einwanderungen aus dem mediterranen Jurameer dar. Sie besteht teils aus direkt eingewanderten Arten, teils aus selbständigen Entwicklungsreihen eingewanderter Spezies. Die wiederholten Einwanderungen alpiner Ammonitengattungen in das schwäbische Jurameer haben häufig die normale Entwicklung heimischer Arten gestört, indem die neu eingewanderten Arten ihre Vorgänger verdrängten. In anderen Fällen vermochten die neuen Einwanderer sich nur kurze Zeit zu behaupten und starben dann aus, um bei günstiger Gelegenheit abermals zu erscheinen. So erscheint *Lytoceras* im schwäbischen Jura dreimal, zuerst im mittleren Lias, aus dem er bis ins mittlere Bajocien hinaufreicht, dann nach einer längeren Intermission wieder im mittleren Oxford, endlich nochmals im Kimmeridge.

Die nachfolgende Tabelle zeigt die Unterschiede in der Verbreitung der drei wichtigsten Ammonitengattungen (in weitester Fassung) im untersten Lias der Alpen und Schwabens, wobei durch das Zeichen + die Anwesenheit, durch $\frac{+}{-}$ die Akme der Gattung in einer der vier tiefsten Liaszonen gekennzeichnet wird²⁾.

	Alpen				Schwaben			
	1	2	3	4	1	2	3	4
	Zone der <i>Psiloceras</i> caliphylum	Zone der <i>Psiloceras</i> megastoma	Zone der <i>Schlotheimia</i> marmorea	Zone der <i>Arietites</i> rotiformis	Zone der <i>Psiloceras</i> planorbis	Zone der <i>Arietites</i> laqueus	Zone der <i>Schlotheimia</i> angulata	Zone der <i>Arietites</i> Bucklandi
<i>Psiloceras</i> . . .	$\frac{+}{-}$	$\frac{+}{-}$	-?		+		+	+
<i>Schlotheimia</i> . .	+	+	$\frac{+}{-}$	+		+	$\frac{+}{-}$	+
<i>Arietites</i> . .	+	+	+	$\frac{+}{-}$		+		$\frac{+}{-}$

Im ostalpinen Lias ist die Faunenentwicklung eine durchaus regelmäßige. Die drei genannten Ammonitengenera reichen von der Zeit ihres ersten Auftretens bis zu ihrem Erlöschen durch die einzelnen Horizonte

ohne Unterbrechung hindurch. In 1 ist *Psiloceras* die weitaus vorherrschende Gattung. In 2 kommen mit ihm zusammen schon zahlreiche Arten von *Schlotheimia* und *Arietites* vor, obwohl es seine Akme kaum überschritten hat. Aus 3 ist bereits keine ganz sichere Art von *Psiloceras* mehr bekannt. Hier herrscht *Schlotheimia* vor, um diese dominierende Stellung in 4 an *Arietites* abzugeben. Im schwäbischen Lias hingegen zeigt nur *Schlotheimia* eine normale Entwicklung. *Psiloceras* sowohl als *Arietites* weisen Intermissionen auf. *Psiloceras* reicht mit einer isolierten Spezies bis in die *Bucklandi*-Zone hinauf.

Eine Möglichkeit für den Austausch von zwei ebenso sehr durch ihren Formenreichtum als durch ihre tiefgreifende Verschiedenheit ausgezeichneten Meeresfaunen ist im Jahre 1869 durch die Durchstechung der Landenge von Suez eröffnet, aber bisher nur in außerordentlich geringem Maße benützt worden. Allerdings bilden die übersalzenen Bitterseen ein starkes Hindernis für die Verbreitung auf diesem Wege. *Cardium edule* des Mittelmeeres hat sich auf der Wanderung durch den 150 km langen Kanal in eine neue Art, *C. isthmicum*, verwandelt³⁾.

Die Tethys als ein inselreiches, aus einzelnen durch enge Sunde zusammenhängenden Becken bestehendes Mittelmeer hat im Laufe ihrer Geschichte mannigfache Veränderungen erlitten, die sich in der jeweiligen Zusammensetzung ihrer Faunen widerspiegeln. Uhlig hat für die Perioden des Jura und der Unterkreide zwei große tiergeographische Reiche innerhalb der Tethys unterschieden, das mediterrane mit der mitteleuropäischen Subregion und das himalayische. Der Bestand dieser beiden Reiche läßt sich auch für die Triasperiode nachweisen, jedoch nicht für alle Epochen derselben. Wie das Studium der triadischen Ammonitenfaunen des Himalaya und der Insel Timor gezeigt hat, war die Verbindung zwischen der westlichen und östlichen Hälfte der Tethys zeitweise unterbrochen, so daß in beiden selbständige Cephalopodenfaunen unabhängig voneinander zur Entwicklung gelangen konnten. Zu anderen Zeiten aber gestatteten Meeresstraßen einen so weitgehenden Faunenaustausch zwischen beiden Gebieten, daß die faunistischen Unterschiede sich wieder fast vollständig verwischten.

Als Beispiel möge die Triasentwicklung in den Ostalpen, in Sizilien und Griechenland einerseits, im Himalaya und auf Timor andererseits dienen.

Für die untere Trias (skythische Stufe) steht die Berechtigung einer Scheidung des mediterranen und himalayischen Faunengebietes wohl außer Zweifel. Die tiefgreifende Verschiedenheit der Ammonitenfaunen beider Reiche wird selbst durch die von G. v. Arthaber⁴⁾ beschriebene Hallstätter Fauna von Këira in Albanien kaum gemildert. Sie hält auch noch in der tieferen Abteilung der anisischen Stufe an, schwächt sich jedoch in den höheren Abteilungen der letzteren sehr erheblich ab. Enge Beziehungen bestehen dann zwischen den beiden Faunengebieten in der ladinischen Zeit, aber in der karnischen Stufe reißt die Verbindung wieder ab. Im ganzen himalayischen Reich gibt es keine Fauna, die sich mit jener von St. Cassian (Zone des *Trachyceras Aon*) vergleichen ließe. Da-

gegen erscheinen die engen faunistischen Verbindungen zwischen beiden Reichen in der mittel- und oberkarnischen Epoche wiederhergestellt. Insbesondere in der *Subbullatus*-Fauna des Himalaya und der Insel Timor macht sich ein starker mediterraner Einschlag geltend. Der größte und auffallendste Gegensatz besteht jedoch zwischen den Faunen des unteren und mittleren Norikums. Die reichen unternorischen Faunen des Himalaya, die uns zuerst durch die Arbeiten von E. v. Mojsisovics⁵⁾ näher bekannt geworden sind, tragen ein sehr selbständiges Gepräge. Auch in der unternorischen Trachyostrakenfauna von Timor finden wir weitaus überwiegend indische Beziehungen, während die mittelnorische Fauna von Timor jener vom Sommeraukogel bei Hallstatt sehr nahe steht.

„Wir sehen somit einen dreimaligen Wechsel im Charakter der obertriadischen Fauna des himalayischen Reiches: enge Beziehungen zum mediterranen zur Zeit der karnischen Stufe und des Mittelnorikums, dagegen eine bemerkenswerte Selbständigkeit zur Zeit des Unternorikums in einem Ausmaß, wie es seit der unteren Trias nicht mehr erreicht worden ist⁶⁾.“

So war der Faunenaustausch zwischen der West- und Osthälfte der Tethys bald ungehemmt, bald unterbrochen, so daß die Sonderung in zwei Faunenreiche immer nur für bestimmte, kurze Zeiträume Gültigkeit hat. Je nachdem Meeresverbindungen sich öffnen oder schließen, steigert sich oder schwindet die Selbständigkeit einer tiergeographischen Provinz. Die den Faunenaustausch bedingenden Migrationen der Meerestiere aber wurden, wie Soergel⁷⁾ gezeigt hat, noch wesentlich gefördert durch die Westost gerichtete Erstreckung der Tethys, die den gleich gerichteten Meeresströmungen eine rasche und weite Ausbreitung des Meroplanktons ermöglichte.

Trotz aller Verschiebungen der Strandlinie und der Faunen sehen wir doch während der ganzen mesozoischen Ära eine merkwürdige Stetigkeit in der Lage der zoogeographischen Hauptreiche. Wir sehen den Gegensatz zwischen einem borealen und einem äquatorial-subtropischen Hauptreich von der Trias bis in die Oberkreide bestehen. Wir sehen ferner im Bereich des äquatorialen Gürtels zwei meridionale Grenzen mit ziemlicher Beharrlichkeit festgehalten, eine in der Gegend des Indus, die andere in der Region zwischen Cordilleren und Antillen. Die erstere scheidet die östliche von der westlichen Hälfte der Tethys. Unter dem Einfluß der letzteren steht auch das Antillenmeer und zeitweise selbst Mexico. Im Westen der zweiten Grenzlinie breitet sich das südandine Reich aus⁸⁾.

Der Verlauf und die Richtung der Migrationen, die in erster Linie von topographischen Verhältnissen abhängig waren, sind während der ganzen paläozoischen und mesozoischen Ära für die Sonderung der Marinfauen in zoographische Provinzen maßgebend gewesen. Ein Zusammenhang dieser Provinzen mit klimatischen Gürteln ist bis in die Zeit der Oberkreide kaum irgendwo mit Sicherheit nachzuweisen.

Überall und in allen Perioden der Erdgeschichte tritt uns die Bedeutung der Migrationen entgegen, die unter günstigen Bedingungen zu

einem Faunenaustausch, deren Hemmung zu einer Ausbildung gesonderter tiergeographischer Provinzen führt⁹⁾). Man denke nur an die auffallende Verschiedenheit der nordamerikanischen Helderberg-Fauna und der Faunen des europäischen Unterdevon und an die im vollen Gegensatz dazu stehende fast weltweite Verbreitung der rheinischen *Calceola*- und *Stringocephalus*-Fauna bis nach Burma und Manitoba oder an den beinahe vollständigen Mangel an übereinstimmenden Arten im Miozän des Mediterran- und Irawaddgebietes. Als die Tethys erloschen war und nur noch eine Zone hoher, junger Faltengebirge die Lage der ehemaligen Geosynklinale bezeichnete, war auch den Migrationen vom Mittelländischen Meer zum indopazifischen Warmwassergebiet und umgekehrt eine dauernde Schranke gesetzt.

Die Verbreitung der meisten benthonischen Meerestiere geht bei den Migrationen auf dem Wege des Meroplanktons vor sich. Aber die Verbreitungsmöglichkeit ist an bestimmte Bedingungen geknüpft. Die Annahme einer Verbreitung meroplanktonischer Larven quer über die Breite von Ozeanen hinweg ist nicht zulässig. Aus den Plankton-Untersuchungen von Hensen geht die Verschiedenheit des Planktons der Hochsee und der Küsten hervor. Wohl ist das typische Plankton des Atlantischen Ozeans außerordentlich reich an meroplanktonischen lebenden Larven von Seetieren, aber diese gehen selbst im Golfstrom mit dem Vordringen nach Norden allmählich zugrunde. Die horizontale Ausbreitung der Bivalven durch ihre Larven vollzieht sich in Etappen den Küsten entlang, nicht quer über den Ozean. Es gibt, wie H. Simroth¹⁰⁾ betont, keine eupelagischen Muschellarven. Allerdings besitzen die Larven der Lamellibranchiaten vor jenen der Gastropoden den Vorteil, daß sie in höherem Maße eurytherm, daher in der Erweiterung ihres Verbreitungsareals von den Temperaturverhältnissen weniger abhängig sind. Dieser Vorteil wird aber bei den Gastropodenlarven dadurch ausgeglichen, daß diese wenigstens in tropischen Meeren ausnahmsweise selbst über die Breite eines Ozeans hinweg von der einen Küste zur anderen durch günstige Meeresströmungen gelangen können. Simroth führt als Beispiel *Purpura coronata* an, die durch ihre Larve, eine eupelagische *Sinussigera*, quer über den Atlantik von Südwestafrika bis nach Westindien verbreitet wird.

Der wichtigste Faktor für die Verbreitung des Meroplanktons sind die Meeresströmungen. Mit dem warmen Wasser des Golfstroms sind Riffr Korallen aus Westindien über die Bermudas bis Beaufort in Nordcarolina verschleppt worden und haben sich hier in einer geographischen Breite angesiedelt, die sonst auf der Erdoberfläche von Riffr Korallen nirgends erreicht wird.

Unter dem Einfluß günstiger Meeresströmungen haben sich manche rezente Molluskenarten ein in meridionaler Richtung weit ausgedehntes Verbreitungsgebiet erobert. So sind im Atlantischen Ozean 12 Spezies über 19, im Pazifischen Ozean 15 über 22 Breitengrade verbreitet. Dagegen zeigt die strenge Scheidung der Fauna der Panamischen Provinz Woodward's vom Golf von Californien bis Payta in Peru von jener der

Indopazifischen Region, daß ein Faunenaustausch quer über die Breite des Pazifischen Ozeans nicht erfolgt ist. Auch zusammenhängende Meere, die durch ein gegen den Pol gerichtetes Kap getrennt werden, beherbergen meist deutlich gesonderte Faunen. Die freilich nicht allzu innigen Beziehungen zwischen den Gastropodenfaunen der atlantischen und pazifischen Küste Zentralamerikas — 12 gemeinsame Arten des Genus *Triton* — erklären sich durch die erst im Pliozän erfolgte Schließung der bis dahin offenen Meeresverbindung zwischen dem Karaibischen Meer und dem Golf von Darien.

Die eigentümliche Verbreitung der unterkretazischen Trigonienfauna der Uitenhage beds von der Ostküste Äquatorialafrikas über Chile bis Malone in Texas macht die Annahme eines Zusammenhanges von Südafrika und Südamerika im jüngeren Mesozoikum notwendig, der freilich nicht in breiter Front, sondern ebensogut über die Antarktika bestanden haben mag¹¹⁾.

Wie die Wanderungen des Halobios kann man auch jene des Limnobios verfolgen. Der Zusammenhang des hydrographischen Systems der Flüsse mit Binnenseen und untereinander ermöglicht die weite Verbreitung einzelner Süßwasserfaunen. Dabei ist noch die von Darwin betonte Verbreitungsmöglichkeit durch Vögel über kurze Wasserscheiden hinweg in Anschlag zu bringen. Die Fischfauna der Flüsse Osteuropas und Sibiriens trägt einen durchaus einheitlichen Charakter. Ja selbst das östliche Nordamerika hat noch eine nicht unerhebliche Anzahl mit Europa gemeinsamer Arten.

Aus der Verbreitung von Fischarten sind daher Schlußfolgerungen in bezug auf ehemalige Verbindungen zwischen heute getrennten Flußnetzen bis zu einem gewissen Grade — wenngleich nicht unbedingt — zulässig. Sie gelten vielleicht noch für die Erklärung der merkwürdigen Übereinstimmung der Fischfaunen des Nil und Jordan oder für das Vorkommen von Karpfen im Issyk-kul, aber keinesfalls für eine andere überaus eigentümliche Art der Verbreitung einiger Gruppen von Süßwasserfischen auf der südlichen Halbkugel.

Die beiden Familien der *Galaxiidae* und *Haplochromidae* sind innerhalb der gemäßigten Zone der Südhemisphäre weit verbreitet. Die *Galaxiidae* bewohnen die süßen Gewässer der Falklands Inseln, des Feuerlandes, Patagoniens, Chiles, Neuseelands und der kleinen umliegenden Inseln, von Tasmanien, Victoria, Neu Süd Wales, Süd- und Westaustralien. Eine Spezies, *Galaxias zebratus*, kommt in den Flüssen des Kaplandes vor. Die *Haplochromidae* haben eine ähnliche Verbreitung, fehlen jedoch in Südafrika. L. Dollo¹²⁾, der eine zusammenfassende Übersicht beider Familien gegeben hat, teilt mit, daß die 41 bekannten Spezies der *Galaxiidae* in Flüssen, Gebirgsbächen, Binnenseen, zum Teil sogar — ähnlich wie die *Dipnoi* — amphibiotisch leben. Nur eine Art, *Galaxias attenuatus*, ist innerhalb des ganzen Verbreitungsgebietes der Familie, mit Ausnahme des Kaplandes, beheimatet. Aber gerade von dieser Art berichtet Dollo, daß sie zur Laichzeit ins Meer geht und einige Monate in demselben zubringt. Es besteht

somit eine große Wahrscheinlichkeit, daß die *Galaxiidae* ursprünglich Meeresfische waren und daß ihre heutige Verbreitung in allen Südkontinenten auf eine Besiedelung der letzteren vom Meere aus zurückgeht¹³⁾.

Das großartigste Beispiel von Migrationen in ausgedehntem Maße bietet uns der Austausch der Landfaunen zwischen Nord- und Südamerika während des Pleistozäns.

Nachdem schon am Beginn der Eozänzeit jede Landverbindung zwischen diesen beiden Kontinenten so vollständig gelöst war, daß die Säugetiere sich in jedem derselben auf getrennten Linien entwickelten, ohne auch nur eine gemeinsame oder nahestehende Gattung aufzuweisen, stellte im Pleistozän eine Landbrücke die so lange Perioden hindurch unterbrochene Verbindung wieder her. Die Folge war eine Einwanderung nordamerikanischer Faunenelemente in Südamerika, der eine keineswegs gleichwertige Einwanderung südamerikanischer Formen in Nordamerika gegenübersteht. Die heutige Landfauna der Neogaea setzt sich daher zusammen aus den Nachkommen der alten endemischen Säugetierfauna, bestehend aus Hapaliden, Cebiden, Phyllostomatiden, hystricomorphen Nagern, Gürteltieren, Faultieren, Ameisenfressern und Epanorthiden und aus jenen der nordamerikanischen Einwanderer. Zu diesen zählen alle Raubtiere, Huftiere, *Sciuromorpha*, *Myomorpha* und *Didelphiidae*. In Nordamerika hingegen sind aus dem Süden nur *Gravigrada*, Gürteltiere, einige *Hystricomorpha* und *Phyllostomatidae* eingedrungen, aber auch von diesen ist die erste Gruppe seither sowohl in Nord- als in Südamerika ausgestorben. Nur *Erethizon* geht nach Norden bis Canada, während die Vertreter der übrigen Ordnungen, beziehungsweise Familien, in ihrer Verbreitung auf Zentralamerika und Mexico beschränkt bleiben.

Wanderungen über den größten Teil der Erdoberfläche haben noch in der jüngeren Tertiärzeit die Proboscidier ausgeführt. Die Heimat der von dem oligozänen *Palaeomastoden* abstammenden, mit vier Stoßzähnen ausgestatteten Mastodonten (*Tetrabelodon*) war Zentralafrika. Von hier aus sind sie im Miozän über Tunis und Sizilien nach Europa eingewandert, dann sind sie selbst, beziehungsweise ihre Nachkommen, durch den ganzen asiatischen Kontinent und über die Behringsstraße nach Nordamerika vorgedrungen und haben zu Beginn der Pleistozänzeit sogar Südamerika besiedelt. Auch *Archidiscodon*, *Parelephas* und *Mammonteus*¹⁴⁾ haben ihren Verbreitungsbezirk noch im Pleistozän von Europa bis Nordamerika ausgedehnt.

Die Entwicklung einer größeren neuen Formengruppe hat sich wahrscheinlich niemals nur an einem einzigen Punkt der Erdoberfläche vollzogen, wohl aber innerhalb eines bestimmten, ursprünglich umgrenzten Gebietes, ihres Entwicklungszentrums. Durch adaptive Radiation im Sinne Osborns¹⁵⁾ kann eine solche Formengruppe von gemeinsamer Herkunft sich schon sehr bald nach ihrer Entstehung in weit auseinandergehende Typen spalten, als Ergebnis körperlicher Anpassung an eine verschieden geartete Umwelt. Diese adaptive Radiation wird sich um so stärker geltend machen, je größer der Kontinent ist, der der Ausbreitung jener Tiergruppe zur Verfügung steht.

W. D. Mathew¹⁶⁾ hat die Theorie einer im wesentlichen holarktischen Entstehung aller Landwirbeltiere verfochten, indem er zugleich annimmt, daß die jüngsten, am höchsten spezialisierten Formen sich auch gegenwärtig noch in der Nähe ihres Entwicklungszentrums befinden, während die älteren, mit primitiven Merkmalen ausgestatteten an die Peripherie gedrängt sind.

Ähnliche Schlußfolgerungen ergeben sich aus der Verbreitung der modernen Landsäugetiere ihren tertiären Vorfahren gegenüber. Aus ihr tritt uns als ein Entwicklungszentrum ersten Ranges die nördliche Zirkumpolarregion entgegen. Die gegenwärtige Verteilung der Landfaunen von Süd nach Nord entspricht bis zu einem gewissen Grade der Altersfolge der tertiären Säugetierfaunen. Manche ausgestorbene Säugerfaunen haben, wie E. Suess gezeigt hat, ihre lebenden Parallelfraunen je älter desto weiter nach Süden und Südosten.

Die rezente Säugetierfauna von Hinterindien und Insulinde trägt den Charakter der miozänen Landfauna des Wiener Beckens, die rezente Fauna der Masai Steppe in Äquatorial-Ostafrika jenen der unterpliozänen Pikermi-Fauna.

Den aktiven Wanderungen der größeren Säugetiere hat heute das Eingreifen des Menschen ein Ende bereitet. Die Mehrzahl der großen wild lebenden Säugetiere geht ihrer allmählichen Vernichtung entgegen¹⁷⁾.

In der Ausstrahlung der Tierwelt aus der Nordpolarregion in der Richtung gegen den Tropengürtel kommt jene Erscheinung zur Geltung, die man als Polflüchtigkeit bezeichnet hat. Die zuletzt aufgetretenen Typen bewohnen den Landring um den Nordpol oder meiden wenigstens die außerhalb der Tropen gelegenen Gebiete der südlichen Halbkugel. Wie Hesse (l. c. p. 118) mitteilt, finden sich gerade die primitiven Vertreter vieler Klassen und Ordnungen des Tierreiches auffallend häufig in den Ländergebieten der südlichen Hemisphäre. Die Stammgruppe der Termiten ist uns nur in Australien lebend erhalten. Den einfachsten Schmetterlingen von trichopterenartigem Aussehen begegnet man in Australien und Neuseeland. Die primitivsten Bienen der Gattung *Prosopis* machen mehr als die Hälfte aller australischen Bienenarten aus. Nach Taylor leben heute die primitivsten Gruppen der Heliciden nahe den Südspitzen der drei Südkontinente und in Neuseeland, während sich an sie je weiter nach Norden desto höher entwickelte Formen anschließen. Auch die flugunfähig gewordenen Laufvögel verschiedener Herkunft, die im älteren Tertiär teilweise auch in der holarktischen Region heimisch waren, sind heute ausschließlich auf die südliche Halbkugel beschränkt.

Obwohl W. D. Mathew für das Übergewicht der holarktischen Zirkumpolarregion als Entwicklungszentrum aller Wirbeltierfaunen eingetreten ist, darf doch die Bedeutung anderer Entwicklungszentren wie Südamerika, Ostindien und Afrika nicht unterschätzt werden. Ebenso wenig darf man aus der Bedeutung des nördlichen Zirkumpolargebietes als Entwicklungszentrum für Säugerfaunen den Schluß ziehen, daß es der dort zuerst einsetzende Klimawechsel gewesen sei, der den Anreiz zur Entwicklung neuer Formen gegeben hätte. Noch während der jüngeren Tertiär-

zeit ist Ostindien, das von einem Klimawechsel verschont geblieben ist, ein dem zirkumpolaren gleichwertiges Entwicklungszentrum der Säugetierwelt gewesen.

Paläontologische Studien haben die Geschichte der Wanderungen der Säugetiere auf dem Festlande in ihren wesentlichen Punkten geklärt. Dagegen vermag die Paläontologie für die Entscheidung der auch heute noch schwebenden Frage der Unipolarität oder Bipolarität der Meeresfaunen kein Material beizubringen. Diese Frage ist insbesondere zu Ende des vorigen und am Beginn dieses Jahrhunderts von J. Murray, Pfeffer, Ortmann, Heilprin, Chun, Dollo, Kükenthal¹⁸⁾ u. a. lebhaft diskutiert worden. Leider sind uns ältere echt notiale Marinfraunen weder aus der mesozoischen noch aus der känozoischen Ära bekannt geworden. Hier klafft eine empfindliche Lücke in dem sonst verhältnismäßig vollständigen Bilde der Entwicklung der Meeresfaunen.

H. Simroth¹⁹⁾ hat der Migration der Landtiere bestimmte Bahnen vorzuzeichnen versucht. Im Gegensatz zu Koken u. a. ist ihm nicht das Meer, sondern das Land die Quelle aller Neuschöpfungen. Die tiergeographischen Verhältnisse des Geobios in der Gegenwart und Vorzeit glaubt er mit Hilfe der Pendulationstheorie von Reibisch erklären zu können. Er hat eine Fülle biostratigraphischer Tatsachen zur Stütze dieser Hypothese herangezogen, die eine pendelartige Bewegung der Rotationspole der Erdachse auf einem dem Meridian 10° E. L. Greenwich entsprechenden Schwingungskreis annimmt. Mit dieser Verlagerung der Erdpole seien auch Änderungen in der Lage des Äquators Hand in Hand gegangen. Nur zwei Punkte, die „Schwingpole“ — der eine in Ecuador, der andere in Sumatra — sollen ihre Lage unter dem Äquator dauernd behauptet haben.

Die in den Bereich des Schwingungskreises geratenen Lebewesen müssen auf ihrem Breitengrad nach Osten oder Westen hin ausweichen, um in der ihnen zusagenden klimatischen Lage zu verbleiben. Dadurch wird ihr ursprüngliches Wohngebiet in zwei Teile zerrissen, die sich symmetrisch zu beiden Seiten des Schwingungskreises befinden. Da der Schwingungskreis durch Europa und Nordafrika geht, sollen diese Erdteile stets die Entwicklungszentren neuer Landfaunen gewesen sein, die von hier aus ihre Wanderungen nach Westen und Osten antreten mußten.

Das von Simroth zusammengetragene, reichhaltige, aber von einem durchaus einseitigen Gesichtspunkt aus bearbeitete Material reicht zu einer Begründung seiner phantastischen Hypothese nicht aus. Vom Standpunkt des Biostratigraphen aus muß diese Begründung insbesondere aus dem Grunde als ungenügend bezeichnet werden, weil sie sich über alle auf vieljährige Erfahrungen aufgebauten Prinzipien der stratigraphischen Korrelation hinwegsetzt.

Ebenso große Bedeutung als die Migrationen der Landtiere besitzen für den Geobios jene der Floren. Bei einzelnen Floren tritt die Regel der Polflüchtigkeit, beziehungsweise die adaptive Radiation von einem arktischen oder antarktischen Entwicklungszentrum aus noch deutlicher hervor als bei gewissen Säugetierfaunen.

Schon die älteste Flora, jene des Unter- und Mitteldevon, ist vorwiegend in der Nordhälfte des gemäßigten Gürtels der nördlichen Hemisphäre (Schottland, Norwegen) verbreitet. Oberdevonische Floren liegen uns aus Irland, Belgien, dem Harz, Australien, Nordamerika und von der Bären Insel vor. Die karbonischen Floren besitzen eine außerordentlich weite Verbreitung über den größten Teil der nördlichen Halbkugel und auf der südlichen bis nach Australien, Peru²⁰⁾, Südbrasilien und Argentinien — das Vorkommen von Tete am Zambesi ist zweifelhaft. Aber die Floren des hohen Nordens in Grönland unter dem 80. Grad n. B., Spitzbergen und Sibirien gehören ausschließlich dem Unterkarbon an, so daß die polare Entstehung und Polflüchtigkeit der arktokarbonischen Flora eine große Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Am Ende der karbonischen oder am Beginn der permischen Periode stellt sich eine neue Flora von antarktischer Herkunft auf der südlichen Hemisphäre ein. Ihr Ausgangspunkt ist das antarktische Festland, wo durch die Expeditionen von Scott (1901/04 und 1912) und Shackleton (1908) an drei Stellen im Ross-Quadranten die Leitpflanze der älteren Gondwana oder *Glossopteris*-Flora, *Gangamopteris*, entdeckt worden ist²¹⁾. Die dem Südpol zunächst gelegene Lokalität ist Buckley Island unter dem 85. Grad s. B. Von hier aus hat sich die *Glossopteris*-Flora, vielleicht im Gefolge der permischen Eiszeit, vielleicht schon etwas früher²²⁾, über Südafrika bis zum Äquator, Madagascar, Vorderindien, Afghanistan, Borneo, Australien, Tasmanien, die Falklands Inseln und Patagonien bis San Juan in Argentinien, Uruguay und Sta. Caterina in Südbrasilien ausgebreitet. Sie hat aber in Zentralasien und Nordrußland sogar einen Vorstoß bis nach Kusnetz und an die Dwina in das ehemalige Verbreitungsgebiet der karbonischen *Lepidodendron*-Flora unternommen²³⁾.

So sehen wir während der permischen und auch *Glossopteris Browniana* noch während der Triasperiode uns zwei große Florenreiche auf der Erde entgegentreten. Erst während der rhätischen Epoche, in der die letzten Nachzügler von *Glossopteris* in Mexico und Tonkin aussterben²⁴⁾, erscheint die Einheitlichkeit des Florencharakters auf der ganzen Erde wiederhergestellt, so daß diese während des Lias von der gleichförmigsten Flora, die jemals gelebt hat, besiedelt war²⁵⁾.

Auch im Känozoikum läßt sich eine zirkumpolare Verbreitung für viele Formen und Familien nachweisen, die heute durch weite Räume voneinander getrennt sind. Wieder können arktotertiäre und antarktotertiäre Florenelemente unterschieden werden. Wie auf der nördlichen Halbkugel die wärmebedürftigen Elemente durch die Verschlechterung des

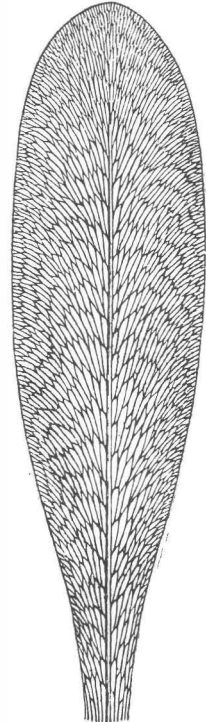


Fig. 27.

Glossopteris Browniana
Brgnt.

Klimas nach Süden gedrängt wurden, so erfolgte auf der südlichen Hemisphäre eine Wanderung subtropischer Formen von der Seymour Insel unter dem 64. Grad s. B. nach Norden²⁶⁾.



Fig. 28.

Karte der Verbreitung der *Lepidodendron*- und *Glossopteris*-Floren auf der östlichen Halbkugel.



Lepidodendron-Flora.



Glossopteris-Flora.



Glossopteris bis in die rhaetische Stufe aufsteigend.



Mischfloren.

Freilich erwächst den Versuchen, die adaptive Radiation der periarktischen Floren von ihrem Entwicklungszentrum aus zu verfolgen, eine große Schwierigkeit aus der Tatsache, daß gerade die Einzelfloren Grön-

lands, die im Bereich dieses Entwicklungszentrums entstanden sind, sich infolge der Verwechslung von Belegstücken in den Aufsammlungen an den verschiedenen Lokalitäten kaum sicher auseinanderhalten lassen. E. W. Berry²⁷⁾ hat auf diese Schwierigkeit hingewiesen. Es läßt sich zwar, in Übereinstimmung mit O. Heer, feststellen, daß aus Grönland vier getrennte Angiospermenfloren vorliegen, von Kome, Atane, Patut und Atanekerdruk, die von Heer in das Urgon, beziehungsweise Cenoman, Senon und ältere Miozän, von Berry in das Barremien-Aptien, Turon, Senon und Obereozän gestellt werden, aber zu einer genaueren Horizontierung und schärferen Scheidung dieser Floren erscheinen neue Aufsammlungen unerlässlich.

Deutlich tritt die Ausbreitung von einem arktischen Entwicklungszentrum über die ganze Erdoberfläche für die Gräser auf Grund der Untersuchungen von Sinnott und Bailey²⁸⁾ hervor. Die ältesten Angiospermen waren Holzgewächse. Erst unter dem Einfluß kalter Winter nahmen in der jüngeren Tertiärzeit die Gräser einen gewaltigen Aufschwung und breiteten sich während der Eiszeit, den Tropengürtel überschreitend, auch auf der südlichen Halbkugel aus. Die borealen Gräser der antarktischen Region sind heute durch weite Zwischenräume von jenen des arktischen Zirkumpolaregebietes getrennt. Nur während des relativ kühlen Klimas in der pleistozänen Glazialzeit konnten diese Zwischenräume von den borealen Typen der nördlichen Hemisphäre²⁹⁾ überschritten werden.

Im Gegensatz zu der überwiegenden Mehrzahl der Phytopaläontologen vertritt E. Irmscher³⁰⁾ die Meinung, die Verbreitung der Blütenpflanzen sei nicht von der Zirkumpolarregion, sondern von den Tropen ausgegangen. Er beruft sich auf die angebliche Abstammung aller heute noch in der Nähe der arktischen Baumgrenze lebenden Bäume von tropischen Vorfahren und glaubt, daß die meisten neuen Formen aus dem Tropengebiet gekommen seien, dieses mithin als das eigentliche Entwicklungszentrum der Angiospermen anzusehen sei.

Im Gefolge der pleistozänen Eiszeit sind auch noch in Mitteleuropa nicht unerhebliche Verschiebungen der Floren eingetreten. Aus Skandinavien sind die durch das Inlandeis aus ihrer nordischen Heimat vertriebenen Florenelemente in das Alpengebiet eingewandert und haben sich hier, zusammen mit den älteren Relikten aus der Miozänzeit, in unserer Hochgebirgsflora bis heute erhalten. Aber auch eine Einwanderung aus Zentralasien hat das Bild dieser Flora noch bis zu einem gewissen Grade beeinflusst.

Anmerkungen zum vierten Abschnitt (Die Bedeutung der Migrationen)

¹⁾ M. Neumayr: Über unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mitteleuropas. Jahrb. Geol. Reichsanst. XXVIII. 1878, p. 38—82.

²⁾ J. F. Pompeckj: Paläontologische Beziehungen zwischen den untersten Liaszonen der Alpen und Schwabens. Jahreshefte Ver. f. vaterl. Naturkde. Württemberg, LXIX. 1893, p. XLVII.

- 3) C. Keller: Die Fauna im Suezkanal und die Diffusion der mediterranen und erythräischen Tierwelt. Denkschr. Schweizer Naturf. Ges. XXVIII/3. Basel, 1882, p. 2 ff.
- 4) G. v. Arthaber: Die Trias von Albanien. Beitr. z. Paläontol. u. Geol. Österr.-Ungarns etc. XXIV. 1911, p. 169 ff.
- 5) E. v. Mojsisovics: Beiträge zur Kenntnis der obertriadischen Cephalopodenfaunen des Himalaya. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. LXIII. 1896, p. 575. — Upper triassic Cephalopod faunae of the Himalaya. Palaeontol. Indica, ser. XV. Himal. Foss. Vol. III. Pt. 1, 1899.
- 6) C. Diener: Ammonoidea trachyostraca aus der mittleren und oberen Trias von Timor. Jaarboek v. h. Mijnwezen in Nederl. Oostindië, Verhandl. 1920 (1923), p. 275.
- 7) W. Soergel: Lias und Dogger von Jeffie und Fialpopo. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXXVI, 1913, p. 641.
- 8) C. Diener: Über die Konstanz einiger Hauptgrenzen der marinen mesozoischen Reiche. Mitteil. Geol. Ges. V. Wien, 1912, p. 13.
- 9) J. Perrin Smith: Geological studies of migration of marine invertebrates. Journ. of Geol. III. Chicago, 1895, p. 481—495.
- 10) H. Simroth: Die Gastropoden. Bd. II der „Ergebnisse der Plankton-Expedition der Humboldt-Stiftung“. Kiel und Leipzig, 1895, p. 144. — Die Acephalen. Bd. III, p. 39 ff.
- 11) G. Steinmann: Die Gruppe der *Trigonia pseudoquadratae*. Neues Jahrb. f. Min. 1882/I. p. 219 ff. — E. Holub und M. Neumayr: Über einige Fossilien aus der Uitenhage Formation aus Südafrika. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XLIV. 1884, p. 265 ff. — F. C. Kitchin: The invert. fauna a. the palaeontol. relations of the Uitenhage series. Annals South African Museum, VII. 1908, p. 21 ff. — V. Uhlig: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitteil. Geol. Ges. Wien IV, 1911, p. 417.
- 12) L. Dollo: Voyage du S. Y. Belgica 1897/99. Expédition antarctique belge. Poissons. Anvers, 1904, p. 150 ff., 213.
- 13) R. Hesse: Tiergeographie auf ökologischer Grundlage. Jena, 1924, p. 120.
- 14) H. F. Osborn: Migration and affinities of the fossil Proboscideans of Eurasia, North and South America and Africa. Amer. Naturalist, LVI. 1922, p. 448—455. — Parelephas in relation to phyla and genera of the family Elephantidae. Amer. Mus. Novitates, New York, 1924, No. 152. — The Elephants and Mastodonts arrive in America. Natural History, XXV. New York, 1925, p. 3—23.
- 15) H. F. Osborn: The law of adaptive radiation. Amer. Naturalist, XXXVI. 1902, p. 358. — The age of Mammals. New York, 1910, p. 22. — The origin and evolution of life. London, 1918, p. 157.
- 16) W. D. Mathew: Climate and evolution. Ann. New York Acad. sci. XXIV. 1915, p. 171.
- 17) H. F. Osborn: Close of the age of mammals. Journ. of Mammalogy, III/4. New York, 1922, p. 219—237.
- 18) J. Murray: The general conditions of existence and distribution of marine organisms. C. R. Congrès internat. zoolog. Leyde, 1896, p. 99. — G. Pfeffer: Über die gegenwärtigen Beziehungen der arktischen und antarktischen Fauna. Zeitschr. Deutsch. Zool. Ges. 1899, p. 266. — K. Chun: Die Beziehungen zwischen dem arktischen und antarktischen Plankton. Stuttgart, 1897. — W. Kükenthal: Die marine Tierwelt der arktischen und antarktischen Gebiete. Veröffentl. d. Instituts f. Meereskunde, Heft 11, Berlin, 1907.
- 19) H. Simroth: Die Pendulationstheorie. Leipzig, 1907, 2. Auflage, Berlin, 1914. — Von älteren Arbeiten vergleiche insbesondere: Über die Gebiete kontinuierlichen Lebens und über die Entstehung der Gastropoden. Biologisches Zentralbl. XXII. 1902.
- 20) E. W. Berry: Contributions to the Palaeobotany of Peru, Bolivia, Chile. Baltimore, 1922.

²¹⁾ A. C. Seward: Antarctic fossil plants. Brit. Antarctic (Terranova) Expedition. Na. hist. Rep. Geol. Vol. I. No. 1, London, 1914.

²²⁾ In seiner Anniversary address an die Geologische Gesellschaft in London (Quart. Journ. Geol. Soc. LXXX. London, 1924, p. LXXXVIII) hat A. C. Seward über eine Entdeckung von *Glossopteris* im Liegenden des afrikanischen Dwyka-Konglomerates Mitteilung gemacht.

²³⁾ A. Karpinsky a. V. Amalitzky: Diagnoses of the new forms of vertebrates and plants from the upper Permian of North Dwina. Bull. Acad. sci. Petrograd, 1922, p. 1—12.

²⁴⁾ Auf Neuseeland fehlen nach den Untersuchungen von E. A. Newell Arber (The earlier mesozoic floras of New Zealand. New Zealand Geol. Surv. Palaeontol. Bull. No. 6, 1917), Schichten mit der *Glossopteris*-Flora. Neuseeland hat weder im Perm noch in der Trias einen Teil des Gondwanalandes gebildet.

²⁵⁾ Potonié-Gothan: Lehrbuch der Paläobotanik. 2. Aufl., 1921, p. 463.

²⁶⁾ P. Dusen: Die tertiäre Flora der Seymour Insel. Wissenschaftl. Ergebnisse d. Schwed. Südpolar-Expedition, 1901/03, III/3. 1908.

²⁷⁾ E. W. Berry: Referat in Amer. Journ. sci. 5. ser. Vol. I. 1921, p. 94.

²⁸⁾ E. W. Sinnott and J. W. Bailey: The origin and dispersal of herbaceous angiosperms. Annals of Botany, XXIII. Chicago, 1915, p. 289—307.

²⁹⁾ Für eine zirkumpolare Entstehung der Tertiärfloren der nördlichen Halbkugel sind eine Anzahl hervorragender Botaniker und Phytopaläontologen eingetreten, so Hooker, Saporta, Engler, Asa Gray, in neuerer Zeit mit besonderer Entschiedenheit G. R. Wieland (Polar climate in time the major factor in the evolution of plants and animals. Amer. Journ. sci. XVI. 1903, p. 401). Vgl. auch D. H. Scott: Extinct plants and problems of evolution. London, 1924.

³⁰⁾ E. Irmischer: Pflanzenverbreitung und Entwicklung der Kontinente. Mitt. aus d. Inst. f. allgem. Botanik, Hamburg, 1922, p. 209.

FÜNFTER ABSCHNITT

Prinzipien der Korrelation

Die Möglichkeit, zu einem übersichtlichen Bilde des Aufbaues der Stratosphäre zu gelangen, beruht auf der Korrelation¹⁾ d. h. der Parallelisierung, beziehungsweise Gleichstellung von Schichten an Stellen der Erdoberfläche, die voneinander mehr oder weniger weit entfernt sind. Dabei kann diese Parallelisierung oder Gleichstellung eine Gleichalterigkeit oder eine Gleichwertigkeit der betreffenden Schichten beinhalten.

Die Grundlage für jede Korrelation ist die Feststellung von stratigraphischen Horizonten oder Niveaux.

Der stratigraphische Horizont bezeichnet nach der Definition von H. S. Williams²⁾ die Stellung einer Ablagerung in der stratigraphischen Skala. Er ist ein theoretischer Begriff, eine auf theoretischem Weg konstruierte Schicht, die eine ganz bestimmte Stellung in unserer stratigraphischen Skala einnimmt. Diese theoretische Schicht ist unabhängig von der lokalen Ausbildung (Fazies) und Mächtigkeit der ihr zugehörigen Ablagerungen.

Der bis 500 m mächtige Komplex des glaukonitischen Emscher Mergels in Westfalen, ein Quarzsandstein (Überquader) in Sachsen, Grünsande in Bornholm, sandige Mergel in Südschweden, hornsteinführende weiße Kalke in Irland, Konglomerate und graue Kieselkalke in Belgien (Hainaut), eine weiße Schreibkreide im nordwestlichen Frankreich, mergelige Kreide und kieselige Sandsteine in der Touraine, Grünsande und hornsteinreiche Knollenkalke im aquitanischen Becken, harte gelbe Knollenkalke in den Corbières, eine Wechsellagerung von fossilreichen Kalk- und Mergelbildungen in den Gosauschichten der nördlichen Kalkalpen, Flysch in den Karpathen, Hippuritenkalke in der Provence, den Karstländern, in Südosteuropa und auf Jamaika, ein mächtiger Komplex fossilreicher Mergel in Tunis, gelbe Kalke der afrikanischen Austernfazies in Ägypten, glaukonitische Tone in Südindien (Trichinopoli-Distrikt), blaue Tone mit Kalkkonkretionen wechsellagernd mit Sandsteinen auf Madagascar, weiße Kreide (obere Abteilung des Austin chalk) in Texas entsprechen trotz ihrer litho-

logischen Verschiedenheit einem bestimmten stratigraphischen Horizont der Oberkreide, der Stufe des Coniacien. Das in der Natur gegebene sind die einzelnen hier aufgezählten Ablagerungen. Um den Beweis ihrer stratigraphischen Zusammengehörigkeit zu erbringen, bedienen wir uns der Methode der Korrelation.

Mehrere Wege stehen uns dazu offen. Zunächst die Prüfung des Schichtverbandes. Wie Bittner³⁾ gezeigt hat, gehen in den niederösterreichischen Voralpen die Inoceramenmergel der Gosauschichten und ein Teil der Flyschsandsteine allmählich ineinander über, indem die Gosaubildungen die Flyschfazies annehmen. Daraus ergibt sich eine Gleichstellung der beiden, in ihrer Normalentwicklung so verschiedenen Bildungen. Die Fortschritte der geologischen Aufnahmen in den Kulturländern Europas und Amerikas haben viele zweifelhafte Fälle durch die genaue Ermittlung der stratigraphischen Verhältnisse geklärt.

Dieser Weg ist jedoch nicht gangbar, wenn es sich um räumlich voneinander entfernte Gebiete handelt, z. B. in unserem Falle bei den nach allen Seiten hin isolierten Kreidebildungen Südindiens.

Um das Alter solcher Ablagerungen zu ermitteln, müssen wir uns auf die Untersuchung ihres Fossilinhaltes stützen. Schon W. Smith (1769—1839) hat in seinen grundlegenden Arbeiten über die Geologie Englands die Methode der Altersbestimmung von Schichten nach ihren Fossilien praktisch zur Anwendung gebracht. Cuvier und Brongniart haben seine Methode, die zunächst nur in England Anklang fand, im Pariser Becken befolgt, allerdings unter dem Widerspruch der Mehrzahl ihrer Fachgenossen, die weit eher geneigt waren, Parallelisierungen auf Grund der übereinstimmenden lithologischen Beschaffenheit und des Mineralbestandes vorzunehmen als auf Grund von Versteinerungen. Insbesondere die deutschen Geologen hatten sich unter dem Einfluß der Schule Werners der biostratigraphischen Methode der Altersbestimmung gegenüber lange Zeit ablehnend verhalten. Noch im Jahre 1823 gab Alexander v. Humboldt seinem Zweifel an der spezifischen Verschiedenheit der Fossilien der Kreide, des Jura, des Muschelkalkes und des Alpenkalkes Ausdruck. Erst um die Mitte des vorigen Jahrhunderts war die Bedeutung der Fossilien für die Korrelation von Schichten in unbestreitbarer Weise sichergestellt, nachdem in paläontologischen Werken, wie Sowerbys „Mineral Conchology“, A. d'Orbignys „Paléontologie française“, Schlotheims „Petrefaktenkunde“, Goldfuss' „Petrefacta Germaniae“ die notwendige Grundlage für das Studium der wirbellosen Meerestiere geschaffen worden war.

Heute fällt die Entscheidung der Frage, ob zwei fossilführende Schichten miteinander parallelisiert werden dürfen, in erster Linie dem Paläontologen zu⁴⁾. Es wird als ein fast selbstverständlicher Grundsatz der stratigraphischen Geologie angesehen, daß Schichten mit gleichen Faunen als gleichalterig oder mindestens als gleichwertig zu gelten haben⁵⁾. Der fossile Inhalt von zwei Schichten, deren Parallelisierung in Frage steht, bleibt stets das einzige verlässliche Kriterium für die Entscheidung.

Dabei ist jedoch im Auge zu behalten, daß die Korrelation eine um so größere Sicherheit gewinnt, je mehr sie sich auf die Übereinstimmung in einer überwiegenden Zahl von Faunenelementen, nicht nur auf einige sogenannte Leitfossilien stützt.

Unsere stratigraphische Skala beruht auf einer Detailgliederung der Hauptgruppen der Stratosphäre, d. i. der Formationen in Stufen und Unterstufen. Die stratigraphische Skala zeigt uns die ideale Reihenfolge der Ablagerungen, wie wir sie in der Natur niemals an einem einzigen Punkt der Erdoberfläche antreffen, sondern wie wir sie aus unseren Erfahrungen über den Bau der gesamten Erdoberfläche rekonstruieren. Maßgebend für diese Rekonstruktion sind die Veränderungen, die die organische Welt während des Überganges eines Horizonts in den anderen erlitten hat. Die Biostratigraphie ist sonach die Trägerin unseres stratigraphischen Systems in seinen Einzelheiten. Die Aufeinanderfolge der Horizonte, Unterstufen und Stufen enthüllt uns zugleich die Geschichte der organischen Welt unseres Planeten.

Man kann sich bei der Gliederung und demgemäß auch bei der Korrelation der geschichteten Ablagerungen auf die Meeresfaunen, Landfaunen oder Floren stützen. Doch muß man sich dabei stets der Tatsache bewußt bleiben, daß die Entwicklung der Faunen und Floren nicht im gleichen Tempo vor sich gegangen ist, daß die größten Veränderungen in den Floren nicht mit gleichzeitigen Umprägungen der Meeresfaunen, beziehungsweise den auf solche begründeten Hauptabschnitten in unserem stratigraphischen System zusammenfallen⁶⁾.

Die erste große Veränderung der Landfloren vollzieht sich im Oberdevon, indem an die Stelle der Psilophyten- oder Mikrophyllineenflora des Unter- und Mitteldevons eine Flora von karbonischem Gepräge, die *Archaeopteris*-Flora von Arber, tritt. Aus dieser entwickelt sich die Pteridophytenflora der karbonischen Periode. Eine zweite große Umprägung der Pflanzenwelt fällt mitten in die permische Periode. Sie wird charakterisiert durch das Aussterben der karbonischen Typen und das Vorherrschen der Gymnospermen. Die Rotliegendflora ist noch eine verarmte Pteridophytenflora des Karbons. Die Flora des Zechsteins ist von ihr wesentlich verschieden. Wieder ein größerer Schnitt muß innerhalb der Triasperiode entweder durch den untersten Keuper, in dem die ersten typischen Vertreter jurassischer Pflanzenformen auftreten, oder unterhalb der rhätischen Stufe geführt werden, deren Flora sich an jene des Lias außerordentlich enge anschließt. Gegen das Ende der unteren Kreide beginnt die känophytische Ära der Pflanzenwelt mit dem Auftreten der Angiospermen. Die Floren der Patapsco Stufe (obere Potomac Formation in Maryland)⁷⁾, von Busacco in Portugal, aus dem Lower Greensand Englands, aus dem Albien von Madagascar, und von Kome in Grönland sind die Herolde dieses großen Wechsels im Vegetationsbild, der während der Cenoman- und Turonzeit Monocotyledonen und Dicotyledonen ziemlich gleichzeitig auf der ganzen Erde zur Vorherrschaft über alle anderen Pflanzengruppen bringt⁸⁾.

Die Floren der Oberkreide und des Eozäns hängen innig zusammen. Wollte man auch noch durch das Känophytikum einen Schnitt führen, so dürfte er am besten am Beginn des Oligozäns gemacht werden, insofern, als von da ab die Flora infolge des Erlöschens der fremdartigen Formen aus der Oberkreide und dem älteren Tertiär mit jener der Gegenwart die nächsten Beziehungen zeigt.

Die große Umprägung in den Meeresfaunen an der Wende der mesozoischen und känozoischen Ära vollzieht sich also ohne jede Änderung des Florencharakters. Noch weitaus überraschender ist jedoch die Tatsache, daß auch einer der größten Entwicklungsabschnitte der Landwirbeltiere an der Wende der Kreide und des Paleozäns kein Gegenstück in der Entwicklung des Pflanzenreiches findet. Die Profile durch die Laramie-Formation des westlichen Nordamerika lassen diese ebenso wichtige als merkwürdige Tatsache, die die Verdrängung der großen Reptilien der Oberkreide durch die kleinen Säugetiere des Paleozäns noch schwerer verständlich macht, in voller Deutlichkeit hervortreten.

Das jüngste Glied der Oberkreide sind in Dakota, Wyoming und Montana die Lance beds. Sie zerfallen hier in zwei Abteilungen, in eine tiefere, terrestrische und lakustre, die noch sechs Familien von Dinosauriern, darunter die *Triceratops*-Fauna enthält, und in eine jüngere, marine Schichtgruppe, die Cannonball series. Stanton hat 73 Spezies — überwiegend Mollusken — aus der Fauna der Cannonball series beschrieben. Unter diesen stimmen 24 Arten mit solchen der obersenonen Fox hill group, dagegen keine einzige mit der eozänen Fauna der Umrandung des mexikanischen Golfes überein. Diese Meeresfauna ist also noch ausgesprochen oberkretazisch, während die Flora der tieferen Abteilung der Lance beds, nach Knowlton und Berry bereits einen ausgeprägt känozoischen Charakter trägt und keine Unterschiede gegenüber der Flora der jüngeren Fort Union beds aufweist, in denen keine Dinosaurier mehr, wohl aber neben den primitiven Säugetieren des Mesozoikums bereits höher stehende Typen vorkommen, die sich jenen des Puerco bed in New Mexico nahe anschließen.

Eine ähnliche Schichtfolge beobachtet man in Alberta. Hier entspricht die Belly river group mit ihrer Dinosaurierfauna der tieferen Abteilung der Lance beds. Darüber folgt die marine Upper Fort Pierre group mit obersenonen Meeresfossilien, dann die terrestrische Edmonton group, die noch Dinosaurierreste, aber keine Säugetiere geliefert hat, endlich die Pascapoo group ohne Dinosaurier aber mit einer Säugetierfauna, in der neben den primitiven Allotherien und polyprotodonten Marsupialiern auch schon Placentaltiere, allerdings verschieden von jenen des Puerco bed, sich finden. Die Floren der Ablagerungen mit der paleozänen Säugerfauna und der Dinosaurier-Schichten jedoch stimmen vollständig überein. Der Schnitt, den man auf Grund der Beschaffenheit der Marinfraunen und Landfaunen hier zwischen dem Mesozoikum und dem Känozoikum machen möchte, fällt also durchaus nicht mit jenem zwischen dem Mesophytikum und Känophytikum zusammen. Mit anderen Worten: Während der Zeit der

auffallendsten Umprägung der Landwirbeltiere ist die Landflora unverändert geblieben⁹⁾).

W. Gothan¹⁰⁾ hat darauf hingewiesen, daß in der Verschiedenheit der Grenzen zwischen Paläophytikum und Paläozoikum, Känophytikum und Känozoikum eine prinzipiell wichtige Relation in der Entwicklung beider organischer Reiche vorliege. Die Präexistenz einer Angiospermenflora erscheint ihm für die Entwicklung der modernen Tierwelt naturnotwendig. Aber die Umprägung der Pflanzen läuft jener der Landtiere viel zu weit voraus, als es mit der Abhängigkeit der letzteren von den ersteren verträglich erscheint.

Ohne auf diese Fragen, die der Tendenz des vorliegenden Buches ferner stehen, eingehen zu wollen, sei nochmals als Ergebnis der vorhergehenden Auseinandersetzungen betont, daß man zu vo einander abweichenden Resultaten gelangen muß, wenn man bei der Gliederung der geschichteten Formationen das einmal von den Faunen, das anderemal von den Floren ausgeht. Man darf daher bei der Parallelisierung von Schichtreihen sich nicht abwechselnd bald auf die Faunen bald auf die Floren stützen. Die Korrelation ist vielmehr für beide Reiche der organischen Welt gesondert durchzuführen. Erst der Vergleich der so ermittelten Ergebnisse führt zu einer befriedigenden Lösung.

Auch die Änderungen der Land- und Marinfraunen fallen zeitlich keineswegs zusammen. Die fünf Landwirbeltierfaunen, die Broom und Houghton¹¹⁾ in der südafrikanischen Karooformation des Perm und der Trias unterscheiden, stehen in keinem Zusammenhang mit den Cephalopodenfaunen dieser beiden Perioden. Die miozäne Landfauna des *Mastodon angustidens* im Wiener Becken, die zum erstenmal in den Ligniten von Pitten auftritt, hat den Wechsel der Meeresfaunen zwischen der zweiten Mittelerranstufe und der sarmatischen Stufe überdauert und ist erst in der pontischen Zeit von der nächst jüngeren Pikermi-Fauna abgelöst worden¹²⁾.

Auch die Änderungen der Brack- und Süßwasserfaunen decken sich nicht mit solchen der Marin- und Landfaunen. Das schönste Beispiel einer solchen Inkongruenz hat E. Suess¹³⁾ mitgeteilt.

Kaspisches Meer, Schwarzes Meer und Aral See bildeten während der Pliozänzeit einen großen zusammenhängenden Binnensee, in dem eine Brackwasserfauna lebte, die auch heute noch das Kaspische Meer bevölkert. Der Spiegel dieses Brackwassersees stand 54 m über jenem des heutigen Pontus. Seither sind folgende Veränderungen eingetreten. Der Amu darja hat seine Mündung aus dem Kaspischen in den Aral See verlegt, diesen zu einem reinen Süßwassersee umgestaltet und seinen Wasserstand so hoch gehalten, daß er nur 4 m unter der Strandlinie des alten Brackwassersees liegt. Dagegen ist der Spiegel des Kaspischen Meeres auf 25 m unter das Niveau des Mittelmeeres gesunken, doch ist die Brackwasserfauna, die aus abgeänderten, den neuen Lebensbedingungen angepaßten Nachkommen der miozänen Mittelmeerfauna besteht, vor weiteren Veränderungen bewahrt geblieben. Dem Pontus endlich eröffneten Bosporus und Dardanellen einen offenen Zugang zum Mittelmeer, so daß die

kaspische Fauna hier durch das eindringende Salzwasser vernichtet und von einer mediterranen abgelöst wurde. So kommt es, daß man an den Ufern des Schwarzen Meeres die jüngste Mediterranfauna von der kaspischen unterlagert findet, obwohl die letztere selbst aus einer mediterranen Meeresfauna hervorgegangen ist. Auf diese Weise haben sich die Veränderungen der Faunen in den drei Becken, in die der kaspische Brackwassersee der Pliozänzeit zerfiel, ganz unabhängig voneinander vollzogen.

Sedimente mit gleichen Faunen gelten uns im allgemeinen als gleichalterig. Dagegen gilt eine Umkehrung dieses Satzes, daß aus der Verschiedenheit von zwei Faunen auch auf ihr verschiedenes Alter geschlossen werden darf, nicht ohne wesentliche Einschränkungen, da die Änderungen in der faziellen Ausbildung eines Sediments auch von entsprechenden Änderungen in der Fauna begleitet zu werden pflegen. Man muß daher bei der Korrelation einer Schichtgruppe in erster Linie homologe Bildungen zu einem Vergleiche heranziehen.

Bei der Korrelation von zwei Schichtgruppen kommt innerhalb derselben Tierklasse den identischen Arten ein erheblich höherer stratigraphischer Wert zu als den nächst verwandten¹⁴⁾. Die Identifizierung von zwei Arten ist freilich bis zu einem gewissen Grade von persönlichen Momenten, von dem paläontologischen Taktgefühl des Beobachters abhängig. Gegenwärtig herrscht bei den meisten Paläontologen die Neigung zu einer sehr engen Artfassung vor. Für vergleichend stratigraphische Arbeiten liegt darin kein Nachteil, da weit gefaßte Arten mit großer Variationsbreite für eine Korrelation ungeeignet sind.

E. Ulrich¹⁵⁾ hat an einer Reihe von Beispielen gezeigt, daß faunistische Unterschiede, die zu einer genauen Parallelisierung führen, nur bei sehr enger Artfassung sichtbar werden. Eines der lehrreichsten ist das angebliche Auftreten einer Korallenfauna der Onondaga Stufe in den Helderberg Schichten von Südwest-Virginia, obwohl bei genügend enger Artfassung sich keine der Helderbergkorallen als wirklich identisch mit einer solchen der Onondaga Stufe erwiesen hat.

Ebenso konnte R. Richter¹⁶⁾ durch seine sorgfältigen Untersuchungen an *Calceola sandalina* zeigen, daß deren beiden Mutationen, *lata* und *alta*, eine ganz verschiedene stratigraphische Bedeutung zukommt, daß nur die erstere mit einem Kelchwinkel von über 60° die nach dem Genus benannte *Calceola*-Stufe des Mitteldevons in Europa und Asien charakterisiert, während die letztere für die jüngere Stringocephalenstufe bezeichnend ist.

Wenn 49 Spiriferenarten Barrandes aus dem böhmischen Obersilur von Davidson auf fünf englische Spezies aufgeteilt werden, kann der Erfolg einer so subjektiven Artfassung nur der sein, daß die Listen identischer Arten in zwei Faunengebieten morphologische Einheiten von ganz verschiedenem Umfang enthalten. Mit vollem Recht betonen daher hervorragende Paläontologen immer wieder die Notwendigkeit einer engen Speziesfassung, auch wenn eine solche über die Bedürfnisse des Zoologen hinausgehen sollte¹⁷⁾.

Aus dem allgemeinen Habitus einer Fauna oder Flora darf man niemals allzu weit gehende stratigraphische Schlußfolgerungen ziehen.

Bei der Speziesbestimmung spielt die Beschaffenheit des Fossilmaterials eine wichtige Rolle. Insbesondere der Anfänger muß sich hüten, alles bestimmen zu wollen. Die inneren Kerne vieler Ammoniten ohne Wohnkammer (*Arcestes*, *Perisphinctes*), zahlreiche Gastropodensteinkerne, Bivalven von indifferentem Habitus, deren Schloß der Untersuchung nicht zugänglich ist, lassen keine spezifische Bestimmung zu. Glaubt man ein Fossil bei vollständigerer Erhaltung mit einer bestimmten, bereits beschriebenen Art identifizieren zu können, so drückt man dies dadurch aus, daß man zwischen den Genus- und Speziesnamen ein *cf.* einschiebt. Ist man dagegen überzeugt, daß das betreffende Fossil mit einer bereits beschriebenen Spezies nicht identisch aber sehr nahe verwandt ist, ohne daß die Einführung eines neuen Speziesnamens gerechtfertigt wäre, so bringt man diese Verwandtschaft durch Hinzufügung eines *aff.* oder *ex aff.* zu dem Speziesnamen zum Ausdruck. Vorsichtige Paläontologen werden mit direkten Identifizierungen sparsam sein, indem sie sich vor Augen halten, daß die Hinweglassung des *cf.* eine Bestimmung nicht sicherer macht.

Der biostratigraphische Wert der Fossilien für Korrelationen ist ein sehr ungleicher. Es gibt unter ihnen persistente oder Dauertypen, die ihre Merkmale lange Zeiträume hindurch unverändert erhalten, ferner Typen von sehr indifferentem Habitus, deren Gestalt für sichere Bestimmungen nur unzureichende Anhaltspunkte bietet. Man pflegt sie nach dem Niveau zu bestimmen, wenn dieses bereits auf Grund anderer Faunenelemente sichergestellt erscheint. Unter den für stratigraphische Zwecke verwendbaren Fossilien lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. Die Formen der einen Gruppe sind kurzlebig und machen schon nach einer beschränkten Lebensdauer nahe verwandten aber von ihnen gut trennbaren Arten Platz. Sie dienen zur vertikalen Gliederung eines Schichtkomplexes, zur Unterscheidung der verschiedenen übereinander liegenden Schichten eines Profils. Aber sie gestatten scharfe Niveaubestimmungen nur innerhalb eines räumlich beschränkten Gebietes. Eine zweite Gruppe von Formen zeichnet sich durch ihre weite Verbreitung aus. Sie ermöglicht die Feststellung der Gleichalterigkeit oder Gleichwertigkeit einzelner Horizonte an weit voneinander entlegenen Stellen der Erdoberfläche. Der höchste stratigraphische Wert kommt jenen Fossilien zu, die beide Eigenschaften miteinander vereinigen, die zugleich neben einer engen vertikalen eine große horizontale Verbreitung besitzen. Sie geben die wichtigsten Leitfossilien bei der Altersbestimmung von Schichtgruppen ab. *Lytoceras Sacya* aus dem Senon von Südinien, dem pazifischen Küstengebiet Amerikas, Neuseeland, Japan, Madagascar, Mozambique, Zululand, und der Flyschzone der Karpathen mag als ein Beispiel für viele hier angeführt werden.

Die überwiegende Mehrzahl der marinen Leitfossilien gehört dem Benthos an. Im älteren Paläozoikum stellt auch das Pseudoplankton mit den Graptolithen, im Mesozoikum das Nekton mit zahlreichen Gattungen

der Ammoniten und Belemniten ein namhaftes Kontingent an Vertretern. Dagegen sind planktonische Organismen zur Unterscheidung stratigraphischer Horizonte infolge ihrer Formenkonstanz wenig geeignet. Da sie dauernd denselben Existenzbedingungen unterliegen, wirken keine Veränderungen des Milieus umbildend auf sie ein. Diese Tatsache ist für den Biostratigraphen um so bedauerlicher, als gerade das Plankton durch seine universelle Verbreitung über das ganze offene Meer leicht in alle marinen Sedimente Eingang findet.

Der Charakter der meisten benthonischen Leitfossilien als von der Beschaffenheit des Untergrundes abhängiger Faziestiere schränkt deren Geltungsbereich erheblich ein. Es wird sich daher die Parallelisierung von zwei Schichtgruppen der gleichen Fazies leichter gestalten als von solchen, die wesentlich verschiedenen Fazies angehören. Ein zweiter, die Verwendbarkeit der Leitfossilien für die Korrelation beeinträchtigender Umstand liegt darin, daß schon in den ältesten Perioden der Erdgeschichte nur sehr wenige Gattungen und Arten von Meerestieren eine fast universelle Verbreitung besaßen, die meisten vielmehr, wie in der Gegenwart, nach geographischen Provinzen geschieden waren. Schon im Mittelkambrium macht sich der durchgreifende Unterschied zwischen der atlantischen *Paradoxides*- und der pazifischen *Dikellocephalus*-Fauna geltend. Die nach Chun noch für die rezenten Meeresfaunen so bezeichnende Scheidung in solche des indopazifischen und des atlantischen Warmwassergebietes ist in keiner Epoche der Erdgeschichte vollständig verwischt worden.

Der biostratigraphische Wert der einzelnen Tierklassen und innerhalb dieser selbst wieder einzelner Gruppen ist, wie ich in dem zweiten Abschnitt dieses Buches auseinanderzusetzen versucht habe, sehr verschieden. Bei dem Vergleich von zwei Faunen, deren Parallelisierung in Frage steht, ist daher die statistische Methode durchaus unstatthaft. Niemals darf die Korrelation auf die Zahl der identischen Arten allein ohne Kritik basiert werden¹⁸⁾.

Bei der Korrelation jurassischer Ablagerungen dürfen die übrigen Tiergruppen den Ammoniten und Trigonien nicht als gleichwertig erachtet werden, am wenigsten die Brachiopoden, die oft innerhalb derselben Schicht eine große Veränderlichkeit und Unbeständigkeit zeigen, den gleichen Typus jedoch mehrere Stufen hindurch ohne dauernde Umgestaltung festhalten. Diese bereits von Neumayr betonte Minderwertigkeit der jurassischen Brachiopoden für scharfe Niveaubestimmungen gilt auch für die Brachiopoden des jüngeren Paläozoikums. Ein Beispiel aus meiner eigenen Erfahrung mag diese Tatsache illustrieren.

Eine Horizontierung der tibetanischen Klippenkalke des Chitichun No. I im Himalaya, die aus einem geschlossenen Mantel oberjurassischer Spiti shales und andesitischer Ergußsteine aufragen, ist nur auf Grund ihres faunistischen Inhalts möglich. Zwei Exemplare der Ammonitengenera *Popanoceras* und *Cyclolobus* gestatten eine schärfere Niveaubestimmung als die reiche Brachiopodenfauna, deren permischen Charakter noch Tschernyschew in Abrede zu stellen versuchte¹⁹⁾.

Im übrigen darf man nicht vergessen, daß auch viele der besten Leitfossilien ein sehr eng begrenztes Niveau nur in einem lokalen Verbreitungsgebiet innehalten, außerhalb dieses letzteren aber jenes Niveau bald nach auf-, bald nach abwärts ein wenig überschreiten. Eine allzu weit gehende Überschätzung der stratigraphischen Bedeutung eines einzelnen Leitfossils kann daher zu Irrtümern Veranlassung geben. Je reicher die zu untersuchende Fauna an Leitfossilien ist, desto mehr schwindet die Gefahr solcher Irrtümer bei einer Korrelation.

Für das ältere Paläozoikum sind die Graptoliten und Trilobiten, für das jüngere die Cephalopoden, für das Mesozoikum die Ammoniten, Seeigel und einzelne Gruppen der Bivalven die wichtigsten Leitfossilien. Für das Känozoikum stehen in erster Linie Gastropoden und Bivalven zur Verfügung, ihrer uneingeschränkten Benützung stellt sich jedoch ein ernstes Hindernis in den Weg. Die Gliederung des marinen Tertiärs ist von Lyell auf die allmähliche Abnahme jener Typen gestützt worden, die der heutigen Mittelmeerfauna fremd sind. Diese fremden Typen tragen — insbesondere im Eozän — ein vorwiegend tropisches Gepräge. Im Äquatorialgürtel erhalten sich tropische Formen während des ganzen Känozoikums, so daß dieses Kriterium sich auf tropische Tertiärablagerungen nicht anwenden läßt.

Eine beiläufige Altersbestimmung mancher Faunen wird durch die auffallende Tatsache erleichtert, daß aus dem autonomen Gestaltungsprinzip des Organismus in einzelnen geologischen Epochen ganz bestimmte Moden der Formenbildung in verschiedenen Tiergruppen hervorgegangen sind. Zu bestimmten Zeiten treten auch bestimmte Merkmale der Formenbildung auf, aus denen der Kenner die Altersstellung der betreffenden Fossilien zu ermitteln imstande ist.

Solche Merkmale hat A. Smith Woodward bei zahlreichen Gruppen der Fische festgestellt (vgl. Abschnitt II, p. 95). Unter den Brachiopoden bieten die Spiriferen ein schönes Beispiel. Sie zeichnen sich im Devon durch eine eigenartig steife, aus einfachen Rippen bestehende Skulptur aus. Geteilte Rippen, wie in der Gruppe des *Spirifer striatus*, treten im Unterkarbon, zu Bündeln vereinigte Rippen, wie in jener des *Spirifer fasciger*, erst im Oberkarbon auf.

Gleichwohl muß eine Altersdiagnose auf Grund derartiger Merkmale mit großer Vorsicht geübt werden, weil auch bei den Fossilien Moden gelegentlich wiederkehren. So hat Hahn²⁰⁾ eine wiederholte, fast gesetzmäßige Umprägung an den Rhynchonellen des nordalpinen Lias beobachtet. Vom unteren zum mittleren Lias vollzieht sich diese Änderung der Skulptur in der Weise, daß aus den scharf berippten symmetrischen Arten der Hierlatzfauna verzernte Spezies mit glatter oder flachwelliger Schalenoberfläche sich herausbilden. Die gleiche Änderung wiederholt sich aber auch im mittleren Dogger, so daß die mittelliasische Rhynchonellenfauna des Schafberges der oberjurassischen der Klaus-Schichten überaus ähnlich wird.

Eine Beeinflussung der stratigraphischen Korrelation durch die phylogenetische Richtung in der Paläontologie hat ihre bedenkliche Seite. Die

Altersbestimmung von Faunen lediglich auf Grund der Entwicklungshöhe ihrer Einzelelemente bleibt stets ein gewagtes Unterfangen. Ein warnendes Beispiel bieten die mißlungenen Versuche von E. v. Mojsisovics bis zum Jahre 1892, die Aufeinanderfolge der Hallstätter Cephalopodenfaunen aus der Phylogenie ihrer Ammoniten zu rekonstruieren. Allerdings steht uns in manchen Fällen eine andere Methode nicht zur Verfügung, so für die Ermittlung des Alters der südamerikanischen Säugetierfaunen, die in den terrestrischen Ablagerungen zwischen der durch ihre Dinosaurierreste als oberkretazisch gekennzeichneten Stufe des Guaranien und den Pampastonen eingeschlossen liegen.

Die Parallelisierung mit europäischen Tertiärfaunen gestaltet sich um so schwieriger, als auch die Bearbeitung der einzelnen Faunenelemente mariner Schichten, die sich zwischen jene terrestrischen Ablagerungen einschalten, widersprechende Ergebnisse geliefert hat.

Die nächsten Anhaltspunkte für eine Altersbestimmung gibt uns hier die marine Transgression der Magellanischen Stufe, deren Sedimente sich zwischen die terrestrischen Bildungen mit der *Pyrotherium*-Fauna einerseits, mit der Fauna von Santa Cruz andererseits einschieben. Aber gerade die einzelnen Elemente dieser Marinfrauna werden von den Forschern, die sie untersucht haben, sehr verschieden beurteilt. Von den zahlreichen Resten der Cetaceen läßt sich nur sagen, daß sie Typen angehören, die spezialisiert sind als der eozäne *Zeuglodon*, aber primitiver als die Mehrzahl der miozänen Wale. Ihering hält die Mollusken für eozän oder oligozän, Ortman und Cossman erklären sie für miozän. Die Seeigel haben ein teils oligozänes teils miozänes, die Bryozoen ein oligozänes Gepräge. Die Brachiopoden hingegen stehen den rezenten Formen der Umgebung des Kap Horn am nächsten. Den Gesamtcharakter der Fauna beurteilen Wilckens, Steinmann und Schlosser als miozän, während Ihering ihn für untereozän hält.

So darf es nicht wundernehmen, daß auch das Alter der reichen Landfauna der Santa Cruz Stufe verschieden beurteilt wird. Ameghino stellte sie ins Paleozän, Schlosser ins Obermiozän. Wieder zeigt sich hier die Schwierigkeit, die einer sicheren Korrelation aus der Notwendigkeit erwächst, die Spezialisationshöhe der einzelnen Gattungen, deren keine nähere Beziehungen zu den Säugetierfaunen Nordamerikas oder der östlichen Halbkugel zeigt, zur ausschließlichen Grundlage der Parallelisierung zu machen.

Aber selbst die jüngste und reichste Landfauna Südamerikas, jene der Pampastone, würden wir kaum an ihre richtige Stelle im stratigraphischen Schema, ins Pleistozän, gestellt haben, wenn nicht die Invasion nordamerikanischer Elemente in Südamerika einerseits, das Auftreten der *Megalonyx*-Fauna in Mexico und den südlichen Vereinigten Staaten andererseits eine ganz sichere Altersbestimmung gestattet hätte. Denn die Zahl seither erloschener Genera und Spezies in der Pampasfauna — von 93 Gattungen sind nicht weniger als 49 ausgestorben, darunter alle Vertreter der Ordnungen der *Insectivora*, *Gravigrada*, *Glyptodontia*, *Lito-*

pterna, *Toxodontia*, *Typotheria*, *Proboscidea* und *Perissodactylia* mit Ausnahme von *Tapirus* — ist unvergleichlich größer als in irgendeiner eurasiatischen Diluvialfauna. Nach dem Verhältnis der ausgestorbenen zu den überlebenden Faunenelementen beurteilt, trägt die Pampasfauna vielmehr einen pliozänen als einen pleistozänen Anstrich²¹⁾.

Manchmal läßt selbst eine reiche Fauna keine klare Entscheidung über ihre Altersstellung zu. Der Streit über das Alter des marinen Karbons in der nordöstlichen alpinen Grauwackenzone im Veitschgraben zwischen Koch und Frech auf der einen, Vacek und Diener auf der anderen Seite hat zu keinem Ergebnis geführt, da alle Elemente dieser Fauna dem Unter- und Oberkarbon gemeinsam sind²²⁾.

Ebenso hat sich die Altersbestimmung der reichen Evertebratenfauna der Fenestella beds im nordwestlichen Himalaya als undurchführbar erwiesen, da sie ein durchaus individuelles Gepräge trägt. Unter 41 Spezies (2 Bryozoa, 30 Brachiopoda, 6 Lamellibranchiata, 1 Conularida, 1 Crustacea) sind 20 auf diesen Horizont beschränkt, 12 andere als indifferente Typen für eine exakte Niveaubestimmung unbrauchbar. Die Unterschiede gegenüber den permischen Faunen des Himalaya und der Salt Range sind so auffallend, daß an eine Korrelation nicht gedacht werden kann. Aber auch zu karbonischen Faunen Eurasiens und Nordamerikas bestehen so wenig deutliche Beziehungen, daß man die Fauna der Fenestella beds mit gleichem Recht in das Unter- und Oberkarbon stellen kann²³⁾.

Die größten Schwierigkeiten bietet die Korrelation tertiärer Meeresfaunen, insbesondere aus dem Tropengebiet. Auf Ablagerungen in Gebieten, wo das Wasser immer eine hohe Temperatur beibehalten hat, kann man die auf das europäische Känozoikum zugeschnittene Einteilung nur sehr schwer und nicht ohne Zwang anwenden. Mit voller Deutlichkeit geht diese Schwierigkeit aus dem Versuch Noetlings²⁴⁾ hervor, eine Parallelisierung der marinen Tertiärfaunen von Burma mit jenen Europas durchzuführen. Die innige Verbindung der indischen, persischen und nordafrikanischen Kreidefaunen schwächt sich im Paläogen ab und hört im Miozän vollständig auf, indem die Fauna allmählich in die rezente der Sundasee übergeht²⁵⁾. Die autochthone Provinz, die sich hier seit dem Eozän herausgebildet hat, war schon im Miozän gegen die Tethys so scharf abgeschlossen, daß mit dem Mediterrangebiet gemeinsame Spezies fehlen. Aber auch die von Deshayes und Lyell für die Gliederung des europäischen Tertiärs eingeführte Methode der Ermittlung des Prozentsatzes lebender und ausgestorbener Arten versagt in Burma, dessen Miozänbildungen einen größeren Prozentsatz rezenter Spezies (50%) enthalten.

Aber auch im europäischen Tertiär ergeben sich bei der Parallelisierung faziell gleichartiger Sedimente, insbesondere von solchen aus größerer Wassertiefe nahe der Grenze des Neritikums und Bathyals, sehr erhebliche Schwierigkeiten. F. X. Schaffer²⁶⁾ hat eine Anzahl lehrreicher Beispiele für die größere Beständigkeit der diesen Ablagerungen aus bedeutenderer Tiefe eigentümlichen Fossilien zusammengestellt.

Schwierigkeiten für die Korrelation einer Schicht können auch aus dem Auftreten einer Faunenmischung in derselben erwachsen. Manche Schichten enthalten Faunenelemente, die sich in normalen Profilen auf zwei oder drei aufeinanderfolgende, mehr oder weniger scharf geschiedene Stufen verteilen. Von solchen Mischfaunen wird in dem Abschnitt „Zonengliederung“ noch ausführlicher gesprochen werden. Zumeist ist Mangel an hinreichender Zufuhr von Sediment die Ursache für ihr Auftreten. Es handelt sich in diesen Fällen fast stets um organogene Bildungen von sehr geringer Mächtigkeit, die manchmal nur den Charakter von Linsen, Nestern oder Spaltausfüllungen an sich tragen.

Es können jedoch Faunenmischungen noch auf andere Weise zustandekommen. P. Pratje²⁷⁾ hat kürzlich über Untersuchungen von Grundproben in der deutschen Bucht der Nordsee berichtet, aus denen hervorgeht, daß durchaus nicht überall das ältere Material von dem jüngeren regelmäßig überdeckt wird, daß vielmehr gelegentlich schon in einer Wassertiefe von — 20 m eine Abtragung des älteren Sediments stattfindet. Auf diese Weise können hier ältere Formen in Schichten mit einer jüngeren Meeresfauna sekundär eingebettet werden. In den Nordseesedimenten kommen mitunter Mischungen von rezenten Muscheln mit solchen vor, denen ein kambrisches bis postglaziales Alter zukommt.

Erfahrungen dieser Art fordern zur besonderen Vorsicht Faunenmischungen gegenüber und zur genauesten Untersuchung heraus, ob nicht einzelne Elemente einer solchen Mischfauna durch ihren Erhaltungszustand sich als auf sekundärer Lagerstätte befindlich, aus einem älteren Sediment herausgearbeitet und in ein neues eingebettet verraten.

Manche Faunen haben ein altertümlicheres Gepräge, als ihnen nach ihrer Stellung im Schichtsystem zukommt. F. Frech²⁸⁾ hat zuerst auf das Auftreten solcher Superstitenfaunen aufmerksam gemacht. Das von ihm zur Begründung herangezogene Beispiel aus den karnischen Alpen ist leider überaus unglücklich gewählt. Er beobachtete hier im Wolayer Profil zwischen dem tiefsten Unterdevon mit seiner reichen Goniatitenfauna (*Anarcestes*, *Aphyllites*, *Tornoceras*, *Beloceras*) und dem Riffkalk des mittleren Unterdevon Bänke mit *Rhynchonella Megaera*, deren Fauna ihm ein obersilurisches Gepräge zu tragen schien. In der Annahme eines normalen Schichtverbandes des Horizonts der *Rhynchonella Megaera* mit den benachbarten Niveaus im Liegenden und Hangenden glaubte er in der Fauna dieses Horizonts eine Superstitenfauna sehen zu dürfen. Seither hat die Untersuchung jener Fauna durch Vinassa de Regny²⁹⁾ ergeben, daß dieselbe unter 32 Arten 25 ausschließlich obersilurische und sieben dem Silur und Unterdevon gemeinsame Spezies enthält, so daß an ihrem obersilurischen Alter trotz der Unterlagerung durch die Goniatitenkalke nicht gezweifelt werden kann. Ferner hat A. Spitz³⁰⁾ das Wolayer Profil, das Frech für eine ungestörte Ablagerungsserie hielt, in eine Reihe von Schuppen aufgelöst.

Gleichwohl fehlt es in der Natur keineswegs an Faunen, die die Bezeichnung als Superstitenfaunen im Sinne von Frech verdienen. Wo

die physischen Bedingungen des Milieus im Gegensatz zu den Nachbargebieten unverändert bleiben, und infolgedessen keine Verdrängung der alteingesessenen Fauna durch neue Einwanderer stattfindet, kann diese Fauna noch eine Zeitlang bestehen bleiben, während sie in der Umgebung bereits allenthalben erloschen ist. So konnte Lawson feststellen, daß die Insel Santa Catalina an der kalifornischen Küste in der Quartärzeit noch über den Meeresspiegel emporragte, obwohl ihre ganze Umgebung überflutet war. An ihrem Strande leben heute noch sechs marine Mollusken, die sonst überall in Californien nur fossil bekannt sind. Das ist eine echte in die Gegenwart hereinragende Superstitenfauna der diluvialen Epoche.

In Nevada hat Walcott eine Superstitenfauna mit devonischem Anstrich in Schichten des Unterkarbons entdeckt.

Eine Superstitenfauna sehr eigentümlicher Art enthalten die rhätischen Napeng beds in Burma³¹⁾. In ihnen findet sich, teils mit rhätischen, teils mit karnischen Typen vergesellschaftet, unter anderen auch die Bivalvengattung *Conocardium*, die sonst nirgends die Grenze zwischen Paläozoikum und Mesozoikum überschreitet.

Unter den Landfaunen ist die interessanteste Superstitenfauna jene der obersten Kreide in Siebenbürgen und Südfrankreich. Alle Dinosaurier aus diesen Faunen besitzen primitive Merkmale und gleichen nach den Untersuchungen von F. Nopcsa³²⁾ in ihrer Spezialisationshöhe den älteren Formen aus dem europäischen Wealden oder aus den Como beds Nordamerikas. Das Überleben dieser primitiven Fauna in Mitteleuropa ist auf geographische Gründe zurückzuführen, auf die Abschließung ihres Entwicklungsgebietes durch die oberkretazische Transgression.

Das Gegenstück zu den Superstitenfaunen sind Barrande's Kolonialfaunen. Die Kolonien im Sinne Barrande's enthalten jüngere Faunen inmitten des Verbreitungsgebietes einer älteren Fauna³³⁾. In seinen Belegen für die Existenz von Kolonialfaunen war Barrande nicht glücklicher als Frech in den seinigen für den Nachweis von Superstitenfaunen. So glaubte er, daß obersilurische Graptolithen gelegentlich innerhalb des Verbreitungsgebietes der untersilurischen Fauna der Etage D₅ des böhmischen Paläozoikums auftreten, eine Ansicht, die heute durch den Nachweis widerlegt erscheint, daß alle die Kolonialfaunen umschließenden Gesteine durch tektonische Störungen in ihre gegenwärtige Position gelangt sind. Gleichwohl ist an der Existenz von Kolonialfaunen selbst nicht zu zweifeln. Schon die Kolonie „Zippe“ läßt kaum eine andere Erklärung als in diesem Sinne zu. Die Fauna der Starhemberger Schichten in den niederösterreichischen Voralpen, dünner Zwischenlagen im Dachsteinkalk, die bereits die bezeichnenden Brachiopoden und Bivalven der jüngeren Kössener Schichten führen, kann als ein typisches Beispiel einer echten Kolonialfauna gelten³⁴⁾. Auch die Brachiopodenfauna von Dernö in Oberungarn wird von Bittner³⁵⁾ als eine Kössener Kolonie im Dachsteinkalk gedeutet.

Eine dritte Gruppe von Faunen, die sich in die normale Faunenfolge der klassischen Profile einer Formation schlecht einfügen, sind die

Rekurrenzfaunen. H. S. Williams³⁶⁾ hat zuerst derartige Rekurrenzfaunen aus dem Devon des Staates New York beschrieben. Hier erscheint eine durch das Vorkommen von *Tropidoleptus* — eines in seiner äußeren Erscheinung an Strophomeniden erinnernden Terebratulidengenus — ausgezeichnete Fauna, die sich ausschließlich aus Arten der mitteldevonischen Hamilton Stufe zusammensetzt, nochmals in verschiedenen Horizonten des Oberdevons, jedesmal innerhalb einer wenige Dezimeter starken Schicht zwischen mächtigen und fossilreichen Ablagerungen, deren Fauna keine Beziehungen mehr zu jener der Hamilton Stufe zeigt. Vielmehr herrscht in jenen mächtigen Zwischenbildungen, die die drei *Tropidoleptus*-Zonen der Portage und Chemung Stufe trennen, eine oberdevonische Fauna. Allerdings geht der Unterschied zwischen den Faunen der rekurrenten Zonen und jenen in ihrem Liegenden und Hangenden nur so weit, daß er auf Schwankungen in den beiden Faunen eigentümlichen Lebensbedingungen hinweist.

Man könnte demgemäß eine Rekurrenzfauna als eine solche bezeichnen, die aus ihrer ursprünglichen Heimat verdrängt, später wieder in ihr altes Siedlungsgebiet zurückgekehrt ist, ohne mittlerweile einschneidende Veränderungen erlitten zu haben, während die übrige Fauna jenes Gebietes solche allerdings erfahren hat. Die Rekurrenzfaunen sind daher durch eine Vergesellschaftung von verhältnismäßig persistenten Typen charakterisiert.

Das Auftreten einer obersilurischen Rekurrenzfauna im Staat New York hat Ruedemann³⁷⁾ festgestellt.

E. Ulrich³⁸⁾ hat noch mehrere Fälle des Auftretens ähnlicher Rekurrenzfaunen im Paläozoikum von Nordamerika angeführt. Den auffälligsten bezeichnet wohl das fünfmalige Wiedererscheinen der zuerst in Indiana von J. Hall entdeckten Fauna von Spargen Hill in mehreren, durch vier Intermissionen getrennten Horizonten des Unterkarbons.

In Europa kann die Fauna des Eemien der Niederlande als Beispiel einer Rekurrenzfauna gelten. Sie ist, wie Geinitz³⁹⁾ gezeigt hat, nur eine in der Postglazialzeit in die Niederlande eingewanderte *Cyprina*-Fauna, die sonst bereits im Präglazial auftritt.

Weder die Entstehung noch das Erlöschen einer Fauna vollzieht sich überall auf der Erdoberfläche im gleichen Augenblick. Die Deszendenzlehre zwingt uns zur Annahme von Bildungszentren neuer Faunen und Floren. Jede Vergesellschaftung von Organismen muß, wenn wir nicht einen übernatürlichen Schöpfungsakt für ihr scheinbar gleichzeitiges Erscheinen an vielen, weit voneinander entfernten Stellen der Erdoberfläche zu Hilfe nehmen wollen, innerhalb eines bestimmten Entwicklungsgebietes entstanden sein und sich von diesem aus durch Wanderungen verbreitet haben. Die Migrationen der Landfaunen sowohl als die Besiedelung der Flachsee durch Marinfraunen erfordern Zeit. Universell verbreitete Arten können daher nicht an allen Orten, wo wir ihre Fossilien finden, gleichzeitig aufgetreten sein. *Lytoceras* *Sacya* z. B. hat ohne Zweifel eine gewisse Zeit dazu gebraucht, von Südindien aus die Küsten Neuseelands,

Japans, des Queen Charlotte Archipels, Oregons und Californiens einerseits, jene des Mittelmeergebietes bis zu den Karpathen und die Ostküste Afrikas über Mozambique und Madagascar bis Zululand andererseits zu besiedeln.

Es entsteht daher die Frage, ob wir berechtigt sind, Schichtgruppen, die wir auf Grund ihrer übereinstimmenden Faunen parallelisieren, als gleichalterig, d. h. als in der gleichen Zeit abgesetzt, anzusehen. T. H. Huxley⁴⁰⁾ hat die Frage verneint und vorgeschlagen, die Bezeichnung „gleichalterig“ durch den Terminus „homotax“ (gleichwertig) zu ersetzen. Denselben Gedankengang verfolgt H. S. Williams⁴¹⁾ in der folgenden Überlegung: Ist der morphologische Charakter nur die Reaktion der Organismen auf Milieuänderung, was verhindert die Wiederholung desselben Vorganges bei dem erneuten Eintritt gleicher Bedingungen? Ist dagegen die Form die Phase einer bestimmten genetischen Entwicklung, abgestimmt auf ganz besondere Bedingungen, dann erfordert ihr Auftreten in getrennten Gebieten Zeit für Wanderungen. Je größer der räumliche Abstand der Faunen, desto weitere Zeit trennt dieselben.

Im Widerspruch mit diesen Forderungen der Deszendenzlehre scheint jedoch die Gleichartigkeit der physischen Bedingungen in zwei weit entlegenen Gebieten, deren einzelne Schichtgruppen wir parallelisieren, für eine Gleichalterigkeit der letzteren zu sprechen.

Viele amerikanische Geologen legen besonderen Wert auf die Feststellung von Sedimentationszyklen (cycles of deposition) in bestimmten Epochen der Erdgeschichte. In einem solchen Zyklus folgen über typisch marinen zunächst brackische Sedimente, eventuell sogar noch limnische Ablagerungen, bis mit einer neuen Transgression wieder lagunäre, zuletzt rein marine Bildungen litoral, später neritischer Natur sich einstellen. Absätze eines solchen Zyklus liegen in genau der gleichen Reihenfolge mit ihren bezeichnenden Faunen in den obersilurischen Ablagerungen Englands und der nordamerikanischen Oststaaten vor. Es fällt schwer, anzunehmen, daß diese gleich gerichteten physischen Veränderungen zu beiden Seiten des Atlantischen Ozeans in gleicher Reihenfolge aber zu ungleichen Zeiten vor sich gegangen seien. Die gegenteilige Vermutung hat die größere Wahrscheinlichkeit für sich.

Die Frage, ob wir zwei Schichten, die auf Grund gleicher Faunen parallelisiert werden können, als annähernd gleichzeitig gebildet ansehen dürfen, hängt mit der Entscheidung einer anderen Frage zusammen, ob nämlich der Zeitraum, dessen eine Fauna für ihre Ausbreitung über ein größeres Gebiet bedarf, eine in der Erdgeschichte noch meßbare Zeitspanne überschreitet oder nicht.

Da ist nun die Tatsache von maßgebender Bedeutung, daß unsere rezente Meeresfauna eine zwar nicht sehr große, aber immerhin verhältnismäßig ansehnliche Zahl von benthonischen Tieren enthält, die, wenn auch nicht universell, doch über sehr weite Strecken hin verbreitet sind. Schon die Molluskenfauna der indopazifischen Provinz weist eine Anzahl Spezies auf, die von den Hawaischen Inseln bis nach Ostafrika, d. h. über den halben Erdumfang, reichen. P. Fischer⁴²⁾ führt sogar eine Liste von

Gastropodenarten an, die dem indopazifischen Faunengebiet und den Antillen gemeinsam sind. Im atlantischen Faunengebiet geht eine Anzahl von Spezies aus dem Weißen Meer bis zu den Azoren und ins Mittelmeer auf der einen, an der Ostküste von Amerika bis Kap Cod, zum Teil sogar bis Florida auf der anderen Seite. Die beiden benthonischen Fische *Trigla hirundo* und *Lophius piscatorius* finden sich entlang der Westküste des Atlantik von Norwegen bis zum Kap der Guten Hoffnung. Die Krabbe *Hyas aranea* lebt zirkumpolar auf der ganzen nördlichen Halbkugel. Die beiden Cirripedier *Balanus crenatus* und *Lepas Hilli*, die Bivalve *Mytilus edulis* und der Kopffüßler *Octopus vulgaris* sind insoweit kosmopolitisch, als man eine Art der Gegenwart überhaupt so bezeichnen darf.

Die im Sinne des Geologen sehr kurze Zeitspanne vom Ende der pliozänen Epoche bis zur Gegenwart war ausreichend für die Eroberung so großer Verbreitungsgebiete für eine erhebliche Anzahl rezenter benthonischer Meerestiere.

Wie schnell die Wanderungen von Landtieren vor sich gehen, haben uns die Erfahrungen über die Invasion der Wanderratte in Europa im 18. Jahrhundert gelehrt. Von der russischen Distel (*Salsola tragus*), die im Jahre 1883 in Dakota eingeführt wurde, berichtet Knowlton, daß sie schon 10 Jahre später in allen Staaten der Rocky Mountains verbreitet war. Für die rasche Ausbreitung von marinen Mollusken in der Gegenwart liefert *Litorina litoria* ein Beispiel, die innerhalb eines Zeitraums von 50 Jahren die atlantische Küste von Halifax bis Kap May, d. i. auf eine Strecke von 800 km, besiedelt hat. Hätten — sagt Ulrich⁴³⁾ — die wirbellosen Meerestiere des Paläozoikums sich nur hundertmal so langsam verbreitet, so würde eine derartige Geschwindigkeit der Ausbreitung noch immer ausreichen, um die Gleichzeitigkeit der Bildung aller paläozoischen Ablagerungen, die wir auf Grund der Übereinstimmung ihrer Faunen parallelisieren, zu rechtfertigen.

Man braucht, glaube ich, um den Beweis für eine relativ gleichzeitige Entstehung von Schichten, mit gleichen Faunen zu führen, keineswegs so weit zu gehen, wie E. Dacqué⁴⁴⁾, der der Verbreitung neuer Faunen durch Wanderungen nur eine untergeordnete Bedeutung zuerkennt, vielmehr für eine gleichzeitige und gleichsinnige Umwandlung der Faunen an entfernten Orten infolge orthogenetischer Antriebe eintritt, so daß unsere stratigraphische Parallelisierung auch richtige Zeitverbände festzustellen vermag. Er geht von der Gleichartigkeit zahlreicher, weit verbreiteter Faunen aus, deren jede eine bestimmte Stufe oder Zone charakterisiert, ohne daß es zur Ausbildung heterogener Faunen an einzelnen Stellen kommen würde. Da wir fast stets ausgeglichene Faunen vor uns sehen, so drängt diese Erscheinung zu der Annahme, „daß, nachdem zu einer beliebig gegebenen Zeit eine gewisse allgemeine Verteilung gleicher Typen vollendet war, gleichsinnig in allen Teilen der Erde die Umwandlung der für die späteren Stufen charakteristischen Faunen sich vollzog und daß damit Wanderungen sowie die endlosen Zeiträume für diese Wanderungen nicht mehr gefordert zu werden brauchen“.

Diese Anschauung steht im vollen Widerspruch mit einer Grundforderung von Wallace, daß zwei identische Arten sich niemals unabhängig voneinander an weit entfernten Orten gleichzeitig entwickelt haben können, wenn auch für Formen, die in den gleichen Verwandtschaftskreis gehören, eine solche Entwicklung an getrennten Örtlichkeiten aus verschiedenen Stammformen möglich erscheint.

Wie oben gezeigt wurde, kann die Möglichkeit einer relativ weiten Verbreitung von Faunen innerhalb kurzer Zeiträume nicht in Abrede gestellt werden. Wir dürfen uns daher, auch ohne den radikalen Standpunkt Dacqués zu teilen, für berechtigt halten, von der Gleichalterigkeit von zwei Schichtgruppen mit dem gleichen faunistischen Inhalt — freilich nur im Sinne des Geologen genommen — zu sprechen, in demselben Sinne, in dem wir beispielsweise Ablagerungen, in denen nur Reste der Hausratte sich finden, mit solchen als gleichzeitig gebildet ansehen würden, in denen nur noch Reste der Wanderratte angetroffen werden.

H. Scupin⁴⁵⁾ hat die Frage, unter welchen Umständen zwei Schichtgruppen nicht nur als gleichwertig, sondern auch als annähernd gleichzeitig gebildet angesehen werden dürfen, in einer, wie ich glaube, durchaus zutreffenden Weise beantwortet. „Zwei Ablagerungen“ — schreibt er — „werden mit um so größerem Recht als annähernd gleichzeitig gebildet zu betrachten sein, je geringer die ursprüngliche Entfernung der beiden ist, je geschwinder die aktive Fortbewegung der Organismen oder ihre passive Verbreitung erfolgte und je größere Klima- und Faziesfestigkeit den verglichenen Formen zukam, je mehr gemeinschaftliche Glieder in der Fauna vorhanden sind und je vielseitiger schließlich vom biologischen Standpunkt aus die gemeinschaftliche Faunenmischung sich darstellt.“

Anmerkungen zum fünften Abschnitt

Prinzipien der Korrelation

¹⁾ Ich gebrauche hier den Ausdruck „Korrelation“ im Sinne der Verfasser der im Anschluß an den V. Internationalen Geologen-Kongreß in Washington von der U. S. Geological Survey herausgegebenen „Correlation Papers“, nicht im Sinne von B. Willis (Principles of Palaeogeography. Science, XXXI, new ser. New York, 1910, p. 254), der als Korrelation den gleichzeitigen Ablauf von zwei Ereignissen in der Erdgeschichte bezeichnet.

²⁾ H. S. Williams: Nomenclature and classification of sedimentary formations. Bull. Geol. Soc. America, XVI. 1905, p. 149.

³⁾ A. Bittner: Die Grenze zwischen der Flyschzone und den Kalkalpen bei Wien. Jahrb. Geol. Reichsanst. L. 1900, p. 52.

⁴⁾ Im gestörten Gebirge fehlt für die Korrelation fossilere Schichtgruppen jede gesicherte Grundlage. Der Versuch, mit ausschließlicher Berücksichtigung der Verhältnisse in den Westalpen einzelne Glieder der Schieferhülle in der ostalpinen Zentralzone mit normalen Sedimenten der Trias zu parallelisieren, ist zwecklos, da die reich gegliederten paläozoischen Ablagerungen der Südalpen ebenso gute Anhaltspunkte für eine Parallelisierung bieten.

⁵⁾ H. Williams: The Cuboides zone and its fauna. A discussion of methods of correlation. Bull. Geol. Soc. America, I. 1890, p. 481—500. — The correlation of geological faunas, a contribution to devonic Palaeontology. Bull. U. S. Geol. Surv. No. 210, Washington, 1903. — J. Perrin Smith: The principles of palaeontologic correlation. Journ. of Geol. VIII. Chicago, 1900, p. 673, 697. — H. F. Osborn: Close of jurassic and opening of cretaceous time in North America. Bull. Geol. Soc. America, XXVI. 1915, p. 297. — E. O. Ulrich: Correlation by displacement of the strandlinie and the function and proper use of fossils in correlation. Ibidem, XXVII. 1916, p. 451—490 (insbes. p. 488). — C. Schuchert: Correlation and chronology on the basis of palaeogeography. Ibidem, p. 491—515 (insbes. p. 499). — F. H. Knowlton: Principles governing the use of fossil plants in geologic correlation. Ibidem, p. 525—530.

⁶⁾ Über die Entfaltung der Floren im Laufe der Erdgeschichte vgl. insbes. E. W. Berry: Palaeobotany. A sketch of the origin and evolution of floras. Ann. Rep. Smithson. Inst. for 1918, Washington, 1920, p. 289—407.

⁷⁾ E. W. Berry: The lower cretaceous floras of the world. Maryland Geol. Surv. Lower cretaceous, 1911, p. 99—151.

⁸⁾ Die älteste Blütenpflanze, *Arctocarpidium*, ist 1917 von E. N. Arber in der tieferen Abteilung der Unterkreide Neuseelands entdeckt worden (vgl. W. N. Benson: A review of recent researches on the mesozoic floras of Australia. The New Zealand Journ. of sci. a. technology, II. No. 1, 1919, p. 29—32).

Seither haben J. H. Hopkins (A palaeozoic angiosperm from an American coal-ball. Botanical Gazette, LXXV. Chicago, 1923, p. 390) und C. Noë (A palaeozoic angiosperm. Journ. of Geol. XXX. 1923, p. 344) Dünnschliffe aus Konkretionen in den oberkarbonischen Kohlenflözen von Illinois, Kentucky und Texas untersucht und an einem Stammfragment die mikroskopische Struktur eines monokotyledonen Holzgewächses erkennen zu können geglaubt. Die Richtigkeit dieser Beobachtung wird jedoch von Kräusel (Neues Jahrb. f. Min. 1924/II, Ref. p. 458) bestritten, der die fraglichen Bruchstücke zu den Pteridophyten stellt.

⁹⁾ Vgl. insbes. B. Brown: Cretaceous-eocene correlation in New Mexico, Wyoming, Montana, Alberta. Bull. Geol. Soc. America, XXV. 1914, p. 355 ff. — W. D. Mathew: Evidence of the paleocene vertebrate fauna on the cretaceous-tertiary problem. Ibidem, p. 318 ff. — E. Russel-Lloyd and C. J. Hares: The Cannonball marine member of the Lance formation of North and South Dakota. Journ. of Geol. XXIV. Chicago, 1915, p. 523—547. — W. D. Mathew: Fossil vertebrates and the cretaceous-tertiary problem. Amer. Journ. sci. 5. ser. Vol. II. 1921, p. 209—227. — T. W. Stanton: The fauna of the Cannonball marine member of the Lance beds. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 128A, 1920.

¹⁰⁾ Potonié-Gothan: Lehrbuch der Paläobotanik. 2. Aufl. Berlin, Borntraeger, 1921, p. 445. — Bei der Darstellung der Entwicklungsabschnitte des Pflanzenreiches bin ich im wesentlichen den Angaben Gothans gefolgt.

¹¹⁾ S. S. Houghton: A review of the reptilian fauna of the Karoo-system of South Africa. Transact. Geol. Soc. S. Africa, XXII. 1919, p. 1—35.

¹²⁾ E. Suess: Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, XLVIII. 1863, p. 306 ff.

¹³⁾ E. Suess: Das Leben. Mitt. Geol. Ges. Wien, II. 1909, p. 184 ff.

¹⁴⁾ Zu weit geht H. S. Williams (Correlation problems suggested by a study of the faunas of the Eastern quadrangle. Bull. Geol. Soc. America, XXIV. 1913, p. 377—398) in seiner Forderung, bei der Parallelisierung von zwei Schichtbildungen nur identische Arten zu verwerten. Er hält bei vergleichend stratigraphischen Arbeiten die Anwendung der folgenden vier Grundsätze für notwendig: 1. Nur identische nicht nahe verwandte Arten dürfen für eine Korrelation herangezogen werden. 2. Nur Arten einer Fauna dürfen miteinander verglichen werden. 3. Nur Arten derselben Tierklasse dürfen einander gegenübergestellt werden. 4. Die Zahl der identischen Arten entscheidet über die Parallelisierung von Horizonten.

- ¹⁵⁾ E. Ulrich: l. c. p. 477.
- ¹⁶⁾ R. Richter: Zur stratigraphischen Beurteilung von *Calceola*. Neues Jahrb. f. Min. 1916/II. p. 31—47.
- ¹⁷⁾ Vgl. E. W. Berry: Present tendencies in Palaeontology. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLVIII. 1919, p. 5 ff.
- ¹⁸⁾ Vgl. H. Douvillé: Sur le terrain nummulitique de l'Aquitaine. Bull. Soc. géol. France, 4. sér. II, 1902, p. 15—36.
- ¹⁹⁾ C. Diener: The permocarboniferous fauna of Chitichun No. I. Palaeontol. Ind. ser. XV. Himal. Foss. Vol. I. Pt. 3, 1897. — Permian Fossils of the Central Himalayas. Ibidem, Vol. I. Pt. 5, 1903.
- ²⁰⁾ F. Hahn: Neue Funde im nordalpinen Lias der Achenseer Gegend und bei Ehrwald. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXXII. 1911, p. 567.
- ²¹⁾ W. D. Mathew: Methods of correlation by fossil vertebrates. Bull. Geol. Soc. America, XXVII. 1916, p. 521.
- ²²⁾ C. Diener: Bau und Bild der Ostalpen. 1903, p. 465.
- ²³⁾ C. Diener: The anthracolithic faunae of Kashmir etc. Palaeontol. Ind. new ser. V/2, 1915.
- ²⁴⁾ F. Noetling: The Miocene of Burma. Palaeontol. Ind. new ser. Vol. I/3, 1901, insbes. p. 15 ff. u. 97—100.
- ²⁵⁾ K. Martin: Wann löste sich das Gebiet des Indischen Ozeans von der Tethys? Samml. Geol. Reichsmus. Leiden. Ser. I. Bd. IX. 1914, p. 337—355.
- ²⁶⁾ F. X. Schaffer: Sind Ablagerungen größerer Wassertiefen in der Gliederung der tertiären Schichtreihe zu verwenden? Mitt. Geol. Ges. Wien, I. 1908, p. 85—103.
- ²⁷⁾ O. Pratje: Alte und junge Sedimente am Grunde der Nordsee. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXXVI. 1924, Monatsber. p. 160.
- ²⁸⁾ F. Frech: Die karnischen Alpen. 1894, p. 249.
- ²⁹⁾ P. Vinassa de Regny: Fauna dei calcari con *Rhynchonella Megaera* del Passo di Volaya. Boll. Soc. geol. Ital. XXVII. 1908, p. 557—592.
- ³⁰⁾ A. Spitz: Geologische Studien in den zentralkarnischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, II. 1909, p. 278—334.
- ³¹⁾ Miss M. Healey: The fauna of the Napeng beds of upper Burma. Palaeontol. Ind. new ser. Vol. II. Pt. 4. 1908.
- ³²⁾ F. Nopcsa: On the geological importance of the primitive reptilian fauna in the uppermost cretaceous of Hungary. Quart. Journ. Geol. Soc. London, LXXIX. 1923, p. 100—116.
- ³³⁾ J. Barrande: Défense des colonies. T. I—V. Prag, 1861—1881.
- ³⁴⁾ F. v. Hauer: Die Geologie etc. 2. Aufl. 1878, p. 413. — A. Rittner: Geologie von Hernstein, 1882, p. 154.
- ³⁵⁾ A. Bittner: Die Brachiopoden d. alpinen Trias, Abhandl. Geol. Reichsanst. XIV. 1890, p. 286.
- ³⁶⁾ H. S. Williams: Recurrent *Tropidoleptus* zones of the upper Devonian of New York. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. Washington. LXXIX. p. 1—103.
- ³⁷⁾ R. Ruedemann: A recurrent Pittsford (Salina) fauna. New York State Mus. Bull. No. 219, 220, Albany, 1921.
- ³⁸⁾ E. Ulrich: Revision of the palaeozoic system in North America. Bull. Geol. Soc. America, XXII, 1911. p. 299.
- ³⁹⁾ E. Geinitz: Die Meere der Diluvialzeit. Centralbl. f. Min. 1923, p. 269.
- ⁴⁰⁾ T. H. Huxley: Homotaxity or similarity of arrangement, and synchrony or identity of data. Quart. Journ. Geol. Soc. XVIII. London, 1862, p. XL—LIV.
- ⁴¹⁾ H. S. Williams: Correlation problems etc. 1913, l. c. p. 377 ff.
- ⁴²⁾ P. Fischer: Manuel de Conchiliologie. Paris, 1887, T. I. p. 177.
- ⁴³⁾ E. Ulrich: Revision of the paleozoic systems. Bull. Geol. Soc. America, XXII. 1911, p. 295, 575.
- ⁴⁴⁾ E. Daqué: Grundlagen u. Methoden der Palaeogeographie. Jena, 1915, p. 285 ff.
- ⁴⁵⁾ H. Scupin: Der chronologische Wert der Leitfossilien. Centralbl. f. Min. 1923, p. 447.

SECHSTER ABSCHNITT

Das stratigraphische System

Die sedimentären Ablagerungen, die die Stratosphäre zusammensetzen — von Eruptivgesteinen wird, als nicht zum Bereich der Biostratigraphie gehörig, in diesem Buch nur ausnahmsweise die Rede sein — ordnen sich teils auf Grund ihres fossilen Inhalts, teils auf Grund anderer Merkmale zu größeren zusammengehörigen Komplexen, die die höheren Einheiten des stratigraphischen Systems bilden. Als Bezeichnung solcher Einheiten sind — in aufsteigender Ordnung — auf dem Internationalen Geologenkongreß in Bologna 1881 die Termini: Stufe, Serie, System, Gruppe in Vorschlag gebracht worden. Der Zeitdauer, die der Ablagerung jedes einzelnen dieser verschiedenen stratigraphischen Stockwerke entspricht, kommt eine besondere Bezeichnung zu. Der Zeit nach entspricht der Gruppe die Ära, dem System die Periode, der Serie die Epoche, der Stufe das Alter.

Die miteinander korrespondierenden Kategorien des stratigraphischen Systems zeigt folgende Übersichtstabelle.

Stratigraphische Kategorien	Chronologische Kategorien
Gruppe (Beispiel: Mesozoisch)	Ära
System („ Silur)	Periode
Serie („ Lias)	Epoche
Stufe („ Kelloway)	Alter

Man spricht also von einer paläozoischen Gruppe, beziehungsweise Ära, einem Triassystem, beziehungsweise einer Triasperiode, einer unterkretazischen Serie, beziehungsweise Epoche, einer Turonstufe, beziehungsweise einem Turonalter.

Es empfiehlt sich, an dieser vom Internationalen Geologenkongreß in Bologna angenommenen Terminologie für die Kategorien des stratigraphischen Systems und ihre zeitlichen Äquivalente festzuhalten, weil nur durch die Anwendung präzis gefaßter Termini Mißverständnisse und Verwirrungen in der wissenschaftlichen Literatur vermieden werden können. In der Tat hat sich heute diese Terminologie bereits ziemlich allgemein

eingebürgert. Allerdings gebrauchen viele amerikanische Geologen auch heute noch die Termini „System“ und „Formation“ in einem anderen Sinne. Sie verstehen darunter einen lithologisch einheitlichen Schichtkomplex mit einer kontinuierlichen Aufeinanderfolge einander nahestehender Faunen (Newark system, Colorado formation, Laramie formation). Auch hat der Terminus „System“ den älteren Ausdruck „Formation“, der auch das Recht der historischen Priorität für sich hat, aus der deutschen geologischen Literatur nicht zu verdrängen vermocht.

Der Name Formation erscheint zuerst im Jahre 1762 in den Schriften von Füchsel aus Thüringen für eine Reihenfolge von Schichten, die unter gleichen Verhältnissen unmittelbar nacheinander gebildet wurden. Füchsel¹⁾ verband mit dieser Bezeichnung den Ausdruck für einen räumlichen ebenso wie für einen zeitlichen Begriff, der sowohl die Art der Entstehung als die Lagerung und das Alter eines größeren Schichtkomplexes andeuten sollte. Unter Füchsels Nachfolgern erfuhr diese ursprüngliche Bedeutung des Terminus „Formation“ allerdings wesentliche Veränderungen. Die Wernersche Schule in Deutschland, desgleichen Cuvier und Brongniart in Frankreich verbanden mit der Bezeichnung nur einen lithologisch-genetischen Begriff, dessen Inhalt die Art der Entstehung irgendeines Gesteins bildete. Insbesondere Werner nahm keinerlei Interesse an der Altersfolge. Er vereinigte alle Sandsteine, alle Kalksteine, alle Porphyre zu je einer Formation. Auch der Internationale Geologenkongreß in Bologna hat den Gebrauch des Terminus „Formation“ im Sinne von Cuvier und Brongniart befürwortet.

A. v. Humboldt und v. Keferstein in Deutschland, auch Conybeare in England versuchten den Begriff „Formation“ im ursprünglichen Sinne Füchsels wiederherzustellen. Ihren Bemühungen gelang es, insbesondere in der deutschen geologischen Literatur, diesen Terminus allmählich als Bezeichnung für einen größeren Komplex von Schichten einzubürgern, der einem bestimmten Hauptabschnitt in der Erdgeschichte angehört. Brongniart und C. Prevost nannten das, was Füchsel unter „Formation“ verstanden hatte, „Terrain“, de la Bêche gab ihm den Namen „Group“, Murchison den Namen „System“. Der Internationale Geologenkongreß in Bologna (1881) gab der letzteren Bezeichnung den Vorzug und beschränkte den Terminus „Formation“ auf die Bezeichnung von Gesteinen im Hinblick auf ihre Bildungsweise (z. B. Sedimentärformation, Eruptivformation).

Eduard Suess hat das Wesen der Systeme oder Formationen mit einem gewissen Geheimnis umhüllt, indem er in der Einleitung zum ersten Bande des „Antlitz der Erde“ versichert, daß in diesem Buche keine Antwort auf die Frage nach dem wahren Wesen einer geologischen Formation zu finden, eine solche vielmehr die große Aufgabe der nachfolgenden Generationen von Fachgenossen sei²⁾.

An einer anderen Stelle seines Werkes (p. 17) sagt E. Suess: „Es bedarf kaum der Bemerkung, daß der jeweilige Charakter der Fauna wohl ein höchst wertvolles passives Material ist, daß aber die Ursachen

der physikalischen Veränderungen dereinst, wenn sie richtig erkannt sein werden, die einzige natürliche Grundlage einer Abgrenzung der Zeitabschnitte sein werden.“

Nichtsdestoweniger erscheint es möglich, eine zutreffende Definition des Formationsbegriffes durch bestimmte wesentliche Merkmale zu geben, obschon sowohl die Aufstellung als die Abgrenzung der Formationen zunächst in der historischen Entwicklung der Geologie in West- und Mitteleuropa am Schluß des 18. und am Anfang des 19. Jahrhunderts begründet ist.

Die Formationen sind die von den Naturforschern jener Zeit auf Grund von Erfahrungen in West- und Mitteleuropa mit Ausschluß der Alpen — also in einem räumlich beschränkten Gebiet, in dem häufig Unterbrechungen in der Aufeinanderfolge der marinen Sedimente stattfanden — aufgestellten Hauptabschnitte der versteinierungsführenden Schichtreihe. Die Grenzen dieser Hauptabschnitte fallen mit den Lücken in der marinen Schichtfolge zusammen. Da diese Lücken oft sehr lange Zeiträume hindurch angedauert haben, innerhalb deren weitgehende Änderungen der Faunen und Floren stattfanden, zeigen die meisten Formationsgrenzen in den schon während der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts besser bekannten Teilen West- und Mitteleuropas die Eigenschaft, daß ganze ökonomische Einheiten der Natur an ihnen gleichzeitig auftreten und wieder verschwinden. Während die Wernersche Schule die Gliederung der Stratosphäre in Hauptabschnitte ausschließlich auf petrographisch-lithologische Merkmale gegründet hatte, tritt seit den Arbeiten von W. Smith (1769 bis 1839) immer stärker die Tendenz in den Vordergrund, die Umgestaltung der Faunen — insbesondere des Meeres — zu einer Grundlage der stratigraphischen Einteilung der Sedimentärbildungen in Formationen zu machen.

An unserem heute noch allgemein üblichen Formationsschema ist oft eine bald mehr bald minder scharfe Kritik geübt worden, wie ich glaube, mit Unrecht. Man hat insbesondere eine angebliche Künstlichkeit desselben über Gebühr hervorgehoben. Von manchen namhaften Forschern wird es als ein rein künstliches, auf Zufälligkeiten in der Ausbildung der Schichtfolge in Deutschland, Frankreich und England beruhend, angesehen. Seine Künstlichkeit soll darin liegen, daß einerseits jene Lücken, die in den drei genannten Ländern für die Trennung der Formationen maßgebend waren, keineswegs gleichmäßig auf der ganzen Erdoberfläche wiederkehren und daß andererseits manche Abteilungen infolge einer Überschätzung ihrer wirklichen Bedeutung, sei es auf Grund lokaler Mächtigkeit, sei es auf Grund ungewöhnlich reicher Entwicklung, zum Range von Formationen erhoben worden sind.

Daß die einzelnen Formationen ungleichwertig sind, kann wohl nicht in Zweifel gezogen werden. Wären nicht in Deutschland Rotliegendes und Zechstein zwei so auffallende, zwischen das produktive Steinkohlengebirge und den Buntsandstein eingeschobene Schichtgruppen, man hätte sie wohl kaum zu einer besonderen Formation, Dyas oder Perm, vereinigt, da diese

nur einer der Serien des Karbons gleichwertig ist. Nicht mit Unrecht ist von W. Waagen eine Vereinigung mit dem Karbon in der höheren Einheit des Anthrakolithischen Systems in Vorschlag gebracht worden. Im Gegensatz dazu ist z. B. der Umfang der silurischen Formation verhältnismäßig groß, so daß zahlreiche französische, englische und amerikanische Forscher es vorziehen, das dem Untersilur der deutschen Geologen entsprechende Ordovicien als eine besondere Formation auszuscheiden und das silurische System auf das Obersilur der deutschen Geologen zu beschränken. Auch daß das Pleistozän einen viel kürzeren Zeitraum umfaßt als die älteren Abschnitte des Känozoikums, wird als ein Nachteil unseres Formationsschemas empfunden.

Man kann daher der Kritik, soweit sie sich auf den ungleichen Wert der Formationen und die ungleich lange Dauer der korrespondierenden Perioden bezieht, eine gewisse Berechtigung nicht absprechen. Aber einen ernsten Mangel unseres stratigraphischen Systems kann ich nicht darin sehen. Kein Vertreter der historischen Wissenschaften bemängelt die verschieden lange Zeitdauer der drei Hauptabschnitte: Altertum, Mittelalter und Neuzeit. Auch in der Erdgeschichte kommt es nicht so sehr auf die Dauer einer Periode an als auf die Bedeutung der Ereignisse, die sich in ihr abgespielt haben. In der Geschichte der organischen Welt aber kommt sowohl dem Perm mit Rücksicht auf das erste Auftreten hochentwickelter Ammoniten und Reptilien als dem Pleistozän, in dem der Mensch zuerst in Erscheinung tritt und unsere Erde die größte klimatische Katastrophe erleidet, eine maßgebende Bedeutung zu³⁾.

Der zweite Angriffspunkt, gegen den sich die Kritik unseres stratigraphischen Systems mit Vorliebe richtet, ist die angebliche Zufälligkeit jener Lücken in den Meeresbildungen, die in Mittel- und Westeuropa zur Führung der Grenzen zwischen den Formationen Veranlassung gegeben haben. Diese Lücken bestehen in der Tat — wie ja von vornherein erwartet werden mußte — keineswegs überall auf der Erdoberfläche. Wohl scheint eine derselben, jene zwischen Mesozoikum und Känozoikum, eine fast universelle Verbreitung zu besitzen, aber sonst treten sie in sehr wechselnden Abständen zwischen verschiedenen Stufen auf oder sind in ihrer großen Mehrzahl überbrückt. Ein Geologe, der nur die Böhmisches Masse im engeren Sinne kennt, würde zu einer ganz anderen Gliederung der geschichteten Bildungen gelangen als ein anderer, dem nur Erfahrungen aus den Ostalpen zu Gebote stehen. Der erstere würde in der Lage sein, sehr scharfe Grenzen zwischen den auf seinem Arbeitsgebiet entwickelten Formationen zu ziehen. Allerdings würde er zwischen Silur und Devon schwerlich eine Hauptgrenze legen, ebensowenig zwischen Karbon und Rotliegendem. Dagegen würde er zu einer außerordentlich scharfen Abgrenzung des Devons, des Oberjura, der Oberkreide und des jüngeren marinen Tertiärs gelangen. Der Alpengeologe wieder wäre in großer Verlegenheit, an welcher Stelle er überhaupt einen Schnitt zwischen je zwei Hauptabteilungen führen soll, da sich hier lange Zeit hindurch Meeresbildung lückenlos an Meeresbildung schließt. Wohl könnte er Karbon und

Perm mit Rücksicht auf deren Transgression in den Südalpen als besondere Formationen ausscheiden, dagegen würde ihm die Lücke zwischen Perm und Trias durch den Bellerophonkalk, jene zwischen Trias und Lias durch die rhätische Stufe, jene zwischen Jura und Kreide durch Tithon und Berriasstufe vollständig überbrückt erscheinen. Eine Grenze zwischen zwei Hauptabschnitten müßte er, seinen Erfahrungen gemäß, nicht zwischen Jura und Unterkreide, sondern zwischen Unter- und Oberkreide legen, wobei ihm mit Rücksicht auf die Transgression des Cenomans und der Gosauschichten die Wahl einer Grenzföhrung an der Unterkante des Cenoman oder Coniacien bliebe.

Im Bereiche der Tethys, aus der das Meer sich fast niemals vollständig zurückgezogen hat, sind die stratigraphischen Verhältnisse andere gewesen als im Bereich der nur zeitweise von Epikontinentalmeeren überfluteten Randgebiete. Wäre unser Formationsschema in den Alpen oder im Himalaya entstanden, so würde es vermutlich ein anderes Aussehen besitzen, vorausgesetzt, daß wir in Anbetracht der Schwierigkeiten, den Bau der großen aus der Tethys geborenen Kettengebirge zu entwirren, überhaupt zu einem solchen hätten gelangen können.

Mit Recht knüpft sich ein hervorragendes Interesse an die Entdeckung jener Meeresbildungen, durch welche die Lücken zwischen zwei Formationen lokal überbrückt erscheinen, da sie uns zugleich einen Einblick in die Kontinuität des organischen Lebens, zum mindesten innerhalb der marinen Tierwelt gestatten. Dieses Interesse an ihrer erdgeschichtlichen Bedeutung föhrt jedoch leicht zu einer Überschätzung ihrer Bedeutung im Raume. Unvergleichlich ausgedehnter sind jene Räume auf der Erdoberfläche, in denen sich die Formationslücken wiederfinden. Fast nur innerhalb der Geosynklinalen, der labilen, säkular sinkenden Meeresräume dauernder Sedimentation, und auch innerhalb derselben keineswegs überall sehen wir die Formationslücken durch marine Zwischenbildungen überbrückt. Die Lücke an der Grenze von zwei Formationen ist die Regel, die Kontinuität der Sedimentation eine Ausnahmeerscheinung. Dies gilt zum mindesten für die viel genauer bekannte Nordhemisphäre, vielleicht nicht im gleichen Maße für die südliche Halbkugel, die schon infolge der überwiegenden Wasserbedeckung für die Entscheidung stratigraphischer Fragen allgemeiner Natur weniger in Betracht kommt.

Die weite Verbreitung der Formationslücken beweist, daß unser stratigraphisches System trotz seiner scheinbaren Künstlichkeit natürlichen Verhältnissen angepaßt ist, daß es Ereignisse von erdgeschichtlicher Bedeutung — Regressionen des Meeres aus ehemals überfluteten Teilen der Kontinentalsockel — widerspiegelt. Diese Lücken bezeichnen aber zugleich die Grenzen zwischen Hauptabschnitten in der Geschichte der Tierwelt, allerdings nicht des Pflanzenreiches, da die Floren in ihrer Entwicklung den Faunen voraneilen, wie in dem vorangehenden Abschnitt auseinandergesetzt worden ist.

Die Erfahrung hat gezeigt, daß wir unser Formationsschema trotz seiner angeblichen Künstlichkeit mit geringen Modifikationen fast überall

auf der Erdoberfläche zur Anwendung bringen können. An der Hand desselben sind wir imstande, beinahe jeder Schichtgruppe der Stratosphäre, soweit sie fossilführend ist, ihre bestimmte Stellung in einer durch das Übereinkommen der Geologen aller Kulturländer als gültig angenommenen Zeitskala anzuweisen. Die Korrelation führt uns zu der Gleichstellung bestimmter Schichtgruppen in verschiedenen Gegenden auf Grund ihres Inhalts an organischem Material, das stratigraphische System zur Einreihung dieser als gleichzeitig oder gleichwertig erwiesenen Schichtgruppen in bestimmte Stufen, Serien und Formationen. So erfüllt das stratigraphische System seine wichtigste Aufgabe als ein allgemein anerkanntes Verständigungsmittel von internationaler Bedeutung⁴⁾.

Eine Reform, die die allgemeine Anwendung unseres gegenwärtig üblichen stratigraphischen Systems erheblich erleichtert hat, ist von Munier-Chalmas und A. de Lapparent⁵⁾ ausgegangen. Beide Forscher betonten die Notwendigkeit, bei der Unterteilung der einzelnen Formationen für verschiedene Entwicklungstypen auch gesonderte Stufenbezeichnungen einzuführen. Die aus ganz bestimmten Faziesentwicklungen hervorgegangenen Stufenamen seien auf jenen Entwicklungstypus zu beschränken, dem sie ursprünglich entnommen wurden, insbesondere dann, wenn diese Entwicklung eine von den normalen marinen Sedimenten abweichende sei. So dürfen die Bezeichnungen Buntsandstein oder Keuper nicht auf die alpine Trias übertragen werden. Für das marine und das produktive Karbon sind gesonderte Stufenbezeichnungen zu verwenden. Der Name Old red darf nicht für normale Devonablagerungen in Anwendung kommen. Denn jeder dieser Namen deckt als eine ursprünglich chorologische Bezeichnung einen an einen bestimmten Entwicklungstypus geknüpften Begriff.

Schwierigkeiten in der Handhabung unseres Formationsschemas haben sich in allen jenen Fällen ergeben, wo die Lücken in der marinen Schichtfolge, auf denen die Grenzföhrung der Formationen in West- und Mitteleuropa beruht, später durch die Erweiterung unserer Kenntnisse ausgefüllt worden sind. Man hat zunächst für die sedimentären Bildungen, welche jene Lücken überbrücken und die man daher in das Formationschema nicht unmittelbar einzureihen vermochte, besondere Stufen errichtet, was ja an sich in der Regel gerechtfertigt war. Bald jedoch erhob sich die Frage nach der Zugehörigkeit jener Zwischenstufen zu einer der bestehenden Formationen. Fast über jede derselben entbrannte ein lange und mit Erbitterung geföhrter Streit. Manche Forscher haben den Vorschlag gemacht, diese Übergangsstufen als solche bestehen zu lassen und keiner der beiden Nachbarformationen zuzuteilen. Diese Ansicht hat z. B. Karpinssky für das Permokarbon vertreten. Doch erscheint die Berücksichtigung eines solchen Vorschlages kaum zweckmäßig, weil das stratigraphische System dadurch unnötig kompliziert und in seiner Übersichtlichkeit leiden würde.

So weit die Fragen nach der Abgrenzung der Formationen formeller Natur sind, ist man übereingekommen, sie nach den Regeln der Priorität

zu entscheiden. Dies ist in allen jenen Fällen möglich, in denen der später zu einem Streitobjekt gewordene Horizont von seinem Entdecker bereits einer bestimmten Formation angegliedert worden ist oder in denen der Beweis der Parallelisierung mit einem bestimmten, bereits in das Formationsschema eingereihten Glied einer Formation erbracht werden kann. Es haben daher die Otoceras beds des Himalaya bei der Trias zu verbleiben, da ihr Entdecker C. L. Griesbach sie in diese Formation gestellt hat und mindestens ebenso starke paläontologische Gründe für ihr Verbleiben in dieser Formation als für ihre Übertragung in das Perm-system im Sinne von Noetling und Frech sprechen. Es muß daher z. B. die Hercynstufe, die nur eine von dem historischen Unterdevon verschiedene Entwicklung bezeichnet, entfallen.

Wenn hingegen der Streit um eine Formationsgrenze auf der Basis des Prioritätsgesetzes nicht entschieden werden kann, hat nach dem Vorschlag von F. Frech das Auftreten einer neuen Fauna als Kriterium ersten Ranges für die Grenzföhrung zu gelten. Über die Zuweisung des Permokarbons (Typus: Artinskstufe Karpinskys) zum Karbon- oder Perm-system ist eine Entscheidung aus Gründen der historischen Priorität nicht möglich. Man muß also die Entscheidung über diese Zuweisung auf Grund einer Bewertung der Fauna der Artinskstufe treffen. In der Artinskfauna treten uns zahlreiche Ammoniten von mesozoischem Habitus zum erstenmal als ein neues Faunenelement entgegen. In der Tat hat die darauf gegründete Zuweisung der Artinskstufe zum Perm fast bei allen Geologen Beifall gefunden. In den Karnischen Alpen, wo Meeresbildung sich lückenlos an Meeresbildung anschließt, zieht Frech die Grenze zwischen Silur und Devon entlang der Unterkante jener Schicht, in der Goniatiten (*Tornoceras inexpectatum*) zum erstenmal erscheinen. Die Helderberg Stufe der appalachischen Provinz Nordamerikas ist bereits dem Unterdevon anzugliedern, da sie eine neue, von der obersilurischen Fauna der vorangehenden Manlius Stufe ganz verschiedene Fauna enthält. Es erscheint zweckmäßig, die Oberkreide mit dem Vraconnien zu beginnen und diese Unterstufe nicht beim Gault zu belassen, weil in ihr neben den überlebenden Faunenelementen des Albien bereits zahlreiche neue auftreten, die die Cenomanstufe charakterisieren.

Im letzten Jahrzehnt ist die Frage nach der Grenze zwischen Oberkreide und Eozän im nordamerikanischen Westen von den amerikanischen Geologen zur Diskussion gestellt worden und Gegenstand sehr verschiedener Meinungen gewesen. Meiner Ansicht nach ist sie innerhalb der Laramiebildungen am besten so zu ziehen, daß sie die limnischen und terrestrischen Ablagerungen, in denen noch die letzten Dinosaurier auftreten, von jenen trennt, in denen neben den primitiven zuerst plazentale Säugetiere sich einstellen (Fort Union beds, Pascapoo group, Puerco beds). Manche amerikanische Geologen wie C. Schuchert, W. Cross, F. H. Knowlton, W. D. Mathew⁶⁾ befürworten dagegen eine Verlegung dieser Grenze nach aufwärts zwischen Tiffany und Wahsatch beds, weil die Huftiere von echt eozänem Gepräge (*Eohippus*, *Coryphodon*) erst in der

letzteren Stufe erscheinen. Eine solche Grenzföhrung würde jedoch der unverkennbaren ersten großen Umprägung der Säugetiere in den Puerco und Torrejon beds nicht Rechnung tragen und auch den Regeln der Priorität widersprechen, weil die mit der Tiffany group gleichalterigen Schichten von Cernays und das Thanétien in Frankreich und Belgien von den europäischen Geologen seit jeher an die Basis des Känozoikums gestellt worden sind.

Den entgegengesetzten Weg hat kürzlich E. Kayser⁷⁾ in der letzten Auflage seines „Lehrbuches der Geologie“ eingeschlagen, indem er in Europa die Grenze des Paleozäns nach abwärts durch die Zuweisung der Dänischen Stufe zum Känozoikum erweiterte. Gegen diesen Vorschlag lassen sich ebenso ernste Einwendungen erheben, als gegen eine Grenzföhrung zwischen Mesozoikum und Känozoikum über den Schichten mit der Fauna von Tiffany.

Zunächst sprechen gegen denselben formale Gründe der historischen Priorität. Die Trennung des Montien, das nach der heute üblichen Einteilung als das tiefste marine Schichtglied des Paleozäns gilt, und des Danien ist erst im Jahre 1897 von Munier Chalmas durchgeführt worden. Hébert vereinigte beide Stufen und stellte sie in die Kreide, A. de Grossouvre, der sie für gleichalterig hielt, verwies beide ins Paleozän. Munier Chalmas⁸⁾, dem die Trennung gelang, beließ beide gleichwohl innerhalb des Kreidesystems. Erst Haug⁹⁾ zog aus der stratigraphischen Trennung beider Stufen die volle Konsequenz, indem er das Danien als den Abschluß der Oberkreide, das Montien als die Basis des Paleozäns auf Grund ihres Fossilinhalts ansprach.

Die Gründe sind von Haug in überzeugender Weise dargelegt und von Kayser an keiner Stelle seines Buches entkräftet worden.

Im Pariser Becken, wo beide Stufen zuerst nebeneinander nachgewiesen worden sind, liegen sie an keiner Stelle im normalen Schichtverband, sondern jede transgressiv in isolierten Fetzen auf einem Erosionsrelief der Oberkreide, da hier das Maestrichtien fehlt. Der Lithothamnienkalk von Vigny, der als ein Äquivalent der dänischen Stufe betrachtet wird, enthält eine Mischfauna, mehrere Arten des Maestrichtien, zusammen mit zwei typischen Spezies des Danien und einigen Arten des jüngeren Montien. In den klassischen Gebieten der Entwicklung des Danien in Dänemark hingegen trägt die Fauna dieser Stufe nicht den Charakter einer Mischfauna, sondern ein ausgeprägt kretazisches Gepräge und ist deutlich geschieden von dem darüber folgenden glaukonitischen Mergel des Paleozäns. In den Karstländern (Istrien, Dalmatien) steht das Danien als Meeresbildung in engstem Schichtverband mit dem marinen Maestrichtien und enthält noch Rudisten. Erst darüber folgt die große Regressionslücke mit den paleozänen Süßwasserbildungen der Liburnischen Stufe Staches. Ebenso steht das marine Danien in Tunis im engen Schichtverband mit dem älteren Maestrichtien.

Faunistische sowohl als stratigraphische Gründe sprechen daher zugunsten der Föhrung einer Trennungslinie zwischen Danien und Montien

in Europa im Sinne Haugs, deren Beibehaltung sich schon aus Prioritätsgründen empfiehlt.

Wie aus diesen Darlegungen hervorgeht, hat auch für die Grenzföhrung zwischen den Hauptabschnitten des stratigraphischen Systems in jenen Fällen, wo scharfe Schnitte nicht gezogen werden können, das paläontologische Prinzip entscheidenden Einfluß erlangt. Wie in der Korrelation der Schichten kommt es auch bei der Zusammenfassung derselben zu größeren Gruppen immer stärker zur Geltung. So ist die chronologische Ordnung der Vorgänge auf der Erde, die sich aus der Reihenfolge der geologischen Formationen mit ihren zahlreichen Stufen ergibt, auf das engste verknüpft mit der fortschreitenden Entwicklung der organischen Welt.

Es muß hier allerdings bemerkt werden, daß manche amerikanische Forscher, insbesondere E. Ulrich, diesen Standpunkt nicht teilen, indem sie zwar für die Korrelation der Schichten das paläontologische Prinzip uneingeschränkt gelten lassen, für die Abgrenzung von Serien oder Formationen jedoch die Heranziehung diastrophischer Vorgänge befürworten.

Keiner der Forscher, die unser stratigraphisches System für ein künstliches halten, hat sich ernsthaft der — meiner Ansicht nach unlösbaren — Aufgabe unterzogen, es durch ein natürlicheres, auf einem anderen Einteilungsprinzip aufgebautes zu ersetzen. Auf dem VII. Internationalen Geologen-Kongreß in St. Petersburg ist die Möglichkeit einer Reform des stratigraphischen Systems eingehend erörtert worden, ohne daß die Diskussion zu greifbaren Resultaten geführt hätte. Wohl wurde die Notwendigkeit betont, große erdgeschichtliche Ereignisse, die sich auf der ganzen Erde als solche zu erkennen geben, für die Abgrenzung der Hauptperioden zu benutzen, dabei jedoch übersehen, daß das übliche Formationsschema einer solchen Anforderung in hinreichendem Maße Rechnung trägt.

Eduard Suess hat sich dafür ausgesprochen, die großen, erdumspannenden Transgressionen wie jene des Oberjura oder der Cenomanstufe für die Gliederung der Erdgeschichte in ihre Hauptabschnitte in Verwendung zu nehmen. Von anderer Seite sind Epochen intensiver Gebirgsbildung, weltweit verbreiteter Masseneruptionen oder eines abnormen Klimawechsels (Eiszeiten) als für die Grenzföhrung besonders geeignet empfohlen worden. Gegen jedes dieser Einteilungsprinzipien lassen sich gewichtige Gründe ins Feld föhren¹⁰⁾.

Eine Transgression ist kein plötzliches, in eine kurze Zeitspanne gedrängtes Ereignis, wie es einer für allgemeine Zwecke brauchbaren Grenzföhrung entsprechen würde. Die große Transgression der Oberkreide, auf deren Bedeutung Ed. Suess¹¹⁾ zuerst hingewiesen hat, beginnt wohl im Cenoman, erreicht aber in dieser Stufe keineswegs ihren Abschluß, vielleicht noch nicht einmal ihren Höhepunkt. Das Maximum der Transgression fällt in einzelnen Teilen der Erdoberfläche in die turone, in anderen Fällen gar erst in die senone Zeit. Wo soll man nun auf Grund dieses, ja ohne Zweifel hochbedeutsamen erdgeschichtlichen Ereignisses eine Hauptgrenze zwischen zwei Formationen legen? Mit Recht hat F. Frech

das allmähliche und unregelmäßige Vordringen der größten Transgressionen (Mittel- und Oberdevon, Oberjura, Oberkreide) hervorgehoben, „so daß in deren Hauptrichtung vorschreitend immer jüngere Schichtglieder auf dem älteren Gebirge lagern“.

Von universeller Verbreitung waren übrigens die großen Transgressionen ebensowenig als die großen Regressionen, die die Grundlage für die gegenwärtig übliche Abgrenzung der Formationen abgeben. Wer das sogenannte Haugsche Gesetz¹²⁾ für zutreffend hält — und es hat heute noch unter den französischen Geologen Anhänger — wird Regressionen in den Geosynklinalen als Kompensationen für Transgressionen über Kontinentalschollen suchen müssen. Keinesfalls tragen die Perioden großer Transgressionen überall auf der Erdoberfläche ein einheitliches Gepräge. Ein stratigraphisches System, das sich auf die Transgressionen stützt, käme einem natürlichen nicht näher, als ein solches, das auf den Regressionen des Meeres beruht.

Außer den großen Transgressionen könnte man zur Grenzführung zwischen Hauptabschnitten des stratigraphischen Systems auch Zeiten gesteigerter vulkanischer Tätigkeit, eines radikalen Klimawechsels oder einer intensiven Gebirgsfaltung heranziehen.

Eine gesteigerte vulkanische Tätigkeit ist in verschiedenen Regionen der Erdoberfläche zu sehr verschiedenen Zeiten eingetreten. So ist z. B. die sonst an Vulkanausbrüchen arme Liasepoche in den südamerikanischen Andes durch große Masseneruptionen gekennzeichnet. Dazu kommt, daß die gewaltigsten Massenergüsse, wie jene der Deccan traps oder im nordamerikanischen Westen von British Columbia und Oregon bis New Mexico sehr lange Zeiträume hindurch andauert haben, ohne die geringsten Spuren in der Entwicklung der organischen Welt zu hinterlassen.

Zeiten eines schroffen Klimawechsels empfehlen sich ebenso wenig als Grenzen von Formationen, obschon sie nur verhältnismäßig kurze Episoden im Bilde einer Epoche bieten. Wohl ist die Zahl der bisher festgestellten Eiszeiten während der beiden letzten Jahrzehnte erheblich gewachsen, aber eine Verbreitung über einen größeren Teil der Erdoberfläche kommt doch nur sehr wenigen zu, so der proterozoischen, permischen und pleistozänen. Die Spuren untersilurischer Vereisungen beschränken sich auf Tillite in Finnmarken, obersilurischer auf die Umgebung der Prince of Wales Insel in Alaska und in British Columbia, devonischer auf Südafrika, oberkretazischer auf Tillite im mittleren Südastralien, während aus dem Obereozän nur Anzeichen für die Bildung lokaler Gletscher in den San Juan Mountains des südöstlichen Colorado vorliegen¹³⁾. Die angeblich mesozoischen Glazialbildungen in Zentralafrika sind noch ganz unsicher.

Schroffer Klimawechsel, wie er sich in Vereisungen dokumentiert, tritt mit viel zu ungleicher Stärke und in zu langen Zwischenräumen zu ungleichmäßig ein, um im stratigraphischen System Berücksichtigung finden zu können. Auch kommt er in der Umprägung der Faunen und Floren so gut wie gar nicht zum Ausdruck. Selbst die große pleistozäne Eiszeit ist,

wie Rüttimeyer mit Recht betont hat, vielmehr eine Periode der Tier-verseuchung als der Tierversichtung gewesen.

Besser geeignet für die Führung von Grenzen zwischen den Hauptabschnitten des stratigraphischen Systems sind die Phasen intensiver Gebirgsbildung, weil sie sich als episodische aber dabei gleichzeitig auf weiten Gebieten der Erdoberfläche eingetretene Ereignisse erwiesen haben. Diese Eigenschaft gibt ihnen für systematische Zwecke einen erheblichen Vorzug vor den Transgressionen, die sich, ruckweise vorwärts schreitend, über viel größere Zeiträume ausdehnen. Ein sogenanntes orogenetisches Gleichzeitigkeitsgesetz hat Stille in dem folgenden Satze formuliert: „Alle Gebirgsbildung ist an verhältnismäßig wenige und kurze Termine von erdweiter Bedeutung gebunden. Sie tritt gleichzeitig in den verschiedensten Erdgebieten ein“¹⁴⁾.

Stille unterscheidet in Europa die folgenden Hauptfaltungsphasen:

Takonische Phase der Caledoni-

schen Faltung. zwischen Unter- und Obersilur

Jungcaledonische Faltung „ Obersilur und Devon

Bretonische Phase der varisci-

schen Faltung. Ausgang des Devons

Sudetische Phase der varisci-

schen Faltung. zwischen Unter- und Oberkarbon

Asturische Phase der varisci-

schen Faltung. „ Moscovien und Ouralien

Saalische Phase der varisci-

schen Faltung. Perm

Kimmerische Faltung oberster Jura

Vortertiäre Faltung Ende der Kreideperiode

Voraquitische Faltung am Beginn des Miozäns

Vorpontische Faltung unmittelbar vor Beginn der Pontischen Zeit

In Nordamerika verzeichnet Schuchert¹⁵⁾ die folgenden Faltungsphasen:

1. Acadian disturbance, am Ende des Oberdevons. Sie betrifft Neu-Braunschweig, Neu-Schottland und Quebec.

2. Ouachita-Cahaba disturbance in Alabama und Oklahoma, und Windsor disturbance im Gebiet der akadischen Faltungen. Sie fällt zwischen Unter- und Oberkarbon (Mississippian und Pennsylvanian).

3. Appalachian revolution am Ende des Oberkarbons mit Fortsetzung im Perm. Sie führt zur Aufrichtung der Alleghanies und nördlichen Rockies.

4. Nevadian disturbance am Ende der Juraperiode. Erste Hebung der Sierra Nevada, der Coast Range, Humboldt Ranges und Cascade Range.

5. Central Cordilleran disturbance am Ende der Unterkreide.

6. Laramide revolution. Aufrichtung der Rockies und Andes zwischen Oberkreide und Eozän. Sie zerfällt in zwei durch die Ablagerung der Fort Union beds getrennte Phasen.

7. Cascadian revolution im mittleren Miozän, mit Fortsetzung bis an die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän.

Ein Blick auf diese beiden Tabellen genügt, um zu sehen, daß die meisten Faltungsphasen mit den größten Regressionen des Meeres zusammenfallen, d. h. mit jenen Lücken, auf die unser stratigraphisches System begründet ist. Diese Tatsache hat schon Stille selbst hervor gehoben. Er betont, daß orogenetische Vorgänge niemals mit großen Transgressionen zusammenfallen. Einer Verallgemeinerung dieser Behauptung erwächst allerdings aus der prägosauischen Faltungsphase in den Ostalpen eine gewisse Schwierigkeit, wofern man dieselbe nicht mit der vorcenomanen vereinigt, wofür aber ausreichende Beweise nicht vorliegen. Stellt man sie hingegen an die Basis des Coniacien, so fällt sie nicht mit einer Epoche allgemeiner Regression zusammen.

W. v. Seidlitz¹⁶⁾ hat darauf aufmerksam gemacht, daß wohl die orogenetischen Phasen an Regressionen geknüpft seien, daß jedoch keineswegs alle Regressionen mit solchen zusammenfallen, daß es vielmehr neben den orogenetischen auch Regressionen der anorogenetischen Epochen gegeben habe.

Der Gedanke einer Verknüpfung der gebirgsbildenden Vorgänge mit den Phasen großer Regressionen findet sich übrigens schon bei Elie de Beaumont ausgesprochen, dessen Lehrgebäude den Satz enthält, daß die Aufrichtung von Gebirgen stets mit den Grenzen von zwei geologischen Perioden zusammenfalle.

Ch. Schuchert¹⁷⁾ und L. Kober¹⁸⁾ haben darauf hingewiesen, daß mit dem Ende solcher orogenetischer Phasen Umprägungen in der Tierwelt sich einzustellen pflegen. Schuchert spricht geradezu von einer in den Zwischenzeiten fast stillestehenden (biostatic) Entwicklung des organischen Lebens, die während der Epochen der Orogenese eine plötzliche Beschleunigung erfahre. Die Umprägung des gesamten Charakters einer Fauna sei nur zu bestimmten Zeiten erfolgt, die durch lange Perioden einer ruhigen Weiterentwicklung getrennt waren.

In der chronologischen Zeittafel unseres stratigraphischen Systems kommt den orogenetischen Phasen nach der Meinung von Schuchert und Barrell noch insofern eine besondere Bedeutung zu, als aus ihnen weder kontinentale noch marine Absätze vorliegen. Auf die Zeiten der Aufrichtung hoher und ausgedehnter Kontinentalgebirge sollen Zeiten einer überwiegenden Erosion folgen, deren Absätze uns nicht überliefert sind. Sie stellen daher in der geologischen Zeitrechnung verlorene Intervalle von wahrscheinlich sehr langer Dauer dar. Als solche „verlorene Intervalle“ können insbesondere die epiproterozoische und die epimesozoische Zeit angesehen werden.

Eine Übereinstimmung zwischen Umprägungen der organischen Welt und orogenetischen Phasen besteht tatsächlich insoweit, als eben die letzteren mit Regressionslücken, d. h. mit den Grenzen unserer geologischen Formationen zusammenfallen. Die Darlegungen Schucherts und Barrells über die Bedeutung der verlorenen Intervalle von sehr langer Zeitdauer sind geeignet,

diese Umprägungen, die Cuviers Nachfolger durch die Katastrophentheorie erklären zu können glaubten, unserem Verständnis näher zu bringen.

Eine Verwendung orogenetischer Geschehnisse zur Abgrenzung der geologischen Formationen würde also unser stratigraphisches System kaum erheblich umgestalten und jedenfalls in seinem Wesen unverändert lassen. Sie ist jedoch nicht empfehlenswert aus Gründen, die in der Schwierigkeit der Feststellung des Eintritts orogenetischer Bewegungen in den Gebirgen selbst liegen. Diese Feststellung ist von mannigfachen Zufälligkeiten abhängig. Wäre zur Zeit des Cenoman, beziehungsweise des Coniacien keine Ingression des Meeres in die nördliche Kalkzone der Ostalpen erfolgt, so würde uns jeder Anhaltspunkt für die Annahme einer großen kretazischen Faltungsphase in den Ostalpen fehlen. Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß unsere Kenntnis der Phasen gebirgsbildender Vorgänge noch lange nicht erschöpft ist. Als eine Periode des tiefsten Erdfriedens hat beispielsweise bisher die Trias gegolten. Kürzlich jedoch hat K. Leuchs¹⁹⁾ Wahrscheinlichkeitsbeweise für eine triadische Faltungsphase im Karakorum und Kuen-Lün erbracht.

Besondere Aufmerksamkeit ist in den letzten Dezennien, insbesondere von Seite amerikanischer Forscher, den Sedimentationszyklen geschenkt worden. In einem vollständigen Sedimentationszyklus sollen sandige, dann tonige, zuletzt kalkige Sedimente aufeinander folgen. Der Forderung einzelner Geologen, daß jede geologische Periode nur einen einzigen Sedimentationszyklus umfassen solle, kann das stratigraphische System nicht gerecht werden. Man müßte sonst zu einer vollständigen Umgruppierung desselben schreiten, da beispielsweise die Juraperiode in Europa fünf solcher Sedimentationszyklen umfaßt. Eine derartige Forderung ist aber schon aus dem Grunde unerfüllbar, weil den einzelnen Perioden unseres stratigraphischen Systems in verschiedenen Teilen der Erdoberfläche eine verschiedene Zahl von Sedimentationszyklen entspricht. Auf Grund dieses Merkmals könnte man z. B. die Ablagerungen der Logan See in Nordamerika, die nur einen Sedimentationszyklus umfassen, nicht mit jenen des oberen Jura in Europa in Übereinstimmung bringen.

In dem Gedankenkreis mancher amerikanischer Geologen begegnet man immer wieder der Vorstellung einer periodischen Wiederkehr zyklischer oder diastrophischer Vorgänge in regelmäßigen Abständen. Die Periodizität orogenetischer Prozesse ist insbesondere von R. T. Chamberlin²⁰⁾ betont worden. Es darf aber nicht übersehen werden, daß gegen diese Überschätzung der Diastrophismen in Amerika selbst sich allmählich eine Reaktion geltend zu machen beginnt. So bestreitet in neuester Zeit F. T. Shepard²¹⁾ die periodische Wiederholung diastrophischer Vorgänge und ihre Eignung zur Abgrenzung geologischer Zeitabschnitte. Eine lehrreiche Studie über die Erfolge der neueren Methoden, die in Amerika im Laufe dieses Jahrhunderts zur Abgrenzung der Hauptabschnitte der Erdgeschichte (Sedimentationszyklen, diastrophische Vorgänge, paläontologische, paläogeographische Methode) in Verwendung genommen worden sind, hat Ch. Schuchert²²⁾ veröffentlicht.

Unter den deutschen Geologen ist kürzlich A. Sonder²³⁾ in besonders entschiedener Weise für eine Periodizität erdgeschichtlicher Ereignisse, vor allem der orogenetischen Prozesse, eingetreten. Er stellt geradezu ein Zyklenschema auf, das aus einer Kontinentalphase, einer Submergenzphase, einer Wechselphase und einer Emergenzphase bestehen soll. In die Wechselphase und in die Emergenzphase, d. i. in die Periode einer großen Regression fällt die Zeit der größten orogenetischen und epeirogenetischen Unruhe. Gleichzeitig der diastrophischen Hauptvorgänge auf der ganzen Erde und zyklische Aufeinanderfolge derselben erscheinen ihm als die für die Erdgeschichte maßgebenden Grundtatsachen. So sieht er eine Festlandsphase mit lange dauerndem erdgeschichtlichen Quietismus im Unterkambrium, eine Submergenzphase im Mittel- und Oberkambrium, eine Wechselphase im Untersilur, abgeschlossen durch die takonische Faltung, eine Emergenzphase im Obersilur, abgeschlossen durch die kaledonischen Faltungen. Im Unterdevon beginnt sodann mit einer Festlandsphase ein neuer Zyklus.

Sonder erkennt nur drei Hauptzyklen in der Erdgeschichte seit der proterozoischen Ära an, den eoaläozoischen vom Unterkambrium bis zum Ende des Obersilurs, den neopaläozoischen vom Unterdevon bis zum Ende der permischen Periode, den mesozoischen von der Triasperiode bis zur pleistozänen Vereisung. Erst von der letzteren an beginnt ein vierter, der känozoische Zyklus.

Die Schwächen der Beweisführung Sonders hat L. Rüger²⁴⁾ klar auseinandergesetzt. Alle Erfahrungstatsachen berechtigen uns zu der Schlußfolgerung: Es gibt keine Periodizität im Ablaufe erdgeschichtlicher Ereignisse. Solche Geschehnisse haben sich nicht in bestimmten Zeitintervallen wiederholt. Den Sedimentationszyklen kommt nur eine regional-geologische Bedeutung zu.

Alle diese Überlegungen berechtigen uns wohl zu der Überzeugung, daß kein ausreichender Grund für eine durchgreifende Reform unseres stratigraphischen Systems vorliegt, ja, daß es nicht nur das relativ sondern auch das absolut beste ist, das uns auf Grund des gegenwärtigen Standes unserer Erkenntnis zur Verfügung steht. Nach mehreren Richtungen hin hat es alle Vorzüge eines natürlichen Systems. Es beruht auf erdgeschichtlichen Ereignissen ersten Ranges, weit verbreiteten Regressionen des Meeres, die mit den Hauptphasen der Orogenese vielfach zusammenfallen und es zerlegt die Geschichte der Tierwelt in ihre natürlichen Abschnitte. Es dürfte in der Tat schwer fallen, eine bessere Grenze zwischen zwei Hauptabschnitten eines stratigraphischen Systems ausfindig zu machen als jene zwischen dem Mesozoikum und Känozoikum. Hier hat man es wirklich mit einer fast universell verbreiteten Regressionslücke, d. h. mit einem erdgeschichtlichen Ereignis allerersten Ranges zu tun, dessen Bedeutung durch den faunistischen Unterschied zwischen Mesozoikum und Känozoikum noch wesentlich verstärkt wird. Das Zeitalter der Reptilien wird von jenem der Säugetiere abgelöst. Die Ammoniten, die wichtigsten Leitfossilien des Mesozoikums, überschreiten die Grenze zwischen beiden Gruppen nicht.

Ebenso scharf ausgeprägt ist die Grenze zwischen dem Algonkium und Paläozoikum. Überall auf der Erdoberfläche stoßen die Ablagerungen dieser beiden Hauptabschnitte der Erdgeschichte mit einer Diskordanz aneinander ab. In Nordamerika ist die Lücke zwischen beiden so groß, daß Walcott es für gerechtfertigt hielt, eine eigene Periode, das „Lipalian“ einzuschieben, aus dem Sedimente nicht bekannt sind²⁵⁾.

Die Grenze zwischen der paläozoischen und mesozoischen Ära — gleichfalls einer Regressionslücke entsprechend, die nur in Armenien, Ostindien und den Südalpen überbrückt ist, — fällt mit dem größten Hiatus in der Geschichte des Tierlebens zusammen.

Es sind daher nicht nur Gründe eines auf das Recht der historischen Priorität sich stützenden Konservatismus, die uns zur Ablehnung aller Versuche veranlassen müssen, an dem heute eingebürgerten Formationsschema Änderungen vorzunehmen. Empfehlenswert ist weder eine Änderung der manchmal unglücklich gewählten Formations- und Stufenamen, noch eine Verschiebung ihrer Grenzen, da beide das stratigraphische System keineswegs natürlicher machen, sondern lediglich Verwirrung in dasselbe bringen würden. M. Vacek²⁶⁾ hat im Jahre 1886 sich in sehr entschiedener Weise für eine Verlegung der Grenze zwischen Lias und Dogger über die Schichten mit *Ludwigia Murchisonae* und unter jene mit *Sonninia Sowerbyi* eingesetzt, durch die das Aalenien Haugs noch dem Lias zugeschlagen würde. Sein Reformversuch ist an der Macht der historischen Priorität gescheitert, die für die von L. v. Buch festgesetzte Lias-Doggergrenze zwischen den Schichten mit *Grammoceras radians* und *Lioceras opalinum* spricht.

Auf den gleichen Widerstand ist kürzlich ein Versuch E. Ulrichs²⁷⁾ gestoßen, die Grenze zwischen Unter- und Obersilur in Amerika zu verschieben, indem zu dem Silur in der üblichen Fassung noch die Richmond Stufe in Ohio, die Queenston Schiefer in New York und Ontario und die Juniata Stufe in Pennsylvanien hinzugeschlagen werden sollten. In einer scharfen Kritik hat Kindle²⁸⁾ diesen Versuch mit dem Vorschlag verglichen, einen Kalender dadurch zu reformieren, daß man dem Monat Juli eine Woche auf Kosten des Juni hinzufügt.

Ebensowenig hat ein Vorschlag von Frech²⁹⁾, jede Formation in drei Abteilungen (Serien) zu zerlegen, um eine größere Gleichförmigkeit in der Einteilung der Formationen herbeizuführen, und jede dieser Serien als untere, mittlere und obere (paläo-, meso-, neo-) Gruppe nomenklatorisch zu bezeichnen, Anklang gefunden.

Die gemeinsame Arbeit vieler hundert Geologen hat in unserem stratigraphischen System ein Instrument geschaffen, das wie kein anderes geeignet ist für eine Einordnung der Schichtgruppen auf der ganzen Erde in eine sich mit Zuhilfenahme der Zonengliederung noch fortwährend verfeinernde Zeitskala. In dieser Eigenschaft besteht sein eigentlicher Wert. Unsere Aufgabe ist es, es davor zu bewahren, daß es durch überstürzte und zwecklose Reformversuche diese seine kostbarste Eigenschaft verliere.

Anmerkungen zum sechsten Abschnitt (Das stratigraphische System)

¹⁾ K. v. Zittel: Geschichte der Geologie u. Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München, 1899, p. 568.

²⁾ E. Suess: Das Antlitz der Erde, I. Bd. 1883, p. 10.

³⁾ Ch. Schuchert und J. Barrell schätzen in ihrer Revision der geologischen Zeittafel für Nordamerika (A revised geol. time table for North America. Amer. Journ. sci. 4. ser. XXXVIII. 1914, p. 1—27) das Auftreten des Menschen im Pleistozän so hoch ein, daß sie diese Stufe zum Rang einer „Psychozoischen“ Ära erhoben haben.

⁴⁾ W. Deecke (Faziesstudien über europäische Sedimente, Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. B. XXXIII. 1913, p. 40) versucht die Tatsache, daß unsere europäische Formationseinteilung eine so überraschend allgemeine Gültigkeit besitzt, durch die günstigen Sedimentationsbedingungen zu erklären. „An allen tektonischen Bewegungen hat die mittlere und südliche Zone unseres Kontinents teilgenommen. Immer wieder sind von auswärts wichtige Gruppen, die als Leitformen dienen, eingewandert und haben sich zeitweise bei uns gehalten, z. B. *Stringocephalus*, *Megalodon*, *Fusulina*, *Ananchytes*, *Hemipneustes*, *Scaphites*, die Hippuriten, Alveolinen, Nummuliten u. a.“

Für den Bereich der Tethys mag diese Erklärung zutreffen, aber für die Gültigkeit unseres Formationsschemas in Amerika oder Ostasien reicht sie keinesfalls aus.

⁵⁾ Munier-Chalmas et A. de Lapparent: Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. Bull. Soc. géol. 3. sér. XXI. 1894, p. 438—488. — Vgl. auch H. S. Williams: Dual nomenclature in geol. classification. Journ. of Geol. II. Chicago, 1894, p. 145.

⁶⁾ C. Schuchert: Are the Lance and Ft. Union formations of mesozoic time? Science, new ser. Vol. LIII. 1921, p. 45. — W. Cross and F. H. Knowlton: Are the Lance and Ft. Union formations of mesozoic time? Ibidem, LIII, 1921, p. 304. — W. D. Mathew: The Cannonball-Lance formation. Ibidem, LIV. 1921, p. 27.

⁷⁾ E. Kayser: Lehrbuch der Geologie. IV. Formationskunde. 1924, p. 234.

⁸⁾ Munier Chalmas: Notes préliminaires sur les assises montiennes du Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. de France, 3. sér. XXV. 1897, p. 82—90.

⁹⁾ E. Haug: Traité de Géologie. 1908/11, p. 1403—1417.

¹⁰⁾ F. Frech: Über Abgrenzung u. Benennung d. geologischen Schichtgruppen. C. R. Congrès géol. internat. St. Pétersbourg, 1897, p. 28 ff.

¹¹⁾ E. Suess: Entstehung d. Alpen, 1875, p. 104 ff.

¹²⁾ E. Haug: Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XXVIII. Paris, 1900, p. 617.

¹³⁾ Vgl. insbes. C. Schuchert: Text-book of Geology, Pt. II. 1924, u. British (Terra nova) Expedition 1910/13, Glaciology, by C. Wright a. R. E. Priestly, London, 1922, p. 418. — Die von den amerikanischen Geologen als algonkisch gedauteten Tillite in Australien werden von den australischen Geologen ins Unterkambrium gestellt.

Nähere Angaben hierüber im zehnten Abschnitt dieses Buches. Die Gleichzeitigkeit aller Vereisungen, die wir als permisch bezeichnen, ist wohl wahrscheinlich, aber keineswegs bewiesen. Dagegen fallen die proterozoischen Vereisungen aller Wahrscheinlichkeit nach in verschiedene, weit voneinander abstehende Zeitabschnitte, so daß man kaum berechtigt sein dürfte, von einer einzigen proterozoischen Eiszeit zu sprechen.

¹⁴⁾ H. Stille: Die Schrumpfung der Erde. Berlin, 1922. p. 7, 30.

¹⁵⁾ C. Schuchert: Text-book of Geology, Pt. II. 1924, an vielen Stellen. Vgl. auch E. Blackwelder: A summary of orogenic epochs in the history of North America. Journ. of Geology, XXII. Chicago, 1914, p. 633—655.

- ¹⁶⁾ W. v. Seidlitz: Revolutionen in der Erdgeschichte. Jena, 1920. p. 23.
- ¹⁷⁾ C. Schuchert: Sites and nature of the North American geosynclines. Bull. Geol. Soc. America, XXXIV. 1923, p. 153.
- ¹⁸⁾ L. Kober: Lehrbuch der Geologie. Wien, 1923, p. 9.
- ¹⁹⁾ K. Leuchs: Handbuch der regionalen Geologie, V/7, p. 113.
- ²⁰⁾ R. T. Chamberlin: Periodicity of palaeozoic diastrophism. Journ. of Geol. XXII, Chicago, 1914, p. 315.
- ²¹⁾ F. T. Shepard: To question the theory of periodic diastrophism. Journ. of Geol. XXXI. Chicago, 1923, p. 599—613.
- ²²⁾ C. Schuchert: The delimitation of the geologic periods, illustrated by the palaeogeography of North America. C. R. Congrès géol. internat. XII. sess, Canada, 1913, Ottawa, 1914, p. 555—593.
- ²³⁾ A. Sonder: Die erdgeschichtlichen Diastrophismen im Lichte der Kontraktionstheorie. Geol. Rundschau, XIII. 1922, p. 217—272.
- ²⁴⁾ L. Rüger, Geol. Rundschau, XIV. 1923, p. 357—363.
- ²⁵⁾ C. D. Walcott: Abrupt appearance of the cambrian fauna on the North American continent. Smithson. Miscell. coll. LVII. 1910, p. 1—16.
- ²⁶⁾ M. Vacek: Über die Fauna der Oolithe von Cap San Vigilio. Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst. XII/3, 1886, p. 209 ff.
- ²⁷⁾ C. K. Swartz, W. F. Prouty, E. O. Ulrich, R. S. Bassler: Silurian. Maryland Geol. Surv. Baltimore, 1923. — Es liegt hier die Wiederholung eines Versuches vor, den Ulrich bereits im Jahre 1914 (The ordovician-silurian boundary, C. R. Congrès géol. internat. XII. sess. Canada, 1913, Ottawa, 1914, p. 493—554) unternommen hat.
- ²⁸⁾ E. M. Kindle; Journ. of Geol. XXXI. Chicago, 1923, p. 683. Eine Übereinstimmung der Gliederung des stratigraphischen Systems in Nordamerika mit dem europäischen besteht in bezug auf die größeren Abschnitte. In den Einzelheiten kann man sie nicht erwarten, weil die amerikanischen Geologen das stratigraphische Schema naturgemäß ihren lokalen Bedürfnissen angepaßt haben. Immerhin ist die Korrelation der meisten Schichtgruppen genügend weit fortgeschritten, um auch in jenen Fällen, in denen die Grenzen zwischen den Stufen anders gezogen werden als in Europa, einen genauen Vergleich der europäischen mit der amerikanischen Zeitskala zu ermöglichen. Vgl. Ch. Schuchert a. J. Barrell: A revised geol. timetable for North America. Amer. Journ. sci. 4. ser. XXXVIII. 1914, p. 1—27.
- ²⁹⁾ F. Frech, l. c. p. 45. — Ein gleiches Schicksal hat E. Ulrichs „Revision of the palaeozoic systems“ (1903) erfahren, deren Verfasser die fossilführenden Ablagerungen Nordamerikas in vier Ären (Eopalaeozoic, neopalaeozoic, mesozoic, neo-zoic) und jede von diesen wieder in vier Perioden zerlegt, dabei Trias und Jura, Oberkarbon und Perm in je einer Periode vereinigt und die letztere dem Mesozoikum zuweist.

SIEBENTER ABSCHNITT

Fazieslehre

Unter Fazies versteht man jede Ausbildungs- oder Erscheinungsform einer in einem bestimmten Zeitraum erfolgten Ablagerung. Voraussetzung für eine richtige Anwendung des Terminus Fazies ist daher die Verschiedenheit des Ablagerungsortes und der Beschaffenheit — mag diese sich auf das Gestein oder die organischen Einschlüsse beziehen — bei Gleichalterigkeit der so zu bezeichnenden Sedimente.

C. Prevost und A. Gressly haben die Lehre von der verschiedenen Faziesentwicklung der stratigraphischen Einheiten begründet. Der erstere ist durch theoretische Überlegungen, der letztere durch seine Beobachtungen im schweizerischen Jura zu der Erkenntnis der Bedeutung der Fazieslehre gelangt.

C. Prevost¹⁾ gab 1837 in einem Vortrag anschließend an eine Mitteilung von De Verneuil der Überzeugung Ausdruck, daß in jeder geologischen Epoche gleichzeitig pelagische, litorale, fluvio-marine, Süßwasser- und Landbildungen abgelagert worden sein müssen, die sich gegenseitig ersetzen. Der Gesteinscharakter — betonte er — entscheide daher ebenso wenig mit Sicherheit über das Alter einer Ablagerung als der paläontologische Charakter einer fossilen Fauna. Denn auch der letztere sei abhängig von dem Bildungsmedium. Sedimente von gleichartiger Gesteinsbeschaffenheit könnten trotz verschiedenen Alters ähnliche organische Reste einschließen, während kalkige Gesteine andere Versteinerungen als tonige oder sandige zu enthalten pflegen.

Diese Lehrsätze erscheinen uns heute als Selbstverständlichkeiten, aber als Prevost sie aussprach, wirkten sie wie neue, unangenehme Entdeckungen und fanden zunächst nur wenig Anklang.

Größeren Erfolg hatte A. Gressly²⁾, der 1840 auf dem Wege sorgfältiger Naturbeobachtung den Nachweis für die Bedeutung der Fazies für die stratigraphische Geologie erbrachte. Indem er die einzelnen Abteilungen der Juraformation im Kanton Solothurn in ihrer horizontalen Verbreitung verfolgte, kam er zu der Überzeugung, daß mit einer bestimmten lithologischen Ausbildung einer Ablagerung zumeist eine gleich-

artige Beschaffenheit der darin enthaltenen fossilen Faunen verbunden sei, daß zahlreiche in einer bestimmten Fazies häufige Gattungen und Arten in einer anderen Faziesentwicklung des gleichen Horizonts fehlen.

Gressly unterschied im Solothurner Jura eine pelagische, subpelagische, litorale, Korallen-, Spongien- und Schlammfazies. Er zeigte, daß einerseits die Ablagerung einer bestimmten Jurastufe in ihrer horizontalen Verbreitung mehrfach ihre Fazies und damit auch ihren paläontologischen Charakter wechseln könne, und daß andererseits aufeinanderfolgende Schichten von ungleichem Alter lokal in gleicher Fazies auftreten und dadurch im Charakter ihrer Fossileinschlüsse einander so ähnlich werden können, daß der Nachweis ihres Altersunterschiedes sich nur schwer erbringen lasse.

Für die stratigraphische Bedeutung der Frage der Fazies ist der Streit um die Stufe des Corallien in der Mitte des vorigen Jahrhunderts besonders lehrreich geworden.

In England und Nordfrankreich, wo das Studium der Juraformation seinen Ausgang genommen hat, beobachtet man die nachstehende Aufeinanderfolge von fünf lithologisch deutlich getrennten Stufen des Oberjura:

5. Portland (kalkig-sandige Schichten).
4. Kimmeridge (Tone und Mergel mit *Oppelia tenuilobata*).
3. Corallien (Korallenkalk).
2. Oxford (Tone und Mergel mit *Peltoceras transversarium*).
1. Kelloway (Kalke und Kalksandsteine).

Indem man versuchte, die oberjurassischen Bildungen anderer Gegenden ebenfalls auf dieses Schema zurückzuführen, ging man zunächst von der Meinung aus, daß die lithologisch gleichartig entwickelten Glieder der Schichtfolge auch gleichalterig seien, und vereinigte daher die leicht kenntlichen, durch ihre kompakten Kalkmassen schon landschaftlich auffallenden Korallenschichten in einer besonderen Stufe, dem Corallien. Oppel, Marcou, Waagen und Moesch haben allmählich der richtigen Auffassung zum Durchbruch verholfen, indem sie zeigten, daß solche „Coralliens“ in verschiedenen Horizonten des Oberjura auftreten, daß z. B. die Korallenkalke von Nattheim im süddeutschen Jura von jenen Nordfrankreichs und Englands stratigraphisch verschieden seien. Für die Altersstellung der nordfranzösischen Coralliens entscheidende Profile wurden im Jura von Aargau und Solothurn gefunden. Das Profil von Oberbuchsiten zeigt den Korallenkalk eingeschlossen zwischen ammonitenreichen Schichten mit der Fauna der *Oppelia tenuilobata* (oben) und des *Peltoceras transversarium* (unten) und nach Osten zu allmählich übergehend in Ammoniten führende Schichten mit *Peltoceras bimammatum*. Diese Coralliens gehören daher dem oberen Oxford an. Dagegen liegen die Korallenkalke von Nattheim über den Tenuilobaten-Schichten, sind also oberes Kimmeridge. Damit fällt der Begriff des Corallien als eine einheitliche, chronologisch scharf definierte Stufe.

Eines der klarsten und einfachsten Beispiele für den Ersatz einer Fazies durch eine andere liefern die Ablagerungen des Miozänmeeres der zweiten Mediterranstufe im inneralpinen Becken von Wien.

Der Wechsel der Fazies ergibt sich hier entsprechend der natürlichen Sonderung der Sedimente gemäß der Entfernung von der Küste. Wo die Zone der Brandung an den steil aufgerichteten alpinen Gesteinen des Beckenrandes entblößt ist, trifft man zunächst die verkitteten Strandgerölle, mit denen die festen Bänke des Leithakalkes in enger Verbindung stehen. Die Leithakalke sind Uferbildungen, zumeist Bauten kalkabsondernder Rotalgen (Lithothamnien), die die Küsten der Miozänbucht umgürten. Ihre Fauna besteht aus benthonischen Foraminiferen (*Amphistegina*), Bryozoen, dickschaligen Seeigeln (*Clypeaster*) und litoralen Muscheln. Der nächste auf die Leithakalke gegen das Innere des Beckens zu folgende Gürtel wird von feinkörnigen Sanden gebildet, die mit jenen des Lido bei Venedig die größte Ähnlichkeit besitzen und deren Fauna auf Tiefen von

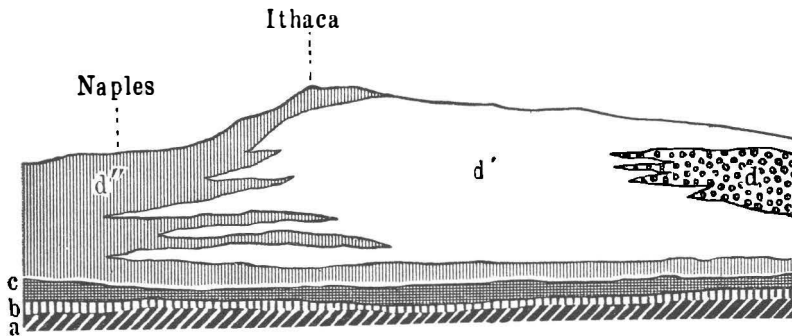


Fig. 29.

Profil durch das ältere Oberdevon im mittleren Teil des Staates New York.
Nach J. Clarke.

- d'' Naples beds.
- d' Ithaca beds.
- d Oneonta Sandstein.
- c Genesee beds.
- b Tully limestone.
- a Hamilton beds.

20 bis 50 m hinweist. Die tiefste und von dem alpinen Gebirge der Küste am weitesten entfernte Lage nimmt ein außerordentlich feinkörniger Ton, der Tegel von Vöslau und Baden, ein, in dessen Fauna die Bewohner eines schlammigen Meeresgrundes in Tiefen von 150 bis 200 m überwiegen, insbesondere fleischfressende Schnecken der Gattungen *Fusus* und *Pleurotoma*.

Der Wechsel von zwei, einander im Schichtstreichen ersetzenden, vikariierenden Fazies erfolgt sehr häufig auf dem Wege gegenseitiger Verzahnung. So schneiden die Leithakalke keineswegs mit einer einfach geneigten Fläche gegen die vorliegenden Sande ab, sondern Keile von Leithakalk schieben sich mehrfach in die letzteren hinein, so die Gleichalterigkeit einzelner Sandlagen mit bestimmten Bänken des Leithakalkes beweisend. Auch im Tegel stellen sich, je näher gegen die Grenze des

geschlossenen Sandgürtels, desto häufiger Sandlagen ein. Erst in den mittleren Teilen des inneralpinen Beckens von Wien machen sie einer rein tonigen Ausbildung der Sedimente Platz.

Eine sichere Deutung der Altersstellung des Old Red ist erst durch dessen Verzahnung mit dem normalen marinen Devon in Südengland und in den Ostseeprovinzen ermöglicht worden. Die obertriadischen Zlambachschichten des Salzkammergutes, deren Alter lange Zeit hindurch zweifelhaft geblieben ist, keilen östlich von der Linie Mitterndorf-Aussee wie Geyer³⁾ gezeigt hat, im Hauptdolomit der Hochmölbling-Gruppe mit gegen Osten sich allmählich verschmälernden und an Zahl abnehmenden Zungen aus.

Das nebenstehende, einer Arbeit von Clarke entnommene Profil zeigt in sehr klaren und schönen Aufschlüssen den allmählichen Ersatz oberdevonischer Sedimente in verschiedener Ausbildung durch wechsel-

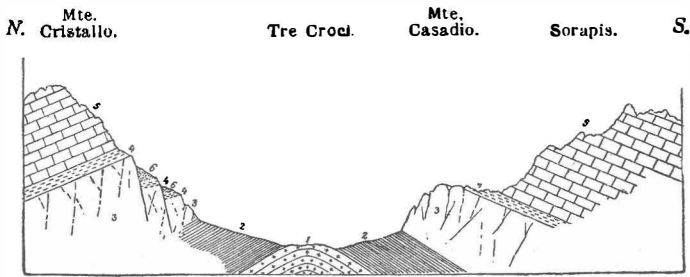


Fig. 30.

Profil durch den Sattel von Tre Croci bei Cortina d'Ampezzo.

Nach C. Diener.

- | | |
|----------------------------------|-----------------------|
| 1. Wengener Melaphyre und Tuffe. | 4. Raibler Schichten. |
| 2. Cassianer Schichten. | 5. Dachsteinkalk. |
| 3. Schlerndolomit. | 6. Gehängschutt. |

seitige Verzahnung. Das Grundgebirge bilden regelmäßig in horizontalen Bänken übereinander folgende Schichten der tieferen Serien des Devons, von den Hamilton beds über den Tully limestone zu den Genessee beds. Über den letzteren aber liegt eine mannigfaltig ausgebildete Schichtgruppe, deren Glieder nicht mehr übereinander folgen, sondern sich im Streichen ablösen. Die brackischen Oneonta Sandsteine verzahnen sich mit den sandigen, noch in Küstennähe abgelagerten aber bereits rein marinen Ithaca Schichten und diese wieder mit den küstenferneren Kalkschiefern der Cephalopoden führenden Naples beds mit *Clymenia* und *Gephyroceras intumescens*⁴⁾.

Nicht immer ist die Entscheidung, ob zwei Schichtbildungen getrennte stratigraphische Horizonte oder Fazies eines und desselben Niveaus repräsentieren, in einwandfreier Weise zu treffen. Noch keineswegs geklärt ist der Streit zwischen Abel⁵⁾ und Fuchs⁶⁾ über die Stellung der

Loibersdorfer, Gauderndorfer und Eggenburger Schichten im Miozän des außeralpinen Wiener Beckens. Abel tritt, in Anlehnung an E. Suess, für eine wirkliche Altersverschiedenheit, Fuchs für eine bloße Faziesverschiedenheit der drei genannten Bildungen ein.

Einen der wichtigsten Fortschritte in der Gliederung der Miozänbildungen innerhalb der Grenzen der ehemaligen österreichisch-ungarischen Monarchie bildet die Erkenntnis, daß der Schlier kein selbständiges, zwischen die erste und zweite Mediterranstufe eingeschaltetes Schichtglied, sondern eine Fazies ist, die in verschiedenen Horizonten des Neogens wiederkehrt.

Durch einen sehr scharfen Fazieswechsel auf kurze Strecken ist die alpine Trias, insbesondere in den Südtiroler Dolomiten, ausgezeichnet. Diese Tatsache ist zuerst von Stur richtig erkannt worden. Später hat

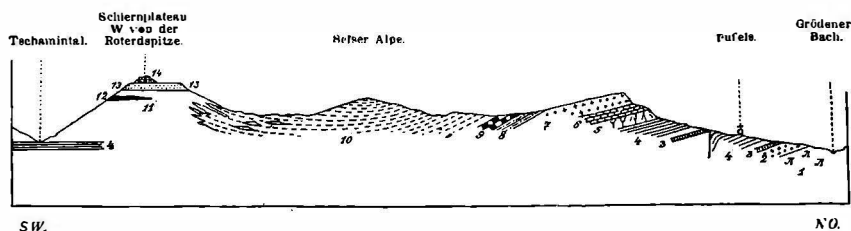


Fig. 31.

Profil durch die Seiser Alpe über das Schlierplateau zum Tschamintal.

Nach C. Diener.

- | | |
|---------------------------------|------------------------|
| 1. Permischer Quarzporphyr. | 8. Wengener Schichten. |
| 2. Grödener Sandstein. | 9. Cassianer Mergel. |
| 3. Bellerophonkalk. | 10. Pachycardientuffe. |
| 4. Werfener und Dont Schichten. | 11. Schlierndolomit. |
| 5. Mendoladolomit | 12. Jüngere Melaphyre. |
| 6. Buchensteiner Schichten. | 13. Raibler Schichten. |
| 7. Augitporphyr. | 14. Dachsteinkalk |

E. v. Mojsisovics auf eingehende Studien in diesem Gebiete seine Rifftheorie begründet, die ebensoviel Beifall als Widerspruch gefunden hat.

Unmittelbar nebeneinander finden sich hier eine Tuff-, Mergel- und Schieferfazies einerseits, eine Kalk- und Dolomitfazies andererseits. Der Fazieswechsel vollzieht sich zwischen den Buchensteiner Schichten, Augitporphyren, Wengener und Cassianer Schichten auf der einen und dem Schlierndolomit auf der anderen Seite. Er erreicht seinen Abschluß zur Zeit der Raibler Schichten.

F. v. Richthofen hielt den Schlierndolomit für ein fixes Niveau zwischen den St. Cassianer und Raibler Schichten. Miß Ogilvie hat diese Ansicht, die die Annahme außerordentlich komplizierter Lagerungsverhältnisse nötig macht, wieder aufgegriffen. In der Tat zeigen zahlreiche Profile, wie das nebenstehende des Sattels von Tre Croci zwischen Cortina d'Ampezzo und dem Mesurina See den Schlierndolomit regelmäßig

eingeschlossen von St. Cassianer Schichten im Liegenden und von Raibler Schichten im Hangenden. Aber während seine Mächtigkeit hier kaum 100 m beträgt, steigert sie sich auf der 6·5 km langen Strecke von Tre Croci bis Schluderbach auf 850 m. Auch liegt der Schlerndolomit nunmehr in der ganzen Gruppe der Sextener Dolomiten nicht mehr auf Cassianer Schichten, sondern unmittelbar auf einem sehr tiefen Triasglied, den roten Schiefern und bunten Konglomeraten der anisichen Stufe. Das klassische Profil vom Grödental durch die Pufler Schlucht zum Tschamintal zeigt die flach liegende, durch keine Störung unterbrochene gemeinsame Basis des Schlerndolomits und der geschichteten tuffig-mergeligen Bildungen der Seiser Alm, deren jüngstes Schichtglied, die Pachycardientuffe, mit Zungen des Schlerndolomits verzahnt sind.

So bildet der Schlerndolomit einerseits rasch zu gewaltiger Höhe anschwellende, riffartige Massen, die eine bald größere, bald geringere Zahl triadischer Horizonte vertreten, während er andererseits an vielen Stellen als eine regelmäßige Platte wie ein normales Sediment zwischen Cassianer und Raibler Schichten liegt.

E. v. Mojsisovics⁷⁾ hat die Frage der Entstehung der südosttirolischen Dolomitstöcke vom Typus des Schlern durch eine Verknüpfung der Korallrifftheorie v. Richthofens mit der Faziestheorie Sturs zu lösen versucht. Obwohl Loretz, E. Fraas, Rothpletz, Ogilvie-Gordon, Salomon und Tornquist die Rifftheorie abgelehnt haben, scheint sie mir nach meinen eigenen Beobachtungen doch die Eigentümlichkeiten, die den Schlerndolomit von den umgebenden Sedimenten in bezug auf sein stratigraphisches Verhalten unterscheiden, am besten zu erklären.⁸⁾

Diese Eigentümlichkeiten sind mehrfacher Art, und am ähnlichsten jenen moderner Korallen- und Algenriffe. Der Schlerndolomit bildet oft stockförmig aus seiner Umrandung durch Sedimente der Tuff-Mergelfazies aufragende Massen. Wo durch die Denudation seine alte Böschungsfäche bloßgelegt und zum heutigen Abhang geworden ist (Plattkofel, Pale di San Lucano), sieht man die Riffböschung mit den angelagerten Sedimenten einen steilen Winkel bilden. Dieser Fazieswinkel beträgt an manchen Stellen 30°, an der Pale di San Lucano sogar 50°. Er ist kleiner als bei den meist in bedeutende Tiefen noch steiler abstürzenden pazifischen Atollen, aber nicht geringer als an vielen westindischen Koralleninseln und jedenfalls von relativ beträchtlicher Größe, da das Auskeilen von verschiedenen Fazies sonst unter viel kleineren Neigungswinkeln stattzufinden pflegt. An dem äußeren Gehänge der Dolomitstöcke beobachtet man eine der Böschung parallele Plattung, die der Übergusschichtung der modernen Riffe entspricht. Sie ist eine an die heteropische Grenze gebundene und diese kennzeichnende Erscheinung. An der heteropischen Grenze tritt ferner häufig Block- oder Konglomeratstruktur auf. Die Masse des Schlerndolomits löst sich an solchen Stellen (Roßzähne, Grödener Joch, Fedaja Paß) in blockförmige Kolonien von Riffkorallen auf. Die Mächtigkeit der Dolomitmassen in den verschiedenen Zeitabschnitten der Periode der Riffbildung ist eine sehr wechselnde, obgleich die Hauptmasse

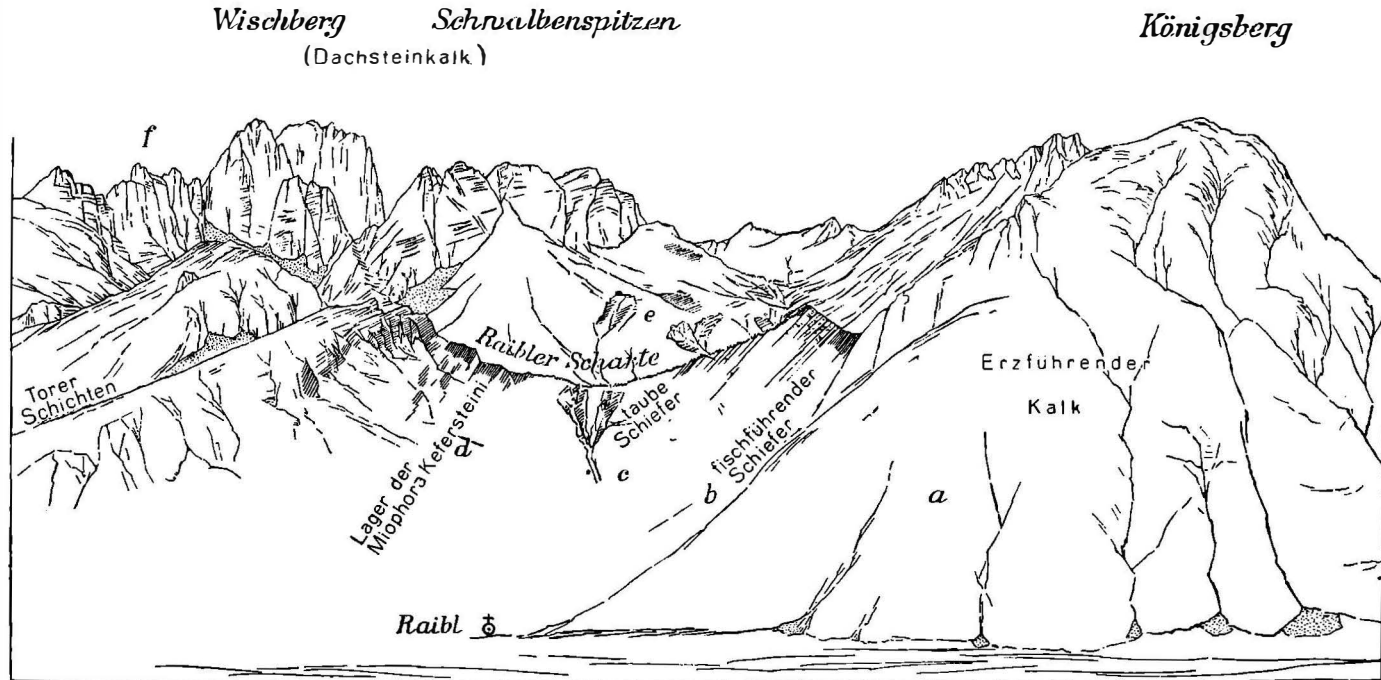


Fig. 32.
Profil der linken Talseite von Raibl.
Nach E. Suess.

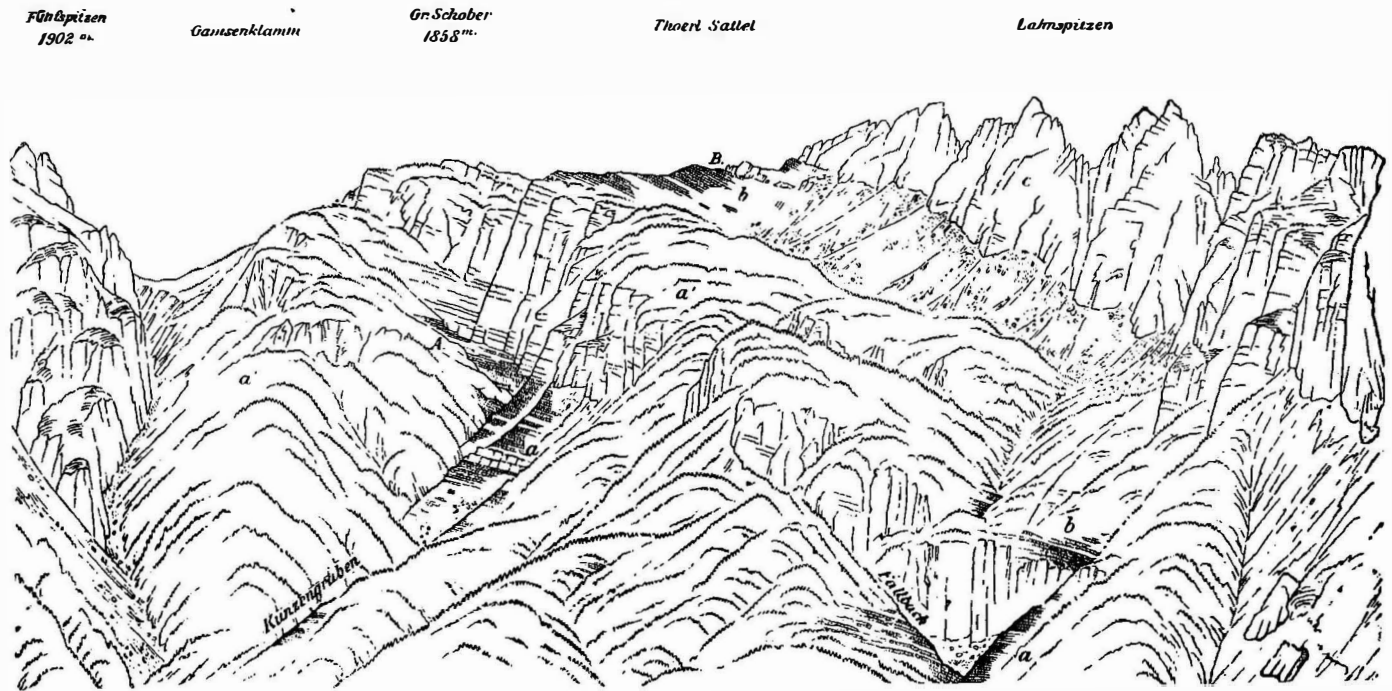


Fig. 33.

Profil der rechten Talseite von Raibl.

Nach C. Diener.

a Raibler Schichten, *a'* Zwischendolomit, *b* Torer Schichten.

der Riffkalke (Marmolatakalk, Latemarkalk) bereits vor den Hauptergüssen der Augitporphyre zum Absatz gelangt zu sein scheint. Die größte räumliche Ausdehnung haben sie zur Zeit der Cassianer Schichten erreicht, so daß innerhalb des vom Beginn der Buchensteiner bis zum Abschluß der Cassianer Zeit verfloßenen Zeitraumes ein Übergreifen der Dolomitfazies über weite Strecken des heteropischen Gebietes festgestellt werden kann.

Von großer Wichtigkeit ist die Tatsache, daß die einzelnen Riffmassen, soweit nicht jüngere Störungen eine Ausnahme bewirkt haben, eine übereinstimmende Sockelhöhe von 2200 bis 2300 m besitzen, die jene des benachbarten riffreien Gebietes übertrifft. Die peripherisch gelegenen Riffe entsprechen daher höheren Teilen des Meeresbodens und umschließen ein tieferes zentrales Becken. Vulkanisches Material, das vor und während der Zeit der Ablagerungen der Wengener Schichten in gewaltigen Massen hervorbrach, füllte allmählich die tieferen Partien des unebenen Meeresbodens aus, während auf dem höheren, nicht vulkanischen Meeresgrunde die Riffe des Schlerndolomits emporwuchsen. Von diesen Riffen aus versuchte das organische Leben in jeder Pause zwischen den einzelnen Eruptionen gegen die vulkanische Region vorzudringen und hinterließ seine Spuren in den blockförmigen Kolonien von Riff- und Rasenkorallen (Cipitkalke v. Richthofens). Nachdem die Ausfüllung der tieferen Meeresteile mit eruptivem Material beendet war, griff die Dolomitentwicklung allenthalben noch vor Eintritt der Raibler Zeit auch auf die Tuff- und Mergelablagerungen der heteropischen Region über.

Der Fazieswechsel, der im Gebiet der Südtiroler Dolomiten an der Unterkante der Raibler Schichten sein Ende findet, ergreift in der östlichen Fortsetzung des Hauptzuges der südlichen Kalkalpen auch die Raibler Schichten. Das Profil der rechten Talseite von Raibl zeigt in klarer Weise den Ersatz eines Teiles der Raibler Schichten durch die Dolomitfazies.

Auf der linken (westlichen) Talseite von Raibl folgen nach den Beobachtungen von E. Suess⁹⁾ über dem erzführenden Kalk des Königsberges — einem Äquivalent des Schlerndolomits — die Raibler Schichten in ungewöhnlicher Mächtigkeit und in reicher Gliederung. An ihrer Basis liegen die schwarzen Fischechiefer mit zahlreichen Resten von Fischen, Landpflanzen und Ammoniten der Zone des *Trachyceras Aon.* Sie selbst gliedern sich in die Schichten der Raibler Scharte mit *Myophoria Kefersteini*, den Zwischendolomit und die Torer Schichten, überlagert von den Dachsteinkalkbänken des Wischberges. Auf der rechten Talseite keilen die Myophorienbänke der Raibler Schichten mit mehreren Zungen in dem erzführenden Kalk der Fünfspitzen aus. Der Zwischendolomit verschmilzt mit dem letzteren am Thörl-Eibelkopf zu einer einheitlichen Dolomitmasse, so daß als einziges Mergelniveau weiter gegen Osten hin nur noch die Torer Schichten des Torer Sattels übrig bleiben. Auch diese verschwinden östlich vom Mangart. In der Triglav-Gruppe treten infolgedessen Dolomit und Dachsteinkalk ohne Intervention eines mergeligen Zwischengliedes miteinander unmittelbar in Berührung¹⁰⁾.

Nicht immer greifen vikariierende Fazies derart ineinander ein, daß der Ersatz der einen durch die andere profilmäßig festgestellt werden kann. Häufig liegen sie nebeneinander, ohne entlang ihrer Grenze Aufschlüsse zu bieten. Dann kann ihre Einordnung in das stratigraphische System erhebliche Schwierigkeiten bieten. Manchmal ist sie erst nach schweren Irrtümern gelungen, wie im Gebiet der Hallstätter Entwicklung im Salzkammergut.

Häufig finden sich in einem Gebiet die verschiedenen Faziesentwicklungen der einzelnen dasselbe zusammensetzenden Formationen in Zonen gesondert, so daß in jeder Zone eine ganz bestimmte Vergesellschaftung von Faziesbildungen vorherrscht, ganze Ablagerungsreihen durch bestimmte Faziesmerkmale sich auszeichnen. Nicht selten fällt die Grenze zwischen zwei solchen Zonen mit einer großen Überschiebung zusammen und tritt dadurch erst mit voller Schärfe hervor.

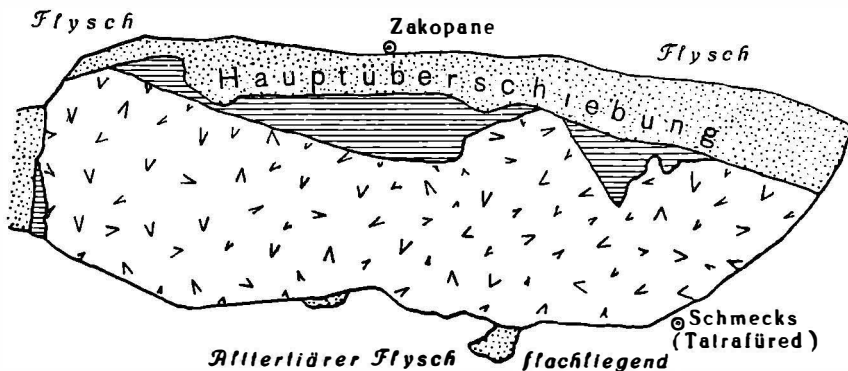


Fig. 34.

Kartenskizze der Hohen Tatra. Nach V. Uhlig.



Hochtatratische Entwicklung.



Subtatratische Entwicklung.

Ein Schulbeispiel bietet die von V. Uhlig¹¹⁾ untersuchte mesozoische Randzone der Hohen Tatra, die bei einer Breite von nur 7 km zwei verschiedene Entwicklungstypen der mesozoischen Formationen auf engem Raum, aber durch eine Hauptüberschiebung getrennt, zeigt. Sowohl das kristallinische Zentralmassiv als sein nördlicher mesozoischer Randgürtel ragen aus einer Scholle von flach gelagertem alttertiären Flysch auf. In der südlichen Zone dieses mesozoischen Randgürtels finden wir die hochtatratische Entwicklung, insbesondere durch die weißen Ammonitenkalke des Jura charakterisiert, in der nördlichen Zone die subtatratische Entwicklung mit vorwiegender Fleckenmergel- und Hornsteinfazies des Jura. Die hochtatratische Entwicklung steht hinter der subtatratischen an Mächtigkeit (800 gegen 1200 m) nicht unerheblich zurück.

Die Entwicklung der mesozoischen Formationen in beiden Zonen zeigt die nachstehende Tabelle.

Hochtatrische Entwicklung		Subtatrische Entwicklung
Transgredierende Mergel- schiefer der Oberkreide (Cenoman-Senon)	Obere Kreide	—
Fleckenmergel des Unter- Neokom	Untere Kreide	Kalk und Dolomit des Ober- Neokom und Gault (Choedolomit) Fleckenmergel des Unter- Neokom
Aptychenkalk Crinoidenkalke des Dogger und der Klausschichten	Oberer Jura	Fleckenmergel
Ammonitenkalke des oberen Lias Grestener Schichten (Unter-Lias)	Lias	Knollen- und Hornsteinkalke mit Ammoniten und Brachio- poden des Ober-Lias Liasfleckenmergel Grestener Schichten (Unter-Lias)
Bunte Schiefer mit Sandstein- bänken und dolomitischen Wacken	Trias	Rhätische Stufe Keuper Dolomit des Muschelkalkes Rote Schiefer, Sandsteine und dolomitische Wacken

Erheblich dichter und enger aufeinander gepackt erscheinen Zonen mit verschiedener Faziesentwicklung der mesozoischen Formationen in einzelnen stark gestörten Gebieten der Alpen.

Als Beispiel eines extremen Falles mag hier die zonare Gliederung nach Fazies im Rhätikon mit Zugrundelegung der Untersuchungen von Seidlitz¹²⁾ mitgeteilt werden.

Seidlitz unterscheidet hier die folgenden fünf Zonen:

- I. Zone der Bündener Schiefer.
Flysch der Unterkreide, Globigerinenschiefer.
- II. Zone der Sulzfluhkalke.
Sulzfluhkalk (Tithon), Falknisbreccie (Flachsee- und Strandbildung), Couches rouges (Senon, Tiefseebildung?).
- III. Zone der Liasbreccien.
Küstenbildungen der Trias (Streifenschiefer, Rauchwacke, Dolomit),

Breccien des Lias und der Unterkreide, Flysch unbestimmten Alters, Couches rouges (Senon).

IV. Serpentin- und Radiolaritzone.

Tiefenfazies des Malm (Radiolarien-Hornsteine und -Kalke), Flysch.

V. Zone der normalen ostalpinen Trias.

Trias, Adnether Lias, Liasbreccien.

Ohne die auffallenden Faziesunterschiede in den räumlich enge aneinander gedrängten Zonen an der Grenze zwischen West- und Ostalpen in Abrede stellen zu wollen, darf man doch an der Deutung der den Flachseebildungen unmittelbar benachbarten, ja sogar mit ihnen in derselben Zone vereinigten Sedimente als Tiefseebildungen Zweifel hegen. Über diesen Punkt wird in dem vorliegenden Abschnitt noch ausführlich zu sprechen sein.

Auf solche tiefgreifende Verschiedenheiten in der Faziesentwicklung der gleichen Formation in benachbarten Zonen stützen sich viele Vertreter der Deckentheorie. Sie gehen von der Meinung aus, daß verschiedene Fazies sich nicht in den Meeren in jener großen Nähe abgelagert haben können, in der wir sie heute finden, daß sie daher durch spätere tektonische Bewegungen in ihre gegenwärtige Position gelangt sein müssen. Unter den modernen Führern auf dem Gebiete der Deckenlehre legt Kober auf die Abgrenzung der alpinen Decken nach ihren Fazies das größte Gewicht, während Termier und Heritsch jede Definition einer Decke durch stratigraphische Merkmale ablehnen.

Bei Diskussionen über diesen Gegenstand wird nur zu häufig die Tatsache übersehen, daß auch in den Flachmeeren der Gegenwart eine solche Mannigfaltigkeit der Sedimentbildung herrscht, daß recht verschiedene Fazies in unmittelbarer Nachbarschaft zur Ausbildung gelangen können. Es sei hier nur an J. Walthers¹³⁾ Beobachtungen an der Taubenbank im Golf von Neapel erinnert.

Südlich von der Insel Nisida ragt die Felsplatte der Taubeninsel unvermittelt aus den schlammigen Gründen des hier 200 bis 400 *m* tiefen Meeres bis zu einer Höhe von 50 und stellenweise 45 *m* unter dem Seespiegel auf. Im Jahre 1885 bestand die Oberfläche der Bank bei einem ersten Besuche Walthers aus losem Kalksand, auf dem sich ein üppiges Tier- und Pflanzenleben inmitten des relativ lebensarmen Schlammgebietes der Umgebung entfaltete. Die Schlammfazies und die Kalkfazies, jede mit ihrer charakteristischen Fauna, treffen hier nahe zusammen. Im Gebiet der Kalkfazies leben 360, in der Schlammfazies 142 Spezies. Von diesen sind 70 beiden Fazies gemeinsam. Dieses Bild erfährt jedoch eine gründliche Änderung, wenn man nur die mit Hartteilen ausgestatteten Formen in Betracht zieht, die als Leitfossilien erhaltungsfähig wären. Dann würde sich die Zahl der Arten des Kalksand der Taubenbank auf 310, jene des Schlammgrundes auf 45, die Zahl der beiden Fazies gemeinsamen Arten auf 14 reduzieren, d. h. wir hätten zwei Fazies vor uns, die sowohl lithologisch als faunistisch sehr erheblich abweichen würden.

Bei einem zweiten Besuch durch J. Walther im Jahre 1910 waren insofern Verschiebungen in der Verbreitung der Fauna und Flora auf der Taubenbank im Zusammenhang mit einer Veränderung in den Sedimenten vor sich gegangen, als die kalkabsondernden Florideen mit ihrer dichten Vegetation weite Flächen überwachsen hatten, die früher mit Kalksand überstreut gewesen waren, so daß die benthonischen Foraminiferen von vielen ihrer einstigen Standplätze vertrieben wurden. Der Fazieswechsel von Kalksanden zu dichten organogenen Kalkbänken hat sich hier also in der kurzen Zeit von 25 Jahren vollzogen.

Ein schwerwiegender Einwand gegen eine uneingeschränkte Übertragung der Deckenlehre auf ostalpine Verhältnisse liegt in der Anordnung bestimmter Ausbildungsweisen einzelner Triasstufen in parallelen Zonen, die dem Hauptstreichen der Ostalpen folgen.

Verquert man die Ablagerungen aus der Zeit der julischen Unterstufe in einem Profil durch die nördliche Kalkzone in der Gegend des Ennsdurchbruches vom Rande des Böhmisches Massivs bis zur ostalpinen Zentralzone, so beobachtet man die Anordnung der einzelnen Fazies in vier parallelen, deutlich geschiedenen Gürteln. In dem nördlichsten Gürtel liegen litorale Sedimente mit gelegentlichen Einschaltungen limnisch-terrestrischer Absätze (Lunzer Sandsteine mit Kohlenflözen). Dann folgt der Sandsteingürtel der sublitoralen *Cardita*-Schichten mit einer marinen Fauna des Flachmeeres, hierauf eine breite Zone, in der kein sublitorales Sediment, das eine Regression des Meeres anzeigen würde, sich zwischen den älteren Ramsaudolomit im Liegenden und den jüngeren Dachsteinkalk im Hangenden einschiebt. Den vierten, südlichsten Gürtel aber bilden wieder sublitorale Sandsteine der *Cardita*-Schichten und *Halobia rugosa*-Schiefer, die die unmittelbare Nähe festen Landes, nämlich der zentral-alpinen Insel verraten¹⁴⁾.

Eine solche Anordnung der Triassedimente der julischen Unterstufe in den nordöstlichen Kalkalpen kann nur unter der Voraussetzung ihrer autochthonen Entstehung in befriedigender Weise erklärt werden.

Eine ähnliche zonare Verbreitung nach Tiefenstufen zeigen die jüngeren ostalpinen Sedimente von der Kreide an im Unterinntal. In der nördlichen, von den bereits als Inselgebirge bestehenden Ostalpen fernerer Zone liegen hier nach den sorgfältigen Untersuchungen M. Schlossers¹⁵⁾ die Absätze der tieferen Flachsee, in der südlichen die küstennahen Bildungen. Das Cenoman der nördlichen Zone beginnt mit einer die Einleitung einer Transgressionsperiode bezeichnenden basalen Breccie aus Hauptdolomit. Darüber jedoch folgen Orbitolinenschichten und cephalopodenreiche Mergel aus dem Grenz-gürtel der neritischen und bathyalen Region. In der südlichen Zone wird das Cenoman durch Kalksandsteine mit *Exogyren* vertreten, übereinstimmend mit Arten aus der Cenomanfauna von Regensburg unmittelbar am Rande der Böhmisches Masse. Die Gosaukreide der nördlichen Zone hat Ammoniten und Inoceramen, aber weder Rudisten noch Actaenoceras geliefert. In der südlichen Zone hingegen erweisen sich die Gosaubildungen als reich gegliedert. Konglomerate und Hippuritenkalke mit Korallen und

Nerineen wechsellagern mit kohlenführenden Einschaltungen, deren brackischen Charakter *Melania* und *Pyrgulifera* andeuten. Auf die Trockenlegung des Bodens im Untereozän folgt im Obereozän eine neue Transgression, die sich aber im wesentlichen auf die nördliche Zone (Ablagerung von Nummulitenkalk) beschränkt. In der südlichen kommt es nur zum Absatz von Konglomeraten und Seichtwasserschichten. Im Oligozän erscheint bereits der Lauf des Inn durch die Deltabildung eines von Südwesten kommenden Flusses in einem Süßwassersee angedeutet.

Der Deckentheorie zufolge dürften alle diese Bildungen, so genau sie in ihrer zonaren Verteilung den örtlichen Verhältnissen entsprechen, doch nicht an Ort und Stelle entstanden sein.

Ebensowenig wäre die Deckentheorie imstande, eine solche Fülle verschiedenartiger Ausbildungsweisen des Lias zu erklären, wie sie Bonarelli in dem eng begrenzten Raum der lombardischen Voralpen nachgewiesen hat, wo die Stufe des Domeriano allein durch 18 verschiedene Fazies repräsentiert wird, deren Verbreitung durchaus nicht dem Streichen des Gebirges folgt¹⁶).

Überlegungen solcher Art lehren uns, daß die zonare Verteilung bestimmter Fazies nicht einseitig als Stütze der Deckentheorie verwendet werden darf, daß sie vielmehr den Anhängern dieser Lehre auch ernste Verlegenheiten zu bereiten vermag.

*

Eine Methode, den Fazieswechsel in einer bestimmten Region graphisch darzustellen, hat G. Gürich¹⁷) in Vorschlag gebracht. Er stellt die Änderungen der Tiefe, in der die einzelnen Fazies zur Ablagerung gekommen sind, durch eine Kurve dar, deren Ordinaten der jeweiligen Meerestiefe entsprechen, während in der Abszisse die Zeitabschnitte aufgetragen werden, in die jede einzelne Faziesentwicklung fällt. Als Beispiel für die Anwendbarkeit seiner Methode hat er die Fazieskurve des Polnischen Mittelgebirges gewählt. Der negativen Bewegung des Meeresspiegels entspricht ein Ansteigen, der positiven ein Sinken der Kurve. Es können jedoch, wie die Kurve zeigt, litorale Bildungen ebensogut während einer positiven als einer negativen Bewegung des Meeresspiegels entstanden sein. Die Fazieskurve zeigt nur die Veränderungen in dem Abstand zwischen Meeresspiegel und Meeresboden. Sie läßt aber die Frage offen, ob diese Änderungen die Wirkung von Bodenbewegungen oder die Folge einer Zufuhr klastischen Materials vom Festland her gewesen sind. Welche Ursachen in jedem einzelnen Falle dem Wechsel der Fazieskurve zugrunde lagen, geht aus dem Verlauf dieser Kurve nicht hervor.

Ungeachtet dieser Mängel hat Gürichs Darstellungsmethode den Vorzug großer Übersichtlichkeit; doch ist sie wohl nur ausnahmsweise, für Gegenden mit ungewöhnlichem Reichtum an Fossilien durchführbar, deren Charakter einigermaßen sichere Schlüsse auf die Meerestiefe einer ganzen Reihe von Ablagerungen gestattet. Ihre Anwendbarkeit beschränkt

sich naturgemäß auf solche Sedimente, deren litorale, küstennahe, küstenferne oder bathyale Entstehung der gegenwärtige Stand der Fazieslehre mit einiger Verlässlichkeit zu ermitteln erlaubt.

Die richtige Deutung der Fazies — diese Tatsache kann nicht scharf genug betont werden — unterliegt leider in vielen Fällen sehr erheblichen Schwierigkeiten. Drei Wege stehen uns offen, um zu einer solchen Deutung zu gelangen: die Untersuchung der Fauna, der lithologischen Beschaffenheit des Sediments, endlich seines Verbandes mit benachbarten Sedimenten in horizontaler und vertikaler Richtung. Wenn diese drei Wege zu dem gleichen Ergebnis führen, darf man dasselbe wohl als gesichert ansehen. Häufig genug jedoch widersprechen dieselben einander aus verschiedenen Gründen. Die organischen Reste eines Sediments gehören oft Gruppen an, deren Existenzbedingungen wir nur ungenügend kennen oder die in der Vorzeit in anderer Vergesellschaftung als heute auftraten. So z. B. besteht eine innige Vergesellschaftung von Riffkorallen mit Crinoiden, wie in den obersilurischen Riffkalken von Gotland, in der Gegenwart nicht mehr. Marine Sedimente gleicher Art können unter verschiedenen Bedingungen zur Ablagerung gelangen, feinkörniger Ton oder Schlamm z. B. ebensogut in abgeschlossenen, ruhigen Buchten wie im sturmbewegten Wattenmeer der Nordseeküste. Breccien und Konglomerate weisen wohl stets auf die unmittelbare Nähe des Strandes hin, können aber an Steilküsten, beispielsweise in der Umgebung von Korallriffen, in beträchtliche Tiefen gelangen.

Es darf daher nicht wundernehmen, wenn wir in den beiden letzten Jahrzehnten bei der Mehrzahl der Geologen einen radikalen Umschwung in der Auffassung der bathymetrischen Stellung vieler Sedimente sich vollziehen sehen. Während man früher geneigt war, vielen Sedimenten, insbesondere solchen innerhalb der alpinen Geosynklinale, den Charakter von Tiefseebildungen zuzugestehen, herrscht heute die Tendenz, die weit aus überwiegende Menge aller marinen Sedimente als neritische Absätze der Flachsee anzusprechen. So erkennen weder Walther noch Soergel irgendeinem ostalpinen Sediment den Charakter einer Tiefseeablagerung zu. Auch Dacqué¹⁸⁾ läßt nur die jungtertiären Globigerinenkalke von Malta, die Radiolarite von Barbados und die Radiolarien- und Globigerinenschichten von Trinidad als echte Tiefseeabsätze gelten, obwohl er auch für manche silurische Graptolithenschiefer eine Entstehung in beträchtlicher Meerestiefe annimmt.

*

Im nachfolgenden sollen einige auffallende Faziesgebiete und -bildungen aus dem Bereich der tethyischen Geosynklinale und ihres Vorlandes besprochen werden. In der Übersicht der letzteren bin ich zum Teil den wertvollen Ausführungen von W. Deecke¹⁹⁾ gefolgt.

I. Beispiele von Faziesbezirken und Faziesgebilden auf dem Vorland der alpinen Geosynklinale

1. Kambrium und Silur in der Umrandung der Ostsee

Die Schlammfazies wird innerhalb des Ablagerungsgebietes dieser beiden Formationen durch feine, bituminöse Tone und Schiefer repräsentiert, die häufig mit Pyrit imprägniert sind und wahrscheinlich Absätze eines seichten Wattenmeeres darstellen. Westergård²⁰⁾ erklärt die *Paradoxides*-, *Olenus*- und *Dictyograptus*-Schiefer von Schonen und im Kristianiagebiet mit Rücksicht auf die gelegentlichen Einlagerungen von Quarziten, Kalksandsteinen und Konglomeraten als typische Flachwasserbildungen. Ein Flachwassersediment mit einer eigenartigen Kleinfafauna sind die Mergelschiefer mit Graptolithen und *Trinucleus* in Südschweden und Bornholm. Küstennahe Sedimente, Sande der Schorre, die in Strandkonglomerate übergehen, liegen in den kambrischen Bilobiten- und *Eophyton*-Sandsteinen, desgleichen in den *Obolus*-Sandsteinen des untersten Silurs vor. Da zwischen den letzteren und den *Dictyonema*-Schiefern ein enger Sedimentationsverband besteht, so betrachtet H. Scupin²¹⁾ auch die *Dictyonema*-Schiefer als Flachwasserbildungen.

Rein organogene Ablagerungen der Flachsee sind die gemischten Crinoiden- und Korallenkalke, ferner die fast ausschließlich von Nulliporen aufgebauten Girvanellenkalke des Obersilurs von Gotland. Die Einlagerung von Oolithen weist auf eine Bildung in der Nähe der Gezeitengrenze hin. Zwischen den Korallriffkalcken lagerten sich in ruhigen, schlammigen Buchten die tonreichen Graptolithenkalkmergel ab. Die silurischen Orthocerenkalke mit ihren dicht aneinandergepackten Schalen von Nautiloideen sind für keine bestimmte Tiefenstufe beweisend.

2. Litorale und bathyale Bildungen im mitteldeutschen Devon und Kulm

Den Bildungen im Bereich der Schorre entspricht der Taunusquarzit. Die Zusammensetzung aus grob terrigenem Material bei geringem Kalkgehalt kennzeichnet den Spiriferensandstein der Koblenz-Schichten als eine sublitorale Sand- und Strandfazies. Absätze des flachen Wassers sind die zum überwiegenden Teil organogenen Kalke des Mittel- und Oberdevon. Deecke hält auch die Wissenbacher Schiefer und Goniatitenschiefer von Rüdesheim für tonige Sedimente aus geringer Meerestiefe. Dacqué hingegen schließt aus der Zartheit der Crinoiden in den Bundenbacher Schiefen im Vergleich mit jenen aus den Schichten mit *Cupressocrinus* auf einen Absatz der ersteren im tiefen Stillwasser.

Andree²²⁾ glaubt, die Tentaculiten- und Cypridinenschiefer sowie die Knollenkalke des Devons als bathyale Sedimente ansprechen zu sollen, die unterhalb der Hundertfadenlinie zur Ablagerung gelangt sind. Als ein abyssales Sediment aus mehr als 1000 m Tiefe betrachtet er die Kiesel-

schiefer des Karbons, während Wedekind²³⁾ für dieselben eine Ablagerungstiefe von nur 200 m in nicht allzu großer Entfernung von der Küste in Anspruch nimmt. Ebenso lehnt Koken²⁴⁾ die Annahme einer Entstehung der Kieselschiefer in der Tiefsee ab. In der Tat spricht die Anwesenheit von kohligten Bestandteilen in vielen karbonischen Kieselschiefern gegen eine solche abyssische Ablagerung, da solche Bestandteile in modernen Tiefseeablagerungen nicht vorkommen. Im unteren Kulm von Ostthüringen weist schon die große Menge von Landpflanzen, die hier mit den Radiolarien vergesellschaftet sind, auf eine von der Küste nicht allzu weit entfernte Ablagerung — wie J. Lehder²⁵⁾ meint — nahe der Mündung eines großen Flusses hin. Frech²⁶⁾ hält die Kieselschiefer des Kulm für Absätze in lokalen Vertiefungen des Karbonmeeres unterhalb der Hundertfadelinie, in denen keine Möglichkeit für den Hinzutritt von klastischen Sedimenten bestand.

Am weitesten von der Meinung Andrees entfernt sich die Erklärung, die Dixon²⁷⁾ für die Entstehung der hornsteinführenden Radiolarienschiefer von Gower im westlichen England gegeben hat. Er glaubt, daß diese sehr feinkörnigen Gesteine in ganz flachen Lagunen abgesetzt worden seien, die knapp an der Küste gelegen, durch rechtwinklig verlaufende Rücken von den tiefen Meeresgebieten nach drei Seiten hin scharf abgegrenzt waren. Die Hornsteine enthalten große Mengen von Radiolarien, die mit ihnen wechsellagernden Schiefer auch Bivalven und Landpflanzen.

Die Posidonienschiefer des Kulm gelten den meisten deutschen Geologen als Sedimente der Flachsee im Ablagerungsgebiet des Küstenschlicks der heutigen Kontinentalsäume.

Auch bezüglich der im rheinischen Devon weit verbreiteten Kramenzelkalke bestehen tiefgehende Meinungsverschiedenheiten. Eine Gruppe von Forschern hält sie für Absätze bewegten Wassers, für Brandungskonglomerate, deren Fossilien sich auf sekundärer Lagerstätte befinden. Born²⁸⁾ hingegen glaubt, exakte Beweise für ihre posthume — nicht syngenetische — Entstehung erbracht zu haben und betrachtet sie als landferne Ablagerungen in Tiefen von mindestens 200 m. O. Schindewolf²⁹⁾ vertritt die syngenetisch-chemische Entstehung der Kramenzelkalke und glaubt, daß schalenlose und Schalen tragende Weichtiere, insbesondere Goniatiten, bei ihrer Verwesung die Ansatzstellen für die Bildung der Kalkknollen gegeben haben.

3. Der schwäbische Jura

In diesem Abschnitt folge ich im wesentlichen den Arbeiten von E. Fischer³⁰⁾ (1912) und E. Hennig³¹⁾ (1922).

Im unteren Lias lösen Seichtwasserbildungen aus größerer oder geringerer Strandnähe einander ab. Aus der oberen Abteilung des mittleren Lias liegen uns Absätze aus etwas tieferen Teilen des Meeres vor. Die Sedimente des Oberlias weisen wieder auf ein sehr flaches Meer hin. Die

Nähe der Küste macht sich in den Angulaten-Schichten des Lias durch die Zufuhr sandigen Materials vom Festland am stärksten bemerkbar, ferner in der Boller Breccie von ζ mit ihren zerbrochenen und abgerollten Steinkernen von Ammoniten und Belemniten, die häufig von Bryozoen und Serpeln inkrustiert sind. Auch die Arcuaten-Schichten von α mit ihren zahllosen, dickschaligen Gryphaeen, die fast riffbildend auftreten, deuten auf sehr seichtes Wasser.

Am Ende der Arietenzone (Ober α) steigert sich die Tonfazies bis zur Ausbildung von Ölschiefern, die einen längeren Zeitraum vorwiegend toniger Sedimentation einleiten. Nur die β/γ Grenze markiert sich infolge vermehrter Kalkzufuhr durch einen scharfen Wechsel von dunklen Tönen zu hellen Mergeln. Die dunklen Tone von β sind wohl in größerer Entfernung vom Lande abgelagert worden, aber gleichfalls noch in geringer Meerestiefe, wie man den von Pholaden massenhaft angebohrten Geröllen in der Kalkbank von β entnehmen kann. Auch die Absätze von γ und δ zeigen sich noch von der Wellenbewegung beeinflusst, da abgerollte Belemniten in den von Quenstedt beschriebenen Belemnitenschlachtfeldern häufig sind. In den Amaltheetonen sind die Fossileinschlüsse meist verkiest. Unter ihnen befinden sich große Mengen von Ostracoden (*Cypris amalthei*). Die Posidonienschiefer von ϵ hingegen, die mit Seegrassschiefern, den Zosterawiesen unserer Meere vergleichbar, beginnen, sind wohl unterhalb der Grenze des Wellenbereiches zur Ablagerung gekommen. Aber auch bei diesem tonreichen Sediment darf man nicht an größere Tiefen als 100 bis 200 m denken, da die prachtvolle Erhaltung großer Meerestiere nur durch die sehr rasche Einbettung in Sediment möglich gewesen ist, während in größeren Tiefen die Sedimentation relativ langsamer vor sich geht. Die nektonischen Wirbeltiere, die der Fauna von ϵ ihr charakteristisches Gepräge geben, fallen nach den Mitteilungen von Hauff³²), dem Erschließer dieser fast unerschöpflichen Fundgrube von Fossilien, beim Abschluß des Mittel ϵ plötzlich fort.

Lias ζ wird durch starke kalkige Beimischung im Tonschlamm mergelig. Die Fossilien weisen in den *Radians*-Mergeln meist verkalkte Schalen auf.

Im Braunen Jura steht einer großen Mannigfaltigkeit in horizontaler Erstreckung ein weniger intensiver Wechsel in der vertikalen Erstreckung der Sedimente infolge gleichmäßiger Materialzufuhr im süddeutschen Meeresbecken gegenüber.

Fauna und Fazies von Dogger α lassen nicht auf große Küstennähe schließen, ohne deshalb bedeutende Meerestiefen zu verlangen. Auf die *Opalinus*-Zone mit ihren, einem schlammigen Untergrund von mäßiger Meerestiefe angepaßten, häufig in Knollen eingeschlossenen Versteinerungen folgt in β ein Sandstein, sehr ähnlich jenem der *Angulatus*-Zone. Die Sandsteinfazies herrscht im nordöstlichen Teil von Württemberg vor und geht durch Verzahnung in die Tonfazies des Gebietes um Reutlingen-Hechingen über. Eine Strandbildung stellen die Brauneisenstein führenden Sandsteine von Aalen dar.

Das Auftreten von Trümmeroolithen in Ober β leitet einen raschen und wiederholten Wechsel der Fazies ein. *Lingula*, *Gryphaea*, dickschalige Astarten und Trigonien kennzeichnen ein Flachmeer in Küstennähe. Dogger γ enthüllt gleichfalls Sedimente aus sehr geringer Meerestiefe. Bei Gingen ist die Oberfläche der *Sowerbyi*-Bank von Pholaden angebohrt. In seinen Basalschichten tonig wird γ nach oben zu sandig, endlich kalkig. Die Zone der Blaukalke bezeichnet die Grenze gegen δ . In Mittel γ stellt sich ein Korallriffhorizont von geringer Mächtigkeit ein. In δ beginnen sich innerhalb des Wechsels von Tonen und Mergeln Oolithe einzustellen. In Mittel δ begegnet man einer bedeutenden Anhäufung von Austern (Ostreenkalke). Bifurcaten-Oolith, *Parkinsonii*-Oolith und Macrocephalen-Oolith lösen einander von Ober δ bis Ober ε ab.

Die Bildung von Oolithen ist ein universeller Zug im oberen Dogger Westeuropas, der von Großbritannien durch Nordfrankreich bis Süddeutschland sich geltend macht. Nach den Ausführungen Andreess sind bei den Oolithen zwei Bildungsweisen scharf zu unterscheiden, jene durch Niederschlag aus einer übersättigten Kalklösung (Roggensteine, Buntsandstein) und jene durch Ausfällung aus verdünnten Lösungen infolge gegenseitiger chemischer Umsetzung. Alle marinen Oolithe sind auf dem letzteren Wege entstanden, wobei Zerreibsel von Kalkalgen, Bryozoen, Muscheln oder Foraminiferenschalen in winzigen Bruchstücken als Ansatzstellen für die Ummantelung durch Kalksediment dienen. Nach T. Brown³³⁾ bestehen alle Oolithe ursprünglich aus Aragonit und werden erst sekundär durch Pseudomorphosen von Eisenverbindungen oder Kieselsäure ersetzt. W. Deecke betrachtet alle marinen Oolithe als Seichtwasserbildungen, entstanden in einer noch dem Einfluß der Wellenwirkung ausgesetzten Region nahe der Gezeitengrenze. Derartige Oolithe spielen nicht nur im mitteleuropäischen Dogger, sondern auch im Schaumkalk des deutschen Muschelkalkes und im obersilurischen Korallenkalk von Gotland eine hervorragende Rolle.

Die Ornatentone sind in Schwaben Absätze aus größerer Meerestiefe als die Oolithe, während sie in Franken durch den Reichtum an Glaukonit als ausgesprochene Flachwasserbildungen gekennzeichnet werden.

Im Malm treten lichte Kalke und Mergel ohne Eisengehalt, vielfach organischen Ursprungs, an Stelle der Sande, Tone und Oolithe, die die beiden tieferen Abteilungen der Juraformation in Schwaben charakterisieren. Der landfernere Charakter der Sedimente gibt sich durch das Fehlen von Landpflanzen zu erkennen, die in die älteren Juraschichten so häufig eingestreut sind.

Malm α hebt mit einer an Glaukoniten reichen Bildung, den *Transversarius*-Kalken und *Impressa*-Mergeln, an seiner Basis an. Am Lochen beginnt schon hier die Spongienfazies, die in β , Ober γ und in δ fortsetzt und nur in Unter γ durch eine tonreiche Schicht unterbrochen wird. Den Hauptanteil an der Zusammensetzung der Spongienkalke nehmen *Hexactinellidae* und *Lithistidae*, Ordnungen, deren lebende Vertreter im Bathyal und Abyssikum beheimatet sind. Doch treten sie hier in Vergesellschaft-

tung mit einer Fauna auf, die nach Fischer die engsten Beziehungen zu jener der Birmensdorfer Schichten im Schweizer Jura aufweist, deren glaukonitische Ausbildung auf geringe Meerestiefen hindeutet. Die Anwesenheit der Spongien reicht also als Beweis für einen bathyalen Charakter der Schwammkalke keineswegs aus. Dazu kommt noch, daß die Spongienkalke nicht die einzigen Absätze der Stufen α bis ε darstellen, sondern nach Art der Korallen- und Nulliporenriffe seitlich mit wohlgeschichteten Mergeln und Kalken verzahnt sind, die durchaus nicht das Gepräge von Tiefseebildungen an sich tragen, vielmehr kaum in größeren Tiefen als 100 bis 200 m entstanden sein können.

Der oberste Jura ζ trägt in allen seinen verschiedenen Fazies (Korallenkalke von Nattheim, Krebscherenkalke und Zementmergel von Blaubeuren, lithographische Plattenkalke von Solnhofen und Nusplingen, Oolithkalk von Wipplingen) den Charakter einer Flachseebildung. Eine Regression des Meeres, die bis zur Trockenlegung der älteren Juraablagerungen führte, wird von Schmierer³⁴⁾ angenommen, der zwischen ε und ζ eine Erosionsdiskordanz feststellen zu können glaubt. Dagegen erscheint Engel und Berckhemer³⁵⁾ eine Abtrennung von Zuckerkorn, Marmor und Dolomit, beziehungsweise der Schwammbildungen von den Korallenkalken unstatthaft. Die Plattenkalke von Nusplingen sind innerhalb eines Atolls abgesetzt worden. Die zuckerkörnigen Riffkalke sind hier von ebenso geringer Mächtigkeit wie in den Inselkränzen der Keys von Florida.

Das Nattheimer Korallriff mit seinem Gewimmel von Korallen, Elipsactinien, Kalkschwämmen, Röhrenwürmern, Seeigeln, Crinoiden, Schnecken, Muscheln, Brachiopoden, Ammoniten und Fischen bietet das Bild eines typischen Korallriffes mit seinen idealen Lebensbedingungen für kalkabsondernde Meerestiere aller Art. Die prachtvolle Fauna der Solnhofener Plattenkalke ist das schönste Beispiel einer Faunenmischung von Elementen aus Ablagerungs- und Abtragungsgebieten in einer seichten, ruhigen Meeresbucht³⁶⁾.

4. Die weiße Schreibkreide

Wenige Meeressedimente haben im Laufe der Zeit eine so wechselnde Beurteilung erfahren, wie die in Südengland, Nordwestfrankreich, Norddeutschland, Dänemark und Rußland weit verbreitete weiße Schreibkreide des Senon und Maestrichtien.

Aus den von den Vermessungsschiffen Lightning und Porcupine im Jahre 1870 gedredhten Proben atlantischer Tiefseesedimente glaubten Huxley, Wyville Thomson und Carpenter eine Übereinstimmung der weißen Schreibkreide mit dem abyssalen Globigerinenschlick folgern zu können. Sie stießen dabei auf den entschiedenen Widerspruch von Murchison, Lyell und Wallace, während K. v. Zittel sich der Ansicht Huxleys anschloß. Die lithologische Seite des Problems wurde in den Jahren 1890 bis 1892 von L. Cayeux³⁷⁾ sehr eingehend geprüft. Er kam zu dem Ergebnis, daß die Korngröße der in der Kreide eingeschlossenen Mineralteilchen jene im Globigerinenschlamm erheblich übertrifft. Einzelne

Körnchen erreichen in der Schreibkreide einen Durchmesser von mehreren Zehnteln Millimeter, im Globigerinenschlamm niemals mehr als 0.06 mm. Die Mineralteilchen im Globigerinenschlick sind Produkte submariner Eruptionen, jene in der Schreibkreide stammen vom Festland. Glaukonite fehlen dem ersteren, Phillipsit — eines der bezeichnendsten Minerale des Globigerinenschlicks — der letzteren. Die Schreibkreide kann daher keineswegs als eine dem Haupttiefsediment des Atlantischen Ozeans homologe Bildung angesehen werden.

Auch die Ergebnisse der Untersuchungen des Fossilinhaltes der Schreibkreide sprechen nicht für eine Tiefseeablagerung. Allerdings können manche Tatsachen zugunsten einer Deutung in dem letzteren Sinne verwendet werden. A. de Grossouvre³⁸⁾ hat sie in den Vordergrund gestellt und nimmt demgemäß an, daß die Kreide zu beiden Seiten des englischen Kanals in Tiefen unter 1000 m zum Absatz gelangt sei. Er stützt sich dabei insbesondere auf das reichliche Vorkommen dünnschaliger Seeigel und Glasschwämme (*Hexactinellidae*). Dazu kommt, daß viele Seeigelschalen die Schalen oder Kalkskelette parasitischer Tiere (*Plicatula*, *Crania*, *Serpula*, *Bryozoa*) in der Weise tragen, daß auf dem Scheitelapparat eines *Ananchytes* eine *Crania* schmarotzt, auf dieser wieder eine *Serpula*. Es müssen daher mehrere Generationen dieser Meerestiere vorübergegangen sein, bis ein Sediment von genügender Mächtigkeit abgesetzt war, um den Seeigel und seine Parasiten einzuhüllen.

Auch Denckmann³⁹⁾, der die Plänerkalke des Turon und die senonen Kreidekalke und Mergel der Umgebung von Peine und Hannover als zwei, durch Regression mit nachfolgender Transgression getrennte Tiefseebildungen auffaßt, gibt der Überzeugung Ausdruck, daß jeder größere, ununterbrochene Schichtkomplex mit einer reichen Fauna von Hexactinelliden und Lithistiden und mit den Echinidengattungen *Epiaster*, *Micraster* und *Infulaster* als eine Tiefseeablagerung betrachtet werden müsse.

Dagegen sprechen die Brachiopoden der weißen Schreibkreide nicht für Ablagerungen in größerer Tiefe. Die Mehrzahl der Foraminiferen sind nicht, wie im Globigerinenschlamm planktonische, sondern benthonische Formen. Gleichwohl nimmt A. Archangelsskyi⁴⁰⁾ aus den Verhältniszahlen der Foraminiferenspezies in den Sanden, Tonen und der weißen Schreibkreide der oberkretazischen Ablagerungen in Rußland, aus dem Vorherrschen der Gattung *Haplophragmium* und dem Zurücktreten der Seichtwasserformen für die Bildung der russischen Schreibkreide Meerestiefen von 500 bis 1000 m in Anspruch.

Die rezenten Verwandten der Bryozoen der Schreibkreide leben in geringen Tiefen. Vor allem aber sind drei Viertel aller Mollusken neritische Typen, die in Tiefen von 0 bis 300 m ihre Heimstätte besitzen. Der Reichtum an dickschaligen Gryphaeen oder großen Inoceramen ist mit einem Tiefseesediment unvereinbar. Gerade die häufige Überwucherung der Seeigelgehäuse mit den aufgewachsenen Schalen von *Plicatula* beeinträchtigt außerordentlich den bathymetrischen Wert von *Ananchytes* oder *Hemiaster*. Ebensowenig kann nach den Erfahrungen an den Spongienriffen des Devon

im Staat New York und im oberen Jura Süddeutschlands den Hexactinelliden ein solcher zuerkannt werden. Die in der Schreibkreide häufigen Belemniten (*Belemnitella*, *Actinocamax*) sind für keine bestimmte Tiefenstufe beweisend.

So weist die Analyse der Fauna auf die Bildung der Schreibkreide in einem nicht allzu tiefen, kaum über die Hundertfadenlinie hinausgehenden, ruhigen Wasser an Orten hin, wo nur eine geringe Zufuhr terrigener Bestandteile vom Festland her stattfand.

Die Ergebnisse dieser Analyse werden durch die stratigraphischen Beziehungen der der weißen Schreibkreide Europas analogen Bildungen in der nordamerikanischen Kreide zu den gleichalterigen Sedimenten bestätigt. In der Unterkreide von Texas gehen sie in Flachwasserbildungen über. In Wyoming verzahnen sich die weißen Kreidekalke der Niobrara Stufe mit grobsandigen Schiefern und Sandsteinen. Die 300 m mächtige Selma-Kreide in Alabama und Mississippi keilt nach Osten und Westen in Mergeltonen und Sandsteinen aus. Auch zu ihrem Faunenbestand gehören Coccosphären, planktonische und benthonische Foraminiferen, Seeigel, Bryozoen, Brachiopoden und dickschalige Mollusken.

5. Rote Sandsteine und bunte Mergel

Über die Entstehung der weitverbreiteten, bunt gefärbten, klastischen Gesteine, die im Devon Nordeuropas und in der germanischen Trias eine so hervorragende Rolle spielen, sind auch heute noch die Meinungen geteilt, obwohl die Ansicht, daß es sich hier, in der Hauptsache wenigstens, um Kontinentalablagerungen handelt, gegenwärtig die überwiegende Mehrzahl der Geologen zu Anhängern zählen dürfte.

Seit E. Fraas 1899 zuerst den Buntsandstein als eine Wüstenbildung des Festlandes erklärt hatte, sind insbesondere J. Walther⁴¹⁾, E. Kayser und E. Philipp⁴²⁾ für seine subaerische Entstehung eingetreten. Philipp hält ihn für eine fluviatil-kontinentale Ablagerung, ein Verwitterungsprodukt der variszischen Gebirge des jüngeren Paläozoikums, das durch fließendes Wasser aus den höheren regenreicheren Teilen des Kontinents in die tieferen, durch ein Trockenklima charakterisierten geführt, dort subaerisch abgelagert und durch Flüsse umgelagert wurde. Nur die Stufe des Roeth kennzeichnet eine marine Einschaltung in dieser sonst kontinentalen Serie. Philipps Hauptargument ist das Auftreten von Konglomeraten im mittleren Buntsandstein, die ein Gebiet von 200 km Breite einnehmen. Brandungszonen von solcher Breite — meint er — könne es nicht geben, wohl aber sei es für fließendes Wasser nicht schwer, ein Gebiet von so großer Ausdehnung mit Sand und Kies zu überdecken.

Die Entstehung des deutschen Keupers ist nach Philipps Meinung keine einheitliche. Die bunten, oft Gips und Steinsalz führenden Mergel, welche die Hauptmasse des Keupers bilden, hält er für fluviatil-kontinentale Bildungen, den Schilfsandstein für ausgesprochen fluviatil, die Dolo-

mite und Mergel mit ihrer verarmten Reliktenfauna für Absätze aus brackischen, stehenden Gewässern.

W. Deecke⁴³⁾ zieht zur Erklärung der Verhältnisse im germanischen Triasbecken während der Keuperzeit Verschiebungen des in dem Becken zurückgebliebenen Meerwassers, entsprechend der wechselnden Vergrößerung und Verkleinerung des Beckens, heran. Der Grenzdolomit stellt ihm nur eine vorübergehende Rekurrenz des Muschelkalkmeeres dar.

J. Walther stellt den Transport des losen Materials durch Wind unter dem Einfluß eines Wüstenklimas in den Vordergrund gegenüber Philippi, der dem fließenden Wasser eine größere Rolle zuschreibt.

Dagegen halten Tornquist⁴⁴⁾, Blanckenhorn und Koken⁴⁵⁾ an der älteren Auffassung des Buntsandsteins als Flachwasserbildung mariner Herkunft fest. Sie betrachten ihn mit Rücksicht auf seine küstennahe und flächenförmige Ausbreitung als ein durch die Küstenbrandung aufgearbeitetes Meeressediment. Die Entdeckung zahlreicher Bauten von Rhizocoralliden (*Arenicoloides luniformis*) im mittleren Buntsandstein von Oberhessen durch Schindewolf⁴⁶⁾ weist auf marine Verhältnisse und mindestens auf eine Transgression noch vor der Zeit des Roeth hin.

Eine vermittelnde Stellung nimmt W. Haack⁴⁷⁾ ein. Er glaubt, daß der norddeutsche Buntsandstein in einem aus der Zechsteinzeit übernommenen, mit nicht normalem Meerwasser gefüllten weiten und seichten Becken abgelagert worden sei, dem von Süden her zahlreiche Flüsse Sande und Geschiebe zuführten. Das Land, aus dem diese Flüsse kamen, stand unter dem Einfluß eines Trockenklimas. Zu Zeiten weniger starker Senkung des Beckens, vermehrter Sedimentzufuhr und vollständiger Absperrung vom Meere wurden infolge stärkerer Verdunstung und Trockenheit größere Gebiete in Salzsteppen und Halbwüsten umgewandelt. Erst zur Zeit des Roeth wurde die Verbindung mit dem Meere wieder vollständig hergestellt.

So kann die Frage der Entstehung mächtiger und für die Geschichte des germanischen Beckens während der Triasperiode bedeutungsvoller Ablagerungsserien auch heute noch kaum als hinreichend geklärt angesehen werden.

Das Old red Schottlands wird heute fast allgemein als eine kontinentale Beckenausfüllung anerkannt, aber auch über seine Entstehung besteht insofern ein Widerstreit der Meinungen, als es von der einen Seite unter Führung J. Walthers als eine Wüstenbildung, von der anderen als lakustrisch-fluviatil angesehen wird.

Es bildet in dem klassischen Studiengebiet Schottlands eine in Tälern zwischen fünf hohen, während der kaledonischen Faltungen aufgerichteten Parallelrücken (Jukes-Brown) eingelagerte Serie grober Detritusprodukte und Effusivgesteine. Den Hauptanteil an der Zusammensetzung nehmen rote Sandsteine und Mergel mit Kalkkonkretionen, welche die berühmten Fischreste umschließen. Jedes der groben Sandkörner ist mit einem Häutchen von Eisenoxyd überzogen. Godwin-Austen hat im Jahre 1856 zuerst die Ansicht vertreten, das Old red sei in großen Süßwasserseen zur Ablagerung gekommen, weil Sedimente solcher Art sich nicht im

Meere, wohl aber in Süßwasserseen niederschlagen können, wenn ihnen Eisenkarbonat in Lösung durch die Flüsse zugeführt wird. Die Gesamtmächtigkeit des Old red beträgt gegen 12000 m, aber innerhalb jedes einzelnen großen Ablagerungsgebietes nicht mehr als 6000 m. Der früher angenommene allmähliche Übergang in das marine Obersilur durch Passage beds wird heute von manchen Forschern bestritten.

Als Beweise für die kontinentale Bildung des Old red unter dem Einfluß eines trockenen Klimas werden angeführt: das häufige Auftreten von Kreuzschichtung, Anhäufung von Sandkörnern, die die falsche Schichtung alter Sanddünen einer Wüste zeigen, die Einstreuung von mehr als 2 m im Durchmesser haltenden Blöcken in den Konglomeraten, die Häufigkeit von Rippelmarken und Trockenrissen, die außerordentliche Armut an Kalksteinen. Die Fauna enthält fast nur Landpflanzen, Eurypteriden und Fische. Über eine Vermischung der Süßwasserfische des Old red mit devonischen Meeresfischen wird uns nur von solchen Orten berichtet, in deren Nähe die Küstenlinie zwischen dem Festland und dem Schelfmeer verlief.

In Nordamerika weicht die Entwicklung des Old red von jener in Schottland einigermaßen ab. J. Barrell betrachtet es der Hauptmasse nach als eine Anhäufung von Flußablagerungen in sehr ausgedehnten Deltas, umgeben von Seen und Sümpfen, so bei Scaumenac in Quebec, wo alle marinen Fossilien fehlen, während im Staat New York zahlreiche dünne Zwischenlagen von marinen Sedimenten sich zwischen die fluvialen Bänke einschalten.

Noch ausgedehnter sind die Ablagerungen kontinentalen Charakters aus der Perm- und Triasperiode in Nordamerika, die im Vorlande der Rocky Mountains als Red beds, in den Oststaaten als Newark System bezeichnet werden. Auch hier hat sich, wie in Europa, ein Streit der Meinungen über ihre Entstehung entsponnen. Die amerikanischen Geologen der älteren Schule hielten sie für Ablagerungen einer Flachsee. Noch im Jahre 1913 bestritt K. Henning⁴⁸⁾ die Möglichkeit einer äolischen Entstehung. Erst durch J. Barrell und Ch. Schuchert gewann die Auffassung, daß hier Kontinentalbildungen vorliegen, Boden. Nach der Ansicht dieser beiden Forscher, die seither in Amerika selbst von verschiedenen Seiten her Zustimmung gefunden haben, sind die Red beds auf Landflächen entstanden, in denen die Trockenzeit nur gelegentlich durch kurze Regenperioden unterbrochen war. E. Case⁴⁹⁾ erklärt die reichen Knochenlager permischer Stegocephalen und Reptilien in Texas als entstanden durch die Zusammenschwemmung im Inundationsgebiet der während der Regenzeit hochgeschwollenen Flüsse, allerdings im Widerspruch mit J. Walther⁵⁰⁾, der die Möglichkeit der Anhäufung von Knochenlagerstätten durch Zusammenschwemmung in Flüssen bestreitet.

Im nordamerikanischen Paläozoikum hat insbesondere A. Grabau⁵¹⁾ eine fluvial-terrestrische Entstehung zahlreicher, bis dahin für marin gehaltener Schichten nachzuweisen versucht, so des ganzen mittleren Obersilurs⁵²⁾, des äolischen Sylvana-Sandsteins von Ohio, Michigan und Canada,

des Oriskany Sandsteins im Unterdevon. Die oberdevonischen Sedimente der Catskill-, Oneonta- und Sherburne Stufe sollen Flußablagerungen entsprechen, die allmählich vorrückend, das Meeresufer immer weiter nach Westen verschoben und die gleichzeitig abgelagerten marinen Bildungen überlagern⁵³⁾.

Im Unterkambrium der südlichen Appalachien trennt J. Barrell⁵⁴⁾ eine 3000 bis 4000 m mächtige Serie von konglomeratischen Bildungen und Sandsteinen, die die Wasserscheide zwischen North Carolina und Tennessee bilden, als terrestrisch von ähnlich gearteten Sedimenten ab, in die sie nach oben zu übergehen und die mariner Herkunft sind.

Von Bildungen jüngerer Epochen weist mit den hier beschriebenen das Miozän des Ebbeckens in Spanien, das von den unterlagernden triadischen Sedimenten nur schwer getrennt werden kann, die größte Ähnlichkeit auf. A. Penck⁵⁵⁾ hat gezeigt, daß es sich auch hier um Ablagerungen fluvial-subaerischen Ursprungs unter dem Einfluß eines trockenen Klimas handeln dürfte.

Die Han-Hai Schichten v. Richthofens, beziehungsweise die Gobi-Serie von Suess und Obrutschew⁵⁶⁾ in Zentralasien sind unzweifelhaft Wüsten- oder Steppenbildungen in einem abgeschlossenen Kontinentalgebiet.

Die Erkenntnis ausgedehnter und mächtiger Ablagerungen kontinentalen Charakters aus älteren geologischen Perioden ist ohne Zweifel eine bedeutungsvolle Errungenschaft der modernen Geologie. Indessen beginnt sich gegen die Übertreibung einer Tendenz, alle Ablagerungen, deren marine Entstehung nicht nachgewiesen werden kann, sofort zu Kontinentalbildungen zu stempeln, bereits eine Reaktion geltend zu machen. Sie ist unter den amerikanischen Forschern vorläufig durch die Arbeiten von C. L. Dake⁵⁷⁾ eingeleitet worden.

II. Über einige Faziesbezirke und Faziesbildungen innerhalb der ostalpinen Geosynklinale

Den Typus der Entwicklung der Meeresablagerungen innerhalb der tethyischen Geosynklinale geben die Ostalpen ab.

Pompeckj⁵⁸⁾ und Haug⁵⁹⁾ haben die Unterschiede in der Entwicklung der Sedimente innerhalb der Geosynklinale und auf ihrem Vorlande auf Differenzen in der Meerestiefe zurückzuführen versucht. Haug stellt eine bathyale Ausbildung der alpinen Sedimente der neritischen in den Epikontinentalmeeren auf dem Vorlande gegenüber. In Übereinstimmung mit Uhlig⁶⁰⁾ muß ich diese Erklärung ablehnen, da wir es auch in den Ostalpen mit überwiegend neritischen Bildungen zu tun haben — auch in der von den beiden oben genannten Forschern als Beispiel herangezogenen Juraformation — und weil die Unterschiede zwischen dem mitteleuropäischen und mediterranen Jura sich durch alle Stufen und

Fazies dieser Formation hindurchziehen — mit Ausnahme einzelner Grenzregionen (Czetchowitz für Oxford, Freiburger Alpen für Lias), in denen sie sich verwischen.

1. Trias und Jura in den Ostalpen

Die mächtigste Schichtgruppe des ostalpinen Mesozoikums ist die Trias. Den Hauptanteil an der Zusammensetzung der triadischen Meeresablagerungen nehmen Kalke und Dolomite. In den Nord- und Südalpen gibt es Profile, wo die gesamte Triasformation über den Werfener Schichten, die fast stets mit grobklastischen Schiefern und Sandsteinen anheben, durch eine faziell gleichartige Kalkmasse vertreten ist, die eine weitere Gliederung nicht zuläßt. In der Regel ist diese Kalkmasse freilich innerhalb der karnischen Stufe durch ein kalkärmeres Mergel- und Schiefer-niveau von wechselnder Mächtigkeit mit überwiegend kalkig-tonigen Sedimenten (Raibler Schichten, Bleiberger Schichten, Cardita Schichten) unterbrochen. Nur am Rande des Böhmisches Massivs stellen sich in diesem Niveau, das mit einer negativen Bewegung der Strandlinie zusammenfällt, sogar limnisch-terrestrische Bildungen ein (Lunzer Schichten der Niederösterreichischen Voralpen mit lokal entwickelten Kohlenflözen). Das Hauptkontingent zur Fauna der Raibl-Cardita-Gruppe stellen dickschalige Bivalven der Flachsee. Die unter jener Gruppe liegende Kalkmasse tritt uns in den nördlichen Kalkalpen in der Fazies der Ramsad dolomite, Reiflinger Kalke und Wettersteinkalke entgegen. Die letzteren sind ein unzweifelhaft organogenes Sediment, Algenriffe, die bald zu großer Mächtigkeit anschwellen, bald seitlich in den nur lokal entwickelten Partnach Schichten auskeilen. Eine unvergleichlich wichtigere Rolle spielen in den Südalpen — wenigstens im Bereiche des südosttirolischen Hochlandes — neben organogenen Kalken und Dolomiten (Marmolatakalk, Esinokalk, Mendoladolomit, Schlerndolomit) auch tonig-mergelige Sedimente, verknüpft mit den Tuffen der ladinischen Augitporphyre. Nur hier ist die ladinische Stufe in reicher Gliederung und bedeutender Mächtigkeit repräsentiert, während sie in den Nordalpen verkümmert und in vielen Profilen überhaupt nicht nachweisbar ist.

Weitaus einheitlicher, teils in der Fazies des Hauptdolomits, teils des Dachsteinkalkes ausgebildet ist die hangende Kalkmasse über dem mittleren, kalkarmen Niveau der Raibl-Cardita-Gruppe. Die Dachsteinkalke sind entweder echte Korallen- oder Algenriffkalke, wie in den großen Plateaustöcken der Salzburger und nordsteirischen Kalkalpen oder wohl geschichtete Kalke detritogenen Ursprungs. Die Bänke des Dachsteinkalkes sind nur selten ursprünglich gewachsene Kalkalgenbänke, in der Regel vielmehr aus Kalkalgendetritus zusammengesetzt. Die dickschaligen Megalodonten, die in ihnen oft massenhaft vorkommen, weisen auf sehr geringe Tiefen und den Einfluß der Brandung an der Gezeiten-grenze hin. Wettersteinkalke und Dachsteinkalke sind Absätze aus einer Meerestiefe von 10 bis 15 m. E. Suess⁶¹⁾ deutet die Entstehung der

roten Schmitzen im Dachsteinkalk als Reste einer Terra rossa, die sich bei der Trockenlegung jeder einzelnen Bank durch Verwitterung gebildet habe. Die so charakteristische und ausgeprägte Bankung vieler Dachsteinkalke würde sonach auf einer regelmäßigen Unterbrechung der Sedimentation infolge einer Trockenlegung der Oberfläche jeder einzelnen Bank beruhen, die der atmosphärischen Erosion ausgesetzt und erst nach einem längeren Zeitraum wieder vom Meere bedeckt wurde. Die Oszillationen des Meeresspiegels waren so gering, daß sie dem Emporwachsen der Dachsteinkalkbänke eben noch Schritt zu halten imstande waren. Gerade während der Triasperiode muß daher das Meer innerhalb der alpinen Geosynklinale außerordentlich seicht gewesen sein. Dafür spricht auch die große Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit der Sedimente dieser Periode.

Nach oben klingen die Dachsteinkalke an vielen Orten in einer Mergelfazies, den Kössener Schichten, aus. Gelegentlich kommt es in diesen zur Bildung von Korallenmergeln, aber auch von sehr feinkörnigen bituminösen Tonen ohne grobe terrigene Beimischungen, wie den Azzarola Schichten des lombardischen Rhät, die als Absätze eines Schelf- oder Wattenmeeres zu deuten sein dürften.

Neben der weitaus überwiegenden Menge triadischer Sedimente von ausgesprochen neritischem Charakter gibt es in der ostalpinen Geosynklinale noch eine zweite Serie von Gesteinen, die von der Mehrzahl der Forscher als bathyale Absätze betrachtet werden. Es sind die Hallstätter Kalke, die sich stellenweise durch ihren Reichtum an Cephalopoden und dünnchaligen Muscheln (*Halobiidae*) auszeichnen. Waehner, Haug und Uhlig rechnen die Hallstätter Kalke zu den bathyalen Bildungen. A. Heinrich⁶³⁾ gelangte auf Grund seiner Beobachtung an Dünnschliffen der julischen Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee zu der Überzeugung, daß hier ein reines Globigerinensediment ohne jeden Anteil eines terrigenen Materials vorliege, obwohl mit einer solchen Auffassung die große Häufigkeit benthonischer Foraminiferen, wie *Glandulina* und *Cristellaria*, schwer in Einklang zu bringen ist. Dagegen vertreten J. Walther⁶³⁾ und E. Koken⁶⁴⁾ den entgegengesetzten Standpunkt. Für Koken beweist die reiche Gastropodenfauna gewisser Hallstätter Kalke mit ihren zahlreichen, festsitzenden Formen und den häufigen, auf Klippenbrandung im bewegten Wasser hinweisenden Schalenverletzungen das Leben dieser Mollusken auf einer felsigen Schorre. J. Walther betrachtet die Ammonitenester und Cephalopodenlinsen in den Hallstätter Kalken als Ausfüllungen von Spalten und Lücken in Triasriffen. Auch Lachmann sieht in den Hallstätter Kalken ein Sediment, das auf aufsteigenden Salzhorsten zum Absatz kam, und mithin eine Seichtwasserbildung.

Ich halte die Hallstätter Kalke für ein Foraminiferensediment, das sich in verschiedenen Tiefen aber stets unter Bedingungen gebildet hat, die eine Zufuhr terrigenen Materials von der Küste her ausschlossen. Viele Hallstätter Kalke stehen in inniger Verbindung mit Korallenriff- und Algenriffkalken des Dachsteinkalkes und können im Sinne Walthers als Ausfüllungen von Spalten und Lücken desselben gedeutet werden.

Die Gastropodenfauna trägt den von Koken geschilderten Charakter. Die dünnchaligen Bivalven — *Monotidae* und *Halobiidae* — sind Bewohner eines schlammigen Untergrundes, wie ihn der Foraminiferenschlick darbietet. Unter den Brachiopoden zeichnet sich eine nicht unbeträchtliche Anzahl durch Schalenverdickung, wenigstens in der Wirbelregion, aus. Auch fehlt es lokal nicht an Beimischung von Crinoidenstielen und Crinoidengrus. Auf eine landferne Entstehung in bedeutenden Tiefen könnte selbst aus einem Reichtum an planktonischen Foraminiferen — in Wirklichkeit überwiegen die benthonischen — nicht geschlossen werden, seit die Bildung reinen Globigerinenschlicks in den Lagunen der Malediven durch Gardiner festgestellt worden ist.

Nur jene Hallstätter Kalke, die abgesondert von der Region der Dachsteinkalkentwicklung unmittelbar auf dem Haselgebirge der Untertrias liegen und durch ihre unvergleichlich geringe Mächtigkeit gegenüber der normalen Serie der ostalpinen Triasbildungen auffallen, dürften als bathyale Bildungen anzusprechen sein. Sie wurden wohl in tieferen Rinnen und Kanälen zwischen den bis nahe an den Meeresspiegel aufragenden triadischen Riffmassen abgelagert.

So groß der Gesamtreichtum der Hallstätter Faunen an organischen Resten ist, so wenig gelingt es, die einzelnen Faunen profilmäßig übereinander nachzuweisen. Ich kenne im Salzkammergut nur zwei Lokalitäten, an denen Faunen der norischen und karnischen Stufe in einem Profil aufgeschlossen sind und in ihrem Schichtverband beobachtet werden können, den Nordabhang des Feuerkogels und den Südabhang des Millibrunnkogels in der Nähe des Sandling. Aber auch an diesen beiden Lokalitäten reicht die Vertretung der norischen Stufe nicht über deren tiefsten Horizont hinaus.

Gegen die von F. Frech⁶⁵⁾ angenommene bathyale Entstehung der ladinischen Knollenkalke des Bakony sprechen die häufig sichtbaren Spuren einer Abrollung der Ammonitensteinkerne, wie sie im tiefen Wasser ausgeschlossen ist.

Im Gegensatz zu der gewaltigen Entwicklung von Kalk- und Dolomitmassen in der Triasformation ist der ostalpine Jura innerhalb weiter Gebiete oft von geringer Mächtigkeit. Dieses Mißverhältnis macht sich am auffallendsten in der subpienninischen Entwicklung des Oberjura geltend, wo manchmal eine nur 8 m mächtige Kalkbank alle Jurahorizonte vom Kelloway bis zum Tithon umfaßt. Auch die Mächtigkeit des unteren Lias ist in den Ostalpen häufig in ungewöhnlichem Maße reduziert. Immerhin finden sich im Lias noch die größten zusammenhängenden Verbreitungsbezirke bestimmter Faziesgebilde. Dies gilt insbesondere von den Fleckenmergeln oder Algäuschiefern der nördlichen Kalkzone, die alle Stufen des Lias umfassen. Sie sind mergelige und tonige Sedimente, deren Absatz Neumayr auf eine von Norden her kommende, schlammige Meeresströmung zurückführt.

Die kalkige Fazies des Lias repräsentieren bunte Cephalopodenkalke, Adnether Schichten und Hierlatz Schichten. Die beiden ersteren hält Waehner⁶⁶⁾ für echte Tiefseebildungen. Besondere Beweiskraft wird der

eigenartigen Erhaltungsweise der Ammoniten in den Adnether Schichten zuerkannt, in denen die Cephalopodenschalen stets nur auf einer Seite konserviert, auf der anderen vollständig zerstört sind. Diese einseitige Zerstörung der Schale braucht aber keineswegs auf einer chemischen Auflösung durch das sauerstoffreichere Wasser großer Tiefen zu beruhen. Auch in neritischen Tonschiefern des schwäbischen Lias sind nach Quenstedts⁶⁷⁾ Mitteilungen die Skelette der Ichthyosaurier und selbst das harte Schuppenkleid der Ganoidfische (*Dapedius*) in der Regel nur auf der Unterseite erhalten, auf der sie bei der allgemeinen Wasserbedeckung durch den Schlamm geschützt waren. Für eine abyssische Entstehung der bunten Cephalopodenkalke läßt sich kein exakter Beweis führen.

Die Hierlatz Schichten sind ohne Zweifel eine Bildung in geringen Meerestiefen, zum Teil Ausfüllungen von Spalten und Vertiefungen in dem aus Dachsteinkalk bestehenden Untergrund. Ihre sehr mannigfaltige Fauna enthält zumeist Kleinformen. Bemerkenswert ist auch der Reichtum an Crinoidenstielen.

Dem Lunzer Sandstein der Obertrias entspricht am Nordrande der nordöstlichen Kalkalpen die teils litorale, teils limnische Fazies der Grestener Schichten mit Kohlenflözen, Landpflanzen, dickschaligen Muscheln und Brachiopoden⁶⁸⁾. Ebenso weist am Südrande der Ostalpen die Einschaltung der pflanzenführenden Schichten von Rozzo in die Seichtwasserbildungen der Grauen Kalke in den Tredici Comuni auf die Nähe eines alten Festlandes oder einer Insel hin. In Südtirol und den angrenzenden Teilen von Venetien hingegen reicht die Fazies der hellen Dachsteinkalke und Dolomite bis in den Lias hinauf.

Die Zeit des mittleren Jura war in den Ostalpen eine Periode außerordentlich beschränkter Sedimentbildung. Es liegen uns aus dieser Epoche fast nur zoogene Absätze von sehr geringer Mächtigkeit und an verschiedenen Lokalitäten zerstreut vor. Zusammenhängende Juraprofile gibt es an keiner Stelle. Dennoch darf man nicht an eine wiederholte Unterbrechung der Meeresbedeckung denken. Die Strandlinie erreichte vielmehr gerade im oberen Jura, wie Neumayr gezeigt hat, ihren höchsten Stand in ganz Mitteleuropa. Wahrscheinlich waren die Ostalpen während dieser Zeit vollständig vom Meere bedeckt, das auch die letzten Reste des Inselgebirges der Zentralzone unter seinen Fluten begrub. Die Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der Sedimente sind wohl in erster Linie auf einen Mangel an terigenem Material für die Sedimentation zurückzuführen⁶⁹⁾.

Erst im obersten Jura begegnet man wieder Faziesgebilden von größerer Mächtigkeit und in weiterer Ausbreitung, so den Aptychenkalken, Oberalm Schichten, *Acanthicus*-Schichten und den tithonischen Riffmassen des Plassenkalkes, die lokal zu Mächtigkeiten von 600 bis 800 m anschwellen. Die durch ihre ungewöhnlich dicken Schalen ausgezeichneten Nerineen sind die auffallendsten Vertreter der reichen Gastropodenfauna dieser hellen Riffkalke.

Über den neritischen Charakter des ostalpinen Tithon, dem die Stramberger Kalke der Karpathen entsprechen, ist eine Diskussion über-

flüssig. Schwieriger zu entscheiden ist die Frage nach der neritischen oder bathyalen Natur der oberjurassischen Aptychen-Schiefer und -kalke und der Cephalopodenkalke. M. Neumayr⁷⁰⁾ hat die roten, tonreichen Cephalopodenkalke des Ammonitico rosso mit ihren dicht nebeneinander gepackten Ammonitengehäusen, desgleichen in Übereinstimmung mit E. Suess, C. v. Guembel und Th. Fuchs⁷¹⁾ die Aptychenkalke als Tiefseebildungen betrachtet, die unterhalb der 2500-Faden-Linie, also in der abyssischen Region entstanden sein sollen. J. Walther⁷²⁾ hingegen lehnt diese Deutung ab und leugnet die Existenz jurassischer Tiefseebildungen im strengen Sinne des Wortes in der ostalpinen Geosynklinale.

Für die Tiefenzone, in der solche an Cephalopoden reiche Gesteine sich gebildet haben, fehlen sichere Anhaltspunkte. Sie können wohl, müssen aber nicht unbedingt bathyalen Ursprungs sein. Erforderlich für ihre Bildung ist nur ruhiges Wasser unterhalb der Grenze der Wellenwirkung und eine Meeresströmung, die zu einer massenhaften Anhäufung der Ammonitenschalen, beziehungsweise der Aptychen geführt hat.

Es gibt vor allem eine Gruppe jurassischer Gesteine, die immer und immer wieder bei einzelnen Alpenforschern den Gedanken an abyssale oder mindestens bathyale Bildungen wachrufen. Es sind die Radiolarite, aus Radiolarienskeletten und Spongiennadeln bestehende Züge von Hornstein, die sehr häufig mit grünen Eruptivgesteinen (Peridotiten) verknüpft und den Aptychenkalken und Kalkschiefern eingelagert sind. Insbesondere Steinmann⁷³⁾ ist mit großer Entschiedenheit und nicht ohne Erfolg für ihren Tiefseecharakter eingetreten. Auch V. Uhlig⁷⁴⁾ hat sich seiner Meinung, nicht nur in bezug auf die ostalpinen Radiolarite, sondern auch auf jene der Franciscan series in Oregon angeschlossen, deren abyssische oder bathyale Entstehung von den amerikanischen Geologen selbst bestritten wird⁷⁵⁾.

Den stärksten Einwand gegen die Auffassung Steinmanns und Uhligs liefern Ampferers⁷⁶⁾ Beobachtungen an den Hornsteinbreccien des Sonnwendjoches in Nordtirol. Hier liegen bei gleichmäßigem Einfallen gegen Süden Hornsteinbreccien in wiederholter Wechsellagerung mit dünn geschichteten Radiolarienmergeln und Tonen zwischen oberjurassischen Hornsteinkalken im Hangenden und roten Liaskalken im Liegenden. F. Waehner, der Monograph des Sonnwendjochgebirges, hält die Radiolarienschichten für Tiefseebildungen und ist infolgedessen gezwungen, die Breccien als Dislokationsbreccien zu deuten und die Wechsellagerung zwischen beiden Gesteinsgruppen durch Annahme einer Schuppenstruktur entlang einer Anzahl von Überschiebungsflächen zu erklären. Dagegen hat Ampferer die sedimentäre Natur der Hornsteinbreccien mit ihren Konglomeraten in überzeugender Weise nachgewiesen. Zwischen ihnen und den Radiolarienschichten besteht eine feingegliederte, ruhige Wechsellagerung ohne jede Spur von Verfaltungen und Störungen.

Die enge stratigraphische Verbindung der Hornsteinbreccien, die auf Küstennähe hinweisen, mit den Radiolariengesteinen würde eine Deutung der letzteren als Tiefseeabsätze ausschließen, wenn man nicht zu der

Vorstellung seine Zuflucht nehmen wollte, daß die Breccien an der Steilküste eines Korallriffes — auf ein solches weisen die Riffkalke des Lias hin — in größere Tiefen geraten seien, mithin trotz der Strandnähe nicht neritisch zu sein brauchen.

So sind absolut zwingende Beweise für die abyssische Entstehung irgendeines jurassischen Sediments in den Ostalpen überhaupt nicht, selbst für eine solche im Bathyal kaum vorhanden, wenn auch kein Zweifel darüber bestehen dürfte, daß die überwiegende Menge der ostalpinen Juraablagerungen in einer größeren Meerestiefe niedergelegt worden ist als jene der Triasperiode.

2. Der alpin-karpathische Flysch

Die Bildungen der alpin-karpathischen Flyschzone, die teils die Oberkreide, teils das Paläogen vertreten, gehören einem für die alpine Geosynklinale charakteristischen Faziesbezirk an und fehlen vollständig auf deren Vorland.

Die Flyschzone besteht aus einer im allgemeinen einförmigen, durch den Mangel oder wenigstens eine relative Armut an Fossilien für paläontologische Studien wenig dankbaren Aufeinanderfolge von Sandsteinen und Schiefertönen, welche nicht selten mit Eruptivgesteinen verknüpft sind. „Wo immer man die Sandsteinzone verquert, überall stößt man mit wenigen Ausnahmen auf dieselben wenig zahlreichen Schichtgruppen, dieselben Sandsteine und Schiefer, dieselbe Versteinerungsarmut“⁷⁷⁾.

Die meist glimmerreichen, wohl gebankten Sandsteine sind bald fein-, bald grobkörnig bis konglomeratisch. Sie wechsellagern häufig mit Lagen von Tonschiefern und Kieselschiefern oder Schiefertönen, die durch Anreicherung mit Kalk den Charakter von Mergelschiefern annehmen. In diesen Mergelschiefern findet sich — und zwar an der Unterseite der Schichtflächen — die Hauptmasse der eigentümlichen Flyschfukoiden oder Hieroglyphen, die nach den Untersuchungen von Th. Fuchs⁷⁸⁾ nicht als Algenreste, sondern als Fährten, Gänge oder Laichröhren von Würmern zu deuten sind. In den kieselreichen *Meletta*-Schiefern des karpathischen Oligozänflysches finden sich Schwärme von Sardinen ähnlichen Fischen, insbesondere *Amphisyle Heinrichii*. Die Sandsteine führen gelegentlich Orbitoiden und Nummuliten. Sie kennzeichnen die küstennahe und Seichtwasserfazies des Flyschgebirges. Die Fließwülste und Rieselspuren der Hieroglyphen weisen geradezu auf eine flache, im Bereiche der Gezeiten gelegene Schorre hin.

Größere Meerestiefen werden durch die tonig-sandigen Flyschgesteine angedeutet, aus denen Rzehak in Mähren, Grzybowski in Galizien Foraminiferen mit agglutinierenden Schalen beschrieben haben, ferner durch die an Spongiennadeln reichen Kieselschiefer. Noch größere Meerestiefen werden von Noth⁷⁹⁾ für die Entstehung der roten Tone von Barwinck und Komarnik angenommen. Noth bezeichnet sie als Meereslaterite im Sinne von J. Walther und betrachtet sie als lateritisch verfärbte Absätze,

wie sie sich gegenwärtig in den Deltas tropischer Flüsse, aber noch im Ablagerungsgebiet des Kontinentalschlammes bilden. Die Foraminiferenfauna, die 60% heute noch lebender Arten enthält — es sind meist solche mit sandig-kalkigen Schalen — hat eine auffallende Ähnlichkeit mit einer Fauna, die Murray auf der Expedition des Challenger in der Nähe von Pernambuco aus einer Tiefe von 675 Faden aufgefischt hat. Noth glaubt, daß die Tone von Barwinck in einer durchschnittlichen Tiefe von 500 Faden, also an der Grenze des Bathyals und Abyssikums zur Ablagerung gelangt seien

So scheint Uhligs⁸⁰⁾ Ansicht, daß wir in den Flyschgesteinen eine lückenlose Kette von Übergängen aus einer rein litoralen bis zu einer abyssischen Fazies zu sehen haben, den Tatsachen am besten gerecht zu werden, allerdings mit der Einschränkung, daß im großen ganzen das Flyschmeer eine Flachsee gewesen sein dürfte, die nur an einzelnen Stellen durch tiefe Rinnen unterbrochen war.

Die grobkörnigen Sandsteine der Flyschzone mit ihren konglomeratischen Einlagerungen vom Typus des Magura Sandsteins sind normale Meeressedimente. Dagegen kennen wir in den heutigen Meeren keine Absätze, die mit dem echten Flysch mit seinen Fließwülsten und Hieroglyphen oder mit den Fukoidenmergeln mit ihrem Reichtum an ortsfremden Blöcken übereinstimmen. Th. Fuchs⁸¹⁾ vertritt die Ansicht, dieser Flysch sei überhaupt keine detritäre Bildung, sondern ein Produkt von Vorgängen, deren beiläufiges Analogon in der Jetztzeit die Schlammvulkane darstellen. Als den Typus solcher Bildungen betrachtet er die halbhartten, splinterigen Mergelschiefer (schisti galestrini) des Apennin, die er den argille scagliose der Subapennin-Formation an die Seite stellt.

Dagegen hält R. Zuber⁸²⁾ die Sedimente des Flachmeeres in der Nähe des Orinokodeltas für Äquivalente des eigentlichen Flysch. Der in ihnen massenhaft angehäuften vegetabilische Detritus ist auch die Quelle ihres Bitumengehaltes. Für die Bildung des Flysches erscheint ihm daher ein tropisches Klima erforderlich.

3. Couches rouges und Scaglia

Die den Seewenkalken äquivalenten roten, feinkörnigen Senonmergel der Ostschweiz und des Rhätikon sind von Steinmann und Seidlitz als Tiefseebildungen angesprochen worden. Die Ähnlichkeit in der Zusammensetzung ihrer Foraminiferenfauna mit jener der englischen und norddeutschen Schreibkreide weist auf eine übereinstimmende Bildungsweise hin. Wie Eggers⁸³⁾ Untersuchungen ergeben haben, gehört die Mehrzahl der Foraminiferen dem Benthos, nicht dem Plankton an. Allerdings sind die Foraminiferenschalen in ein außerordentlich feines Material eingebettet, doch treten in diesem auch manchmal Glaukonitsande auf, die mindestens nicht für einen abyssalen Charakter des Sediments sprechen. Wie in der Schreibkreide kommen auch in den Couches rouges Inoceramen und Belemniten vor. Nach Seidlitz liegen die Couches rouges im Rhätikon innerhalb der

beiden Zonen der Sulzfluhkalke und der Liasbreccien und in beiden transgredierend über Gesteinen von küstennahem Charakter, dem Tithon der Sulzfluh, beziehungsweise der Falknisbreccie einerseits, den Breccien der Unterkreide andererseits. Die Wahrscheinlichkeit, daß eine Transgression mit einer Tiefseebildung anhebt, ist außerordentlich gering.

Auch für die Foraminiferengesteine der ostalpinen Oberkreide wird man daher zunächst wohl besser an eine Entstehung im Flachwasser zu denken haben.

Auch in der südlichen Kalkzone der Ostalpen wird das Senon auf weite Strecken hin durch ein sehr feinkörniges, an Foraminiferen reiches Gestein, die roten und weißen Mergel der Scaglia, vertreten. Schon die lokale Mächtigkeit der Scaglia spricht mit aller Entschiedenheit gegen die Annahme einer Tiefseebildung. Vollends widerlegt wird eine solche Annahme durch die innige Verknüpfung der Scaglia mit Hippuritenkalcken in dem Gebiet zwischen Piave und Tagliamento. Die letzteren sind rein zoogene Kalke, die wahre Riffe innerhalb der umgebenden Mergel und Mergelkalke der Scaglia und des Biancone bilden.

Faziesbildungen im östlichen Teil der tethyischen Geosynklinale

Hier sollen nur einige besonders auffallende Faziesbildungen aus dem asiatischen Anteil der tethyischen Geosynklinale besprochen werden.

1. Die Trias im Himalaya und auf Timor

Die zonare Anordnung der Triasbildungen im Zentral-Himalaya⁸⁴⁾ verrät die gegen Nord zunehmende Vertiefung des Meeres und die wachsende Entfernung von der Küste des Gondwana-Festlandes. In der tibetanischen Klippenregion (Umgebung des Balcbdhura und des Chitichun No. I) finden sich geringmächtige organogene Kalke und Marmore der Hallstätter Entwicklung. Sie enthalten Cephalopodenfaunen aus mehreren Triashorizonten von der skythischen Stufe bis zu den *Subbullatus*-Schichten und auch des unteren Lias und sind mit jungen Eruptivgesteinen, wahrscheinlich tertiären Alters, enge verknüpft. Die über alles Erwarten nahe lithologische und faunistische Übereinstimmung dieser tibetanischen Serie im Himalaya mit ostalpinen Sedimenten der karnischen Stufe und des Unterlias zwingt zu der Vorstellung, daß nördlich von der Hauptzone des Himalaya innerhalb der Tethys während der karnischen und Liasepoche ein Meeresstreifen vorhanden war, in dem nicht nur gleiche physikalische Bedingungen den Absatz von Sedimenten bewirkt haben, die jenen in den Ostalpen aus denselben Epochen durchaus gleichartig waren, sondern innerhalb dessen das Meer auch von einer den homotaxen alpinen Faunen außerordentlich nahestehenden Fauna bevölkert war.

Die Tatsache, daß gleichartige Fazies mit einander so ähnlichen Faunen in räumlich so weit entfernten Gebieten auftreten, ist von großer Bedeutung für eine richtige Bewertung der Faziesverhältnisse innerhalb der einzelnen Zonen der Alpen. Sie erlaubt nicht, für zwei Zonen mit gleicher Faziesentwicklung stets das Verhältnis von Wurzel und Schubdecke als allein zulässig voranzusetzen.

In der Hauptzone des Himalaya besteht die Trias aus einem 1000 bis 2000 m mächtigen Wechsel von wohlgeschichteten Kalken, Schiefern, Tonschiefern, Mergelkalken, Mergeln, Dolomiten und Quarziten. Obwohl so küstennahe Absätze wie der Lunzer Sandstein aus dem Himalaya nicht bekannt sind, treten doch die reinen, hellen Kalke gegenüber den terrigenen, kalkärmeren Sedimenten viel erheblicher zurück als in den Ostalpen. Reine, gut gehauene Kalke vom Typus der alpinen Dachsteinkalke stellen sich erst in einem hohen Niveau der norischen Stufe ein, halten dann aber allerdings mit gleichbleibender Fazies bis in den mittleren Jura an. Es zeigt sich hierin eine gewisse Übereinstimmung mit der Entwicklung des Lias in Südosttirol und Venetien, obwohl die Fazies der Dachsteinkalke und hellen Dolomite hier nicht in ein so hohes Niveau emporreicht. Den an ostalpine Verhältnisse gewöhnten Geologen befremdet am meisten die Seltenheit von mit Korallen- und Algenriffen vergleichbaren Bildungen. In Johar und Painkhanda fehlen sie gänzlich, in Spiti sind sie auf eine 30 m mächtige Schichtgruppe an der Basis des mittleren Norikums beschränkt. Fast in allen Profilen fällt der Unterschied zwischen den dunkelfarbigen Schiefern und unreinen Kalken in der unteren und den hellen Kalken und Dolomiten in der oberen Hälfte auf.

Diese Normalentwicklung der Himalaya-Trias zeichnet sich durch die verhältnismäßig weite Verbreitung einzelner Horizonte bei gleichbleibender Gesteinsbeschaffenheit aus. In bezug auf die Mannigfaltigkeit der faziellen Differenzierung steht demgemäß der zentrale Himalaya — nur dieser ist uns bisher genauer bekannt — hinter den Ostalpen weit zurück. Gleichwohl besteht auf der weiten Erstreckung von Kashmir bis Byans keine Einheitlichkeit in der Ausbildung der triadischen Sedimente. In Kashmir z. B. setzt die Fazies der hellen Kalksteine schon in der karnischen Stufe ein. Die ladinische Stufe, die in Spiti fast 100 m mächtig und durch reiche Faunen gut charakterisiert ist, erscheint in den klassischen Profilen des Bambanag- und Shalshal Cliff in Painkhanda auf wenige Bänke mit einer einförmigen, indifferenten Fauna reduziert. In Byans ist sie überhaupt nicht mehr nachweisbar. Gemeinsam allen Triasablagerungen der Normalentwicklung in der Hauptzone des Himalaya ist jedoch die Abwesenheit aller Eruptivbildungen, so daß tuffige Sedimente wie im Gebiet des südosttirolischen Hochlandes vollständig fehlen.

Nirgends auf der Erde tritt uns die Hallstätter Entwicklung in so typischer Ausbildung und mit einer solchen Fülle von Cephalopodenfaunen entgegen, wie in dem südlichen Teil von Niederländisch-Timor. Von den Hallstätter Kalken im Salzkammergut sind jene von Timor einmal durch ihre außerordentlich geringe Mächtigkeit, die in den einzelnen Blöcken

für die gesamte Obertrias nur 2 *m* umfaßt, dann durch ihre verhältnismäßig weite horizontale Verbreitung unterschieden. O. Welter⁸⁵⁾ weist auf den vollständigen Mangel an sandigen Ablagerungen und an Klippendetritus, ferner auf die Buntfärbung der Kalke durch Eisenoxyd- und Manganüberzüge der Versteinerungen, zumeist Cephalopodengehäuse, hin, die so dicht gedrängt nebeneinander liegen, daß ihre Masse jene des sie umhüllenden Sediments übertrifft. Er hält die timoresischen Hallstätter Kalke für bathyale Absätze. Ich stimme seiner Ansicht zu und betrachte auch die roten Hallstätter Kalke der tibetanischen Klippenzone des Himalaya in Malla Johar als solche.

2. Geodenterrains

Graue bis glänzend schwarze Schiefer mit zahlreichen runden Konkretionen, die fast stets Versteinerungen umschließen, sind eine im östlichen Teil der Tethys weitverbreitete und außerordentlich charakteristische Faziesentwicklung des Mesozoikums. Sie treten zuerst in der Untertrias von Ambararata auf der Insel Madagascar auf⁸⁶⁾. Aus dem östlichen Kaukasus haben Neumayr und Uhlig⁸⁷⁾ eine reiche Doggerfauna aus einem solchen Geodenterrain beschrieben. Die größte horizontale Verbreitung besitzen die Spiti shales des Himalaya, die mit ganz gleichen Merkmalen auch im Malayischen Archipel (Sula Inseln, Neu Guinea) erscheinen und in ihren harten, kieseligen Konkretionen auch eine einheitliche Fauna enthalten. Man hat es hier mit einem der größten einheitlichen Ablagerungs- und Lebensbezirke auf der Erde zu tun, der mit gleichartiger lithologischer Ausbildung und mit einer übereinstimmenden Fauna vom nordwestlichen Himalaya bis an den Rand des Pazifischen Ozeans über 70 Längengrade sich erstreckt⁸⁸⁾.

Mikroorganismen fehlen in diesen schwarzen Schiefertönen, die eine rein pelitische, aus terrigenem Sediment zusammengesetzte Ablagerung darstellen. Die kugelförmigen oder elliptischen Geoden, die aus tonig-kieseligem Material bestehen, aber auch kohlensauen Kalk enthalten, sind häufig eisenhaltig, so daß manche der in ihnen eingeschlossenen Fossilien pyritisiert erscheinen. Das auffallendste Merkmal ist die vorherrschende Ausfüllung der Luftkammern der Ammoniten mit grobkristallinen Ausscheidungen von Baryt. Uhlig⁸⁹⁾ denkt, auf eine Beobachtung von Jones hinweisend, der bei Colombo Konkretionen mit einem Gehalt von 75% Bariumsulfat aus einer Meerestiefe von 1284 *m* gedredet hat, an Absätze von bathyaler Entstehung. Auch G. Boehm bezeichnet die wesensgleichen Sedimente auf den Molukken als Tiefseebildungen. Man darf dieser Ansicht wohl vorläufig noch mit Recht einigermaßen skeptisch gegenüberstehen, nachdem der bathyale Charakter jener mitteleuropäischen Sedimente, die Uhlig selbst zum Vergleich mit den Spiti shales heranzieht, keineswegs unbestritten geblieben ist. Die „terres noires“ des Jura im Dauphiné und der „type vaseux“ des westalpinen Jura mögen ebenso gut bathyale als neritische Absätze auf dem schlammigen Grunde eines

Schelfmeeres sein. Für die Septarientone des Tertiärs im Mainzer Becken, die ebenfalls reich an Konkretionen sind, kommt nach W. Deecke nur die Entstehung in der stillen Bucht eines flachen, schlammreichen Wattenmeeres in Betracht. Die gleichen Bemerkungen gelten für die ostalpinen Algäuschiefer und Roßfeldschichten. Gerade die beskidische Unterkreide, die nach Uhlig für einen Vergleich mit den Spiti shales besonders in Betracht kommt, weist durch das häufige Vorkommen gut erhaltener Landpflanzen, durch ihren Gehalt an sandigen Einlagerungen und den Übergang in die grobklastischen Sandsteine der Flyschzone eher auf eine Bildung oberhalb als unterhalb der Hundertfadenlinie hin.

3. Die Danauf ormation

Mit diesem Namen hat G. Molengraaff⁹⁰⁾ einen Schichtkomplex bezeichnet, der mit vollkommen gleichbleibendem Charakter in Zentral-Borneo ein Ellipsoid von 650 km Länge und 40.000 km² Flächeninhalt zusammensetzt. Zwei, durch Übergänge miteinander verbundene Typen von Gesteinen lassen sich darin unterscheiden. Den einen Typus repräsentieren milchweiße, spröde, splinterige Hornsteine mit 97% Kieselsäure. Ihre durch Eisengehalt rotgefärbte Varietät ist ein Jaspis, der nach den Untersuchungen von Hinde aus den durch Kieselzement verbundenen Skeletten von Radiolarien besteht. Den zweiten Gesteinstypus bilden verkieselte und zum Teil serpentinierte Diabastuffe und Kieselschiefer, in denen der Kieselgehalt geringer, der Gehalt an Ton und Eisen größer ist als in den eigentlichen Radiolariten. Radiolarien finden sich in den Gesteinen des zweiten Typus minder häufig.

Molengraaff⁹¹⁾ behauptet, daß die Ablagerungen des ersten Typus im unzementierten Zustand dem rezenten Radiolarienschlick, jene des zweiten Typus dem roten Tiefseeton entsprechen und erklärt die Danauf ormation als die größte zusammenhängende Ablagerung von fossilen Tiefseesedimenten, die bisher auf der Erde bekannt geworden sind. Er schreibt ihr ein oberjurassisches Alter zu, doch umfaßt sie nach den Beobachtungen von L. van Es⁹²⁾ wahrscheinlich eine Serie abyssischer und bathyaler Ablagerungen, die sich über mehrere Perioden erstreckt. Sicher scheint nur zu sein, daß sie jünger als Perm und älter als Oberkreide ist.

Auch auf der Molukkeninsel Seram finden sich Radiolarien-Hornsteine der Danauf ormation in typischer Ausbildung. M. Weber⁹³⁾ weist darauf hin, daß ein Radiolariensediment von solcher Reinheit sich nur in großer Tiefe und weiter Entfernung von der Küste habe bilden können. Die Untersuchungen der Siboga-Expedition haben deutlich gezeigt, daß in den heutigen tiefen Becken des Sunda-Archipels, selbst in solchen von der Ausdehnung der Celebes und Banda See, ozeanische Sedimente von der Reinheit der verkieselten Sedimente von Seram nicht zur Ablagerung gelangen. Stets mischt sich der relativen Nähe des Festlandes wegen feinstes Küstenmaterial den Niederschlägen bei.

Aus den Beobachtungen von Wing Easton und Scrivenor ergibt sich die interessante Tatsache, daß im Malayischen Archipel noch eine zweite an Radiolarien reiche Ablagerungsserie zur Ausbildung gelangt ist, die zur Danauf ormation keinerlei Beziehungen hat.

N. Wing Easton⁹⁴⁾ hat im westlichen Borneo nicht die Fortsetzung der Danauf ormation angetroffen, sondern drei Horizonte von Radiolariten, die sich in Ablagerungen der Obertrias, des Jura und der Kreide einschalten. In der oberen Trias sind es Kieselschiefer und Quarzite, im Jura Kieselschiefer, Kalke und Marmore, in der Kreide mergelige Kalke, Propylituffe und Sandsteine, in denen sich die Anhäufungen von Radiolarienskeletten konzentrieren. Aber von dem Radiolarienhornstein und Jaspis der Danauf ormation findet sich in diesen Ablagerungen, die den Charakter von Flachseebildungen tragen, keine Spur.

Auch J. Scrivenor⁹⁵⁾ hat Sedimente dieses Typus auf der Malayischen Halbinsel und in Sarawak festgestellt. Auf der ersteren sind es die Hornsteine und Kieselschiefer der „chert series“ mit pyritisierten Radiolarien, in Sarawak Geoden führende Kalke und Hornsteine von mittellurassischem Alter. Die Häufigkeit kohligter Beimischungen schließt den Gedanken an ein Tiefseesediment aus. Auch sind in den Gesteinen die Radiolarien nirgends in der Überzahl gegenüber anderen Organismen. Es liegen Absätze aus der Flachsee vor, die auch viele Radiolarien enthalten, aber keine echten Radiolarite.

Scrivenor betont ausdrücklich, daß diese Sedimente, die keinesfalls bathyalen Ursprungs sind, in wesentlichen Merkmalen von der Danauf ormation Molengraaffs abweichen. In der Tat kommen der letzteren alle jene Eigenschaften zu, die man von einer fossilen Tiefseebildung erwarten darf. Sie erstreckt sich mit bemerkenswerter Gleichförmigkeit über ein weites Areal, entbehrt der klastischen Komponenten, enthält keine Beimischung von Kalkkarbonat, die den Flachseeablagerungen, in welche die Schalen planktonischer Foraminiferen geraten, niemals fehlt, und keine kohligten Substanzen, hingegen Eisenoxyd und Manganknollen. Unter allen Sedimenten der Vorzeit rechtfertigt keines im gleichen Maße das Prädikat einer abyssischen Meeresablagerung.

Anmerkungen zum siebenten Abschnitt (Fazieslehre)

¹⁾ C. Prevost in Bull. Soc. géol. France, 1. sér. XII. 1840, p. 66.

²⁾ A. Gressly: Observations géol. sur le Jura Soleurois. Extrait Nouv. Mém. Soc. Helvét. sci. nat. T. II, IV, V. Genève, 1838—1841.

³⁾ G. Geyer: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jahrb. Geol. Reichsanst. LXV. 1915, p. 236.

⁴⁾ Dieses Profil ist zugleich eines der klarsten Beweise für die ungenügende Grundlage jener weitgehenden Mißachtung, die E. Ulrich in seiner „Revision des Paläozoischen Systems“ der Bedeutung fazieller Differenzierungen in den paläozoischen Flachseegebieten der amerikanischen Oststaaten entgegenbringt.

- ⁵⁾ O. Abel: Studien in den Tertiärbildungen von Eggenburg. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns etc. XI. 1898, p. 211—226.
- ⁶⁾ Th. Fuchs: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärbildungen von Eggenburg. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, CIX. 1900, p. 860 ff.
- ⁷⁾ E. v. Mojsisovics: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien, 1879.
- ⁸⁾ Vgl. C. Diener: Bau und Bild der Ostalpen etc. Wien und Leipzig, 1903, p. 542 ff.
- ⁹⁾ E. Suess: Raibl. In E. Suess und E. v. Mojsisovics: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. Jahrb. Geol. Reichsanst. XVII. 1867, p. 553—578.
- ¹⁰⁾ C. Diener: Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der Julischen Alpen. Ibidem, XXXIV. 1884, p. 666, 675.
- ¹¹⁾ V. Uhlig: Die Geologie des Tatragebirges. I. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, LXIV. 1897, p. 643 ff.
- ¹²⁾ W. v. Seidlitz: Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon, Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. XVI. 1906, p. 232—367.
- ¹³⁾ J. Walther: Die Sedimente der Taubenbank im Golf von Neapel. Abhandl. Akad. Wiss. Berlin, 1910, math. phys. Kl., p. 1—49.
- ¹⁴⁾ A. Bittner: Aus dem Ennstaler Kalkhochgebirge. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1886, p. 92—101.
- ¹⁵⁾ M. Schlosser: Zur Geologie des Unterinntals. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, LIX. 1909, p. 537, 565.
- ¹⁶⁾ O. Haas: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino etc. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns etc. XXXVI. 1913, p. 148.
- ¹⁷⁾ G. Gürich: Das Paläozoikum des Polnischen Mittelgebirges. Verhandl. Russ. Mineral. Ges. St. Petersburg, 2. ser. XXXII. 1896, p. 429 ff., insbesondere 488.
- ¹⁸⁾ E. Dacqué: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915, p. 234.
- ¹⁹⁾ W. Deecke: Faziesstudien über europäische Sedimente. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. XX. 1913, p. 1—40.
- ²⁰⁾ A. H. Westergård: Sveriges Olenidskiffer. Sveriges Geol. Undersökn. Abhandl. XVII. Stockholm, 1922.
- ²¹⁾ H. Scupin: Ist der Dietyonema-Schiefer eine Tiefseeablagerung? Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXXIII. 1920, p. 153.
- ²²⁾ K. Andree: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation etc. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXV. 1908, p. 366—421. — Über Goniatitenkalke und Kieselschiefer. Centralbl. f. Min. 1916, p. 487.
- ²³⁾ R. Wedekind: Bemerkungen über Goniatitenkalke und Kieselschiefer. Anhang zu „Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie“, Berlin, 1916.
- ²⁴⁾ E. Koken: Indisches Perm und permische Eiszeit. Neues Jahrb. f. Min. Festbd. 1908, p. 534.
- ²⁵⁾ J. Lehder: Die Phosphoritkonkretionen des untersten Kulm in Ostthüringen und dem Vogtlande. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXII. 1906, p. 79, 80, 111.
- ²⁶⁾ F. Frech in Lethaea pal. II., p. 203.
- ²⁷⁾ E. L. Dixon: The carboniferous succession in Gower, Glamorganshire. Quart. Journ. Geol. Soc. London, LXVII. 1911, p. 511—531.
- ²⁸⁾ A. Born: Die geologischen Verhältnisse des Oberdevons im Aeketal (Oberharz). Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXXIV. 1912, p. 621 ff.
- ²⁹⁾ O. H. Schindewolf: Beiträge zur Kenntnis der Kramenzelkalke und ihrer Entstehung. Geol. Rundschau, XII. 1921, p. 20—35, XIV. 1923, p. 151—154.
- ³⁰⁾ E. Fischer: In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahreshefte Ver. f. vaterl. Naturkde. Württemberg, XLVIII. 1912, p. CII—CXVII.
- ³¹⁾ E. Hennig: Geologie von Württemberg und Hohenzollern. 1922, p. 154—190
- ³²⁾ B. Hauff: Untersuchungen der Fossilfundstätten von Holzmaden im Posidonienschiefer des oberen Lias Württembergs. Palaeontograph. LXIV. 1921.
- ³³⁾ T. C. Brown: Origin of oolithes and the oolithic texture in rocks. Bull. Geol. Soc. America, XXV. 1914, p. 745—778.

- ³⁴⁾ Th. Schmieder: Die Altersverhältnisse der Stufen ε und ζ des Weißen Jura. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LIV. 1902, p. 537.
- ³⁵⁾ F. Berckhemer: Der Weiße Jura „Epsilon“. Eine petrogenetische Untersuchung. Jahreshfte Ver. f. vaterl. Naturkde. Württemb. Stuttgart, 1919.
- ³⁶⁾ J. Walther: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalk, bionomisch behandelt. Festschr. f. Haeckel, Jenasche Denkschr. XI. 1904, p. 135. — O. Abel: Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena, 1922, p. 452.
- ³⁷⁾ L. Cayeux: La craie du Nord de la France et de la boue à Globigerines. Annales Soc. géol. du Nord, XXI. Lille, 1891, p. 95—102. — La craie du Nord est bien un dépôt terrigène. Ibidem, p. 252—262. — Contributions à l'étude micrographique du terrain sédimentaire. II. Craie du bassin de Paris. Lille, 1897, p. 517.
- ³⁸⁾ A. de Grossouvre: Sur les conditions de dépôt de la craie blanche. Annales Soc. géol. du Nord, XX. Lille, 1892, p. 1 ff.
- ³⁹⁾ A. Denckmann: Über zwei Tiefseefazies in der oberen Kreide von Hannover und Peine. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1888, p. 150—168.
- ⁴⁰⁾ A. Archangelsskij, in Materialien zur Geologie Rußlands, XXV. 1912, p. 468 ff.
- ⁴¹⁾ J. Walther: Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig, 1908, p. 446—448.
- ⁴²⁾ E. Philippi: Kontinentale Trias. Lethaea mesozoica, I/1, 1903, p. 35.
- ⁴³⁾ W. Deecke: Die alpine Geosynklinale. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXXIII. 1912, p. 840.
- ⁴⁴⁾ A. Tornquist: Die Binnenmeerfazies der Trias. Geol. Rundschau, III. 1912, p. 111—129.
- ⁴⁵⁾ E. Koken: Ist der Buntsandstein eine Wüstenbildung? Jahreshfte Ver. f. vaterl. Naturkde. Württemberg, LXI. 1905, p. LXXVI.
- ⁴⁶⁾ O. Schindewolf: Über Spuren mariner Würmer im mittleren Buntsandstein Oberhessens. Centralbl. f. Min. 1923, p. 662—670. — Über die systematische Stellung von *Arenicoloides* (*Corophioides*) bei den Rhizocoralliden vgl. R. Richter: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. VII—XI. Senckenbergiana. VI. Frankfurt a. M. 1924, p. 128 ff.
- ⁴⁷⁾ W. Haack: Zur Stratigraphie und Fossilführung des mittleren Buntsandsteins in Norddeutschland. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. XLII. Berlin, 1921, p. 587.
- ⁴⁸⁾ K. Henning: Die Red beds. Ein Beitrag zur Geschichte der roten Sandsteine. Geol. Rundschau, IV. 1913, p. 228—244.
- ⁴⁹⁾ E. C. Case: Permocarboneous red beds of North America and their vertebrate fauna, Carnegie Inst. Washington, Publ. No. 200, 1915.
- ⁵⁰⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie. II., p. 283.
- ⁵¹⁾ A. W. Grabau: Continental formations in the North American Palaeozoic. C. R. Congrès géol. internat. XI. Stockholm, 1910 (1912), p. 997—1003.
- ⁵²⁾ A. W. Grabau: Die Einteilung des nordamerikanischen Silurs. Ibidem, p. 991.
- ⁵³⁾ A. W. Grabau: Physical and faunal evolution of North America during ordovician, silurian and lower devonian time. Journ. of Geol. XVII. p. 209—252.
- ⁵⁴⁾ J. Barrell: The nature and environments of the lower cambrian sediments of the southern Appalachians. Amer. Journ. sci. 5. ser. IX. 1925, p. 1—20.
- ⁵⁵⁾ A. Penck: Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und Diluvialperiode. Zeitschr. Ges. f. Erdkde. XXIX. Berlin, 1894, p. 109—141.
- ⁵⁶⁾ E. Suess: Das Antlitz der Erde. III/1. 1901, p. 76.
- ⁵⁷⁾ C. L. Dake: The problem of the St. Peter Sandstone. Bull. School of Mines a. Metallurgy, Univers. of Missouri, VI/1. Rolla, 1921.
- ⁵⁸⁾ J. F. Pompeckj: Paläontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLIX. 1897, p. 826.
- ⁵⁹⁾ E. Haug: Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XXVIII. 1900, p. 622.
- ⁶⁰⁾ V. Uhlig: Referat Neues Jahrb. f. Min. 1899/I, p. 527.
- ⁶¹⁾ E. Suess: Das Antlitz der Erde. II. p. 7. 331 ff.

- ⁶²⁾ A. Heinrich: Untersuchungen über die Mikrofauna der Hallstätter Kalke. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1913, p. 225.
- ⁶³⁾ J. Walther: Geschichte der Erde und des Lebens. 1908, p. 362.
- ⁶⁴⁾ E. Koken: Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. Geol. Reichsanst. XVII. 1897, p. 3 ff.
- ⁶⁵⁾ F. Frech: Neue Cephalopoden aus den Buchensteiner etc. Schichten des Bakony. Paläontol. d. Umgeb. d. Balaton Sees. 1903, p. 64.
- ⁶⁶⁾ F. Waehner: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1886, p. 190.
- ⁶⁷⁾ F. A. Quenstedt: Der Jura. Tübingen, 1858, p. 221.
- ⁶⁸⁾ F. Trauth: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beitr. z. Paläontol. u. Geol. Österr.-Ungarns etc. XXII. 1909.
- ⁶⁹⁾ Damit soll das transgredierende Auftreten einzelner Jurahorizonte an gewissen Stellen in den nördlichen und südlichen Kalkalpen selbstverständlich keineswegs in Abrede gestellt werden. An der Transgression der Klausschichten im Salzkammergut, die der Stufe des Bath oder Kelloway angehören, über einem liassischen Relief ist wohl kaum zu zweifeln. Vgl. E. Spengler: Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges. Jahrb. Geol. Reichsanst. LXVIII. 1918, p. 332.
- ⁷⁰⁾ M. Neumayr: Der pienninische Klippenzug. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, XXI. 1881, p. 523.
- ⁷¹⁾ Th. Fuchs: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. II. 1883, p. 491.
- ⁷²⁾ J. Walther: Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLIX. 1897, p. 214.
- ⁷³⁾ G. Steinmann: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtische Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseebildungen in den ophiolithischen Massengesteinen. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. XVI. 1905, p. 35 ff.
- ⁷⁴⁾ V. Uhlig: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. Geol. Ges. IV. Wien, 1911, p. 347.
- ⁷⁵⁾ W. Hill: Rocks containing Radiolaria. Proceed. Geol. Assoc. London, XXIII/2, 1912, p. 62—91. — W. D. Smith: Notes on Radiolarian cherts in Oregon. Amer. Journ. sci. XLII. 1916, p. 266. — E. F. Davis: The Radiolarian cherts of the Franciscan group. Bull. dep. geol. Univers. California, XI. No. 3, 1918, p. 235—432. — Während die amerikanischen Geologen übereinstimmend den Tiefseecharakter der in Nordamerika entwickelten Radiolariengesteine ablehnen, verteidigt ihn K. André (Verschiedene Beiträge zur Geologie von Canada. Schriften z. Beförderung d. ges. Naturwiss. Marburg i. H. XIII/7. 1914, p. 437 ff.)
- ⁷⁶⁾ O. Ampferer: Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, LVIII. 1908, p. 281—304.
- ⁷⁷⁾ V. Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. Wien und Leipzig, 1903, p. 168.
- ⁷⁸⁾ Th. Fuchs: Studien über Hieroglyphen und Fucoiden. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, LXII. 1896, p. 369 ff. — Im Widerspruch mit Fuchs hält A. Rothpletz (Über Flyschfucoiden, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLVIII. 1896, p. 854) an der Algennatur der Flyschfucoiden fest. Das Vorkommen der kalkabsondernden Codiaceae *Halimeda* wird übrigens auch von Fuchs (Über eine fossile Halimeda aus dem eozänen Sandstein von Greifenstein, Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, CIII. 1894, p. 200) zugegeben.
- ⁷⁹⁾ R. Noth: Die Foraminiferenfauna der roten Tone von Barwinck und Komarnik. Beitr. Paläont. u. Geol. Österr.-Ungarns etc. XXV. 1912, p. 21 ff.
- ⁸⁰⁾ V. Uhlig: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide, I. c., p. 368.
- ⁸¹⁾ Th. Fuchs: Über die Natur des Flysches. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, LXXV. 1876, p. 340. — Über den Flysch und die Argille scagliose. Ibidem, LXXVI. 1877, p. 462—470. — Zur Flyschfrage. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1878, p. 135, 229. — Beiträge zur Flyschfrage. Ibidem, 1879, p. 271.
- ⁸²⁾ R. Zuber: Über die Entstehung des Flysch. Zeitschr. f. prakt. Geol. IX. 1901, p. 283—289.

- ⁸³⁾ J. Egger: Die Foraminiferen der Seewener Schichten. Sitzgsber. Bayr. Akad. Wiss. München, math. nat. Kl., 1909, p. 1—52.
- ⁸⁴⁾ C. Diener: The Trias of the Himalayas. Mem. Geol. Surv. India, XXXV/3, 1912, p. 1—176. — Die Fauna der tibetanischen Klippen von Malla Johar. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, CXVI. 1907, p. 614.
- ⁸⁵⁾ O. Welter: Die obertriadischen Ammoniten und Nautiliden von Timor. Wanners Paläontol. v. Timor, I. Liefg., Stuttgart, 1914, p. 29 ff. Dagegen glaubt L. Krumbeck (Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor, I. Paläontol. v. Timor, X. Liefg. Stuttgart, 1921, p. 55 ff.), daß es sich auch bei den timoresischen Hallstätter Kalken nur um Bildungen im tieferen Flachwasser, also an der Grenze des Neritikums und Bathyals, handeln dürfte. Beweisend für diese Ansicht erscheint ihm insbesondere der Charakter der Foraminiferenfauna, deren Arten sich von den zahlreichen identischen Liasformen Mitteleuropas durch größere Dimensionen und Schalendicke unterscheiden. Dabei ist jedoch zu bedenken, daß die Foraminiferenfauna des Lias überhaupt eine ungewöhnlich große Zahl von Kleinformen aufweist, und daß der Größenunterschied daher ebensogut als ein Merkmal des höheren geologischen Alters der timoresischen Hallstätter Kalke gelten kann.
- Über das gehäufte Vorkommen von Fossilien in einzelnen Linsen und Nestern vgl. insbes. D. Haeberle: Paläontol. Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. Verhandl. Naturhist. Med. Ver. Heidelberg, N. F. IX. 1908, p. 557 ff. und S. v. Bubnoff: Die ladinische Fauna von Forno. Ibidem, XIV. 1918, p. 528 ff.
- ⁸⁶⁾ A. Merle et E. Fournier: Sur le Trias marin au Nord de Madagascar. Bull. Soc. géol. France, 4. sér. T. X. 1910, p. 660.
- ⁸⁷⁾ M. Neumayr und V. Uhlig: Über die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jura-fossilien. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, LIX. 1892, p. 1 ff.
- ⁸⁸⁾ V. Uhlig: Die Fauna der Spiti Schiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, LXXXV. math. nat. Kl., 1910, p. 1—79. — Die marinen Reiche des Jura etc., I. c., 1911, p. 393. — G. Boehm: Beiträge zur Geologie von Niederl. Indien. Palaeontograph. Suppl. IV. 1904, p. 45, 1910, p. 578, 1912, p. 178.
- ⁸⁹⁾ Seither sind durch die Siboga-Expedition Barytnkollen in der Nähe von Neu Guinea aus viel geringerer Meerestiefe (— 304 m) aufgefischt worden. Vgl. K. André: Über Vorkommen und Herkunft des Schwerspates am heutigen Meeresboden. Centralbl. f. Min. 1918, p. 157.
- ⁹⁰⁾ G. A. F. Molengraaff: Geologische Verkenningstochten in Centralborneo (1893/94). Leiden und Amsterdam, 1900, p. 438.
- ⁹¹⁾ G. Molengraaff: Geological explorations in Central Borneo. Engl. ed. London, 1902, p. 414—421. — Over oceanische diepzeeafzettingen van Central Borneo. Versl. v. d. gew. Vergad. d. Wis. en Natuurk. Afdr. d. kon. Akad. Wetensch. Amsterdam v. 26. Juni 1909, p. 78—84. — On manganese nodules in deep sea deposits of Dutch Timor. Proceed. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, XXIII. No 7, 1920, p. 997.
- ⁹²⁾ L. I. C. van Es: Geol. Kaart van Nederl. Indie, Toelichting bij blad IX. (West Timor en Billiten). Jaarb. v. h. Mijnwezen etc. XLVII. 1918, Verh. 2. Weltevreden, 1920, p. 1—35. Dieser Beobachter weist die Verbreitung der Danaufornation auch auf Westtimor und Billiton nach.
- ⁹³⁾ M. Weber: Der Indo-Australische Archipel und die Geschichte seiner Tierwelt. Jena, 1902, p. 11.
- ⁹⁴⁾ N. Wing Easton: Geologie eines Teiles von West Borneo. Jaarb. v. h. Mijnwezen i. Nederl. Indie, 1904, p. 25, 40, 233, 271 ff.
- ⁹⁵⁾ J. Scrivenor: Radiolaria-bearing rocks in the East Indies. Geol. Mag. new ser. Dec. V. Vol. IX. 1912, p. 241.

ACHTER ABSCHNITT

Zonengliederung¹⁾

A. Die Faunenzone

Das Bestreben, die Einteilung der Formationen in Schichtgruppen, die — den lokalen Verhältnissen angepaßt — teils auf lithologische, teils auf faunistische Merkmale begründet waren, durch eine Feingliederung auf rein faunistischer Grundlage zu vervollständigen, hat zu mannigfachen Versuchen einer Zonengliederung einzelner Formationen geführt.

Eine solche Zonengliederung ist zum erstenmal durch A. Oppel in seinem Buch: „Die Juraformation Frankreichs, Englands und des südwestlichen Deutschlands“ (Stuttgart 1856/58) für den mitteleuropäischen Jura durchgeführt worden.

In diesem Werke stellte sich Oppel die Aufgabe, eine Reihenfolge der kleinsten Schichtglieder des Jura in Mitteleuropa festzustellen, um auf diese Weise eine gesicherte Grundlage für den stratigraphischen Umfang der einzelnen Stufen des Jurasystems zu gewinnen. Auf Grund der Untersuchung des faunistischen Inhalts der einzelnen Schichten und Schichtgruppen mit Hintansetzung der lithologischen Beschaffenheit und faziellen Ausbildung derselben gelangte er zur Aufstellung von Formationsgliedern, „die sich durch stetiges und alleiniges Auftreten gewisser Arten als bestimmte Horizonte von den angrenzenden absondern“. Jede Schichte oder Schichtgruppe, die ihm durch eine ihr eigentümliche Fauna charakterisiert erschien und deren räumliche Ausdehnung über eine weitere Erstreckung sich nachweisen ließ, nannte er Zone.

So sehr in der Form die Wege Oppels und seines großen Gegners F. A. Quenstedt auseinander gingen, so begegnen sich doch beide Forscher in dem gleichen Bestreben, durch eine möglichst scharfe Ermittlung des Lagers jedes einzelnen Fossils und durch die Beobachtung der mit dem geologischen Alter in Verbindung stehenden Merkmale der Einzelfaunen neue Bahnen für die Erkenntnis der Geschichte der Organismen wie der Ablagerungen zu eröffnen.

Das ursprüngliche Schema der Zonengliederung des Jurasystems durch Oppel umfaßte 32 Zonen, von denen 15 auf den Lias entfielen.

Im Malm wurden 1863 noch 4, 1896 2 weitere Zonen, ebenso im Dogger 2 Zonen diesem Schema hinzugefügt. Oppel hat jede Zone nach einer ihrer wichtigsten Spezies, jene des Lias vorwiegend nach Ammonitenarten, benannt. Diese Methode ist auch von seinen Nachfolgern fast allgemein übernommen worden, obwohl ihr nach Oppels eigenen Worten der Nachteil anhaftet, „vereinzelte Merkmale auf das ganze Wesen der zu unterscheidenden Bildungen zu übertragen.“ Nur wenige Forscher haben sich später begnügt, die von ihnen unterschiedenen Zonen lediglich mit Buchstaben und Indices zu bezeichnen, so J. Lambert²⁾ seine auf die Verbreitung der Seeigelfaunen begründeten Zonen der Oberkreide im Pariser Becken oder D. Illovansky³⁾ seine 10 Zonen im Oberjura von Zentralrußland.

Oppel selbst erblickte die Bedeutung seiner Zonengliederung des Jura in der Möglichkeit einer genauen Vergleichung der einzelnen Stufen des Systems, die von älteren Autoren unterschieden und mit den gleichen Namen belegt worden waren, obwohl sie einen sehr verschiedenen stratigraphischen Umfang besaßen. So konnte er zeigen, daß der untere Lias bei Phillips den 9, bei Quenstedt und A. D'Orbigny den 7, bei Marcot nur den 4 tiefsten Liaszonen Oppels entspricht.

Die Zone im Sinne Oppels ist also ein Terminus für einen räumlichen stratigraphischen Begriff. An dieser ursprünglichen Bedeutung des Terminus ist aus Prioritätsgründen ebensowohl, als um Mißverständnisse zu vermeiden, unbedingt festzuhalten, insbesondere mit Rücksicht darauf, daß Forscher wie Waagen, Neumayr, Tate, Benecke und in neuester Zeit vor allen Wedekind den Inhalt des Begriffes der Oppelschen Zone wesentlich verschoben haben.

Wohl deckt Oppels Zone als stratigraphische Bezeichnung einen räumlichen Begriff, doch darf nicht jede beliebige Schichte oder Bank in einem Lokalprofil, in der ein bestimmtes Fossil häufig vorkommt, ohne Rücksicht auf ihren sonstigen Schichtverband herausgegriffen und als Zone nach dem Namen jenes Fossils bezeichnet werden. Oppels Zonen haben vielmehr die faunistische Untersuchung eines größeren Schichtkomplexes zur Voraussetzung. Sie stehen als Unterabteilungen des letzteren insofern in einem bestimmten Zusammenhang, als jede eine eigene Fauna enthält, deren wichtigste Arten sich durch konstante Merkmale von jenen ihrer Nachbarzonen trennen lassen. Die günstigsten Bedingungen bot Oppel für eine solche Zoneneinteilung der Lias, weil hier mit verhältnismäßig geringem Fazieswechsel an Ammoniten reiche Schichten übereinander folgen, deren Merkmale auf weite Strecken einander gleich bleiben, und die überall durch dieselben leitenden Ammonitenarten gekennzeichnet werden. Dagegen treten z. B. in England in der Bathstufe erhebliche Abänderungen in der Faziesentwicklung auf, ohne daß jedes faziell verschieden ausgebildete Schichtglied durch eine bestimmte Einzelfauna charakterisiert wird. Übereinander folgen hier: Fuller's earth, Stonesfield slates, Grossoolith, Bradford clay, Forest marble und Cornbrash. Gleichwohl ändert sich der Charakter der Ammonitenfauna innerhalb dieses

reich gegliederten Schichtkomplexes nur einmal, zwischen Stonesfield slates und Grosseolith, so daß sich daraus eine Unterabteilung in nur 2 Zonen, jene der *Parkinsonia ferruginea* und der *Oppelia aspidoides* ergibt.

Obschon ursprünglich im Sinne eines räumlichen Begriffes aufgefaßt — entsprechend einer Schichte oder Schichtgruppe mit einer ihr eigentümlichen Einzelfauna — erlangt die Zone durch ihren faunistischen Inhalt einerseits einen zoologischen, andererseits einen chronologischen Wert. Der Ablagerung der betreffenden Schichtgruppe beziehungsweise der Lebensdauer der in ihr eingeschlossenen Fauna entspricht ein bestimmter Zeitabschnitt. Wandlungen des ursprünglichen Zonenbegriffes haben sich daraus ergeben, daß bald der eine, bald der andere dieser beiden Werte stärker oder gar allein betont und so an Stelle des Oppelschen Zonenbegriffes ein neuer gesetzt wurde.

R. Tate⁴⁾ (1867) hat ihm an Stelle des stratigraphischen einen zoologischen Inhalt zu geben versucht, indem er die Zone nicht als eine Schicht mit einer bestimmten Einzelfauna, sondern als diese Fauna selbst, als eine Vergesellschaftung von Arten definierte, die über eine mehr oder weniger weit ausgedehnte Region verfolgt werden können.

Dagegen haben W. Waagen (1867, 1869) und M. Neumayr (insbesondere 1871 und 1887) das chronologische Moment in den Vordergrund gestellt. Waagen setzte die Dauer einer der Oppelschen Jura-zonen in den beiden Stufen des Bath und Kelloway gleich dem Zeitintervall zwischen je zwei Mutationen des *Ammonites subradiatus*. Neumayr erklärte die Zonen als dazu bestimmt, „uns die einzelnen Entwicklungsphasen der universellen Marinfauen darzustellen, und die durchschnittliche Dauer je einer Mutation der verbreitetsten Meerestiere zu repräsentieren“⁵⁾. Als Einheit der geologischen Gliederung will Neumayr⁶⁾ jenen Zeitabschnitt betrachtet wissen, „innerhalb dessen die häufigsten, allgemein verbreiteten und nach dem heutigen Stand unseres Wissens gut bekannten Meerestiere sich der Mehrzahl nach gleich bleiben“ und der einer Oppelschen Zone entspricht.

Benecke⁷⁾ (1905), Dacqué⁸⁾ (1915) und Wedekind⁹⁾ (1916) lassen, im Anschluß an Neumayr, die Zone nur noch als einen zeitlichen Begriff gelten, von der ursprünglichen räumlichen Bedeutung desselben gänzlich absehend, während Pompeckj¹⁰⁾ (1914) den Terminus „Zone“ in verschiedenem Sinne, bald für eine Einzelfauna (wie Tate), bald für die Verbreitungszeit dieser Fauna gebraucht.

Der zweite Internationale Geologen-Kongreß in Bologna (1881) hat für jeden mit den höheren stratigraphischen Einheiten (Gruppe, System, Serie, Stufe) korrespondierenden Zeitabschnitt präzise Termini (Ära, Periode, Epoche, Alter) in Vorschlag gebracht, jedoch leider davon abgesehen, einen ähnlichen Terminus für die Zeitdauer der Bildung einer Zone im Sinne Oppels festzusetzen. Als Ausdruck für den zeitlichen Wert einer Zone empfiehlt sich aus Prioritätsgründen die von Seite des Schweizer Komitees für eine Vereinheitlichung der stratigraphischen Nomenklatur damals vorgeschlagene Bezeichnung „Moment“ oder „Zonen-

moment“¹¹⁾). Dieser Terminus bezeichnet die Zeitdauer, innerhalb deren die Fauna einer Zone gelebt hat.

Die Benennung der Oppelschen Zonen nach einem einzelnen Leitfossil könnte den Anschein erwecken, als wäre die Aufstellung einer solchen Zone auf eine einzige, bestimmte Art begründet. In der Tat ist jedoch das Auftreten einer einzelnen Art nicht entscheidend für die Trennung von Zonen. Die Zonen sind nicht nach einzelnen, herausgegriffenen Arten, sondern nach den Gesamtfauen, beziehungsweise nach den vertikal am wenigsten, dagegen horizontal möglichst weit verbreiteten Elementen in den letzteren zu beurteilen. Durch das gelegentliche Hinaufreichen einer sonst für eine bestimmte Zone als leitend erachteten Spezies in die nächstfolgende Zone kann die Brauchbarkeit der Zonengliederung nicht in Frage gestellt werden. In der Altersbestimmung einer Einzelfauna muß mehr das Gesamtbild als das sporadische Auftreten einzelner, bisher für geologisch älter oder jünger gehaltener Spezies berücksichtigt werden, insbesondere, wenn Faunen aus Regionen außerhalb jener Entwicklungsgebiete in Mittel- und Westeuropa vorliegen, die wir uns deshalb als typisch anzusehen gewöhnt haben, weil sie uns am genauesten bekannt geworden sind.

Oppels Jurazonen sind Faunenzonen. Jede derselben hat eine ihr eigentümliche Fauna. Wenn auch viele Arten durch mehrere Zonen hindurchgehen, kennzeichnet doch jede Fauna durch ihr besonderes Gepräge eine Phase in der Entwicklungsgeschichte der organischen Welt. Die Zonenfauna wird nicht bezeichnet durch eine bestimmte einzelne Art, sondern durch eine bestimmte Vergesellschaftung von Arten. Die Namensgebung nach einem einzelnen Fossil darf daher nur eine Abkürzung bedeuten. Unter der Zone des *Macrocephalites macrocephalus* z. B. verstehen wir einen stratigraphischen Horizont, charakterisiert durch eine ihm eigentümliche Faunengesellschaft, in der sich auch dieser Ammonit befindet, aber keineswegs einen Horizont, der der vertikalen Verbreitung gerade dieses Ammoniten entspricht.

Die Tatsache, daß die Oppelsche Zone durch die Fauna, nicht durch die Art definiert werden muß, kann nicht scharf genug betont werden.

Wenngleich zur Charakterisierung einer Zone die Fauna derselben, nicht eine einzelne Spezies, herangezogen werden muß, so ist doch die Bewertung der verschiedenen Komponenten dieser Fauna für die Zoneneinteilung mit Recht eine sehr ungleiche. Der weitgehenden stratigraphischen Indifferenz mancher Arten oder ganzer Tiergruppen steht eine hochgradige stratigraphische Empfindlichkeit anderer gegenüber. Persistente Formen sind stratigraphisch belanglos. Da sich die Zonengliederung auf einer Untersuchung der Veränderungen der organischen Welt aufbaut, so muß man bei derselben jene Tiergruppen bevorzugen, die sich am raschesten verändern, d. h. eine möglichst geringe vertikale Verbreitung besitzen, beziehungsweise solche, deren Veränderungen uns an ihren erhaltungsfähigen Hartteilen am leichtesten wahrnehmbar sind.

Eine geeignete Basis für eine Zonengliederung geben nur Sedimente von möglichst gleichartiger Beschaffenheit, weiter horizontaler Verbreitung und mit einer Fauna, in der rasch abändernde, stratigraphisch empfindliche Tiergruppen eine hervorragende Rolle spielen. Da jedoch auch die Entwicklung der stratigraphisch empfindlichen Tiergruppen in einem sehr verschiedenen Tempo vor sich geht, so fällt die Zonengliederung verschieden aus, je nachdem man sich auf das eine oder andere Element stützt.

In der oberen Kreide Frankreichs hat A. Toucas¹²⁾ vom Angoumien (Oberturon) bis zur Unterkante des Danien 8 Hippuritenzonen und ebenso viele Radiolitenzonen unterschieden. Eine Zoneneinteilung auf Grund dieser beiden Rudistenfamilien liefert also gut übereinstimmende Ergebnisse. Dagegen unterscheidet A. de Grossouvre¹³⁾ innerhalb desselben Zeitraumes 11 Ammonitenzonen. Den 14 Ammonitenzonen A. de Grossouvres für die gesamte französische Oberkreide stehen 17 Seeigelzonen Lamberts¹⁴⁾ gegenüber. Dagegen wird die südfranzösische Unterkreide von Kilian¹⁵⁾ in 15 Ammonitenzonen, von Paquier in nur 4 Seeigelzonen zerlegt. Ebenso liefert eine Zonengliederung des nordeuropäischen Untersilurs auf Grund der Trilobiten und Graptolithen sehr ungleiche Resultate (Wales 5 Trilobitenzonen, Schonen 15 Graptolithenzonen).

Auch wenn man eine Tierklasse (im Mesozoikum die Ammoniten) mit Ausschluß aller anderen besonders berücksichtigt, muß doch die Zonengliederung für jede tiergeographische Provinz gesondert ermittelt werden, da zwar die Aufeinanderfolge der Ammonitenfaunen, wie sie in der Zonengliederung ihren Ausdruck findet, in weit voneinander entfernten Gegenden im großen ganzen wiederkehrt, die Entwicklung der Faunen im einzelnen jedoch in den verschiedenen Meeresräumen häufig Verschiedenheiten aufweist.

Ein Vergleich der Reihenfolge der Ammonitenfaunen in der Unterkreide Südfrankreichs und Norddeutschlands an der Hand der sehr detaillierten Zonengliederungen Kilians und A. v. Koenens¹⁶⁾ zeigt 4 norddeutsche gegenüber 3 südfranzösischen Ammonitenzonen im Valangien (mit Ausschluß des Berriasien), dagegen 5 Ammonitenzonen im Barremien und 3 im Aptien Norddeutschlands, während jede dieser beiden Stufen in Südfrankreich nur eine Teilung in je 2 Ammonitenzonen zuläßt.

Allerdings ist bei einem Vergleich der Faunenfolge in zwei verschiedenen tiergeographischen Regionen wohl darauf zu achten, ob eine Verschiedenheit in der Zahl der Faunen — somit auch der denselben entsprechenden Zonen — nicht lediglich in der Lückenhaftigkeit des für eine jener beiden Regionen zur Verfügung stehenden Fossilmaterials begründet erscheint. So kennen wir aus den Werfener Schichten der ostalpinen Untertrias nur eine einzige Ammonitenfauna, jene der Zone des *Tirolites cassianus*, während uns aus der Untertrias des Himalaya bereits vier altersverschiedene Ammonitenfaunen vorliegen. Gleichwohl wäre die Annahme, daß den vier skythischen Ammonitenzonen des Himalaya in den Ostalpen nur eine einzige entspreche, irrig, nachdem diese letztere in einem sehr hohen Niveau der Werfener Schichten (Campiler Schichten)

liegt, in dem ganzen tieferen Komplex der Seiser Schichten jedoch Cephalopoden noch niemals gefunden worden sind. In der Unterkreide Norddeutschlands und Südfrankreichs bestehen ähnliche Lücken in unserer Kenntnis der Cephalopodenfaunen allerdings nicht.

Die Aufgabe der Zonengliederung ist es, die Altersunterschiede zwischen verschiedenen Faunen zu fixieren und so einen chronologischen Wertmesser bei einem Vergleich der jene Faunen umschließenden Sedimente zu gewinnen. Sie ist keineswegs dazu bestimmt, die stratigraphische Lokalgliederung zu ersetzen oder zu verdrängen. Zonen und Zonenmomente sollen vielmehr auf Grund der Ermittlung der Aufeinanderfolge der Einzelfaunen den gemeinsamen Maßstab bilden, an dem die Ablagerungen verschiedener Gegenden für theoretische Zwecke und zur Erzielung von scharfen Parallelen miteinander verglichen werden können. Sie geben uns das zuverlässigste Mittel an die Hand, eine möglichst genaue Korrelation der Lagerstätten der Einzelfaunen durchzuführen.

Der Behauptung Bittners¹⁷⁾, daß „Schichte“ und „Zone“ identisch seien, der Terminus „Zone“ nichts weiter als ein moderner Kunsta Ausdruck für das gute alte Wort „Schichte“ sei, braucht man nur die Tatsache entgegenzuhalten, daß eine einheitliche Schichtgruppe oder Schichtreihe, die bei einer Lokalgliederung aufgestellt wird und keiner weiteren Unterteilung fähig erscheint, gleichwohl einen sehr wechselnden stratigraphischen Umfang besitzen kann, der sich eben nur auf Grund der Zonengliederung ermitteln läßt. Es gibt in den Meeresbecken Nordwest- und Mitteleuropas verschiedene „Coralliens“. Die Ausscheidung eines solchen Corallien als eines besonderen Niveaus bei der Lokalgliederung des untersuchten Gebietes ist durchaus gerechtfertigt, aber erst ein Vergleich der einzelnen Coralliens auf dem Wege der Zonengliederung belehrt uns über den ganz ungleichen stratigraphischen Wert derselben. Hippuritenkalke sind eine leicht auszuscheidende und charakteristische Schichtgruppe innerhalb der mediterranen Oberkreide. Ihr stratigraphischer Umfang ist jedoch sehr verschieden. Er kann nur mit Hilfe der von Toucas und Douvillé durchgeführten Zonengliederung ermittelt werden.

Die Zonengliederung der Juraformation durch Oppel hat in den beiden letzten Jahrzehnten einschneidende Veränderungen erlitten. Die Gründe ergeben sich aus der Zonengliederung selbst und haben gerade durch die Entwicklung, welche die Methode der Zonengliederung in den letzten 20 Jahren genommen hat, eine weitere Vertiefung erfahren.

Die Aufstellung der Zonen basiert auf dem Studium und der Vergleichung der Lokalfaunen. Wie einen Typus der Art oder der Gattung gibt es auch einen Typus der Zone. Die typische Ausbildung einer Zone knüpft an ein bestimmtes Profil, an eine bestimmte Lokalfauna an einer bestimmten Lokalität an. Nur selten findet man eine reine Zonenfauna außerhalb der klassischen Profile. Nicht alle als Leitfossilien geschätzten Spezies binden sich strenge an eine bestimmte Zonenfauna. Wohl lassen sich die Äquivalente einer Zone in benachbarten Regionen der gleichen tiergeographischen Provinz zumeist ohne besondere Mühe wieder er-

kennen, aber nicht selten mit etwas anderer Vergesellschaftung einzelner Arten.

Sobald sich in der Zusammensetzung einer neuentdeckten Lokalfauna wesentliche Abweichungen von den bisher bekannten typischen Zonenfaunen ergeben, entsteht die Frage, ob sie eine als selbständig anzusehende Entwicklungsphase in der Meeresfauna der betreffenden Formation oder Stufe repräsentiert und demgemäß als eine besondere Zonenfauna ausgeschieden zu werden verdient. Bei der Entscheidung dieser Frage kann das subjektive Ermessen des einzelnen Forschers nicht ausgeschaltet werden. Denn die Berechtigung, eine Fauna zur Grundlage für die Aufstellung einer besonderen Zone zu machen, kann keineswegs an einen bestimmten Prozentsatz von dieser Fauna eigentümlichen Arten geknüpft sein, Arten, die nur den Charakter von Lokalfaunen tragen, müssen erheblich niedriger gewertet werden als solche, die eine weite Verbreitung besitzen.

Man braucht nur Kilians 15 Zonen der französischen Unterkreide mit Oppels Jurazonen zu vergleichen, um zu erkennen, daß sie wesentlich enger gefaßt sind, daß ihre Trennung mehr auf die Häufigkeit gewisser Elemente in einer Faunengesellschaft als auf das Erscheinen neuer Arten in derselben begründet ist. Von den beiden Zonen des *Hoplites Roubaudianus* und *Saynoceras verrucosum*, die dem mittleren und unteren Valangien entsprechen, enthält die obere 6, die untere gar nur 3 für sie ausschließlich bezeichnende Ammonitenspezies, die überdies keineswegs zu den häufigsten gehören. Auch Oppels Zonen des Malm sind, was die Selbständigkeit ihrer Einzelfaunen betrifft, einander nicht gleichwertig: Die Zugehörigkeit einer Fauna zur *Cordatus*- oder *Transversarius*-Zone läßt sich nicht immer mit Sicherheit entscheiden¹⁸). Auch die Fauna der *Bimammat*-Zone liegt nur selten (Schwedenschanze bei Brünn) in voller Reinheit vor¹⁹).

Erhebliche Wandlungen in der alten Zonengliederung Oppels haben die geologischen Untersuchungen der beiden letzten Jahrzehnte insbesondere im oberen Lias und im unteren Dogger Mitteleuropas gebracht. Hier hat eine Feingliederung Platz gegriffen, die für den Oberlias und das Aalenien die Zahl der von Haug²⁰) 1892 aufgestellten 6 Cephalopodeuzonen auf 17 bis 27 vermehrt hat. Die faunistische Selbständigkeit einer jeden dieser Kleinzonen ist wesentlich geringer als jene einer der übergeordneten Großzonen Oppels und Haugs²¹). Dazu kommt noch, daß die faunistischen Unterschiede sich bei den Ammoniten fast ausschließlich auf die schwer trennbaren Arten des formenmannigfaltigen Genus *Harpoceras* (im weitesten Sinne) beschränken. Dadurch, daß diese Kleinzonen überdies weniger auf das ausschließliche Vorkommen bestimmter *Harpoceras*-Arten, als vielmehr auf deren Häufigkeitsverhältnisse (z. B. Zone des *H. striatum*) begründet sind, nähern sie sich den „Hemeren“ Buckmans, von denen im folgenden Unterabschnitt ausführlicher die Rede sein wird²²).

Diese Feingliederung, die zu einer minutiösen Aneinanderreihung von lokalen Horizonten führt, hat sich für die Lösung einzelner strati-

graphischer Fragen, z. B. der genauen Feststellung und des Vergleiches der Lias-Dogger-Grenze in den verschiedenen Teilen Süd- und Westdeutschlands, als wertvoll erwiesen, aber sie versagt, wenn man die Zonengliederung für die Korrelation von geologischen Horizonten über größere Entfernungen hin verwerten will. Für eine solche ergeben die Großzonen, in denen ein viel umfassenderer und vollständigerer Faunenersatz zum Ausdruck kommt, weitaus bessere Resultate. Gleichwohl besteht zwischen den Zonen beider Kategorien nur eine graduelle Verschiedenheit. Wie die Genera oder Spezies können auch die Zonen enger oder weiter gefaßt sein. Die Art der Fassung aber liegt — man möchte sagen leider — in dem individuellen Ermessen des einzelnen Forschers, in seinem paläontologischen Taktgefühl, solange keine Regel die Bedingungen bestimmt, von denen die Errichtung einer Faunenzone allein abhängig gemacht werden soll.

Eine Zonengliederung läßt sich um so leichter und in um so befriedigenderer Weise durchführen, je schärfer der Faunenwechsel ist, der jeden fossilführenden Horizont von den benachbarten trennt. Dieser Forderung kommt der mitteleuropäische Jura in unvergleichlich höherem Maße entgegen als der alpine. In dem ersteren wird einerseits die Scheidung und Verfolgung der einzelnen Zonen durch den scharfen Wechsel der Ammonitenfaunen — insbesondere infolge der von Neumayr²³⁾ betonten gelegentlichen Invasion unvermittelt auftretender, ortsfremder Cephalopodentypen — andererseits durch die Ermittlung der Aufeinanderfolge der Faunen in zahlreichen, klaren Aufschlüssen erleichtert. In dem letzteren bereiten die aus der normalen Entwicklung der meisten Ammonitenstämme sich ergebenden Übergänge, vor allem aber die von Neumayr als „Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente“ bezeichnete Eigentümlichkeit der Schaffung einer gesicherten Grundlage für die Zonengliederung außerordentliche Schwierigkeiten. Diese Eigentümlichkeit charakterisiert sich durch das isolierte Auftreten einzelner Jurazonen oder von solchen in bestimmten Kombinationen, ohne daß es möglich wäre, eine Aufeinanderfolge derselben wie im mitteleuropäischen Jura profilmäßig nachzuweisen. Ohne den Besitz des klassischen Schulgebietes der Juraformation in Süddeutschland wären wir kaum jemals zu einer befriedigenden Einordnung der meisten Jurafaunen der Ostalpen und Karpathen in bestimmte Zonen gelangt.

Eines der auffallendsten und bekanntesten Beispiele für die sogenannte Lückenhaftigkeit gewisser alpiner Sedimente bietet das von F. v. Richthofen als „parasitisch“ bezeichnete Auftreten des Jura in den Vilser Alpen. Die Studien von Boese²⁴⁾ haben gezeigt, daß hier selbst in ganz nahe gelegenen Durchschnitten bestimmte Lücken vorherrschen, und zwar:

1. Zwischen den Zonen des *Amaltheus spinatus* (Oberregion des mittleren Lias) und des *Aspidoceras cyclotum* (Untertithon).

2. Zwischen den Zonen des *Lytoceras jurense* (Oberster Lias) und des *Peltoceras transversarium* (Oxford).

3. Zwischen den Zonen des *Amaltheus spinatus* (Oberregion des mittleren Lias) und des *Lioceras opalinum* (Unterer Dogger).

4. Zwischen den Zonen des *Peltoceras athleta* (Oberes Kelloway) und des *Aspidoceras cyclotum* (Untertithon).

Ähnliche Verhältnisse hat Finkelstein²⁵⁾ aus den Chiemseer Alpen beschrieben. Hier stehen im Gebiete des Laubenstein fossilreiche Crinoidenkalke des unteren und mittleren Dogger bis zur Bathstufe in enger stratigraphischer Verknüpfung mit Hierlatzkalken des Lias. Darüber folgt der obere Jura in abweichender, wechselnder Fazies. Die konkordante Überlagerung der meisten Glieder der Juraserie durch das nächst jüngere ist mindestens in einem Profil nachweisbar. An anderen Stellen aber liegt das Tithon unmittelbar auf einem Glied des Lias, Dogger oder Malm.

Die Faktoren, welche so eigentümlich Lagerungs- und Verbreitungsverhältnisse bedingen, entziehen sich zum Teil noch unserer wissenschaftlichen Erkenntnis. Keinesfalls jedoch dürfte es gestattet sein, auf eine Unterbrechung in der Kontinuität der Meeresbedeckung zu schließen. Wechselnde Strömungsverhältnisse, die zeitweilig die Anhäufung von Sediment verhindert haben, oder der zoogene Charakter gewisser Ablagerungen dürften eine Hauptrolle gespielt haben. Der jener Lückenhaftigkeit wohl in vielen Fällen — insbesondere, wenn es sich um rein zoogene Ablagerungen (Spongienfazies) handelt — zugrunde liegende Mangel an Sediment bringt es sehr häufig mit sich, daß die Faunen mehrerer Zonen in einer einzigen Lage oder Linse vereinigt sind, und so das Bild einer einheitlichen Fauna vortäuschen.

Die Fossilien der reichen, von Vacek²⁶⁾ beschriebenen Doggerfauna vom Cap San Vigilio am Gardasee lagen in einem Nest, innerhalb dessen eine Sonderung nach dem Lager unmöglich gewesen wäre. Und doch enthielt dieses Nest eine Faunenmischung von Elementen der Zonen des *Lioceras opalinum* und der *Ludwigia Murchisonae*²⁷⁾. In der unterliasischen Fauna von Also Rakos²⁸⁾ liegen Formen der Zonen der *Schlotheimia angulata*, des *Arietites Bucklandi* und des *Asteroceras obtusum* regellos durcheinander gemischt. In der reichen Fauna der Acanthicus-Schichten liegen nach Neumayr²⁹⁾ Anzeichen für eine Vertretung der *Transversarius*- und *Bimammatus*-Zone neben jener des Kimmeridge vor, dem die Hauptmasse der Acanthicus-Schichten entspricht. In den Klaus-Schichten der Nordalpen, aber auch in der nur 70 bis 80 cm mächtigen Bank, aus der die reiche Cephalopodenfauna von Wama Strunga in Siebenbürgen stammt, finden sich Elemente der Faunenzone des *Macrocephalites macrocephalus* (Unteres Kelloway) zusammen mit solchen der Bathstufe³⁰⁾.

Sehr eigentümlich ist die Art des Vorkommens der ungewöhnlich reichen Triasfaunen auf Timor in einzelnen Blöcken der Hallstätter Fazies³¹⁾. Aus einer Hülle jungtertiärer und quartärer Korallenkalke und weicher Mergel ragen die Blöcke auf, die Cephalopodenfaunen verschiedenen Alters von der skythischen Stufe der Untertrias bis zum Unterlias umschließen. Das Gesteinsmaterial der Blöcke besteht aus weißen, blaßroten, grellroten oder dunklen Kalken vom Typus der Hallstätter Kalke. Insbesondere

die Blöcke, welche die obertriadischen Faunen geliefert haben, sind von außerordentlich geringer Mächtigkeit. Die Gesamtmächtigkeit der Obertrias veranschlagt Welter auf höchstens 2 m. Sandiges Sediment fehlt vollständig. Eine Sonderung der Blöcke in solche mit karnischer und norischer Fauna im Terrain ist keiner der beiden ersten Expeditionen von Molengraaff-Brouwer und Wanner-Welter, und selbst der dritten Expedition unter der Führung H. G. Jonkers nur teilweise gelungen.

Meine Bearbeitung der reichen und sehr sorgfältig durchgeführten Aufsammlungen von Smith und A. v. Krafft an mehreren Lokalitäten im Zentralhimalaya von Byans hat auch dort zur Erkenntnis einer eigentümlichen Faunenmischung geführt. Während sonst in dem mesozoischen Gürtel des Himalaya die Obertrias reich gegliedert und in großer Mächtigkeit auftritt, erscheinen bei Kalapani, Kuti und an anderen Orten die fossilführenden Schichten dieser Serie auf eine einzige, weniger als 1 m mächtige Bank konzentriert. Unter den 155 Ammonitenarten, die diese Bank geliefert hat, sind 27 mit Spezies aus den karnischen, 49 mit solchen aus den norischen Hallstätter Kalken der Ostalpen und dem unternorischen Haloritenkalk von Kumaon direkt identisch, eine noch größere Zahl nahe verwandt. Die Fauna umfaßt Elemente aus den beiden karnischen Zonen des *Trachyceras Aonoides* und *Tropites subbullatus* und wahrscheinlich aus allen drei Zonen der norischen Stufe. Ihr Zusammenkommen erklärt sich am leichtesten durch die Annahme eines Mangels an genügenden Mengen von Sediment, um die Einbettung jeder einzelnen Fauna in gesonderte Bänke herbeizuführen³²⁾.

Aber auch im Bereich des mitteleuropäischen Jura fehlt es nicht an Mischfaunen, die Elemente aus verschiedenen Zonen umschließen, wie jene von Balin, Montreuil-Bellay, La Verpillère oder jene des oberliasischen Marlstone von Gloucestershire. Bei Balin, im Juragebiet von Krakau, hat eine $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{4}$ m mächtige Bank brauner Eisenoolithe schon frühzeitig durch ihren außerordentlichen Reichtum an Cephalopoden die Aufmerksamkeit der Sammler auf sich gezogen. Neumayr³³⁾, dem wir eine Monographie der Cephalopodenfauna von Balin verdanken, hat mehr als 3000 Ammoniten untersucht. Von 66 Ammonitenspezies erwiesen sich 51 als mit von anderen Lokalitäten bekannten identisch. Sie verteilen sich auf die folgenden 5 Jurazonen:

Zone des <i>Quenstedtoceras Lamberti</i> . . .	2	Spezies	(4%)
„ „ <i>Peltoceras athleta</i>	8	„	(16%)
„ der <i>Reineckia anceps</i>	8	„	(16%)
„ des <i>Macrocephalites macrocephalus</i> . . .	23	„	(46%)
„ der <i>Oppelia aspidoides</i>	10	„	(20%)

Sie umfassen somit Repräsentanten von 5 Faunen aus Ober-Bath, Kelloway und Unter-oxford, die sonst in vertikal übereinander folgenden Schichten, jede für sich, vorkommen. Ein naher Fundort (Filipowice) hat in der Tat nur Kelloway-Ammoniten geliefert. Aus der Konstatierung einer solchen Faunenvergesellschaftung ergibt sich die Frage: Haben die

Formen aus dem Bath und Kelloway, die überall sonst getrennt auftreten, in dem Meeresteil, aus dem sich die Eisenoolithe von Balin niederschlugen, alle gleichzeitig zusammengelebt, beziehungsweise haben die Typen des Bath hier bis in das untere Oxford persistiert, oder liegt es nur an der Art der Ablagerung, daß wir sie nicht trennen können? Die Antwort auf diese Frage ist von den meisten Paläontologen in Übereinstimmung mit Neumayr im Sinne der zweiten Alternative gegeben worden.

*

Die Zonengliederung der Juraformation ist die Gliederung der normalen marinen Sedimente dieser Formation auf Grund ihrer Cephalopodenfaunen, jener Sedimente, die durch ihre weite Verbreitung innerhalb der Tethys und der arktisch-pazifischen Region den Beweis liefern, daß sie wirklich die Ablagerungen in den Randgebieten der großen Meere, also jene Sedimente der Juraperiode darstellen, die bei einem Studium dieser Periode den Normaltypus abzugeben haben. So lange man glaubte, Oppels Zonengliederung des Jurasystems sei nur in einem beschränkten Gebiete, in West- und Mitteleuropa, anwendbar, hat man ihre Bedeutung erheblich unterschätzt. Erst allmählich erwuchs die Erfahrung von der fast universellen Gültigkeit und Verbreitung einzelner Zonen, zeigte es sich, daß auch außerhalb Mitteleuropas an weit entfernten Orten eine ähnliche Vergesellschaftung der Fossilien anzutreffen sei und — was noch bedeutungsvoller erscheint — dieselbe Reihenfolge der einzelnen Zonen wiederkehrt.

Waagen hat zuerst im Jura von Cutch, Beyrich später im ostafrikanischen Jura die gleiche Zonenfolge wie in Mitteleuropa festzustellen versucht. Wir wissen heute, daß eine erhebliche Anzahl von Großzonen in weiter Ausbreitung über Kontinente und Meere hinweg verfolgt werden kann, daß eine im wesentlichen gleiche Faunenfolge in den mesozoischen Bildungen Europas, Ostindiens, Südafrikas, Nord- und Südamerikas herrscht.

Einige wenige Beispiele mögen hier genügen.

In den Triasklippen von Timor sind fast alle Zonen der Mittel- und Obertrias durch die gleiche Vergesellschaftung ihrer Faunenelemente nachgewiesen worden. Diese Tatsache ist um so bemerkenswerter, als es sich hier um Triasfaunen handelt, die den alpinen an Artenreichtum am nächsten kommen³⁴⁾.

Zu ähnlichen Erfahrungen ist G. Böhm durch seine Untersuchungen der Juraformation im Malayischen Archipel gelangt. „Wir sehen“, sagt er, „daß die mitteleuropäische Schablone der jurassischen Stratigraphie . . . auch für die entferntesten Gegenden gilt. Jeder Komplex zeigt einen bestimmten Gesamtcharakter, der zuweilen an den entlegensten Punkten ähnlich bleibt³⁵⁾.“

In Peru zeigt der Lias nach den Mitteilungen von Jaworski³⁶⁾ die gleiche Folge der Ammonitenzonen wie in Mitteleuropa. Profilmäßig übereinander sind nachgewiesen: die *Oxynotus*-, *Jamesoni*- und *Ibex*-Zone

einerseits, die *Planorbis*-Zone, *Angulatus*-Zone und Arietenzone andererseits, außerdem -- aber außer Verband mit anderen Zonen -- die *Serpentinus*-Zone. In Argentinien und Chile ist eine Liastransgression durch die Entwicklung mächtiger Konglomeratmassen angedeutet. Darüber folgen, profilmäßig aufgeschlossen, die Zonen des *Lioceras opalinum*, der *Ludwigia Murchisonae* und des *Lioceras concavum*, am Chunumayo in Peru, desgleichen bei Iquique und Amolanas sogar noch die Zone des *Stephanoceras Humphriesianum*. Im unteren Bajocien liegen die geknoteten Sonninien aus der Gruppe der *S. Sowerbyi*, im mittleren, zusammen mit *Emileia Sauzei*, viele knotenlose Formen der jüngeren Gruppe der *S. pinguis*. Allerdings reichen am Espinazito-Paß nach den Untersuchungen von Tornquist³⁷⁾ *Sonninia insolita* und *S. Sowerbyi* noch in die *Sauzei*-Zone hinauf. Die *Parkinsonii*-Zone des obersten Bajocien ist bisher nirgends in Südamerika gefunden worden. Auch das Vorkommen des Bathonien ist zweifelhaft. Dagegen sind die Zonen des *Macrocephalites macrocephalus* und der *Reineckia anceps* wohl entwickelt. Insbesondere die letztere ist durch das Vorkommen zahlreicher Arten der Gattung *Reineckia* ausgezeichnet. Über diese beiden Zonen des Kelloway geht die große Transgression des Tithon hinweg.

Bedeutungsvoll ist nicht nur die Übereinstimmung in der Aufeinanderfolge der im andinen Jura festgestellten Zonen mit jenen in Mitteleuropa, sondern insbesondere auch die Tatsache, daß es sich bei einer Vergleichung der Zonenfaunen nicht um die Übereinstimmung einzelner, herausgegriffener Arten, sondern um eine gelegentlich fast bis zur Identität gehende Ähnlichkeit des Faunencharakters handelt.

Nach den Mitteilungen von Jaworski³⁸⁾ zeigen die andinen Jura-faunen eine geradezu frappierende Übereinstimmung mit europäischen. Die chilenischen Faunen der Lias-Dogger-Grenze sind von der mediterranen Vigilio-Fauna kaum verschieden. Dies ist übrigens der einzige Fall, wo ein größerer Prozentsatz von mediterranen Elementen sich den mitteleuropäischen beimischt. Sonst pflegen die letzteren bei weitem zu überwiegen. So könnte die *Sauzei*-Fauna vom Chunumayo in Peru ebensogut an einer der mitteleuropäischen Lokalitäten gesammelt worden sein. Die vertikale Verbreitung der Ammoniten im Jura Europas und Südamerikas differiert kaum wesentlich. Nur in den *Humphriesianus*-Schichten von Chile -- aber nicht in jenen Argentinas -- finden sich auch Vertreter der Vigilio-Fauna noch dem Bajocien beigemischt. Erst im Kelloway tritt zu dem europäischen Gepräge der Fauna noch ein indischer Einschlag hinzu.

Eine geradezu bis in die Feingliederung gehende Übereinstimmung in den Faunenzonen mit solchen des südöstlichen Frankreich zeigt der oberste Jura der Sierra de Santa Rosa bei Mazapil im nördlichen Mexico. C. Burckhardt³⁹⁾ gibt von dieser Lokalität das nachstehende Profil:

h) 10 m weiße, tonige und schieferige Kalke mit zwischengelagerten schwarzen Hornsteinbänken, führen Hoplitiden aus der Gruppe des *H. Calisto* Orb., ferner *Perisphinctes cf. Koeneni* Steu, *P. cf. permulticostatus* Steu. etc.

g) 5 m graue phosphoritische Kalke mit *Hoplites cf. ryasanensis* Lah., *H. cf. Wallichi* Gray etc.

f) 2 m rote, phosphoritische Kalke mit *Phylloceras apenninicum* Can., *Perisphinctes cf. danubiensis* Schloss., *P. cf. transitorius* Opp., *P. Nikitini* Mich., *Aspidoceras cyclotum* Steu.

e) 10 bis 30 m eisenhaltige Tone mit *Waagenia cf. harpephora* Font., *W. Knopi* Neum., *W. Beckeri* Neum., *Aspidoceras avellanoides* Uhl.

d) 1 m schwarzer Kalk mit *Haploceras Fialar* Opp., *Oppelia cf. trachynota* Font., *O. cf. Nereus* Font., *O. aff. Strombecki* Opp.

c) 1 m Aucellenbank mit *Aspidoceras cf. inflatum binodum* Qu.

b) 15 bis 30 m *Idoceras*-Schichten. Tone und Schiefer mit Geoden, enthaltend *Oppelia aff. Nereus* Font., *O. flexuosa costata* Quenst., *Simoceras cf. Doublieri* Orb., *Aspidoceras cf. acanthicum* Lor., *A. bispinosum* Quenst., *Idoceras Balderum* Opp., *I. laxevolutum* Font., *I. cf. hospes* Neum.

a) Nerineenkalke, von großer Mächtigkeit, unbestimmten Alters, Ob. Oxford oder Unt. Kimmeridge.

Die *Idoceras*-Schichten (b) haben zehn europäische Arten geliefert. Sie entsprechen der Zone der *Oppelia tenuilobata* an der Grenze des unteren und oberen Kimmeridge. Das einzige fremdartige Element in dieser Fauna ist *Macrocephalites epigonus*. Das Genus *Macrocephalites* steigt hier bis ins Kimmeridge hinauf, während es sonst auf Kelloway und Oxford, in Europa nur auf die erstere Stufe beschränkt bleibt. Im Jura der Umgebung der Porte de France, von Pouzin und Grenoble entspricht der Schichtgruppe d ein Kalk mit *Haploceras Fialar* und *Oppelia flexuosa*, der die untere Abteilung der Zone des *Phylloceras Loryi* in den französischen Alpen bezeichnet, der Schichtgruppe e der Calcaire inférieur de Crussol mit *Waagenia Beckeri*, das oberste Glied des Kimmeridge, der Schichtgruppe f der Calcaire supérieur de Crussol, als oberste Abteilung der Zone des *Phylloceras Loryi* bereits dem Portland, beziehungsweise der Zone der *Oppelia lithographica* angehörig. Die Schichtgruppe g vertritt das untere, die Schichtgruppe h das Obertithon.

*

Vergleichende Studien über die horizontale Verbreitung der mesozoischen Cephalopoden zonen führen zu der Erkenntnis, daß einzelne Zonen mit gleichbleibenden Merkmalen über weite Entfernungen hin verfolgt werden können, während andere eine sehr eng begrenzte Ausbreitung besitzen. Zu den ersteren zählen beispielsweise die Zonen des *Ceratites trinodosus*, des *Tropites subbullatus*, des *Macrocephalites macrocephalus*, der *Schloenbachia inflata*. Identische Arten des Genus *Kossmaticeras* finden sich in gleicher Vergesellschaftung in den senonen Faunen von Südindien, Natal, Patagonien, Grahamland, Neuseeland und Japan wieder. Dabei ist für die Verbreitung einer Zonenfauna weder der Artenreichtum noch das

Ausmaß der Selbständigkeit der Zone maßgebend. Ein typisches Beispiel liefert die Fauna von St. Cassian, die reichste Zonenfauna der Trias, die gleichwohl in voller Reinheit nur aus einem sehr eng begrenzten Distrikt in den Kalkalpen Südtirols vorliegt, schon in den Nordalpen unsichere, jedenfalls unvergleichlich fossilärmere Äquivalente besitzt, außerhalb der Ostalpen (im weiteren Sinne) bisher aber noch nirgends nachgewiesen werden konnte, eine gegenüber der fast weltweiten Verbreitung der beiden nächstjüngeren Zonen der karnischen Stufe (*Aonoides*- und *Subbullatus*-Zone) doppelt auffallende Tatsache. Nur im fränkischen Ornatenton hält die Gruppe des *Cosmoceras Pollux* und *C. Castor* ein ganz bestimmtes Niveau ein, charakterisiert aber, wie L. Reuter⁴⁰⁾ gezeigt hat, hier tatsächlich eine besondere, selbständige Faunenzone.

Die stratigraphische Bedeutung einer Zone steht allerdings in direktem Verhältnis zu ihrer horizontalen Ausbreitung. Nicht so ihr zoologischer Wert. Ob eine Zone mit konstanten faunistischen Merkmalen über ein größeres Gebiet der Erdoberfläche sich verfolgen läßt oder nur an einer einzigen Stelle (St. Cassian) bisher nachgewiesen sein sollte, bleibt ohne Einfluß auf die Bedeutung jener Zone für die Entwicklungsgeschichte der organischen Welt.

*

Die Zonengliederung der drei Formationen der mesozoischen Ära beruht auf der Ermittlung ihrer Ammonitenfaunen. Nur für die Kreideformation sind subsidiär auch Seeigel- und Rudistenfaunen mit Erfolg herangezogen worden. Eine Zonengliederung der marinen Sedimente des anthrakolithischen Systems (Carbon und Perm) ist noch nicht gelungen. Für das Devon hat in neuester Zeit Wedekind eine Zonengliederung zu geben versucht, aber auf wesentlich anderer Basis, nicht auf Grund der Ermittlung der Einzelfaunen, sondern auf Grund der vertikalen Verbreitung, beziehungsweise Lebensdauer einzelner bevorzugter Ammonitenspezies. Für eine Zonengliederung des älteren Paläozoikums (Kambrium, Silur) geben die Trilobitenfaunen die geeignetste Grundlage ab. Für das mittlere Kambrium von Schweden hat Tullberg 10, für das obere 8 Trilobitenzonen aufgestellt. In Skandinavien und England läßt sich fast allenthalben eine Gliederung des Mittelkambriums in 6 Trilobitenzonen durchführen, die sogar bis zu einem gewissen Grade für Böhmen, Südeuropa und Nordamerika Gültigkeit besitzt.

Für eine Feingliederung sind den Trilobiten in mancher Hinsicht die Graptolithen noch überlegen, doch haben sie den Nachteil, daß man es nur ausnahmsweise mit wirklichen Zonenfaunen, zumeist jedoch bloß mit einzelnen Arten zu tun hat. Die Übereinstimmung in der vertikalen Verbreitung der leitenden Spezies ist allerdings für einzelne benachbarte Gebiete sehr groß, wie dies die nachstehende Tabelle der Graptolithenzonen des unteren und mittleren Obersilur für Südschweden und Schottland nach (Tullberg und Lapworth)⁴¹⁾ ersichtlich macht.

S c h w e d e n		S c h o t t l a n d
Stufe	Zonenfolge der leitenden Graptolithenspezies	Stufe
Ludlow	Monograptus Nilsoni	Ludlow
Cyrtograptus-Schiefer	Cyrtograptus Carrutheri Cyrtograptus rigidus Cyrtograptus Linnarsoni Monograptus riccartonensis Cyrtograptus Murchisoni Cyrtograptus Lapworthi Cyrtograptus spiralis	Wenlock
	Cyrtograptus Grayi Monograptus runcinatus	Bala (Schottland)- Tavannon (Wales)
	Rastrites maximus	
Rastrites Schiefer	Cephalograptus cometa Monograptus leptotheca Monograptus gregarius Monograptus cyphus Diplograptus acuminatus	Llandovery

Im Untersilur sind England und Schonen in der gleichen Reihenfolge gemeinsam die Zonen des *Phyllograptus typus*, *Didymograptus bifidus*, *D. geninus*, *Coenograptus gracilis*, der auch in Nordamerika auftritt, noch weiter nach oben des *Dicranograptus Clingani*. Die nächste Zone in England (*Pleurograptus linearis*) wird in Schonen durch einige andere Formen repräsentiert, während der in England darüber folgende *Dikellograptus complanatus* auch in Schonen wieder erscheint. Im ganzen Silur sind England und Südschweden, zwar mit kleinen Unterbrechungen, aber doch in gleicher Reihenfolge, 15 Graptolithenzonen gemeinsam. Die Regelmäßigkeit der Zonenfolge erstreckt sich auch bis zu einem gewissen Grade auf das Gebiet der Corbières und Böhmen, wo man die Zonen des *Monograptus cyphus*, *M. gregarius*, *M. leptotheca* und *Cephalograptus cometa* feststellen kann, während an Stelle des *Monograptus runcinatus*, der auch in Oeland und Gotland verbreitete *M. turriculatus* tritt⁴²⁾.

Allerdings halten im südwestlichen Europa die für die skandinavischen Graptolithenzonen leitenden Spezies so enge Horizonte mit derselben Regelmäßigkeit nicht mehr ein und machen daher eine so minutiöse Zonen-gliederung, wie sie Tullberg für Schonen entworfen hat, undurchführbar. Die Gattungen freilich bleiben überall auf bestimmte Horizonte beschränkt, so *Phyllograptus*, *Tetragraptus* und *Dichograptus* auf das Arenig, *Rastrites* auf die Stufe des Llandovery u. a.

In den höheren Abteilungen des Obersilurs ist die vertikale Verbreitung der Graptolithen überhaupt nicht mehr so scharf begrenzt wie in den tieferen. Sie weicht in Böhmen von jener in Großbritannien sowohl als in Skandinavien in manchen Schichtgruppen nicht unerheblich ab⁴³⁾.

Eine befriedigende Zonengliederung von annähernd universeller Gültigkeit läßt sich nur für Ablagerungen feststellen, aus denen uns eine kosmopolitische Fauna (Ammoniten, Graptolithen) vorliegt. Lokale Spezialfaunen sind für eine solche nicht geeignet. Demgemäß haben Versuche, eine Zonengliederung für das marine Tertiär zu ermitteln, wo fast jedes Becken seine besondere Lokalgeschichte mit Ausbildung einer Spezialfauna besitzt, noch zu keinem Erfolge geführt.

Dagegen eignen sich die hochdifferenzierten Landfaunen in vorzüglicher Weise zu einer Zonengliederung der terrestrischen Ablagerungen dieses Zeitalters. Allgemein angenommen ist seit lange die Gliederung des Miozäns und Pliozäns in Europa nach den Proboscidiärfaunen (Zonen des *Mastodon angustidens*, *M. longirostris*, *M. arvernensis*, *Elephas meridionalis*). Im nordamerikanischen Känozoikum werden von Osborn⁴⁴⁾ und anderen Paläontologen auf Grund der Säugetierfaunen zahlreiche Zonen unterschieden, die in der Regel nur nach den leitenden Gattungen — nicht Arten — (*Eobasileus*-Zone, *Uintatherium*-Zone) benannt sind.

B. Die Biozone

Mit dem Namen „Biozone“ bezeichnete S. Buckman⁴⁵⁾ (1902) die Lebensdauer einer Art oder einer anderen systematischen Kategorie in der Zoologie und Botanik. Dieser Terminus hat daher eine ausschließlich zeitliche Bedeutung, bietet demgemäß ein Gegenstück zu dem Terminus „Zonenmoment“, nicht zu der „Zone“ Oppels.

Man kann die Zeitdauer einer Stufe ebensogut wie in Zonenmomente auch in Abschnitte teilen, von denen ein jeder der Lebensdauer einer einzelnen Spezies entspricht. Man kann z. B. aus den Zonen des *Macrocephalites macrocephalus*, der *Reineckia anceps* und des *Peltoceras athleta* gerade diese drei Ammoniten herausgreifen und ihre Lebensdauer zur Einteilung der Kelloway-Zeit verwenden. Wedekind hat diesen Weg eingeschlagen, indem er die devonische Periode in zahlreiche Einzelabschnitte zerlegte, von denen jeder der Lebensdauer eines bestimmten Ammoniten entspricht. In ähnlicher Weise haben K. Riedel⁴⁶⁾ und E. Stolley⁴⁷⁾ einzelne Arten der Gattung *Ceratites* zur Gliederung des oberen deutschen Muschelkalkes herangezogen. Eine solche Gliederung erscheint möglich, sobald die zur Trennung der Biozonen herangezogenen Spezies wirklich das ihnen zugewiesene Niveau konstant einhalten und eine größere horizontale Verbreitung aufweisen. Ein wesentliches Erfordernis ist jedoch, daß ihre Biozonen einander nicht schneiden.

Der von den obengenannten Forschern vorgezeichnete Weg ist also ohne Zweifel gangbar, nur muß man sich darüber klar sein, daß die aus der Lebensdauer eines Ammoniten, der zumeist für eine Zone als leitend

angesehen wird, gewonnenen Biozonen und die aus der Untersuchung der Zonenfaunen resultierenden Zonenmomente nicht gleichwertig sind und einander nicht decken.

Die Biozonen vieler Ammonitenarten überschreiten die Zeitdauer der Faunenzone, für die sie zumeist als leitend gelten. Die Zahl dieser „zonenbrechenden“ Ammoniten im Jura, jener Formation, deren Verhältnisse in dieser Richtung weitaus am genauesten untersucht worden sind, ist eine sehr erhebliche.

Schon im engeren Gebiete des mitteleuropäischen Jura sind die Grenzen der vertikalen Verbreitung mancher Arten von Ort zu Ort verschieden. Wie Benecke⁴⁸⁾ betont, besagt die übereinstimmende Aufeinanderfolge der Ammonitenfaunen des Oberlias und unteren Dogger in Lothringen und Württemberg keineswegs, daß jede einzelne Form in beiden Gebieten gleichzeitig auftritt und wieder verschwindet.

Amaltheus spinatus Brngt. geht nach Haug⁴⁹⁾ in der westlichen Umrandung des Pariser Beckens bis in die Zone des *Deroceras Davoei* hinab, das seinerseits in der Normandie bis in die *Margaritatus*-Zone aufsteigt. *Cardioceras cordatum* Sow. findet sich im Oxford von Yorkshire auch in der *Transversarius*-Zone. *Dumortieria (Uptonia) Jamesoni* Sow. reicht in ihrer vertikalen Verbreitung weit über die nach ihr benannte Zone Oppels zwischen dem *Raricostatus*- und *Ibex*-Bett bis in die Zone des *Deroceras Davoei* und *Amaltheus margaritatus* hinauf, so daß ihre Biozone den ganzen mittleren Lias umfaßt. *Ludwigia Marchisonae* Sow. geht im Calvados und in Lothringen in die *Opalinus*-Zone hinab⁵⁰⁾. *Peltoceras athleta* steigt aus der nach ihm benannten Zone des obersten Kelloway in Süddeutschland an einigen Lokalitäten bis in das untere Oxford auf⁵¹⁾. *Schlotheimia angulata* Schloth. wird von Pompeckj⁵²⁾ auch aus der *Bucklandi*-Zone des schwäbischen Unterlias, *Stephanoceras Humphriesianum* von Haug⁵³⁾ aus der Zone des *Sphaeroceras (Emileia) Sauzei* zitiert.

Alle hier aufgezählten Ammonitenspezies sind die Träger der Bezeichnungen von Faunenzone, über deren Momente ihre Biozonen gleichwohl lokal hinausgehen.

Noch auffallender sind die Heterochronismen zahlreicher mitteleuropäischer Juraammoniten im alpin-mediterranen Faunengebiet der Tethys.

Im Rhonebecken charakterisiert *Amaltheus margaritatus* den ganzen mittleren Lias und kommt hier und in Portugal mit *A. spinatus* zusammen vor. In Toscana geht er nach Canavari noch in die Oberregion des unteren Lias hinab⁵⁴⁾. *Parkinsonia Parkinsonii*, nach der die Zone des obersten Bajocien von Oppel benannt worden ist, hat sich in Südfrankreich nach Haug⁵⁵⁾ sogar noch im oberen Bathonien gefunden. In den Algäuschiefern der Hohenschwangauer Alpen und in den Hierlatzkalken des Hierlatz fanden E. Boese⁵⁶⁾ und G. Geyer⁵⁷⁾ *Oxynoticeras oxynotus* und *Arietites raricostatus* in einer und derselben Schicht, während sie im schwäbischen Unterlias zwei getrennte Faunenzone kennzeichnen. *Peltoceras bimammatum* Quenst. scheint nach W. Kilian und A. Gueb-

hard⁵⁸⁾ im Voralpengebiet der Seealpen bis in die *Tenuilobatus*-Zone aufzusteigen. *Deroceras Davoei* geht nach Renz⁵⁹⁾ in Portugal bis in die *Bifrons*-Zone hinauf.

Erfahrungen solcher Art belehren uns über die Schwierigkeiten, mit denen die Gliederung einer Epoche durch Biozonen verknüpft ist, sofern diese Gliederung nicht nur für ein eng begrenztes Gebiet, sondern universelle Gültigkeit haben soll. Zunächst bleibt die genaue Feststellung der Faunenfolge auch für den Entwurf einer lückenlos geschlossenen Biozonenreihe die notwendige Voraussetzung, da auch die Aufeinanderfolge der Biozonen eine gewisse Abhängigkeit von der Faunenfolge im allgemeinen, wenn auch nicht in den Einzelheiten, zeigen muß. Ferner darf weder zwischen zwei benachbarten Zonen eine zeitliche Lücke bleiben, noch dürfen zwei Biozonen einander schneiden. Es können z. B. die beiden Biozonen des *Amaltheus margaritatus* und des *A. spinatus* nicht gleichzeitig zu einer Gliederung der mittelliasischen Epoche in Verwendung genommen werden, da sie außerhalb der schwäbischen Liasregion gelegentlich (z. B. in Südfrankreich und Portugal) zusammenfallen. Man müßte denn das Geltungsgebiet beider Biozonen einschränken und etwa nur von einer schwäbischen *Margaritatus*- und *Spinatus*-Biozone sprechen, wie das tatsächlich von Klüpfel⁶⁰⁾ in Vorschlag gebracht worden ist.

Ein der Biozone analoger Terminus von gleichfalls rein zeitlichem Wert ist Buckmans „Hemera“.

S. Buckman⁶¹⁾ hat in den Jahren 1893 und 1898 die Juraperiode in Hemeren zu teilen versucht, d. h. in Zeitabschnitte, deren jeder die Blütezeit (Akme) einer bestimmten Ammonitenspezies bezeichnet. Die Länge einer Hemera wird daher weder durch die Lebensdauer einer Einzelfauna, wie im Zonenmoment, noch durch jene einer herrschenden Ammonitenart, wie bei der Biozone, sondern durch das akmatische Stadium jener Art bestimmt, deren Parakme und Epakme sich daher beträchtlich über die betreffende Hemera hinaus erstrecken mag. So entspricht z. B. die *Hemera margaritatus* einem viel kürzeren Zeitabschnitt als die Biozone des *Amaltheus margaritatus*⁶²⁾.

Es liegt im Wesen der Hemeren, die nur die Blütezeit einer einzigen, auserwählten Art bezeichnen, daß sie in der Regel kürzere Zeitabschnitte darstellen als die Biozonen und ganz erheblich kürzere als die Zonenmomente der Faunenzonen Oppels. Da sie schon in benachbarten Gegenden zeitlich nur mehr ausnahmsweise zusammenfallen, so sind sie für universelle Gliederungen nicht zu verwerten. Es dürfte kaum gelingen, Buckmans Einteilung einzelner Epochen der Juraperiode in England auf den Kontinent zu übertragen.

C. Zonengliederung und Zeitmessung in der Erdgeschichte

Man kann die Erdgeschichte mit Recht eine historische Wissenschaft nennen, da auch dem Geologen wie dem Geschichtsschreiber das Datum als die Grundeigenschaft eines Ereignisses gilt.

Die stratigraphische Geologie ist heute so weit ausgebaut, daß wir die Aufeinanderfolge der wichtigsten Ereignisse in der Erdgeschichte, die Zeit des Auftretens und Erlöschens der einzelnen, einander ablösenden Faunen, des Eintrittes der marinen Transgressionen und Regressionen, vulkanischer Vorgänge, gebirgsbildender Bewegungen usw. mit hinreichender Genauigkeit feststellen können. Dagegen fehlt uns jede Möglichkeit, die Zeitabstände zwischen zwei erdgeschichtlichen Ereignissen durch ein absolutes oder relatives Maß auszudrücken. Es gibt keine Zeiteinheit, die wir als Maßstab für das Zeitintervall zwischen den einzelnen Vorgängen, die wir verzeichnen, benützen können. Wir wissen nur, daß die Zeitabschnitte, in welche die Geschichte des Lebens auf Grund des Erscheinens der einzelnen Faunen, insbesondere jener des Meeres, zerlegt worden ist, eine ungleiche Länge besitzen, mag es sich um die großen Hauptabschnitte (Ären) oder um systematische Kategorien niederer Ordnung (Perioden, Epochen) handeln.

Auch von Seite der Vertreter der Biostratigraphie ist das Problem der geologischen Zeitmessung wiederholt in Angriff genommen worden. Manche Forscher glaubten, auf dem Wege der Zonengliederung der am besten bekannten Formationen zu einer Maßeinheit gelangen zu können. So unbescheiden waren sie freilich nicht, die Auffindung einer in absoluten Zahlen, in Jahrtausenden oder Jahrmillionen auszudrückenden Maßeinheit anzustreben. Ihr *pium desiderium* war vielmehr die Ermittlung einer Zeitskala mit gleichen Zeitabständen. Aber auch schon die Lösung dieses Problems würde einen außerordentlichen Fortschritt bedeuten, da alle bis heute in der Stratigraphie üblichen Gliederungen die verschiedenen systematischen Kategorien in Zeitabschnitte zerlegen, deren relative Dauer sich unserer Kenntnis vollständig entzieht.

M. Neumayr verfocht zuerst mit großer Entschiedenheit die Meinung, daß die Momente der Faunenzone Oppels die gleiche Zeitlänge besitzen und so ein Einheitsmaß für die Dauer erdgeschichtlicher Ereignisse abgeben können. Er stützte sich dabei auf eine Arbeit W. Waagens⁶³⁾ aus dem Jahre 1869, in der auseinandergesetzt wird, daß je zwei Mutationen — konstante Abänderungen einer Art, die nicht nebeneinander liegen, sondern zeitlich übereinander folgen — in den beiden Formenreihen des *Ammonites subradiatus* und des *A. genicularis* durch ein Zeitintervall getrennt sind, das der Dauer des Moments einer Jurazone Oppels entspricht. Für Neumayr ist Oppels Zonengliederung des Jura eine geologische Gliederung, gegründet auf die Mutationen der häufigsten Typen der universellen Faunen. Sie ist „eine Gliederung nach der vertikalen Verteilung der sukzessiven Mutationen der verbreitetsten Meerestiere“⁶⁴⁾, da Oppels Ammonitenarten fast in allen Fällen jene Umgrenzung besitzen, die den einzelnen Mutationen der verschiedenen Formenreihen zukommt. „Verfolgt man das Vorkommen der einzelnen Mutationen“ — sagt Neumayr⁶⁵⁾, „so ergibt sich rein empirisch, daß die Dauer solcher Mutationen aus verschiedenen Formenreihen in der Mehrzahl dieselbe — der Bildungszeit einer Zone entsprechende ist . . . daß die Oppelschen Zonen

des Jura chronologisch die mittlere Dauer einer Mutation der verbreitetsten marinen Tiere, speziell der Cephalopoden, darstellen“.

Auf solche Weise ergibt sich nach Neumayrs Ansicht die Möglichkeit, die Gliederung in Faunenzonen, welche die einzelnen Entwicklungsphasen der marinen Tierwelt repräsentieren, für eine Zeitmessung geologischer Ereignisse nutzbar zu machen. Als die Einheit der geologischen Zeitskala ist nach Neumayr jener Zeitabschnitt zu betrachten, „innerhalb dessen die häufigsten, allgemein verbreiteten und nach dem heutigen Stande unseres Wissens gut bekannten Meerestiere sich der Mehrzahl nach gleichbleiben“. An der Zahl der Zonen kann sonach die relative Länge jeder Epoche oder Periode festgestellt werden, für die sich eine Zonengliederung als durchführbar erweist.

Prüfen wir die Grundlagen der Meinung Neumayrs, daß uns die Zonenmomente gestatten, an der Hand eines Einheitsmaßes von konstanter Länge die relative Zeitdauer einer Epoche oder Periode zu messen, so gelangen wir leider zu überaus unbefriedigenden Ergebnissen. Waagen sowohl als Neumayr haben den chronologischen Wert der Mutationen weit überschätzt. An einer anderen Stelle⁶⁶⁾ konnte ich zeigen, daß die wichtigste der sieben Zonenreihen, die Neumayr im Jahre 1878 als Beweismittel zur Verfügung standen, jene der *Oppelia subradiata*, der Voraussetzung Waagens, daß ihre einzelnen Mutationen an den verschiedensten Punkten Europas zu gleicher Zeit erscheinen und auf eine bestimmte Zone beschränkt sein sollen, nicht gerecht wird, daß z. B. die dritte Mutation *Oppelia aspidoides* in Frankreich und im nordschweizerischen Jura schon mit der Stammform, *O. subradiata*, zusammen gelebt hat, daß in Franken auch die zweite Mutation, *O. fusca*, sich mit *O. aspidoides* in der gleichen, 15 bis 20 cm mächtigen Kalkbank des unteren Bathonien findet, daß die vierte Mutation, *O. subcostaria*, wahrscheinlich bis ins Oxford hinaufgeht. Die anderen Formenreihen, auch solche, die in neuerer Zeit von Prinz aufgestellt worden sind, liefern kaum bessere Resultate. Überhaupt scheint nach unseren heutigen Erfahrungen die Ablösung einer Stammform durch immer neue, in regelmäßigen Zeitabschnitten sich einstellende Mutationen im Sinne Waagens und Neumayrs in der phylogenetischen Entwicklung der Ammoniten keine maßgebende Rolle zu spielen. Sie steht wohl an Bedeutung zurück hinter der iterativen Artbildung Kokens, indem von einer durch mehrere Zonen persistierenden Stammform sich gelegentlich neue Mutationen schwarmartig ablösen, ohne daß die Stammform selbst erlischt.

Auch aus den in dem vorhergehenden Unterabschnitt mitgeteilten Stichproben über zonenbrechende Ammonitenspezies geht hervor, daß die Lebensdauer vieler als leitend für bestimmte Zonen angesehener Arten die Dauer eines Zonenmoments überschreitet, daß weder der Beginn noch das Ende ihrer Biozonen mit bestimmten Zonenmomenten genau und für alle Gegenden zusammenfällt. Selbst wenn man daher Neumayrs unbewiesene Annahme, daß den Ammonitenspezies Oppels der Wert einer Mutation im Sinne Waagens zukomme, als richtig gelten lassen wollte,

so würden doch die Momente der Faunenzonen Oppels der Forderung Neumayrs nicht entsprechen, daß das Einheitsmaß für die chronologische Gliederung der Juraperiode der mittleren Durchschnittsdauer einer Mutation Waagens, beziehungsweise einer Ammonitenspezies Oppels gleichkommen soll.

Da der Selbständigkeitsgrad der Einzelfaunen ein verschiedener ist, unterliegt die Zonengliederung einer von der subjektiven Beurteilung eines Forschers beeinflussten Abstufung von Oppels Großzonen bis zur modernen Feingliederung einzelner Abschnitte des Jurasystems. Es ist selbstverständlich, daß infolgedessen die einzelnen Zonenmomente bei den verschiedenen Autoren je nach der Fassung der Zone eine sehr verschiedene Länge besitzen müssen, daß sie in bezug auf dieses Merkmal überhaupt nicht vergleichbar sind und daß damit jede Möglichkeit aufhört, sie als Maßeinheit zu benützen. Die Momente der Zonen des obersten Lias und untersten Dogger bei Haug, Benecke⁶⁷⁾, Welsch⁶⁸⁾, Denckmann⁶⁹⁾ und Stolley⁷⁰⁾, Horn⁷¹⁾ und Hoffmann⁷²⁾, deren Aufstellung die Forschungsperiode von 1892 bis 1910 kennzeichnet, sind von ungleicher Zeitdauer, deren Ungleichheit im Wesen der Methode der Zonengliederung selbst liegt. Als Maßeinheit aber könnten nur Zonenmomente in Betracht kommen, die gleich weit oder eng gefaßten Faunenzonen entsprechen, in welchem Falle ihre gleich lange Dauer immer erst noch bewiesen werden müßte.

Noch ein weiteres gewichtiges Argument, auf das zuerst J. F. Pompeckj⁷³⁾ und W. Klüpfel⁷⁴⁾ hingewiesen haben, spricht gegen die Möglichkeit, aus den Faunenzonen ein chronologisches Einheitsmaß zu gewinnen.

Obschon die Zonen selbst auf biologische Merkmale der in ihnen eingeschlossenen Faunen begründet sind, scheint ihre Dauer nicht nur von biologischen, sondern auch — vielleicht sogar in noch höherem Grade — von physikalischen Momenten abhängig zu sein. Pompeckj erblickt in der Unstetigkeit der Sedimentierung eine der Hauptursachen für die Zonendifferenzierung im schwäbischen Jura. Diese Unstetigkeit der Sedimentierung, mit der „die Unstetigkeit der Faunenfolge, das Nacheinanderauftreten von genetisch untereinander zusammenhanglosen Faunen“ ursächlich verknüpft ist, beruht jedoch auf tektonischen Vorgängen und ihren Begleiterscheinungen in ihrer Einwirkung auf den topographisch abgeschlossenen Meeresraum des süddeutschen Jurameeres. In Übereinstimmung mit Pompeckj glaubt auch Klüpfel, daß das Auftreten einer Ammonitenfauna, die einer neuen Zone ihr Gepräge gibt, mit tektonischen Bewegungen in einem engen Zusammenhang stehe.

Wer an der Differenzierung der Zonen neben biologischen auch geologische Faktoren als beteiligt erachtet, wird sich kaum mit der Annahme befreunden können, jene tektonischen Ereignisse, durch welche die Sondierung der Ammonitenfaunen im süddeutschen Jura in die einzelnen Zonen zwar nicht herbeigeführt, aber doch mindestens beeinflusst worden ist, hätten sich in gleichen Zeitabständen vollzogen. Denn selbst jene Forscher, die — allerdings ohne ausreichende Begründung — geneigt sind, eine

gleichmäßig verteilte Tendenz zur Abänderung des organischen Lebens anzuerkennen, geben zu, daß der Gang der geologischen Ereignisse weder ein gleichmäßiger noch ein rhythmischer gewesen sei. In der Anerkennung dieser Tatsache aber liegt die Verzichtleistung auf die Aufstellung des Zonenmoments als eines Einheitsmaßes, an dem die relative Länge der einzelnen Perioden und Epochen gemessen werden könnte. Wohl sind wir imstande, durch die Aneinanderreihung von Zonenmomenten zu einer Zeitskala zu gelangen, deren einzelne Abschnitte der Dauer einer Einzelfauna mit verschieden abgestuften Selbständigkeitsgraden entsprechen, die aber weder die gleiche Zeitlänge besitzen noch in bezug auf ihre absolute oder relative Dauer unter sich vergleichbare Zeiteinheiten darstellen.

Der Versuch lag nahe, auf eine andere Gliederung der Epochen und Perioden zurückzugreifen, bei der die in die ruhige, normale Entwicklung des organischen Lebens störend eingreifenden physikalischen Momente scheinbar ausgeschaltet bleiben. Pompeckj⁷⁵⁾ meinte, man solle nicht von dem Wechsel der Faunen, sondern von genau bestimmten Einzelarten innerhalb eines faziell gleichartigen (isopischen) Schichtkomplexes, nicht von Zonenmomenten, sondern von Biozonen ausgehen. Ihm erscheint als das „theoretisch zu fordernde Ideal für die Feststellung einer nach der Umbildung des Lebens kleinsten Zeiteinheit die Lebensdauer einer Art oder Mutation im Sinne Waagens und Neumayrs, d. i. eines natürlichen Fortbildungsproduktes aus einer einmal gegebenen und für eine Zeitspanne beständig gewesenem Art zu einer Art der nächsten Zeitspanne“. Er beschränkte jedoch gleichzeitig die Verwendbarkeit der Biozonen zur Feststellung geologischer Zeitmaße auf Meeresgebiete, wo bruchlos, in genetischer Folge Art auf Art, Mutation auf Mutation folgen sollen, wie in den alpin-mediterranen Cephalopodenkalken oder in den Graptolithenschiefern des älteren Paläozoikums.

Leider erweisen sich gerade die alpin-mediterranen Cephalopodenkalke der Trias und des Jura in der Praxis als durchaus ungeeignet für die Ermittlung der Biozonen von Ammonitenspezies, die „bruchlos, in genetischer Folge“ auseinander hervorgegangen sind. Die Hoffnung, hier kontinuierliche Biozonenfolgen von Arten zu finden, die in langen Stammesreihen genetisch aneinander geschlossen sind, hat sich als trügerisch erwiesen. Es bedarf hier nur eines Hinweises auf die Hallstätter Kalke der Trias, in denen E. v. Mojsisovics — obschon in seinen Arbeiten unter dem Einfluß Neumayrs stehend — nicht eine einzige Stammes- oder Mutationsreihe im Sinne Waagens ermitteln konnte.

Ebensowenig darf man erwarten, im ostalpinen Lias und Jura geschlossene Stammesreihen von Mutationen anzutreffen, die übereinander folgen, nicht in derselben Bank nebeneinander liegen. Der von O. Haas⁷⁶⁾ untersuchte Lias von Ballino bietet in dieser Hinsicht einen guten Beleg. Seine Fauna stammt aus einer einzigen, nur einen halben Meter mächtigen oolithischen Lage in den sogenannten Grauen Kalken Südtirols und vertritt nur eine einzige Liaszone. Ihr faunistisches Hauptmerkmal ist ein außerordentlicher Reichtum an Harpoceren. „Es erscheinen“ — sagt

Haas — „in diesem Material so ziemlich alle Entwicklungsstadien des Harpocerenstammes, vom primitivsten, arietenhaftesten bis zum höchsten liocerenhaften Stadium gleichsam projiziert in eine einheitliche Fauna, und die einzelnen Formenkreise, beziehungsweise Subgenera, gruppieren sich hier in der natürlichsten Weise, indem einer allmählich in den anderen übergeht.“ In dieser Bank liegen also nebeneinander Formen, die man unbedenklich als Mutationen im Sinne Waagens und Neumayrs bezeichnen würde, wenn sie in übereinanderfolgenden Schichten beobachtet worden wären.

In den silurischen Graptolithenschiefern liegen die Verhältnisse keineswegs günstiger. Marr⁷⁷⁾ macht zu seiner Übersichtstabelle der Graptolithenzonen im englischen Silur die Bemerkung, die Mächtigkeit der einzelnen Graptolithenzonen schwanke zwischen 8 Zoll (Zone des *Monograptus argenteus*) und 5000 Fuß (Zone des *M. leintwardensis*), man dürfe daher weder annehmen, daß diese Zonen die gleiche stratigraphische Bedeutung besitzen, noch daß sie zu ihrer Bildung die gleiche Zeitdauer benötigt hätten.

R. Wedekind⁷⁸⁾ hat für das deutsche Oberdevon eine kombiniert-kontinuierliche Biozonenfolge aufgestellt, begründet auf Ammonitenarten, die ihm durch ihre nahe Verwandtschaft die Gewähr für eine gleiche stratigraphische Empfindlichkeit zu bieten schienen. Aber auch in diesem Falle fehlt der Beweis für die gleich lange Lebensdauer der unmittelbar und kontinuierlich auseinander hervorgehenden Arten einer Formenreihe. Die Erfahrungen zeigen im Gegenteil, daß innerhalb derselben Formenreihen oberdevonischer Ammonitengenera (*Sporadoceras*, *Cheiloceras*) das Entwicklungstempo ebensowenig ein gleichmäßiges war als bei Neumayrs Stammesreihen jurassischer Phylloceren.

Es ist daher keineswegs erlaubt, für die im direkten Deszendenzverhältnis stehenden Arten einer Ammonitensippe von vornherein eine gleiche stratigraphische Empfindlichkeit, beziehungsweise eine gleiche Lebensdauer anzunehmen. Diese stratigraphische Empfindlichkeit muß für jede Art erst geprüft werden. Das einzige Maß für jene Empfindlichkeit gewährt uns jedoch die Zeitskala der Zonenmomente, eine Zeitskala, deren Teilstriche, wie wir früher gesehen haben, ungleichen Abstand besitzen. Da wir somit gezwungen sind, die Länge der Biozonen nach Zonenmomenten abzuschätzen, d. h. nach Zeitabschnitten von unbekannter absoluter und relativer Dauer, so können die Biozonen ebensowenig eine für die Messung der Zeitdauer geologischer Perioden und Epochen verwertbare Maßeinheit abgeben als die Zonenmomente.

Damit erscheint gleichzeitig der von mancher Seite als hoffnungsvoll erachtete Weg verschlossen, das Problem der geologischen Zeitmessung von biologischen Gesichtspunkten aus mit Hilfe der Zonengliederung erfolgreich in Angriff zu nehmen.

Anmerkungen zum achten Abschnitt (Zonengliederung)

¹⁾ C. Diener: Die Bedeutung der Zonengliederung für die Frage der Zeitmessung in der Erdgeschichte. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XLIII, 1918, p. 65 ff.

²⁾ G. Lambert: Note sur la craie du département du Yonne. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. VII. 1879, p. 202, X. 1882, p. 427.

³⁾ D. Ilowaisky: L'Oxfordien et le Sequanien des gouv. de Moscou et de Riasan. Bull. Natur. Moscou, 1902, No. 2, 3.

⁴⁾ R. Tate: On the lower Lias of the Northeast of Ireland, Quart. Journ. Geol. Soc. London, XXIII. 1867, p. 300.

⁵⁾ M. Neumayr: Die Ornatentone von Tschulkovo und die Stellung des russischen Jura. Beneckes Geogn. Paleontol. Beitr. II. 1876, p. 339.

⁶⁾ M. Neumayr: Erdgeschichte. I. Aufl. Bd. II. 1887, p. 15. — Vgl. auch: Über unvermittelt auftretende Cephal. im Jura Mitteleuropas. Jahrb. Geol. Reichsanst. XXVIII. 1878, p. 40 ff.

⁷⁾ E. W. Benecke: Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg Abhandl. Geol. Spez. Kte. v. Elsaß-Lothringen, N. F. Heft VI. 1905, p. 531.

⁸⁾ E. Dacqué: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. 1915, p. 293 ff.

⁹⁾ R. Wedekind: Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Berlin, 1916, p. 32.

¹⁰⁾ J. F. Pompeckj: Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Stuttgart, 1914.

¹¹⁾ C. R. Congrès géol. internat., 2. sess. Bologne, 1881, p. 542.

¹²⁾ A. Toucas: Études sur la classification et l'évolution des Hippurites. Mém. Soc. géol. France, Paléontol. No. 30, 1903. — Études sur la classification et l'évolution des Radiolitiidés. Ibidem, No. 36, 1907.

¹³⁾ A. de Grossouvre: Recherches sur la craie supér. I. Stratigraphie générale, Paris, 1901.

¹⁴⁾ J. Lambert, l. c. p. 427.

¹⁵⁾ W. Kilian: Unterkreide (Palaeocretacium). Lethaea mes. III. Heft 1, 1907, Heft 2, 1913.

¹⁶⁾ A. v. Koenen: Die Ammoniten d. norddeutschen Neokom. Abhandl. k. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin, N. F. No. 24, 1902.

¹⁷⁾ A. Bittner: Zur neueren Literatur der alpinen Trias. Jahrb. Geol. Reichsanst. XLIV. 1894, p. 370.

¹⁸⁾ V. Uhlig: Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn. Beitr. z. Paläontol. Österr.-Ungarns etc. I. 1882, p. 137. — J. Neumann: Die Oxfordfauna v. Czetchowitz. Ibidem, XX. 1907, p. 61.

¹⁹⁾ J. Oppenheimer: Der Malm der Schwedenschanze etc. Beitr. z. Paläontol. Österr.-Ungarns etc. XX. 1907, p. 225.

²⁰⁾ E. Haug: Sur l'étage Aalénien. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XX. 1892, p. CLXXIV.

²¹⁾ Dabei ist allerdings zu bedenken, daß die Mächtigkeit des Aalenien jene aller Sedimente des Lias in Schwaben übertrifft, so daß man für die Dauer dieser Epoche wohl einen längeren Zeitraum als für jene des unteren und mittleren Lias annehmen darf.

²²⁾ So gliedert P. Dorn (Beiträge zur Entwicklung der Opalinustone im nördlichen Frankenjura, Jahresber. d. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. XII. 1923, p. 8) die Zone des *Grammoceras aalense* im nördlichen Frankenjura auf Grund der Verbreitung leitender Ammoniten noch in eine *Oxynticeras*-, *Lytoceras*- und *Dumortieria*-Subzone.

²³⁾ M. Neumayr: Jurastudien, III. Die Phylloceren d. Dogger u. Malm. Jahrb. Geol. Reichsanst. XXI. 1871, p. 297—345. — Über unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mitteleuropas. Ibidem, XXVIII. 1878, p. 38—82.

- ²⁴⁾ E. Boese: Über liasische und mittelljurassische Fleckenmergel in den Bayerischen Alpen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLI. 1894, p. 733.
- ²⁵⁾ H. Finkelstein: Der Laubenstein bei Hohenaschau etc. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. VI. 1888, p. 73.
- ²⁶⁾ M. Vacek: Über die Fauna der Oolithe vom Cap San Vigilio. Abhandl. Geol. Reichsanst. XII/3, 1886.
- ²⁷⁾ E. W. Benecke: Eisenerzformation etc. l. c. p. 535.
- ²⁸⁾ E. Vadasz: Die unterliasische Fauna von Alsó-Rakos. Mitt. aus Jahrb. Ungar. Geol. Reichsanst. XVI. 1908, p. 309.
- ²⁹⁾ M. Neumayr: Die Fauna der Schichten m. *Aspidoceras acanthicum*. Abhandl. Geol. Reichsanst. V/6, 1873.
- ³⁰⁾ V. Popovici-Hatzeg: Les Céphal. du Jurass. moyen du Mt. Strunga. Mém. Soc. géol. France, Paléontol. XIII. No. 35. 1905. — Dagegen J. Simionescu: Das Alter der Klaussschichten in den Südkarpathen. Verh. Geol. Reichsanst. 1905, p. 212, und Les ammon. jurass. du Bucégi. Annales sci. Univers. Yassy, 1905.
- ³¹⁾ O. Welter: Die obertriad. Ammon. u. Nautiloideen v. Timor. In J. Wanner: Paläontol. v. Timor, 1. Liefg. Stuttgart, 1914, p. 29.
- ³²⁾ C. Diener: The fauna of the Tropites limest. of Byans. Pal. Ind. ser. XV. Himal. Foss. Vol. V/1, 1906.
- ³³⁾ M. Neumayr: Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin. Abhandl. Geol. Reichsanst. V/2, 1871.
- ³⁴⁾ C. Diener: Ammonoidea trachyostraca aus d. mittleren und oberen Trias von Timor. Jahrb. v. h. Mijnwezen in Nederl. Oost-Indie, Verhandl. 1920, IV. (1923). p. 75 ff.
- ³⁵⁾ G. Boehm: Neues aus dem Indo-Australischen Archipel. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XXII. 1906, p. 406.
- ³⁶⁾ E. Jaworski: Beiträge zur Kenntnis des Jura in Südamerika. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XXXVII. 1914, p. 329.
- ³⁷⁾ A. Tornquist: Der Dogger vom Espinazo-Paß. Paläontol. Abhandl. v. Dames etc. N. F. IV. 1898, p. 16. Vgl. auch P. Groeber: Estratigraphia del Dogger en la Republica Argentina. Bol. XVIII. Direccion gen. de Minas, Geol. etc. Buenos Aires, 1918.
- ³⁸⁾ E. Jaworski: Die Trias-, Lias- und Doggerfauna der andinen Geosynklinale und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen. Geol. Rundschau, XIV. 1923, p. 83—89.
- ³⁹⁾ C. Burckhardt: La faune jurass. de Mazapil. Bol. Inst. geol. Mexico, No. 23, 1906, p. 175 ff.
- ⁴⁰⁾ L. Reuter: Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teile d. Fränkischen Alb. Geognost. Jahreshfte, XX. München, 1907, p. 78.
- ⁴¹⁾ S. Tullberg: Über die Schichtenfolge des Silurs in Schonen etc. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XXXV. 1883, p. 259. — G. Linnarson: On the vertical range of the graptolitic types in Sweden. Geol. Mag. new ser. Dec. 2, Vol. III. 1876, p. 241—245, — J. C. Moberg: Ett par bidrag till kännedom om Skånes dikellograptusskiffer. Geol. Fören. i Stockholm, Förh. XXIX. 1907, p. 75—88. — Ch. Lapworth: On the geol. distribution of the Rhabdophora. Annals a. Mag. of Nat. Hist. ser. 5, III. p. 245—257, 449—455, IV. p. 333—341, 423—431, V. p. 45—62, 273—285, 358—369, VI. p. 16—29, 185—207. — H. Lapworth: The Silurian sequence of Rhayader. Quart. Journ. Geol. Soc. London, LVI. 1900, p. 126. — Miss E. Wood (The lower Ludlow formation a. its graptolite fauna. Quart. Journ. Geol. Soc. London, LVI. 1900, p. 415—491) und Miss G. Elles (The zonal classification of the Wenlock shales of the Welsh borderland. Ibidem p. 370—413. — The Bala country, its structure a. rock succession. Ibidem, LXXVIII. 1922, p. 132—172) haben die Zahl der britischen Graptolithenzonen, deren Ch. Lapworth 1880 20 aufgestellt hatte, in den Jahren 1900 bis 1922 auf 36 vermehrt. — Vgl. auch F. Frech, Lethaea pal. I/1, p. 77, Tab. IV. u. 112, 113, Tab. VIII.
- ⁴²⁾ H. Scupin: Der chronologische Wert der Leitfossilien. Centralbl. f. Min. 1923, p. 443.

- ⁴³⁾ Guides des excursions Congrès géol. internat. XI. sess. Stockholm, 1910, Nr. 19—23, 40. — J. Perner: On the zonal division a. correlation of the Silurian of Bohemia. Amer. Journ. sci. 5. ser. IV. 1922, p. 72.
- ⁴⁴⁾ H. F. Osborn: The age of mammals. New York, 1910, p. 47 ff.
- ⁴⁵⁾ S. Buckman: The term hemera. Geol. Magaz. new ser. Dec. IV. Vol. IX. London, 1902, p. 554 ff., X. 1903, p. 95, 96.
- ⁴⁶⁾ K. Riedel: Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen oberen Muschelkalkes. Inaugural-Dissert. Berlin, 1916.
- ⁴⁷⁾ E. Stolley: Über einige Ceratiten des deutschen Muschelkalkes. Jahrb. k. Preuß. Geol. Landesanst. XXXVII. 1916.
- ⁴⁸⁾ E. W. Benecke: Eisenerzformation etc., I. c. p. 506.
- ⁴⁹⁾ E. Haug: Traité de Géologie, II. Paris, 1907, p. 959.
- ⁵⁰⁾ A. Bigot et L. Brasil: Remarques sur la constitution du Toarcien sup. dans le Calvados. Bull. Soc. Linnéenne de Normandie, 4. sér. IX. 1898, p. 147.
- ⁵¹⁾ A. de Grossouvre: Sur le Callovien de l'Ouest de la France etc. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XIX. 1891, p. 258. — Zakrzewski: Die Grenzschiechten vom Braunen zum Weißen Jura in Schwaben. Jahreshefte f. vaterl. Naturkde. in Württemberg, XLIII. 1887, p. 19, 21, 45.
- ⁵²⁾ J. F. Pompeckj: Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des Schwäbischen Jura. Liefg. I. 1898, p. 78.
- ⁵³⁾ E. Haug: Les chaines subalpines entre Gap et Digne. Bull. Serv. carte géol. France, III. No. 21, 1891, p. 66.
- ⁵⁴⁾ E. Dumortier: Etudes paléontol. sur les dépôts jurass. du bassin du Rhône. 3. ptie. Paris, 1869, p. 91. — R. Nicklès: La série liasique dans la région de Tournemarie (Arveyron). Bull. Soc. géol. France, 4. sér. VII. 1908, p. 574. — P. Reynès: Essai de géologie et de paléontol. Arveyronnaise. Paris, 1868. — E. Haug: Les chaines subalpines entre Gap et Digne, I. c. p. 33. — M. Canavari: Beiträge zur Fauna des unteren Lias von Spezia. Palaeontograph. XXIX. 1882, p. 68 (190).
- ⁵⁵⁾ E. Haug: Les chaines subalpines entre Gap. et Digne, I. c. p. 76.
- ⁵⁶⁾ E. Boese: Über liasische und mitteljurassische Fleckenmergel in den Bayerischen Alpen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLIV. 1894, p. 745.
- ⁵⁷⁾ G. Geyer: Über die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt Abhandl. Geol. Reichsanst. XII/4, 1886, p. 277.
- ⁵⁸⁾ W. Kilian et A. Guebhard: Système jurass. dans les Préalpes Maritimes. Bull. Soc. géol. France, 4. sér. II. 1902, p. 791.
- ⁵⁹⁾ C. Renz: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. f. Miner. 1912/I, p. 58 ff.
- ⁶⁰⁾ W. Klüpfel: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundschau, VII, 1916, p. 109.
- ⁶¹⁾ S. Buckman: The Bajocien of the Sherborne district. Quart. Journ. Geol. Soc. London, XLIX. 1893, p. 481. — On the grouping of some divisions of the so called jurassic time. Ibidem, LIV. 1898, p. 442.
- ⁶²⁾ Praktische Beispiele für die Gliederung in Hemerae bei S. Buckman: Jurassic chronology etc. Quart. Journ. Geol. Soc. London, LXXVIII. 1922, p. 378—457. — Supplement. Ibidem, LXXXVI. 1920, p. 62—101.
- ⁶³⁾ W. Waagen: Die Formenreihe des Ammonites subradiatus. Beneckes Geognost. Paläontol. Beiträge, II. 1869.
- ⁶⁴⁾ M. Neumayr, I. c. Jahrb. Geol. Reichsanst. XXVIII. 1878, p. 40.
- ⁶⁵⁾ M. Neumayr, I. c. p. 79.
- ⁶⁶⁾ C. Diener: Die Bedeutung der Zonengliederung etc. I. c., p. 104.
- ⁶⁷⁾ E. W. Benecke: Eisenerzformation etc., I. c. p. 496 ff.
- ⁶⁸⁾ J. Welsch: Etude des terr. du Poitou dans le détroit Poitevin etc. Bull. Soc. géol. France, 4. sér. III. 1908, p. 821.
- ⁶⁹⁾ A. Denckmann: Über die geognostischen Verhältnisse von Dörnten nördlich Goslar, mit besonderer Berücksichtigung der Fauna des oberen Lias. Abhandl.

Geol. Spezialkarte v. Preußen, VIII/2, Berlin, 1887. — Studien im deutschen Lias. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. XIII. 1892, p. 98 ff.

⁷⁰⁾ E. Stolley: Über den oberen Lias und den unteren Dogger Norddeutschlands. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXVIII. 1909, p. 286 ff.

⁷¹⁾ E. Horn: Die Harpoceraten der Murchisonae-Schichten des Donau-Rhein-Zuges. Mitteil. Großherz. Bad. Geol. Landesanst. VI/1, 1912, p. 257.

⁷²⁾ G. Hoffmann: Stratigraphie und Ammonitenfauna des unteren Dogger in Sehnde. Inaug. Diss. Göttingen, 1910.

⁷³⁾ J. F. Pompeckj: Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte, l. c. p. 61.

⁷⁴⁾ W. Klüpfel: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura, l. c. p. 97—109. — Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. Geol. Rundschau, VII, 1916, p. 1—29. — Über den Lothringer Jura. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. XXVIII. 1918, p. 252—346. Der Verfasser weist in diesen Arbeiten auf den Zusammenhang zwischen den Jurazonen und den Sedimentationszyklen hin und betont die stoßweise Änderung der Zonen mit dem Einsetzen eines neuen Zyklus.

⁷⁵⁾ J. F. Pompeckj, l. c. p. 35, 36.

⁷⁶⁾ O. Haas: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. Beitr. z. Paläontol. u. Geol. Österr.-Ungarns etc. XXVI. 1913, p. 134.

⁷⁷⁾ J. Marr: Principles of stratigraphic geology. Cambridge, 1899, p. 68 ff.

⁷⁸⁾ R. Wedekind: Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie, l. c. p. 48 ff.

NEUNTER ABSCHNITT

Paläogeographie

K. Andree¹⁾ definiert die Paläogeographie als den Inbegriff alles dessen, was man als Naturgeschichte der Vorzeit bezeichnen könnte. Auch für E. Dacqué²⁾ bedeutet sie eine Vereinigung tektonischer, stratigraphischer, petrographischer, tiergeographischer, meteorologischer, hydrologischer, physikalisch-chemischer und astronomischer Gedankengänge. In dem vorliegenden Abschnitt wird der Begriff der Paläogeographie in einem ungleich engeren Rahmen gefaßt. Ihre Hauptaufgabe sehe ich in der Ermittlung der Verteilung von Festland und Meer und der Geosynklinalzonen für jede einzelne Periode der Erdgeschichte.

Rekonstruktionen des Kartenbildes älterer geologischer Perioden sind zunächst auf ganz ungenügender Grundlage unternommen worden. Einerseits hielt man die Verbreitung der Sedimente einer Formation für gleichbedeutend mit der Verteilung von Festland und Meer, andererseits griff man zur Erklärung der Verbreitung einzelner Landtiere in willkürlicher Weise zur Konstruktion von Landbrücken, selbst noch für die känozoische Ära. Die meisten hypothetischen Kontinente verdanken ihre Schöpfung solchen tiergeographischen Erwägungen. Die scharfe Kritik, die Handlirsch³⁾ und Soergel⁴⁾ an dieser Landbrückentheorie der Tiergeographen geübt haben, ist nur allzu berechtigt.

Neumayrs⁵⁾ Karte der Verbreitung der Juraformation war der erste ernst zu nehmende Versuch einer exakten Rekonstruktion der Grenzen vorzeitlicher Länder und Meere. Ihre Fehler liegen in der Lückenhaftigkeit unserer damaligen Kenntnisse, aber die Methode hat sich als richtig erwiesen. Seither haben A. de Lapparent, Haug, Frech, Koken, Kossmat, insbesondere aber die amerikanischen Forscher wie H. S. Williams, B. Willis⁶⁾, A. Grabau, W. D. Mathew und vor allem Ch. Schuchert⁷⁾ die Grundzüge des paläogeographischen Rekonstruktionsverfahrens weiter ausgebaut. Dacqué hat sie in seinen „Grundlagen und Methoden der Paläogeographie“ mit solcher Ausführlichkeit behandelt, daß auf dieses Buch bezüglich aller Einzelheiten verwiesen werden mag.

Eine paläogeographische Karte ist der graphische Ausdruck des Umfanges der Kenntnisse, die ein Forscher von der mutmaßlichen Verteilung von Meer und Festland während einer bestimmten Epoche der Erdgeschichte besitzt. Jede Rekonstruktion paläogeographischer Verhältnisse trägt einen hypothetischen Charakter. Selbst, wo ein reiches Material vorliegt, wird niemals ein der Wirklichkeit entsprechendes Bild zustande kommen, weil ihm stets die Detailzüge fehlen werden. Gleichwohl wird man die Rekonstruktionen immer wieder aufs neue versuchen und verbessern müssen, da sie einen der wichtigsten Behelfe für das Studium erdgeschichtlicher Vorgänge darstellen.

In diesem Abschnitt soll vor allem eine, allerdings die durch die Paläogeographie zu entscheidende Hauptfrage eingehender besprochen werden, jene der Permanenz der Großformen der Erdoberfläche.

Die Frage lautet: Befinden sich die Kontinentalmassen und die ozeanischen Becken heute noch im großen Ganzen an jenen Stellen, wo bereits in der kambrischen Periode solche bestanden⁸⁾? J. Dana⁹⁾ hat sie in dem Satz beantwortet: Die Kontinente waren stets die höheren Teile der Erdkruste, die ozeanischen Becken Depressionen in derselben. Ch. Darwin¹⁰⁾ hat das Hauptgewicht auf die Feststellung einer Permanenz der Meeresräume gelegt. Die heutigen Ozeane — meint er — seien weder in der paläozoischen noch in der mesozoischen Ära von Festländern oder von sehr ausgedehnten Inselzügen erfüllt gewesen. Den entgegengesetzten Standpunkt hat Ch. Lyell vertreten. Mit der Diskussion zwischen Lyell und Dana beginnt der Kampf der Meinungen um die Frage der Permanenz der Großformen der Erdoberfläche.

Die meisten europäischen Geologen folgen Eduard Suess¹¹⁾, indem sie die Frage verneinen. Das Erlöschen der Tethys in der jüngeren Tertiärzeit und große jugendliche Veränderungen in den Umrissen des Atlantischen und Indischen Ozeans sind ihm ein Beweis gegen die Permanenz der großen Tiefenregionen. In der deutschen Literatur der neueren Zeit findet die Gegnerschaft gegen die Lehre von der Permanenz der Kontinente wohl ihren schärfsten Ausdruck in den Arbeiten von Th. Arldt¹²⁾. Dagegen schließt sich die Mehrzahl der führenden Geologen Nordamerikas, wie Bailey Willis, W. D. Matthew¹³⁾, T. Chamberlin¹⁴⁾, A. T. Coleman¹⁵⁾, mit gewissen Einschränkungen auch Ch. Schuchert der Meinung Danas an und betrachtet die ozeanischen Becken als permanente Züge in der Gestalt der Erdoberfläche.

Eine besondere Stellung nimmt A. Wegener¹⁶⁾ ein, indem er die Vorstellung des Versinkens ausgedehnter Teile ehemaliger Festländer durch die Hypothese der Abspaltung und Horizontalverschiebung ersetzt. Die salischen Kontinentalschollen sollen gewissermaßen wie Eisberge eingetaucht in die dichtere Zone des Sima schwimmen, deren Oberfläche mit dem Boden der großen Weltmeere zusammenfällt. So entstand der Atlantische Ozean durch eine Abspaltung Amerikas von Europa-Afrika, so wurden Vorderindien und Australien vom afrikanischen Block losgetrennt und in ihre heutige Position nach Norden, beziehungsweise Osten ver-

schoben. Die meisten dieser Ereignisse sollen sich erst während der jüngeren Tertiärzeit abgespielt haben, da Wegener auch die Aufrichtung von Faltengebirgen, wie der südamerikanischen Andes und des Himalaya mit ihnen in Zusammenhang bringt.

Auch für Wegener sind die Kontinentalblöcke in gewissem Sinne permanent, insofern, als sie seit ihrer Entstehung weder wesentliche Gewinne noch Verluste zu verzeichnen haben. Dagegen hat ein Ortswechsel der Kontinentalblöcke die Ausdehnung der einzelnen Meeresräume in weitgehendem Maße verschoben.

Auf die Spitze getrieben wird Wegeners Hypothese von Koeppen¹⁷⁾, der den Kontinenten die Tendenz einer Polflucht zuschreibt und durch Kontinentalverschiebungen und Polverlagerungen alle Rätsel der Paläogeographie und Paläoklimatologie lösen zu können glaubt.

Wer an die Möglichkeit einer paläogeographischen Rekonstruktion der Festländer und Meere der Vorzeit glaubt, muß zu der Hypothese Wegeners Stellung nehmen, die zunächst durch die Zusammenfassung mehrerer disparater Probleme unter einem einheitlichen Gesichtspunkt besticht. Gleichwohl gilt von ihr das Urteil Sempers¹⁸⁾, daß man für die Schwierigkeiten, die sie vermeidet, nur andere, noch unauflöslichere, eintauschen würde und daß sie trotz mancher Einzelheiten, die für sie sprechen mögen, doch als Ganzes unannehmbar sei.

Die physikalischen Grundlagen der Hypothese Wegeners zu prüfen, ist Sache der Geophysiker¹⁹⁾. Eine Anzahl namhafter Gelehrter hält die Möglichkeit von Kontinentalverschiebungen im Sinne Wegeners für gegeben. Zur Entscheidung der Frage jedoch, ob diese Möglichkeiten tatsächlich ausgenützt worden sind, ist ausschließlich der Geologe berufen. Er allein hat zu beurteilen, inwieweit tektonische und biostratigraphische Befunde für oder gegen Wegeners Hypothese sprechen²⁰⁾.

An anderer Stelle²¹⁾ habe ich zu zeigen versucht, daß sie vom Standpunkt der Biostratigraphie abgelehnt werden muß, weil sie mit einer erheblichen Zahl sichergestellter Ergebnisse stratigraphischer Forschung nicht in Einklang gebracht werden kann. Hier mögen nur einige der wichtigsten kurz angedeutet werden.

Wegener verlegt die Abspaltung Vorderindiens und Australiens vom afrikanischen Block in die posttriadische Zeit und deutet den Himalaya als den gefalteten und zusammengeschobenen Küstenschelf des alten Gondwanafestlandes. Es gibt aber in der Natur keine Grenze in der Zone der marinen Sedimente zwischen Gondwanaland und dem Angara-Kontinent (Suess). Die Sedimente, die am Nordrand der Tethys abgesetzt wurden, waren durchaus gleichartig jenen an der Küste des Gondwanalandes, die in der Triasperiode nach Wegeners Annahme mehr als 40 Breitengrade entfernt waren, und sie haben auch während der ganzen Zeit keine Veränderung erfahren, in der das Gondwanaland von Südafrika losgetrennt durch den Indischen Ozean in seine heutige Stellung wanderte. Das aus Gesteinen der Gondwanaserie bestehende Massiv von Kambodscha ist allseitig von Meeressedimenten des himalayischen

Typus umgeben, der bis tief in das Innere von Tibet und Zentralasien anhält.

Nach Wegeners Ansicht entstand der Atlantische Ozean durch eine Abspaltung der amerikanischen Kontinentalscholle von Europa-Afrika. Jede Annahme einer Annäherung Amerikas an Europa fordert als Kompensation eine Erweiterung des Nordamerika von Ostasien trennenden Meeresgebietes. Hat der eurasiatische Kontinentalblock den nordamerikanischen im Westen des heutigen Irland berührt, dann muß das Westende des nordamerikanischen Kontinentalblockes entsprechend weiter von dem ostasiatischen entfernt, von dem letzteren mithin durch ein breites, tiefes, bis auf die Grenze zwischen Sal und Sima niedergehendes Meer getrennt gewesen sein. Nun sind die wesensgleichen Sedimente der Trias und des Jura zu beiden Seiten der Behringsstraße küstennahe Absätze der Flachsee, deren gemeinsame Faunenelemente wie *Pseudomonotis* in der Trias, die Aucellen im Jura, niemals imstande gewesen wären, ein 32 Längengrade messendes, tiefes Meer zu überschreiten. Die Zerreißung der zirkumpazifischen Geosynklinale, wie sie Wegeners Hypothese bedingt, ist mit der Stratigraphie der pazifischen Küstengebiete unvereinbar.

Auf eine andere Tatsache, die sich mit der Verschiebungshypothese schlecht in Einklang bringen läßt, hat W. Deecke²²⁾ hingewiesen, auf die Gleichartigkeit der Meeresströmungen und der Sedimentation während der ganzen mesozoischen Ära im Bereich der Tethys, die gleichartige, sehr lange Zeit hindurch andauernde physikalische Verhältnisse wahrscheinlich macht.

Daß die regionale Tektonik gleichfalls gegen Wegeners Hypothese spricht, ist für die Atlantische Spalte von Soergel²³⁾, Kossmat²⁴⁾ und Jaworski²⁵⁾, für den Lemurischen Kontinent von dem letzteren Forscher nachgewiesen worden. Die Ränder der Atlantischen Spalte passen in ihren Einzelheiten nicht aneinander. Weder mit der Öffnung der Atlantischen Spalte noch mit dem lemurischen Zusammenschub lassen sich die sichergestellten Tatsachen aus dem Gebiet der regionalen Geologie in Übereinstimmung bringen. Wie H. Stille²⁶⁾ auseinandersetzt, widerspricht die Chronologie der pazifischen Faltungen Amerikas durchaus den Annahmen Wegeners in bezug auf die Zeit des Aufreißen der atlantischen Spalte.

Daß Wegeners Verschiebungshypothese, auch wenn man sie nicht mit Koeppens Polwanderungen kombiniert, Erfahrungstatsachen auf dem Gebiet der Tiergeographie widerspricht, ergibt sich aus der durchgreifenden Verschiedenheit der Insektenfaunen Südafrikas und Südamerikas, die mindestens bis in die Kreide zurückgeht.

Den Geographen und Geophysiker mag diese Hypothese durch ihre Kühnheit und als ein scheinbarer Schlüssel zur Lösung einzelner, schwer zu erklärender Probleme fesseln — in der Tat zählt sie unter diesen die meisten Anhänger²⁷⁾ — der Geologe, dem auf Grund seiner Kenntnis der Erdgeschichte das entscheidende Urteil über ihre Brauchbarkeit zusteht, hat keinen Anlaß, sie bei seinen paläogeographischen und paläoklimatischen Rekonstruktionsversuchen zu berücksichtigen. Er wird vielmehr gut

tun, auch weiterhin an dem Grundsatz festzuhalten, daß die Kontinentalblöcke sich auch heute noch an jener Stelle befinden, an der sie im Proterozoikum lagen, daß es wohl orogenetische Verschiebungen in den obersten Schichten der Lithosphäre innerhalb der alten Geosynklinalräume, aber keine erheblichen epirogenetischen Verschiebungen gibt.

Es muß ein Grundprinzip jeder paläogeographischen Rekonstruktion bleiben, Änderungen in der Verteilung von Meer und Festland gegenüber den Verhältnissen in der Gegenwart nur in dem unbedingt notwendigen Ausmaß vorzunehmen. Komplizierte Auswege sind zu vermeiden, so lange einfachere zum Ziele führen. Es ist einfacher und natürlicher, von der Permanenz der Großformen der Erdoberfläche auszugehen als von dem entgegengesetzten Standpunkt. Je größere Beschränkung man sich bei der Konstruktion von Landbrücken auferlegt, desto näher wird man dem wahren Sachverhalt kommen.

Dabei wird man sich freilich stets vor Augen halten müssen, daß das Kartenbild einer geologischen Epoche der Vorzeit niemals die tatsächlichen geographischen Verhältnisse wiedergeben kann, daß aus vielen Gegenden weder kontinentale noch marine Sedimente jener Epoche vorliegen — diese Bemerkung gilt insbesondere für die südliche Halbkugel — daß vor allem die Küstengliederung nur ganz ausnahmsweise und in sehr eng begrenzten Bezirken rekonstruiert werden kann. Topographische Beziehungen, wie sie heute zwischen dem Arabischen und dem Roten Meer und dem Persischen Golf oder zwischen dem Schwarzen und Ägäischen Meer herrschen, entziehen sich jeder Feststellung. Gerade die Erkenntnis der Detailzüge in dem topographischen Bilde ist aber in vielen Fällen, z. B. für das Verständnis der Entstehung, beziehungsweise der Ablenkung von Meeresströmungen von maßgebender Bedeutung.

Auch darf die Ortsveränderung nicht vergessen werden, die innerhalb der Geosynklinalen manche Schichtgruppen durch den Zusammenschub infolge orogenetischer Bewegungen erfahren haben, auch wenn man solchen Ortsveränderungen, die übrigens nicht notwendigerweise mit einer Änderung der geographischen Breite zusammenfallen müssen, kein so bedeutendes Ausmaß zugestehen will, wie extreme Vertreter der Deckentheorie wie Argand oder Staub. Bei der Rekonstruktion der Ufer der alten Epikontinentalmeere sind daher befriedigendere Ergebnisse zu erwarten als bei jener der Küsten der Tethys.

Um das Permanenzproblem richtig zu beurteilen, muß man von einer geokratischen Periode der Erdgeschichte ausgehen, d. h. von einem Zeitabschnitt, in dem die Festländer ihre größte Ausdehnung hatten, die geographischen Verhältnisse daher, soweit sie überhaupt einer Beurteilung zugänglich sind, von jenen in der Gegenwart am wenigsten abweichen. Eine solche Periode ist jene der Trias, die ich selbst viele Jahre hindurch zum Gegenstand meiner Spezialuntersuchungen gemacht habe. Diese Untersuchungen haben mich im Jahre 1915 zu ähnlichen Anschauungen über die Permanenz der Festländer und ozeanischen Becken geführt, wie sie von der Mehrzahl der amerikanischen Forscher schon lange vertreten werden.

Meiner Auffassung hat sich unter den deutschen Geologen seither insbesondere W. Soergel angeschlossen.

Eine Karte der Verteilung von Land und Meer in der Triasperiode zeigt uns, daß die heutigen Kontinente in ihren wesentlichen Zügen als solche bestanden haben, daß sie zwar auf beiden Hemisphären durch einen mittelmeeischen Gürtel getrennt, aber sonst nur an ihren Rändern teilweise von einem flachen Transgressionsmeer überflutet waren. Dieser

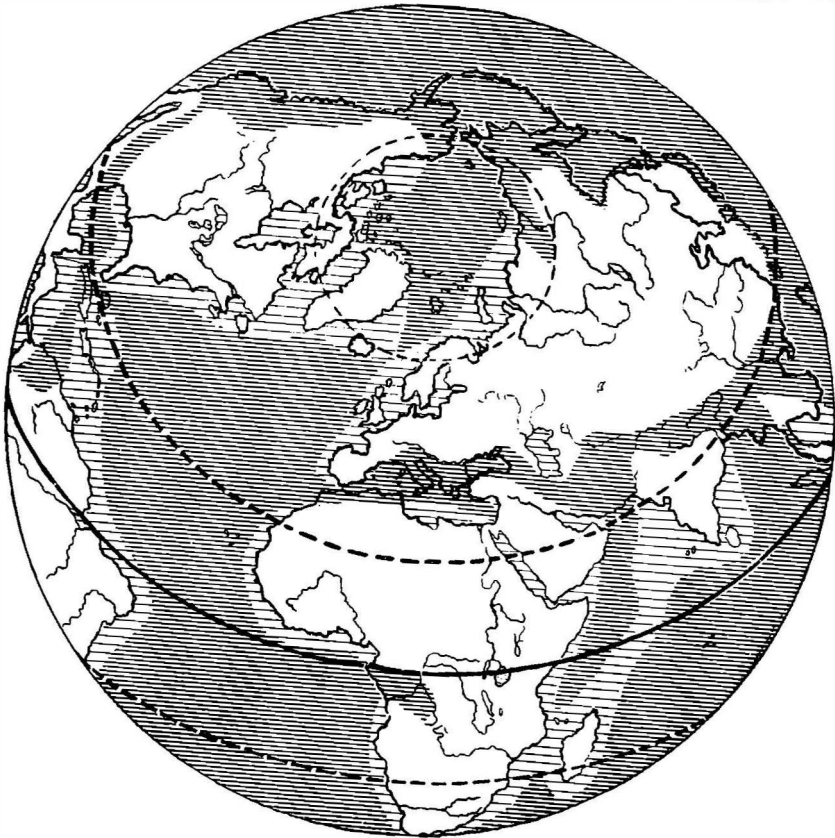


Fig. 35.

Verbreitung der Meere und Festländer in einer geokratischen Periode (rhaetische Stufe der Obertrias).

Gürtel entspricht einer Geosynklinale, einem labilen Raum dauernder Meeresbedeckung. Er umfaßt auf der östlichen Halbkugel das Gebiet der Tethys, auf der westlichen eine schmale Zone der Cordilleren von Feuerland bis Alaska. Die großen Transgressionen im nördlichen Eurasien zur Zeit des Oberjura und der Unterkreide oder im mittleren Eurasien und in Indo-Afrika zur Zeit der Oberkreide waren nur zeitweilige Überflutungen der Kontinentalsockel durch Flachmeere, ohne daß deren Wesen als Kontinentalschollen dadurch verändert worden wäre. Fast alle Sedimente der

Transgressionsmeere außerhalb der labilen Geosynklinalzonen sind neritischer Natur. In den Geosynklinalen finden sich neben den überwiegend neritischen auch bathyale und ausnahmsweise selbst abyssische Ablagerungen.

Die Meere innerhalb der Geosynklinalräume waren von anderer Art als die Ozeane. Schon die erstaunliche Mannigfaltigkeit der Sedimente

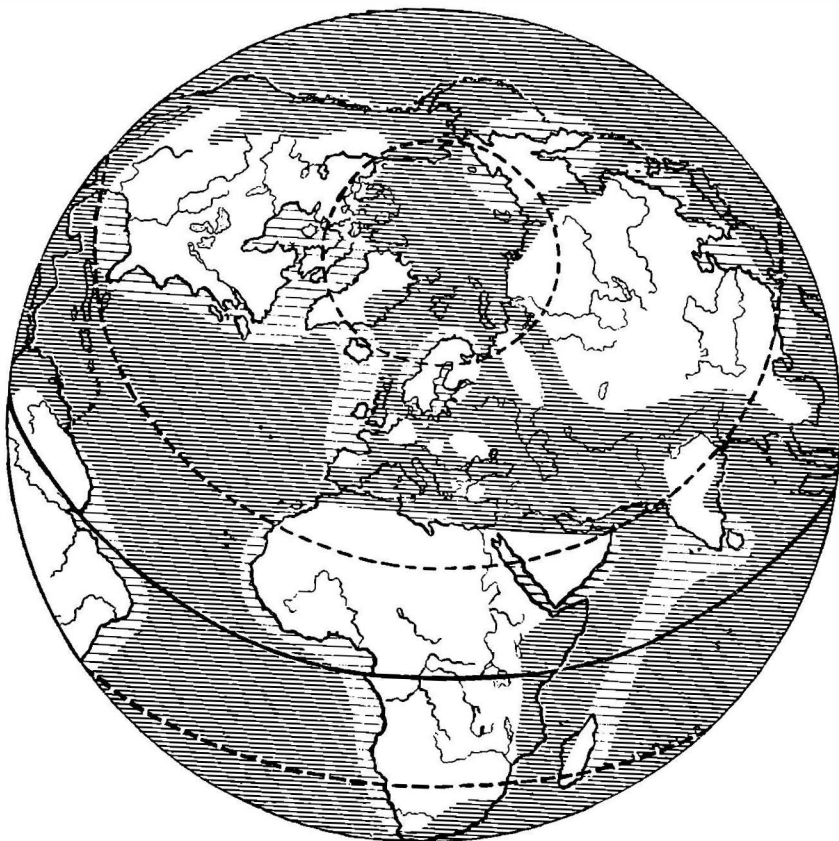


Fig. 36.

Verbreitung der Meere und Festländer in einer thalattokratischen Periode (Oberjura).

steht in einem grellen Gegensatz zu der Einförmigkeit der Bodenablagerungen im Weltmeer. Wir müssen uns die Tethys im Sinne A. Pencks²⁸⁾ als eine Kette von aneinander gereihten Ingressionsmeeren, als ein von Buchten zerlapptes, von Archipelen und größeren Inseln durchschwärmtes Mittelmeer vorstellen, dessen Einzelbecken nur durch schmale Sunde, dem Bosphorus, Hellespont oder den Straßen von Gibraltar und Messina vergleichbar, im Zusammenhang standen. Während der Triasperiode hat ihre Breite selbst an den breitesten Stellen (Mecklenburg-Kreta, Elphinstone

Inlet-Bogdoberg) 2000 km kaum überschritten, auf weite Strecken ist sie erheblich unter 1000 km geblieben. Flache Meeresteile müssen mit tiefen Rinnen und Kesseln innerhalb geringer Entfernungen gewechselt haben. Das Mittelländische Meer als ein Überrest der Tethys gibt uns vielleicht ein Abbild derselben. Nur dürfte der Gesamthabitus, wie Deecke²⁹⁾ betont hat, dem Malayischen Archipel ähnlicher gewesen sein, wo heute — wie in der Tethys des Mesozoikums und Eozäns — tiefe Kessel, Feuerkränze tätiger Vulkane, Korallriffe und eine tropische Vegetation an den Küsten nebeneinander bestehen.

Während der ganzen Zeit ihres Bestandes war die Tethys im Norden und Süden von Landmassen begrenzt, die allerdings keine dauernd zusammenhängenden Kontinente bildeten, im Norden von Fenoskandia und Angaraland, im Süden von Indo-Afrika. Über diese Kontinente haben zur Zeit der großen Transgressionen Flachmeere auf weite Strecken hinwegespült, so insbesondere zur Zeit des Oberjura, der Unter- und Oberkreide. Wiederholt war die Tethys der Schauplatz intensiver Gebirgsbildung, insbesondere im Karbon und Perm, an der Wende von Unter- und Oberkreide und im Miozän.

Sowohl aus der Tethys als aus den Flachmeeren auf ihrem Vorlande ragten stets größere und kleinere Inseln empor, deren Umrisse wir zwar nicht in Einzelheiten kennen, deren Bestand jedoch sichergestellt erscheint. So können wir für die Triasperiode innerhalb der alpinen Geosynklinale selbst eine vindelizische, tyrrhenische, zentralalpine, adriatische und orientalische Insel, in dem durch die oberjurassische Transgression auf dem Vorlande in Westeuropa entstandenen Schelfmeer die Bretagne, das Massiv der Ardennen, des Morvan, das Französische Zentralplateau als größere Inseln nachweisen. Erst mit der alpinen Faltung im Miozän, die die Inseln und Festländer im Norden dauernd zusammenschweißt, erlischt die Tethys bis auf ihre kümmerlichen Reste in dem durch spätere Einbrüche erweiterten Mittelländischen Meer.

Wiederholt und zu sehr verschiedenen Zeiten war die Tethys in hinreichender Weise überbrückt, um einen Austausch größerer Landwirbeltiere zu ermöglichen, deren passive Verschleppung über breite Meeresstraßen ausgeschlossen war. Zum erstenmal erfolgte ein solcher Austausch während der Permzeit. Er wird durch die Übereinstimmung der *Inostranzefia*-Fauna Nordrußlands mit der *Cisticephalus*-Fauna Südafrikas bewiesen³⁰⁾. Ein zweiter erfolgte in der oberen Trias. Das Eindringen der Labyrinthodontenfauna des schwäbischen Keupers mit *Trematosaurus*, *Capitosaurus* und *Cyclotosaurus* in die Burghersdorp beds Südafrikas, schwäbischer Reptilien wie *Belodon*, *Hyperodapedon* und *Thecodontosaurus* in die Maleri-Schichten der Gondwana-Formation Vorderindiens legt dafür Zeugnis ab³¹⁾. Reste von *Thecodontosaurus* haben sich auch an der Nordostküste Australiens gefunden. Noch ein drittesmal während der mesozoischen Ära haben große Dinosaurier den Weg über die Tethys nach Madagascar und Australien (Kap Patterson, Victoria) — wahrscheinlich zur Zeit der Oberkreide — gefunden³²⁾.

Auch der Austausch der Marinfauen zwischen der westlichen und östlichen Hälfte der Tethys ist zeitweise eingeschränkt gewesen, wie dies in dem Abschnitt über Migrationen ausführlich dargelegt worden ist.

Die Tethys war also keineswegs ein Ozean wie die großen Weltmeere der Gegenwart. Es wäre aber auch irrig, sie dem Kontinentalsockel zurechnen zu wollen. Sie war ein eigenartiges Gebiet sui generis, eine labile Region sehr lange Zeiträume hindurch andauernder Senkung, die dem Meer ein Verbleiben innerhalb desselben möglich machte. Hätte nicht der gewaltige Absatz von Sedimenten dieser Senkung ein Gegengewicht geboten, so würde es vielleicht auch hier auf weite Strecken zur Bildung abyssischer Tiefen gekommen sein. Wo der Senkung von vorneherein eine noch mächtigere und raschere Anhäufung terrestrischer Sedimente entgegenarbeitete, ist selbst die Geosynklinale vor einer marinen Ingression bewahrt geblieben, so im Bereich der Gondwanaformation der vorderindischen Halbinsel. Es wäre infolgedessen auch die Annahme unbegründet, daß sich gerade das Gebiet der Tethys im Relief der Erdoberfläche vor den Epikontinentalmeeren besonders ausgezeichnet habe. Von einzelnen tiefen Rinnen und Kesseln abgesehen, war auch die Tethys ein Flachmeer mit weitaus überwiegend neritischen Sedimenten. So verschieden die Faunen des deutschen Muschelkalkes von jenen der anisichen und ladinischen Stufe in den Alpen sind, so besteht doch kein Grund, für beide Meere — von dem schmalen Kanal der Hallstätter Entwicklung in den Nordkalkalpen vielleicht abgesehen — eine verschiedene Tiefe anzunehmen.

Eine zweite große Geosynklinaleregion umfaßt die ganze Kette der amerikanischen Cordilleren mit Einschluß des Antillenbogens. Sie findet ihre Fortsetzung jenseits der Behringsstraße in den Inselreihen und Küstengebieten Ostasiens. Die engen Beziehungen einzelner Marinfauen Ostasiens zu solchen des westlichen Nordamerika weisen auf das hohe Alter dieser Geosynklinale hin. Sie hat die äußere Umrandung durch einen an keiner Stelle durch eine tiefe Senke unterbrochenen Festlandsgürtel zur Voraussetzung. Den Küsten desselben entlang ist der Austausch der kambrischen Faunen Chinas mit jenen des nordamerikanischen Westens erfolgt, ist die Fauna der untertriadischen Mœkoceras beds aus der Umgebung von Wladiwostok in die Californische See eingewandert, hat sich die obertriadische Seichtwasserfauna mit *Pseudomonotis ochotica* von Neuseeland bis Californien, die oberjurassische Aucellenfauna Nordasiens bis nach Mexico verbreitet. Noch die oberkretazische Ammonitenfauna der Chico group und ihrer Äquivalente in Oregon und Californien (Phoenix beds) auf Vancouver und Queen Charlotte Island einerseits, jene der chilenischen Quiriquina Schichten andererseits, weist einen starken Einschlag indischer und japanischer Faunenelemente auf.

Die Tethys und das Meer der zirkumpazifischen Geosynklinale, die von Grahamland in der Antarktis bis Neuseeland einen nur im Süden offenen Ring um den Pazifischen Ozean schlingt, sind in einer Beziehung wesentlich verschieden. Die Tethys ist ein Mittelmeer, eingeschlossen

zwischen Kontinentalschollen. Die zirkumpazifische Geosynklinale entspricht lediglich einem erweiterten Pazifischen Ozean. Ihr fehlt ein Kontinentalblock auf der Innenseite. E. Haug³³⁾ hat ausschließlich aus theoretischen Gründen die Existenz eines solchen Pazifischen Kontinents gefordert und sich dadurch in einen Gegensatz zu E. Suess gestellt, der die Ansicht vertrat, der Pazifische Ozean sei seit der kambrischen Periode stets das größte Weltmeer unseres Planeten geblieben.

Haug glaubte ohne nähere Begründung, daß Geosynklinalen nur als schmale Zonen zwischen Kontinentalblöcken auftreten können. L. Kober³⁴⁾ hat sich seiner Meinung angeschlossen, indem er die aus den Merkmalen der Tethys gewonnenen Erfahrungen verallgemeinert und auf alle Geosynklinalen überträgt. Man darf jedoch nicht vergessen, daß in der Annahme von Geosynklinalen überhaupt schon ein hypothetisches Element liegt. Man darf dieses nicht noch dadurch weiter belasten, daß man den Geosynklinalen bestimmte Eigenschaften vorschreibt, die mit ihrem Wesen direkt nichts zu tun haben. Dacqué³⁵⁾ gibt lediglich die Möglichkeit der Existenz von Landmassen im nördlichen Teil des Pazifischen Ozeans während der Juraperiode zu.

Die einzige in Beobachtungstatsachen begründete Stütze für die Existenz eines ehemaligen Pazifischen Kontinents bietet Burckhardts³⁶⁾ Nachweis eines Festlandes im Westen der chilenisch-argentinischen Andes während der Juraperiode. Burckhardts Beobachtungen über die Verteilung der Fazies des südamerikanischen Jura ergeben jedoch nur die Notwendigkeit der Annahme einer den Andes parallel gelagerten Insel zwischen dem 25. und 40. Grad s. Br., keineswegs jene eines ausgedehnten Pazifischen Kontinents.

Schon in der mesozoischen Ära bestanden wahrscheinlich die meisten Inselreihen im Pazifischen Ozean wie in der Gegenwart. Das gilt nicht nur von jenen Inselgruppen, die kristallinische Kerne enthalten (Marianen, Salomons Inseln, Fiji Inseln), sondern auch von jenen, die aus Eruptivgesteinen bestehen.

F. Brown³⁷⁾ konnte auf Grund pflanzengeographischer Untersuchungen auf den Hawaiischen Inseln zeigen, daß sich in der Flora dieser Inselkette drei Gruppen unterscheiden lassen, eine ältere, bestehend aus den Elementen der Flora des heutigen Hochlandes, die auf oberkretazische Pflanzenformen zurückgeht, eine jüngere aus eozänen und oligozänen Einwanderern in den Niederungen, endlich eine jüngste, deren Vertreter erst durch den Menschen auf den Inseln eingeführt worden sind. Auch die Fauna der Hawaiischen Inseln weist auf ein hohes Alter hin. So gerechtfertigt daher die Annahme eines Inselreichtums im Pazifischen Ozean schon während der mesozoischen Ära erscheint, so wenig begründet ist die Voraussetzung einer Existenz größerer Landmassen im Bereich dieses uralten Weltmeeres. Haugs Pazifischer Kontinent bleibt vorläufig vollkommen hypothetisch.

Während E. Suess den Umrissen des Pazifischen Ozeans die Züge eines sehr hohen geologischen Alters zuerkannte, engte er den Atlantischen Ozean der paläozoischen und mesozoischen Ära bis zum Beginn der

Oberkreide auf jenen schmalen mittelmeeerischen Gürtel ein, der als Fortsetzung der Tethys eine Verbindung mit der Californischen See ermöglichte. Einzelne Forscher wie Steinmann³⁸⁾ und Pompeckj³⁹⁾ haben sich sogar gegen jede atlantische Verbindung der Tethys mit der pazifischen Geosynklinale bis in die Zeit des Oberjura (Aptychen auf der Kapverdeninsel Mayo) ausgesprochen. Auch Dacqué (l. c. p. 157 ff.) tritt für die Existenz eines großen südlichen Landkomplexes während des ganzen Paläozoikums und älteren Mesozoikums ein. Ebenso nimmt Schuchert, der sonst einer Permanenz der ozeanischen Becken zuneigt, einen Zusammenhang zwischen Afrika und Südamerika in breiter Front an, so daß zwischen diesem Südkontinent und der die beiden Nordkontinente Laurentia und Fenoskandia verbindenden Landbrücke nur ein verhältnismäßig schmaler Raum für den Poseidon der Perm- und Triasperiode übrig bliebe. Neumayr, Haug und Uhlig halten an der Existenz dieses großen Südkontinents während der ganzen Jura- und Unterkreideperiode fest.

Wenn wir nach den paläogeographischen Tatsachen fragen, die eine so weitgehende Unterdrückung des Atlantischen Ozeans rechtfertigen sollen, so will es fast scheinen, als hätte der Nachweis des jugendlichen Alters der Küsten den Anlaß gegeben, die Entstehung des Beckens selbst für ebenso jung zu halten. Es ist daher zu untersuchen, ob für die Annahme einer Überbrückung des nord- und südatlantischen Beckens in breiter Front biostratigraphische Anhaltspunkte vorliegen.

Für eine Permanenz des südatlantischen Beckens spricht zunächst die Abwesenheit der reichen permischen und triadischen Wirbeltierfaunen Südafrikas in Südamerika, obwohl durchaus gleiche Lebensbedingungen in beiden Kontinenten herrschten. Diesen faunistischen Unterschied hat kürzlich wieder F. Loomis⁴⁰⁾ betont und in seinen Einzelheiten erörtert. Er ist hinreichend groß, um die von Arldt und Jaworski⁴¹⁾ zur Erklärung eines direkten Faunenaustausches geforderte Annahme eines das ganze südatlantische Becken während der Perm- und Triaszeit überspannenden Kontinents überflüssig zu machen⁴²⁾.

Die oberkarbonische Lepidodendronflora der Nordhemisphäre reichte in Brasilien bis Rio grande do Sul. Sie wurde auf beiden Südkontinenten ziemlich gleichzeitig durch die *Gangamopteris*-Flora abgelöst. Der Verbreitung der letzteren zuliebe scheint in erster Linie jener Südkontinent konstruiert worden zu sein, der auf den paläogeographischen Karten der Perm- und Triasperiode bei A. de Lapparent, Arldt, Frech, der Juraperiode bei Neumayr, Haug und Uhlig Südafrika und Südamerika in breiter Front verbindet. Es bietet jedoch, wie schon D. White⁴³⁾ betont hat, ein vergrößerter antarktischer Kontinent ein für die Verbreitung der *Gangamopteris*-Flora ausreichendes Verbindungsstück zwischen Südamerika und Südafrika. Die Funde von *Phyllothea* auf den Falklands Inseln⁴⁴⁾ und von *Glossopteris* auf Buckley Island unter dem 85. Grad s. Br.⁴⁵⁾ kennzeichnen die Wege adaptiver Radiation, die diese wahrscheinlich auf dem antarktischen Kontinent selbst entstandene Flora genommen hat. Auch der Charakter der Vegetation spricht gegen die Annahme ihrer Entwick-

lung in einem ausgeprägten Festlandsgebiet unter der Herrschaft eines streng kontinentalen Klimas. Die manchmal in mächtigen Kohlenflözen angehäuften Pflanzengesellschaft der *Glossopteris*-Flora trägt durchaus nicht, wie manchmal vermutet worden ist, das Gepräge einer Steppenvegetation, sondern erforderte im Gegenteil, wie Koken⁴⁶⁾ hervorgehoben hat, reichliches Wasser, Flußniederungen, Sumpf- und Seendickichte zu ihrem Gedeihen.

Den Bestand einer solchen Landverbindung Südafrikas mit Südamerika über eine vergrößerte Antarktis, die zum Teil in Inselketten aufgelöst gewesen sein mag, hält Ortmann selbst während der Tertiärzeit noch für möglich. Sie würde die Lösung einiger auffallender Probleme der Tiergeographie erleichtern, wenn man es nicht vorzieht, den Ausführungen von J. Haseman⁴⁷⁾ beizupflichten, der jede Landverbindung zwischen Südafrika und Südamerika zu irgendeiner Zeit ablehnt und die Faunen dieser beiden Kontinente ausschließlich auf wiederholte Einwanderungen aus der nördlichen Hemisphäre zurückführt.

Die Annahme der Absperrung des südatlantischen Beckens durch eine wenn auch zeitweilig und lokal unterbrochene Verbindungsbrücke, die sich aus der Antarktika einerseits über Grahamland nach Südamerika, andererseits nach Südafrika erstreckte, erscheint jedoch notwendig, um die eigentümliche Verbreitung der unterkretazischen Uitenhage-Fauna zu erklären, deren Trigoniengruppen von Cutch in Ostindien den Küsten von Ostafrika und Chile entlang bis nach Mexico und Malone in Texas verfolgt werden können, aber den atlantischen Küsten Afrikas und Südamerikas fehlen. Unter der Voraussetzung der Existenz einer solchen antarktischen Landbrücke würde selbst eine zukünftige Entdeckung von Karoo-Faunen in Südamerika keineswegs eine Landverbindung mit Südafrika in breiter Front erfordern. Wie über die Inselwelt der Tethys zur Mündung der Dwina, so konnten die Reptilien der Karoo-Formation auch über eine ähnlich gestaltete, bald mehr bald minder geschlossene antarktische Inselkette in Südamerika einwandern.

Schon am Beginn der Oberkreide stimmt die Konfiguration des südatlantischen Beckens mit der heutigen beinahe überein. Die Ablagerungen des Vraconnien begleiten die afrikanische Küste von Conducia (Mozambique) über Diego-Suarez (Madagascar), Natal, Zululand, Pondoland, Angola bis zum Golf von Guinea (Elobi). Ihre Ammonitenfaunen sind nächstverwandte mit jenen der unteren Utatur group Südindiens und legen so Zeugnis ab für den Bestand des Indischen Ozeans in einer seiner heutigen gleichen Ausdehnung nach Westen. Das Gegenstück bildet die Fauna von Sergipe in Brasilien, die sich den von Boese beschriebenen reichen Vraconnienfaunen Mexicos anschließt. Diese Tatsachen widersprechen der Annahme J. W. Gregorys⁴⁸⁾, daß selbst noch zur Zeit der mittleren Kreide ein brasilo-afrikanischer Kontinent existiert habe und daß das Kreidemeer der einzelnen Buchten in den heutigen Küstenbezirken Afrikas und Südamerikas nur mit der Tethys in einer sehr komplizierten Verbindung gestanden sei.

Während biostratigraphische Erfahrungstatsachen gegen die Existenz einer permisch-mesozoischen Landbrücke im südatlantischen Becken sprechen,

machen sie die Annahme einer solchen Landbrücke für eine wenn auch zeitweilig unterbrochene Verbindung zwischen Laurentia und Eurasia notwendig. Die engen Beziehungen zwischen den paläozoischen Meeresfaunen Europas und des westlichen Nordamerika vom Kambrium bis ins Oberkarbon sind nur unter der Annahme einer Küstenlinie verständlich, der entlang der Faunenaustausch von einem Kontinent zum anderen stattfinden konnte.

Während der permischen Periode war diese Landbrücke wahrscheinlich unterbrochen, wohl in Inseln aufgelöst, denn die reiche permische Landfauna von Reptilien und Stegocephalen in den Red beds von Texas zeigt nach dem Urteil von Williston⁴⁹⁾ kaum nähere Beziehungen zu europäischen Typen. Auch die reichen permischen Marinfauen der Guadeloupe und Glass Mountains in Texas weisen eher auf einen Faunenaustausch mit Ostindien (Timor) als mit Europa hin. Auch noch während der skythischen Epoche scheint der Atlantik mit dem Polarmeer in offener Verbindung gestanden zu sein, wie dies aus der übereinstimmenden Entwicklung der Werfener Schichten in den Ostalpen und auf Spitzbergen (Axel Insel) hervorgeht.

Ein von der permischen durchaus verschiedenes Gepräge trägt die Reptilfauna des Newark Systems der amerikanischen Oststaaten und der triadischen Red beds in Wyoming, Utah, Colorado, New Mexico und Texas. Labyrinthodonten, *Aetosauridae*, *Phytosauridae* und *Thecodontosauridae* des europäischen Keupers erscheinen hier gleichzeitig mit der Flora des Lunzer Sandsteins in Virginia. Die Überbrückung des Atlantik zur Zeit der Obertrias, die eine so bedeutsame Invasion europäischer Faunen- und Florenelemente in Nordamerika ermöglichte, muß auch später bis in die mittlere Tertiärzeit hinein ab und zu wieder erneuert worden sein. Denn erst vom Miozän an geht der Weg der Wanderungen neogener Säugetiere ausschließlich über Ostasien und die damals geschlossene Behringsstraße nach Alaska.

Eine Landverbindung von Laurentia mit Fenoskandia in breiter Front ist gleichwohl in hohem Grade unwahrscheinlich. Schon die häufigen Unterbrechungen des Faunenaustausches der Landwirbeltiere sprechen gegen eine solche. Andeutungen für eine Lokalisierung jener Landbrücke liegen in der Bodenschwelle vor, die den eigentlichen Nordatlantik vom Skandik De Geers⁵⁰⁾ trennt und die nur in den drei schmalen Rinne zwischen Shetlands Inseln, Faröer und Island und in der Dänemark Straße unter die Isobathe von — 500 m hinabsinkt. Die Existenz einer keineswegs permanenten Landbrücke an Stelle dieser Bodenschwelle bis in die mittlere Tertiärzeit hinein würde zur Erklärung aller tiergeographischen Beziehungen zwischen Nordamerika und Europa und ihren Randmeeren ausreichen. R. Scharff⁵¹⁾ hat den Bestand der erwähnten Landbrücke bis zum Beginn der jüngeren Tertiärzeit wahrscheinlich gemacht.

Auch der Indische Ozean hat von Seite vieler Paläogeographen für das jüngere Paläozoikum und das ältere Mesozoikum eine erhebliche Einschränkung seines Areals erfahren. Blanford's „Lemuria“, die ursprünglich als ein Verbindungsstück zwischen Vorderindien und Madagascar zur

Erklärung der geographischen Verbreitung der Halbaffen ersonnen worden war, wurde allmählich zum Gondwanaland erweitert, das den ganzen nördlichen Teil des Indischen Ozeans von Südafrika über Madagascar, Ostindien und Ceylon bis Australien umfassen sollte. Zusammen mit dem südafrikanischen Kontinent und Brasilia ergab es ein so ungeheures Festlandsgebiet vom Karbon bis zur Unterkreide auf der südlichen Halbkugel, daß das heutige Verhältnis der Verteilung von Land und Wasser auf dieser gerade in sein Gegenteil verkehrt worden sein müßte.

Eine landfeste Verbindung der vorderindischen Halbinsel mit Südafrika über Madagascar ist für die Perm- und Triasperiode aus tiergeographischen Gründen unabweisbar, da in den Gondwanafaunen Ostindiens europäische Landwirbeltiere, wie die Labyrinthodonten aus der Verwandtschaft von *Metopias* und *Capitosaurus*, ferner *Belodon*, *Hyperodapedon* und *Thecodontosaurus*, sich mit solchen mischen, die wie *Dicynodon*, *Massospondylus*, *Bothriceps*, in Südafrika beheimatet waren. Auch die Besiedelung von Madagascar durch *Titanosaurus* und einen Verwandten von *Megalosaurus* zur Zeit der oberen Kreide muß auf dem Wege über Vorderindien stattgefunden haben, da der Kanal von Mozambique bereits im Lias eröffnet war. Erst im jüngsten Abschnitt der Kreideperiode dürfte die schmale, langgestreckte Insel, deren Enden wir im Dekkan und auf Madagascar zu suchen haben, mit ihrem Mittelstück vollends zur Tiefe niedergegangen sein, so daß das Äthiopische Mittelmeer Neumayrs, bis dahin eine Dependenz der Tethys, nunmehr in eine breite, offene Verbindung mit dem Indischen Ozean trat.

Schon weit früher dürfte eine ähnliche offene Verbindung des Indischen Ozeans mit der Tethys von der Küste von Coromandel bis zur Torresstraße bestanden haben. Koken hat eine solche in seiner Karte „Land und Meer zur permischen Zeit“ eingezeichnet und eine Ausdehnung des geschlossenen Gondwanalandes bis Australien mit um so größerem Recht abgelehnt, als die Küstengebiete Australiens mit Ausnahme des südlichen an mehreren Stellen Anzeichen einer permischen Meerestransgression aufweisen. Aber auch für die Trias und den Jura reicht die Annahme einer zeitweise für Wirbeltiere gangbaren Landbrücke von Cambodscha über Borneo und Neuguinea nach der Halbinsel Carpenteria vollständig aus, um alle tiergeographischen Beziehungen zwischen Ostasien und Australien verständlich zu machen. Der Zuzug von Landwirbeltieren aus Ostindien war niemals stark. Australien hat sich seit jeher eine gewisse Isoliertheit und Abgeschlossenheit von den Nachbargebieten bewahrt. Zur Zeit der Oberkreide hat wohl jede Verbindung mit den letzteren aufgehört. Schon früher müssen die Vorfahren der modernen Monotremata und Marsupialia auf dem Australkontinent eingewandert sein. Keine Invasion fremder Einwanderer aus den höheren Säugetiergruppen hat sie seither bis zur Einführung des Dingo in ihrer ruhigen Entwicklung gestört.

Ich stimme B. Willis zu, wenn er die Meinung vertritt, die Permanenz der großen ozeanischen Becken stehe bereits außerhalb jener Kategorie von Fragen, über die eine Debatte heute noch zulässig sei.

In der Tat reicht die Annahme einer vergrößerten Antarktika, die zeitweise Verbindungsmöglichkeiten der drei Südkontinente eröffnete, der zeitweisen Schließung der Behringsstraße und des Skandik durch Landbrücken zur Erklärung der meisten biostratigraphischen Tatsachen aus, mit denen uns das Studium der Erdgeschichte bekanntgemacht hat. Für die känozoische Ära hält Handlirsch aus tiergeographischen Gründen nur noch zeitweilige Verbindungen Europas mit Nordamerika über Island und Grönland, Nordamerikas mit Nordostasien und Südamerika, ferner zwischen Afrika und Madagascar, zwischen Eurasien und Australien über die Malayische Inselwelt und Neuguinea für erforderlich, keineswegs jedoch eine Verbindung der Südkontinente miteinander über ein antarktisches Festland.

Über die letztere Frage gehen die Meinungen der Tiergeographen und Paläontologen allerdings noch immer weit auseinander. Ortmann⁵²⁾ hält den Bestand einer vergrößerten Antarktika mit Landbrücken nach Patagonien, Südafrika und Australien über Neuseeland und Tasmania bis in die mittlere Tertiärzeit für notwendig. Osborn⁵³⁾ lehnt eine Verbindung mit Südafrika ab, anerkennt aber die Notwendigkeit des Bestandes einer solchen mit Südamerika und mit Australien über Neuseeland. Den gleichen Standpunkt vertreten Schlosser⁵⁴⁾ und Dollo. Einem unveröffentlichten Vortrage O. Abels „Die tiergeographischen Probleme der antarktischen Forschung“ im Jahre 1915 entnehme ich eine Anzahl schwerwiegender Einwände gegen eine Annahme auch nur vorübergehender Landverbindungen zwischen Australien und Südamerika während der Tertiärzeit. Weder die Verbreitung der Süßwasserfische aus den Familien der *Galaxiidae* und *Haplochitonidae*, noch jene der gehörnten Riesenschildkröte *Miolania*, noch der Charakter der australischen und südamerikanischen Insektenfaunen soll zu einer derartigen Annahme berechtigen. Nur das Auftreten des Raubbeutlers *Prothylacinus* in den Santa Cruz-Schichten Patagoniens könnte vorläufig noch als ein Argument in diesem Sinne verwertet werden.

Für die Kontinentalschollen läßt sich eine gleiche Permanenz wie für die ozeanischen Becken nur mit gewissen Einschränkungen behaupten. Diese Permanenz gilt nicht für die großen Geosynklinalen, die lange Zeit hindurch Meeresgebiet waren und deren Kessel und Rinnen stellenweise wohl bis in die abysischen Tiefen hinabgereicht haben. Unter diesen Geosynklinalmeeren hatten die Tethys und das Antillenmeer den längsten Bestand. Sie sind ja auch heute noch nicht vollständig erloschen. Die Tethys dauerte als ein ausgedehntes interkontinentales Mittelmeer noch zu einer Zeit an, als nur noch Schelfmeere die Ränder des nord- und südamerikanischen Kontinents lokal überfluteten, ja sie gewann während der Oligozänzeit noch einmal eine gewaltige Ausdehnung, indem sie im Osten des Ural sogar mit dem nördlichen Polarmeer in Verbindung trat.

Diese Permanenz gilt auch nicht für die Einbrüche, durch die Teile der Kontinentalblöcke vielfach dem Meere einverleibt worden sind. Die senkrecht oder diagonal auf das Streichen der Gebirgsfalten gerichteten

Riasküsten des atlantischen Gebirgstypus zeigen, daß die Falten an ihnen nicht ihr natürliches Ende in einem allmählichen Ausklingen gefunden haben, sondern unter das Meer versunken sind. Die aus dem Bau der Küstenländer des Ägäischen Meeres geschöpften Beweise für jugendliche Einbrüche in große Tiefen sind so überzeugender Art, daß gegen sie Zweifel nicht wohl aufkommen können.

An die Lehre von der relativen Permanenz der Großformen der Erdoberfläche lassen sich verschiedene Fragen knüpfen, zunächst jene nach der Gültigkeit des sogenannten Haugschen Gesetzes. Dieses Gesetz verlangt als Äquivalent für Transgressionen der Epikontinentalmeere Regressionen in den Geosynklinalen, die sich in gewissen Fällen bis zur Trockenlegung und Aufrichtung von Gebirgen in einzelnen Teilen der Geosynklinale steigern können. Es hält indessen einer strengen Prüfung nicht stand. Die weitgehenden Veränderungen in der Ausbreitung der Epikontinentalmeere in Nordamerika während der paläozoischen Ära finden keinen Ausdruck in den Sedimenten innerhalb der appalachischen Geosynklinale. Hier reiht sich Meeresbildung fast ohne Unterbrechung an Meeresbildung bis an die Grenze zwischen Mississippian und Pennsylvanian. Nirgends auf der ganzen Erde ist das ältere Paläozoikum so schön und vollständig in fossilreicher Ausbildung entwickelt wie im Staat New York, obwohl am Beginn und Ende des Oberkambriums, im mittleren Silur, dann zwischen Mittel- und Oberdevon die Lage der Epikontinentalmeere sich in weitgehendem Maße verschoben hat⁵⁵).

Ebenso ist eine der größten thalassokratischen Epochen im Oberjura in den Geosynklinalen durch keine Regressionen kompensiert worden. Nirgends innerhalb der Tethys, weder in den Ostalpen noch im Himalaya oder im Malayischen Archipel, macht sich zu dieser Zeit ein Sinken der Strandlinie bemerkbar. Die Verbreitung des Oberjura greift vielmehr auch hier über jene des Lias noch hinaus. Die Annahme einer Lücke zwischen Kimmeridge und Tithon in den Ostalpen, die von Haug seinem Gesetz zuliebe vertreten wird, ist, wie Uhlig gezeigt hat, unzulässig.

Auch H. Stille⁵⁶) hat sich gegen die Gültigkeit des Haugschen Gesetzes ausgesprochen. Er vertritt mit guten Gründen im Widerspruch mit Haug die Meinung, daß die Meeresbewegungen in den Geosynklineal- und Extrageosynklinealgebieten im allgemeinen gleichzeitig und gleichsinnig verlaufen.

Aus den im sechsten Abschnitte dieses Buches mitgeteilten Tabellen kritischer Perioden der Orogenese ergibt sich, daß die Trockenlegung und Aufrichtung von Gebirgen in den Geosynklinalen zumeist dann eintritt, wenn eine Zeit allgemeiner Regression eine vorausgegangene Transgressionsperiode ablöst.

Noch größeres Interesse verdient vielleicht die Frage, ob der Landgewinn durch Trockenlegung und Aufrichtung von Gebirgen in den Geosynklinalen den Verlust ausgleicht, den die Festländer durch Einbrüche erlitten haben. E. Suess⁵⁷) und Schuchert schätzen diesen Verlust sehr hoch ein. Auch Soergel (l. c. p. 39) gibt die Notwendigkeit einer Ein-

schränkung des Satzes zu, daß die Kontinentalblöcke und ozeanischen Becken im wesentlichen seit der kambrischen Periode unverändert geblieben seien. Gelegentlich brechen die ozeanischen Senkungsfelder in die Kontinentalmassen ein, so daß altes Kontinentalgebiet heute ozeanisches Tiefengebiet geworden ist. Die Ozeane — meint auch er — hätten seit jeher an Terrain gewonnen, die Kontinente verloren.⁵⁸⁾

Daß durch das Erlöschen der Tethys, durch die Zusammenschweißung von Fenoskandia, Angaraland und Gondwanaland Eurasien an Konsistenz und Umfang erheblich zugenommen hat, darf jenen Verlusten gegenüber, die durch Einbrüche herbeigeführt worden sind, nicht übersehen werden. Andererseits kann in der Tat kaum in Abrede gestellt werden, daß solche Verluste, mit denen wohl auch weiterhin gerechnet werden muß, einige der wertvollsten Asyle unseres organischen Lebens ernstlich bedrohen.

Anmerkungen zum neunten Abschnitt (Paläogeographie)

¹⁾ K. Andréé: Die paläogeographische Bedeutung sedimentpetrographischer Studien. Petermanns Geogr. Mitt. LIX. Gotha, 1913, p. 117.

²⁾ E. Daqué: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915, p. 13.

³⁾ A. Handlirsch: Beiträge zur exakten Biologie. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. CXXII. 1912, p. 398.

⁴⁾ W. Soergel: Das Problem der Permanenz der Ozeane und Kontinente. Stuttgart, 1917, p. 44.

⁵⁾ M. Neumayr: Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, L. 1885, p. 57.

⁶⁾ B. Willis: Palaeogeographic map of North America. Journ. of Geol. XVII Chicago, 1909, p. 203—600. — Principles of Palaeogeography. Science, new ser. XXXI. New York, 1910, p. 241—260.

⁷⁾ Ch. Schuchert: Palaeogeography of North America. Bull. Geol. Soc. America, XX. New York, 1909. Schucherts Karten sind vorbildlich für eine exakte Rekonstruktion, die in der Tat mehr bedeutet als den graphischen Ausdruck für den Gedankenkreis eines Autors (Koken).

⁸⁾ A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche. I. 1894, p. 147.

⁹⁾ J. Dana: On the origin of the continents. Amer. Journ. sci. III. 1847, p. 94—100, Edinburgh New Philosoph. Journ. XLIII. 1847, p. 234—243. — Origin of the grand outline features of the earth. Amer. Journ. sci. III. 1847, p. 381—399.

¹⁰⁾ Ch. Darwin: Die Entstehung der Arten. Übersetzt von Carus. Stuttgart, 1872, p. 458.

¹¹⁾ E. Suess: Are great ocean depths permanent? Natural Science, II. No. 13, London, 1893, p. 186.

¹²⁾ Th. Arldt: Handbuch der Paläogeographie. Berlin, Borntraeger, 1917—1921. Vgl. dazu die scharfe Kritik von E. Berry: Present tendencies in Palaeontology. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLVIII. 1919, p. 2.

¹³⁾ W. Matthew: Climate and evolution. Annals New York Acad. sci. XXIV. 1915, p. 74, 705.

¹⁴⁾ T. C. Chamberlin: Diastrophism and the formation processes Journ. of Geol. XXII. Chicago, 1914, insbesondere p. 136.

¹⁵⁾ A. T. Coleman: Dry land in geology. Bull. Geol. Soc. America, XXVII. 1916, p. 175—192.

¹⁶⁾ A. Wegener: Die Entstehung der Kontinente. Petermanns Geogr. Mitt. Gotha, 1912, p. 185, 195, 253—256, 306—309. — Geol. Rundschau, III. 1912, p. 276 ff. — Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 2. Aufl. Braunschweig, 1921.

¹⁷⁾ W. Köppen: Polwanderungen, Verschiebungen der Kontinente und Klimageschichte. Petermanns Geogr. Mitt. LXVII. 1921, p. 1—8, 57—63. — Ursachen und Wirkungen der Kontinentenverschiebungen und Eiszeiten. Ibidem, p. 145—149, 191 ff.

¹⁸⁾ M. Sempfer: Was ist eine Arbeitshypothese? Centralbl. f. Min. 1917, p. 146—163.

¹⁹⁾ E. Hennig: Neue Ansichten vom Entstehen des Erdbildes. Naturwiss. Wochenschr. N. F. XX, p. 581 ff. — A. Penck: Wegeners Hypothese der kontinentalen Verschiebungen. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1921, p. 110—120.

²⁰⁾ Daß die bisherigen Längenbestimmungen in Grönland nicht hinreichend genau sind, um aus ihnen eine auch heute noch andauernde Drift Grönlands nach Westen im Sinne der Hypothese Wegeners abzuleiten, ist von F. Burmeister (Petermanns Geogr. Mitt. Gotha, LXVII. 1921, p. 225) betont worden. Vgl. dazu auch die oben zitierte Arbeit Pencks.

²¹⁾ C. Diener: Die Großformen der Erdoberfläche. Mitt. Geogr. Ges. Wien. LVIII. 1915, p. 532. — Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XCII. 1915, p. 511 ff.

²²⁾ W. Deecke: Mitteleuropäische Meeresströmungen der Vorzeit. Sitzgsber. Akad. Wiss. Heidelberg, math. nat. Kl., 1923, p. 3—33.

²³⁾ W. Soergel: Die atlantische Spalte etc. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXVIII. 1916, p. 201—239.

²⁴⁾ F. Kossmat: Erörterungen zu A. Wegeners Theorie der Kontinentalverschiebungen. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1921, p. 103—110.

²⁵⁾ E. Jaworski: Die A. Wegenersche Hypothese der Kontinentalverschiebungen. Geol. Rundschau, VII. 1922, p. 273—296.

²⁶⁾ H. Stille: Die Schrumpfung der Erde. Berlin, 1922, p. 35.

²⁷⁾ Für Wegener sind unter anderen eingetreten: E. Dacqué (l. c. p. 92), J. Klöcking (Simroths Entwicklungsgesetze im Lichte der Wegenerschen Hypothese. Petermanns Geogr. Mitt. 1913, p. 121), W. Köppen (1921 u. 1924), W. Schweydar (Bemerkungen zu Wegeners Hypothese der Verschiebungen der Kontinente. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1921, p. 120), Eckardt (1921), C. Gagel (Referat in Geol. Rundschau, XII 1921, p. 94), Wing Easton, Molengraaff, E. Irmischer (Pflanzenverbreitung und Entwicklung der Kontinente. Mitt. aus d. Institut f. allgem. Botanik, V. Hamburg, 1922). Zu der letzteren Arbeit vgl. die Kritik von W. Gothan (Paläobiologische Betrachtungen über die fossile Pflanzenwelt. Berlin, 1924, p. 81).

²⁸⁾ A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche, l. c. p. 156.

²⁹⁾ W. Deecke: Die alpine Geosynklinale. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXXIII. 1912, p. 841.

³⁰⁾ R. Broom: The relationship of the South African permian reptiles to those of Russia. Journ. of Geol. XXI. Chicago, 1913, p. 728.

³¹⁾ R. Lydekker: The reptiles and amphibia of the Maleri and Denwa groups. Palaeontol. Ind. ser. IV. Vol. I/5, 1885. — F. Huene: Die Dinosaurier der europäischen Triasformation. Geol. u. Pal. Abhandl. v. Koken, Suppl. I. 1918, p. 302, 318.

³²⁾ E. v. Stromer bezweifelt — wohl mit Recht — die Zuverlässigkeit dieser Bestimmung. Für die hier zu erörternde Frage aber ist es belanglos, ob der australische Fossilrest gerade dem Genus *Megalosaurus* oder einem anderen großen Theropoden angehört hat, da ja kein Dinosaurier ursprünglich in Australien heimisch war, eine Einwanderung daher nur auf einer Landbrücke über die Tethys hinweg erfolgen konnte.

³³⁾ E. Haug: Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XXVIII. 1900, p. 6, 7, 657. — Traité de Géologie, I. Paris, 1907, p. 169, 526 ff.

³⁴⁾ L. Kober: Der Bau der Erde. Berlin, 1921, p. 266 ff.

- ³³⁾ E. Daqué: Die Stratigraphie des marinen Jura an den Rändern des Pazifischen Ozeans. Geol. Rundschau, II. 1911, p. 493 ff.
- ³⁴⁾ C. Burckhardt: Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Cordillere. Paläontograph. L. 1903, p. 128, 136.
- ³⁵⁾ F. Brown: Origin of the Hawaiian flora. Proceed. of the first Pan-Pazific Congress, 1921, p. 131—142.
- ³⁶⁾ G. Steinmann: Keine marine Trias in Südamerika. Centralbl. f. Min. 1909, p. 3.
- ³⁷⁾ J. F. Pompeckj: Die Meere der Vorzeit. Göttingen, 1909, p. 10, 12.
- ³⁸⁾ F. B. Loomis: Origin of the South American faunas. Bull. Geol. Soc. America, XXXII. 1921, p. 187—196.
- ³⁹⁾ E. Jaworski: Das Alter des südatlantischen Beckens. Geol. Rundschau, XII. 1921, p. 60—74.
- ⁴⁰⁾ Gemeinsam ist beiden Kontinenten nur die permische Reptilienordnung der Mesosauria mit den beiden Gattungen *Stereosternum* und *Mesosaurus*, limnischen Formen, die ebenso wie die rezenten *Galaxiidae* Tasmaniens, Neuseelands und Patagoniens sich sehr wohl aus marinen, küstenbewohnenden Vorfahren entwickelt haben können.
- ⁴¹⁾ D. White: Permocarboniferous climatic changes in South America. Amer. Journ. Geol. XV. 1907, p. 625.
- ⁴²⁾ A. G. Nathorst: *Phyllothea*-Reste auf den Falklands Inseln. Bull. Geol. Inst. Univers. Upsala, VII. 1905, p. 72.
- ⁴³⁾ A. C. Seward: Antarctic fossil plants. Brit. Antarct. (Terra nova) Exped. 1910, Nat. hist. Rep. Geol. Vol. I, 1, London, 1914.
- ⁴⁴⁾ E. Koken: Indisches Perm und permische Eiszeit. Neues Jahrb. f. Min. Festbd. 1907, p. 526.
- ⁴⁵⁾ J. D. Haseman: Some factors of geographic distribution in South America. Ann. New York Acad. sci. XXII. 1914, p. 9—112.
- ⁴⁶⁾ J. W. Gregory: Supplementary note on the geology of Benguela in its relation to its cephalopods and the history of the Atlantic. Transact. Edinburgh Roy. Soc. LIII. 1922, p. 161.
- ⁴⁷⁾ S. W. Williston: Faunal relations of early vertebrates. Journ. of Geol. XVII. Chicago, 1909, p. 389.
- ⁴⁸⁾ G. de Geer: Kontinentale Niveauänderungen im Norden Europas. Petermanns Geogr. Mitt. Gotha, LVIII. 1912, p. 122.
- ⁴⁹⁾ R. Scharff: On the evidences of a former land-bridge between Northern Europe and North America. Proceed. Roy. Irish Acad. XXVIII. sect. B. Dublin, 1909, p. 1—28.
- ⁵⁰⁾ A. E. Ortmann: On the theory of the origin of the antarctic faunas and floras. Amer. Naturalist, XXXV. 1901, p. 139.
- ⁵¹⁾ H. F. Osborn: The geological and faunal relations of Europe and America during the tertiary period, and the theory of the successive invasion of an African fauna. Science, XI. 1900, p. 566.
- ⁵²⁾ M. Schlosser: Über Tullbergs System der Nagetiere, nebst Bemerkungen über die fossilen Nager und die während des Tertiärs existierenden Landverbindungen. Centralbl. f. Min. 1902, p. 745. — Die gleiche Meinung vertritt J. W. Sinclair (The Marsupial fauna of the Santa Cruz beds. Proceed. Amer. Phil. Soc. Philadelphia, XLIV. 1905, p. 73—81), der auf angeblich enge Beziehungen zwischen den südamerikanischen und den australischen Beuteltieren hinweist, während Schlosser eine nähere Verwandtschaft der polyprotodonten Marsupialia der Neogaea mit jenen des nordamerikanischen Paleozäns annimmt. Für eine längere Zeit hindurch andauernde Landverbindung Südamerikas mit Südafrika während der älteren Tertiärzeit ist insbesondere Scott (Report of the Princeton Univers. Expedition to Patagonia, 1896/99, Palaeontology, Pt. II. Insectivora, Princeton, 1905) mit Rücksicht auf

die engen verwandtschaftlichen Beziehungen der beiden Insectivorengenera *Necrolestes* und *Chrysochloris* (rezent, Südafrika) eingetreten. Die erstere Gattung findet sich in den Santa Cruz Schichten Patagoniens als einziger südamerikanischer Vertreter der Insektenfresser ohne neogaeische Vorfahren und Nachkommen. Doch geht Scott sicherlich viel zu weit, wenn er Südafrika und Südamerika zu einem einheitlichen tiergeographischen Entwicklungszentrum erheben will, das bis in die mittlere Tertiärzeit keine Beziehungen zum holarktischen gehabt haben soll. Das Vorkommen von *Podocnemis* und *Amphisbaena* in der Neogaea und in Madagaskar, beziehungsweise Südafrika weist geradezu auf eine Einwanderung aus dem holarktischen Reich hin, da die erste Gattung fossil im Londonton und im Eozän des Punjab, die zweite in den White river beds Nordamerikas erscheint.

⁵⁵⁾ E. Ulrich hat in seiner Revision des paläozoischen Systems in Nordamerika auf die Bedeutung der Schichtlücken hingewiesen. Ihm bedeutet jeder Hiatus in der Schichtfolge einen Rückzug des Meeres mit darauffolgender terrestrischer Periode bis zu einer neuen Überflutung. Man dürfe daher — meint er — nicht von einer kontinuierlichen Sedimentation beziehungsweise Meeresbedeckung sprechen, wenn man innerhalb eines Ablagerungskomplexes nicht das vollständige Schema der Normalserie durch Fossilien belegen könne. Es wäre durchaus unrichtig, wollte man Ulrichs aus dem Flachseegebiet der appalachischen Region gewonnene Erfahrungen auf den alpinen Jura mit seiner Lückenhaftigkeit der Sedimente anwenden. Man müßte sonst für ganz nahe gelegene Lokalitäten, z. B. in den Vilser Alpen, Transgressionen annehmen, die in die verschiedensten Jurazonen fallen würden, während die Lückenhaftigkeit in weit einfacherer Weise durch den Mangel an Sedimentzufuhr in einem Meere erklärt werden kann, dessen Spiegel während der ganzen Juraperiode gleichwohl nur geringe Schwankungen erlitten hat.

⁵⁶⁾ H. Stille: Studien über Meeres- und Bodenschwankungen. Nachrichten kgl. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl. 1922, p. 88.

⁵⁷⁾ E. Suess: Das Leben. Mitt. Geol. Ges. Wien, II. 1909, p. 161.

⁵⁸⁾ Geophysikern, die in Übereinstimmung mit Wegener, die Versenkung salischer Kontinentalstücke in größere Tiefen aus theoretischen Gründen ablehnen, sind die Lagerungsverhältnisse des jüngeren Neogens der levantinischen Stufe im Aegaeischen Meer entgegenzuhalten. Die mächtigen Festlandsbildungen auf den Inseln Kos und Rhodos, die Neumayr und G. v. Bukowski beschrieben haben, brechen allenthalben an den Küsten so unvermittelt ab, daß ihre ehemalige Ausdehnung weitaus größer gewesen sein muß. Die fehlenden Zwischenstücke müssen auf den hier mehr als 1000 m tiefen Meeresgrund versenkt worden sein. Auch der 2000 m tiefe Kanal von Mozambique muß seit seiner Eröffnung im Lias lange Zeit hindurch ein Flachmeer und gelegentlich überbrückt und für Landtiere gangbar gewesen sein. L. Joleaud (L'histoire biogéographique de Madagascar, d'après les découvertes récentes. Revue gén. sci. pures et appl. XXXV. No. 13, Paris, 1924, p. 389—397) hat die Einwanderungen der Säugetiere vom afrikanischen Kontinent auf die Insel verfolgt. Solche Einwanderungen lassen sich im Montien, im jüngeren Oligozän, in der pontischen Stufe und zuletzt noch am Ende des Pliozäns nachweisen. Allerdings ist der Bestand der jüngsten Landbrücke, über die noch *Hippopotamus* und *Potamochoerus* nach Madagaskar gelangt sind, nur von ganz kurzer Dauer gewesen, aber die Versenkung des Kanals in abyssische Tiefen kann erst in die Pleistozänzeit fallen.

ZEHNTER ABSCHNITT

Paläoklimatologie

Das Problem des Klimas in der geologischen Vorzeit hat im Jahre 1906 einen der Verhandlungsgegenstände des X. Internationalen Geologenkongresses in Mexico gebildet. Das Ergebnis war ein unbefriedigendes, da die Kriterien zur Erforschung der klimatischen Verhältnisse älterer Epochen der Erdgeschichte sich als durchaus unzureichend, die zur Diskussion gestellten Erscheinungen selbst sich als in ihren Grundlagen nicht genügend bekannt erwiesen. Mit Recht konnte Semper¹⁾ noch im Jahre 1910 in einem zusammenfassenden Referat über das Klima der Vorzeit den Zustand unserer Anschauungen über diesen Gegenstand als einen höchst unerquicklichen, verwirrten und ungeklärten bezeichnen. „Es ist verständlich“ — meint er — „wenn sich auf sehr vielen Seiten keine Geneigtheit zeigt, diesem Thema näher zu treten und ihm in dem Lehrgebäude der theoretischen Physik mehr zu bewilligen als eine anhangsweise Berücksichtigung . . . Auf keinem Gebiete der theoretischen Geologie dürfte die Kühnheit und Sicherheit der Theoriebildung so seltsam mit der Unsicherheit und der Divergenz in der Deutung des Beobachteten kontrastieren.“

Zwei extreme Anschauungen kamen auf dem X. Internationalen Geologenkongreß zur Geltung. Der Vertreter der einen, J. Gregory²⁾, verteidigte die Meinung, Klimazonen hätten seit jeher und mit allen jenen Merkmalen existiert, die heute noch für sie charakteristisch sind, und das irdische Klima sei im Durchschnitt — von den episodischen Unterbrechungen durch Eiszeiten abgesehen — konstant geblieben. Dagegen zieht M. Manson³⁾ aus der Verbreitung der marinen Fossilien den Schluß, daß das Klima bis zur Diluvialperiode im Meeresniveau ein gleichmäßiges gewesen, daß die Temperatur in geradlinigem Verlauf von einem tropisch heißen Klima im Paläozoikum bis zu ihrem tiefsten Stand im Pleistozän herabgesunken sei und daß eine zonare Gliederung des Klimas sich erst während der jüngsten Eiszeit als deren unmittelbare Folge entwickelt habe.

Seither ist, insbesondere von amerikanischen Geologen und Phytopaläontologen, das Problem des vorzeitlichen Klimas eingehend erörtert

worden, aber noch immer zieht sich durch die fast überreiche Literatur⁴⁾ der Gegensatz zwischen den Vertretern der Annahme eines seit dem Kambrium wiederholtem Wechsel unterworfenen und zonar differenzierten und jenen eines gleichförmigen, erst durch die diluviale Eiszeit in dieser Gleichförmigkeit gestörten Klimas. Als die Hauptexponenten beider Ansichten können auf der einen Seite Ch. Schuchert⁵⁾, auf der anderen Seite der Phytopaläontologe F. Knowlton⁶⁾ genannt werden. Mit diesem Gegensatz der Meinungen vereinigt sich ein zweiter, der die Frage betrifft, ob das irdische Klima seit jeher ein solares oder noch von einer zweiten Wärmequelle beeinflusst gewesen sei. Dabei sind die Anhänger der Lehre von der zweifachen Wärmequelle für das irdische Klima der Vorzeit keineswegs mit jenen identisch, die für die Gleichförmigkeit dieses Klimas vom Kambrium bis zum Pleistozän oder mindestens bis zur Oberkreide eintreten⁷⁾.

Als grundlegend für eine Erörterung aller paläoklimatischen Fragen haben die folgenden Erwägungen zu gelten. Ganz unabhängig von der Frage der zweifachen Wärmequelle für das irdische Klima ist dieses Klima jedenfalls seit der Entstehung des organischen Lebens von solaren Einflüssen, sei es ausschließlich, sei es nur teilweise, abhängig gewesen. Es kann also in keiner Periode seit der proterozoischen Ära auf der ganzen Erdoberfläche ein gleichmäßig warmes Klima geherrscht haben. In der Nähe der Pole, deren Stellung mit der Lage der Erdachse sich möglicherweise von Zeit zu Zeit geändert haben mag, hat immer eine mehrwöchentliche bis mehrmonatliche Nacht jede Insolation ausgeschlossen, sind die Sonnenstrahlen unter einem flachen Winkel auf die Erde gefallen, am Äquator hingegen hat seit jeher Tag- und Nachtgleiche bei Zenitstand der Sonne am Mittag bestanden. Es muß aber auch zu allen Zeiten die Verteilung von Meer und Festland, die Existenz von Meeresströmungen, von Passatwinden, von Roßbreiten und von einer Kalmenregion als Regulator des irdischen Klimas gewirkt haben. Unterschiede zwischen einem gemäßigt ozeanischen und einem durch extreme Temperaturschwankungen gekennzeichneten Kontinentalklima konnten wohl durch eine zweite, außerhalb der Sonne liegende Wärmequelle gemildert, aber niemals vollständig beseitigt werden.

Die Unmöglichkeit des Bestandes eines gleichmäßig warmen Klimas auf der ganzen Erdoberfläche schließt jedoch die Annahme nicht aus, daß über weite Gebiete unter gewissen Bedingungen gleichmäßigere und relativ günstigere klimatische Verhältnisse als heute geherrscht haben. Ein großes zentrales Mittelmeer mit zahlreichen Randmeeren, Inseln und Halbinseln, und reicher Küstengliederung trennte lange Zeiträume hindurch die alten Festländer Fenoskandia, Indoafrika und Angaraland, die erst in der zweiten Hälfte der känozoischen Ära zu großen Kontinentalmassen verschweißt worden sind. Im Bereich dieser Tethys, die mit den tropischen Meeren sowohl als mit dem Polarmeer in einer bald mehr, bald weniger offenen Verbindung stand, muß das Klima weitaus gleichmäßiger gewesen sein als heute im Inneren Rußlands oder Asiens und zugleich relativ wärmer.

Für die Nordpolarländer konnte eine günstige Verteilung von Land und Meer durch die Zufuhr warmen Wassers zu gewissen Zeiten ein klimatisches Optimum erzeugen.

Auch darf nicht übersehen werden, daß die heutigen klimatischen Verhältnisse in den Polargebieten noch eine Nachwirkung der diluvialen Eiszeit darstellen. Hätte uns diese Eiszeit nicht die riesige Eiskalotte auf Grönland und Ellesmereland, die ausgedehnte Vergletscherung von Spitzbergen und Franz-Josefs-Land und das Inlandeis des antarktischen Kontinents hinterlassen, so würde der mächtige Einfluß jenes kältespendenden Faktors ausgeschaltet sein, der erst im Pleistozän die Differenzen zwischen den Temperaturverhältnissen des Subtropengebietes und der Polarregion so außerordentlich verschärft hat.

Nur langsam beginnen wir uns von dem Einfluß der pleistozänen Eiszeit allmählich zu erholen, deren gotiglaziale und finiglaziale Rückzugsperioden nach den Berechnungen G. de Geers⁸⁾ nur 7000 Jahre hinter unserer Zeitrechnung zurückliegen. Wir leben daher keineswegs in einem Normalklima und dürfen dasselbe auch nicht als solches einem Vergleich mit den klimatischen Zuständen älterer geologischer Epochen zugrunde legen. Eine über lange Zeiträume sich erstreckende größere Ausgeglichenheit des Klimas auf der Erdoberfläche bis in die Nähe des Polargürtels muß vielmehr von vorneherein erwartet werden.

Für eine richtige Beurteilung des paläothermalen Problems ist die Tatsache maßgebend, daß der Begriff „Klima“ dem Geologen und dem Meteorologen keineswegs dasselbe bedeutet. Dem letzteren bezeichnet das Klima die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an einer Stelle der Erdoberfläche kennzeichnen. Für den Geologen bleiben alle jene Erscheinungen dunkel, die nicht in Merkmalen der Tiere, Pflanzen und Gesteine ihren Ausdruck finden.

Die meisten Gesteinsbildungen, die einen klimatischen Einfluß vertragen, lassen eine sehr verschiedene Deutung zu. Viele rote Sandsteine sind, mehr der herrschenden Mode folgend als auf Grund klarer Beweise, bald als Tropenlaterit, bald als fluviatil-äolische Sedimente, bald als Wüstenbildungen gedeutet worden. Nur der Reichtum der Meeresablagerungen einer Periode an organogenen Kalken kann in dieser Hinsicht als ein strenger Prüfung stand haltendes Kriterium gelten. Die Mehrzahl der mit dem Studium mariner Sedimente vertrauten Geologen stimmt heute in der Überzeugung überein, daß, unabhängig von der Entwicklung der Pflanzen und Tiere, die Hauptentfaltung der Kalk absondernden Organismen sich stets im warmen Wasser abgespielt habe. Von solchen Organismen abgesetzte Gesteine weisen auf warmes Wasser und auf warme Meeresströmungen hin.

Unter diesem Gesichtspunkt gewinnt die Tatsache, daß in den Polarlandschaften die hellen Kalke den Tonschiefern gegenüber sehr erheblich zurücktreten und daß Rotfärbung der Gesteine fast gänzlich fehlt, besonderes Interesse. E. Blackwelder⁹⁾ schließt aus der Beschaffenheit der Sedimente in Alaska, daß das Klima daselbst in allen geologischen Perioden,

aus denen Absätze vorliegen, feucht gewesen sei, mit einem Hinneigen bald zu einem feucht gemäßigten, bald zu einem mehr arktischen.

Eine vergleichende Studie der Triasablagerungen in der borealen Zone lehrt uns ebenfalls ein außerordentliches Überwiegen dunkler Schiefer und Sandsteine über helle Kalke kennen.

Aus den Meeresfaunen läßt sich ein überzeugender Nachweis für den Bestand von Klimazonen erst für die Oberkreide erbringen.

Wohl glaubte M. Neumayr¹⁰⁾ in seiner klassischen, für die damalige Zeit vorbildlichen Arbeit „Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit“ die Marinfraunen der Juraperiode nach klimatischen Gürteln sondern zu können. Die Unterschiede zwischen dem russischen, mitteleuropäischen und mediterranen Jura schienen ihm auf die Differenzierung in einen borealen, gemäßigten und warmen homozykischen Bezirk hinzuweisen. Als die wichtigste Bestätigung dieser Ansicht betrachtete er das Wiedererscheinen mitteleuropäischer Cephalopoden im argentinischen Jura, da ihm aus ihnen der Bestand einer südlichen gemäßigten Zone hervorzugehen schien.

Neumayrs zuerst mit großem Beifall begrüßte Arbeit hat später von vielen Seiten Widerspruch erfahren und neuen Tatsachen (Eindringen der angeblich borealen Aucellen in das tropische Juragebiet von Mexico, Zusammensetzung der Jurafauna in den chilenisch-argentinischen Andes¹¹⁾, mitteleuropäischer Charakter der *Sauzei*-Fauna im tropischen Peru) gegenüber nicht stand gehalten. Nur Uhlig¹²⁾ ist für Neumayrs Klimazonen — allerdings in beschränktem Maße und sich zum Teil auf sehr gekünstelte Gattungstrennungen (*Virgatites* und *Virgatosphinctes*) stützend — eingetreten. Im allgemeinen zeigt sich, daß in der Trias sowohl als im Jura eine Sonderung der Meeresfaunen nach zoogeographischen Provinzen weitaus deutlicher hervortritt als nach Klimagürteln. Dies gilt insbesondere von den Cephalopoden, den wichtigsten Charaktertieren mesozoischer Marinfraunen. Ein Beweis für die geringe Eignung der Ammoniten als Kriterien für klimatische Unterschiede liegt z. B. in dem Verhalten der Gattung *Kossmaticeras*. Im Senon, in einer Epoche der Oberkreide, in der bereits die Verbreitung zahlreicher Meerestiere (Korallen, Rudisten, Orbitoiden, Orbitolinen, Crinoiden) durch klimatische Gürtel bestimmt wird, finden sich die gleichen Arten dieses Genus in Südindien, Neu Caledonien, Neuseeland, Chile und auf der Seymour Insel in Grahamland.

Als ich an das Studium der marinen Reiche der Triasperiode herantrat, glaubte ich in der ausgeprägten Sonderung der borealen und gemäßig-äquatorialen Faunen der skythischen und anisischen Stufe Anhaltspunkte für die Existenz von Klimagürteln zu finden. Allein die Ammonitenfauna der karnischen Stufe auf den Neusibirischen Inseln unter dem 75. Grad n. Br. trägt kein boreales, sondern ein himalayisches Gepräge. Auch ist das Vorkommen von Bivalven wie *Halobia Zitteli* und *Pseudo-*

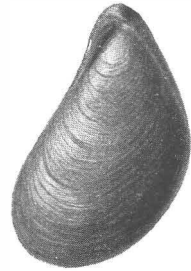


Fig. 37.

Aucella mosquensis
Keys. Oberjura.

monotis ochotica an äquatorialen und polaren Küsten für einen Nachweis homozyotischer Klimagürtel entschieden ungünstig¹³⁾).

Sehr dürftig sind die Anzeichen für eine klimatische Differenzierung der Marinfauen während der ganzen paläozoischen Ära¹⁴⁾. Wohl hat W. T. Gordon eine klimatische Verursachung für die Kleinheit der im Weddell Meer aufgefishchten kambrischen Archaeocyathiden angenommen. Ebenso erwähnen Priestly und Edgeworth David, daß es sich bei den Archaeocyathiden vom Beardmore Gletscher um Embryonalformen dieser Gruppe handelt. Gregory hat die Größenabnahme der silurischen und devonischen Korallenstöcke in den arktischen Gegenden gegenüber jenen in minder hohen Breiten im gleichen Sinne gedeutet. Aber die Beweiskraft dieser Tatsachen ist gering, weil der Verkümmernng einer Gruppe mariner Organismen sehr verschiedene Ursachen zugrunde liegen können. Sie fallen folglich kaum ins Gewicht neben der so auffallenden Sonderung vieler altpaläozoischer Faunen nach tiergeographischen Provinzen. Schon im Kambrium Nordamerikas hat Ch. Walcott eine Anzahl solcher gesonderter Faunenbezirke unterschieden. Man muß daher bei einer Bewertung faunistischer Verschiedenheiten zwischen den Meeresablagerungen älterer geologischer Perioden immer zunächst an eine provinzielle, nicht an eine klimatische Differenzierung denken. So darf aus dem Fehlen der Paläoconchen des böhmischen Obersilurs in England nicht ohne weiteres auf den Gegensatz einer nördlichen und südlichen Klimazone in der Silurzeit geschlossen werden, denn faunistische Unterschiede fast ebenso schwerwiegender Art bestehen auch zwischen dem englischen und skandinavischen Obersilur, die beinahe unter demselben Breitengrad liegen.

Das reiche, von der norwegischen Polarexpedition mit der Fram in Ellesmereland gesammelte Material an mittel- und oberdevonischen Korallen und Brachiopoden hat uns durch die Untersuchungen von O. E. Mayer¹⁵⁾ und S. Loewe¹⁶⁾ mit Faunen bekannt gemacht, die mit jenen der Hamilton- und Helderberg Stufe des Staates New York vollständig übereinstimmen. Über mehr als 30 Breitengrade war also in jener Periode in den Meeren Nordamerikas eine wesensgleiche Tierwelt verbreitet.

Im Karbon und Perm vollends begegnen wir einer Meeresfauna von geradezu überraschender Gleichförmigkeit. Niemals ist die Zahl fast weltweit verbreiteter Arten eine so große gewesen wie in diesem Zeitabschnitt. *Productus semireticulatus*, *P. Cora*, *P. boliviensis*, *P. Humboldti*, *Spirifer cameratus*, *Martinia glabra*, *Reticularia lineata*, *Spiriferina cristata*, *Spirigera Royssii*, *Hustedia remota*, *Rhipidomella Michelini*, um nur einige der häufigsten Spezies zu nennen, dehnen ihr Verbreitungsgebiet von Spitzbergen und vom Ural über Mittel- und Westeuropa bis nach Ostindien einerseits, bis in das tropische Südamerika andererseits aus. Nur die anthrakolithischen Marinfauen Australiens bringen einige Abwechslung in die Einförmigkeit dieser Vergesellschaftung schloßtragender Brachiopoden.

Diese Einförmigkeit der anthrakolithischen Meeresfauna von Spitzbergen bis Bolivia braucht indessen keineswegs zu besagen, daß das Klima an diesen beiden Orten das gleiche war. Sie besagt lediglich, daß die uns

bekannten Elemente der Marinfafa des Anthrakolithikums gegen Temperaturverhältnisse relativ unempfindlich waren. Auch heute kennen wir Meerestiere, die so eurytherm sind, daß sie unter sehr verschiedenen geographischen Breiten leben, wie *Trigla hirundo* und *Lophius piscatorius*, die von Norwegen bis zum Kap der Guten Hoffnung verbreitet sind, oder wie die Bryozoe *Membranipora membranacea*, die sich von Norwegen ins Mittelmeer und bis nach Australien verfolgen läßt.

Um so größere Beachtung verdient daher vom Standpunkt des Paläoklimatologen die Tatsache, daß selbst in dieser kosmopolitischen Fauna einzelne, stratigraphisch wichtige Formengruppen sich finden, deren gleichfalls weites Verbreitungsgebiet von klimatischen Faktoren abhängig erscheint. Es sind dies die beiden permischen Brachiopodengattungen *Richtofenia* und *Lyttonia*, die innerhalb der nördlichen Hälfte der gemäßigten Zone und im Polargebiet fehlen, da die Nordgrenze ihres Vorkommens durch die Lokalitäten: Kitakamigebirge in Nipon, Wladiwostok, Kashmir, Salt Range, Serbien, Sizilien und Texas bezeichnet wird.

Der Mangel an aus den Marinfauen geschöpften Beweisen für den Bestand von Klimagürteln vor der Epoche der Oberkreide kann nicht bestritten werden. Wohl aber läßt sich der Standpunkt vertreten, daß dieser Mangel in einer Temperaturunempfindlichkeit jener Lebewesen begründet war, die uns aus der paläozoischen und dem längeren Abschnitt der mesozoischen Ära in Fossilresten überliefert sind. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine Verschleierung klimatischer Einflüsse auf die marine Tierwelt durch noch stärker wirksame, vermutlich in den paläogeographischen Verhältnissen begründete Faktoren.

Erst von der oberen Kreide an können wir die Existenz von Klimazonen mit voller Sicherheit aus der Verteilung der Meeresfaunen nachweisen. Die Fauna der arktischen Kreide ist nach Gregory schon gegenüber jener des englischen Chalk stark verkümmert, der seinerseits wieder von den mediterranen Kreidelaunen sich insbesondere durch die geringere Häufigkeit und Kleinheit der Crinoiden unterscheidet. In Europa bleibt die eigentliche Heimat der Rudisten und Korallen das Mediterrangebiet, in dem beide Tiergruppen in außerordentlicher Üppigkeit gediehen. Nördlich von der alpinen Geosynklinale sind die Rifffkorallen nur spärlich und meist durch Kümmerformen vertreten. Das isolierte Danienriff von Faxø auf Seeland weist eine sehr einförmige Korallenfauna auf, die sich fast ausschließlich aus den beiden Gattungen *Dendrophyllia* und *Parasmilia* zusammensetzt. Es findet sein Gegenstück in dem oligozänen Korallriff von Brockenhurst in Südengland, an dessen Aufbau nur die Gattung *Dendrophyllia* beteiligt war.

Die Hippuriten der außeralpinen Oberkreide sind durchwegs klein. Schon die von F. Teller¹⁷⁾ aus dem böhmischen Cenoman beschriebenen Rudisten zeigen Zwergwuchs. Das gleiche gilt von den senonen Rudisten aus Schonen an dem nördlichsten Punkte ihres Vorkommens in Europa. Auch die Seeigelgattung *Hemipneustes* ist im allgemeinen an die mediterrane Region gebunden und tritt nur sporadisch auch im Danien von

Maestricht auf. Der Gegensatz zwischen einer nördlichen und südlichen Faunenzone kehrt auch im atlantischen Küstengebiet der Vereinigten Staaten von Amerika wieder. Die reichen Hippuritenfaunen von Texas fehlen, wie schon F. Roemer um die Mitte des vorigen Jahrhunderts betonte, der Oberkreide von New Jersey.

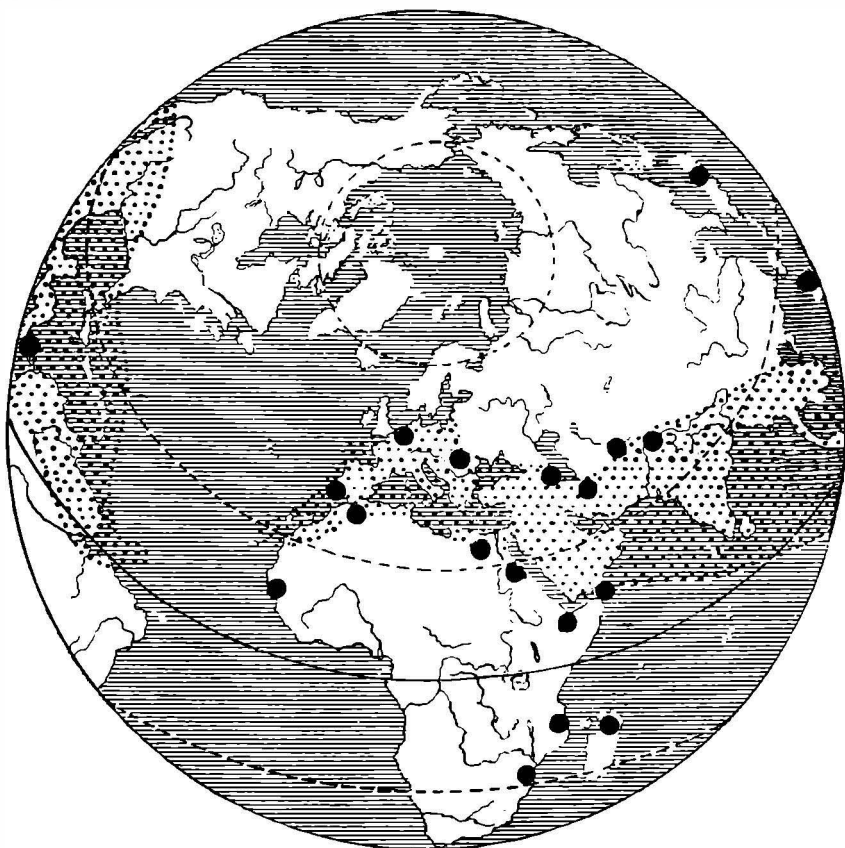


Fig. 38.

Kartenskizze der Verbreitung der Nummuliten und Rudisten.



Hauptverbreitungsgebiet der Rudisten (mit Ausnahme der ostafrikanischen Zwergformen).



Verbreitungsgrenze der Nummuliten.

Noch überzeugender ist der Nachweis Douvillés¹⁸⁾, daß sowohl die Rudisten als mehrere Gattungen großer benthonischer Foraminiferen wie *Orbitolina* und *Orbitoides* während der Zeit der mittleren und oberen Kreide innerhalb eines fast drei Viertel der Erdoberfläche umspannenden, durchschnittlich 20 Breitengrade umfassenden Gürtels verbreitet waren,

der den Äquator unter einem der Schiefe der Ekliptik beiläufig entsprechenden Winkel schneidet. Douvillé bezeichnet diesen Gürtel als „Mesogaea“ und zieht seine Nordgrenze von Niedercalifornien über Texas, Südengland, Maestricht, Südschweden, die schlesischen Karpathen, die Donaumündung, dem Nordabhang des Kaukasus und dem Südufer des Kaspischen Meeres entlang durch Persien, Tibet und das südöstliche China zur Sundasee, die Südgrenze von Santa Fe de Bogota in Columbia über Trinidad, den Nordrand des brasilianischen Plateaus, dann den Atlantik überquerend dem Nordrand der Sahara entlang bis Constantine, weiter durch das nördliche Ägypten und das Rote Meer über die Insel Sokotra und südlich von der Weihnachtsinsel in das Gebiet des Pazifischen Ozeans. Auffallenderweise deckt sich auch das Verbreitungsgebiet einiger großer eozäner Foraminiferen wie *Orthophragmina* und *Lepidocyclina* mit diesem Gürtel. Auch die dickschaligen Gastropoden der Gosauschichten wie *Actaeonella* und *Omphalia* sind auf denselben beschränkt.

Hier wird man wohl kaum an andere als an klimatische Ursachen denken können, da für die Bivalven und Ammoniten der Oberkreide kein Hindernis für eine Verbreitung über jenen Gürtel hinaus bestand, insbesondere die letztere Tiergruppe sich auch im Senon als eurytherm und in der Ausbreitung der einzelnen Gattungen viel abhängiger vom Verlauf der Küstenlinien als vom Klima und der zonalen Wärmeverteilung erwiesen hat.

Die Anzeichen eines Einflusses der klimatischen Verhältnisse auf die Marinfraunen mehrten sich in der känozoischen Ära. Wohl trägt auch die mitteleuropäische Molluskenfauna des Eozäns in ihrem Gesamthabitus das Gepräge der Fauna eines wärmeren Meeres. Die Gastropodenfauna des Pariser Grobkalkes weicht von jener von San Giovanni Ilarione im vicentinischen Tertiär nicht allzu sehr ab. Dagegen zeigen einige andere Tiergruppen auffallende, auf einer klimatischen Verursachung beruhende Unterschiede in ihrer horizontalen Verbreitung. *Conoclypeus* und *Clypeaster* fehlen ebenso wie die Rifffkorallen und Nummuliten den norddeutschen Tertiärmeeren.

Lehrreich ist die Karte der geographischen Verbreitung der Nummuliten, die E. v. Stromer¹⁹⁾ entworfen hat. Die Nordgrenze geht von Japan²⁰⁾ über den Himalaya, Bokhara, den Kaukasus, die Karpathen nach Nordfrankreich und Südengland. Die Südgrenze reicht nur in Neu Caledonien und Ostafrika bis an den Wendekreis des Steinbocks. Die Karte wirkt besonders eindrucksvoll, wenn man sie mit einer solchen der geographischen Verbreitung einer anderen, ebenfalls benthonischen Foraminiferengruppe, der Fusuliniden und Schwagerinen, vergleicht, die für das Karbon und Perm ebenso ausgezeichnete Leitfossilien abgeben, wie die Nummuliten für das Paläogen. Bei den ersteren aber darf man mit vollem Recht von einer weltweiten Verbreitung sprechen, da sie in Spitzbergen, in ganz Rußland vom Timan bis zur Krym, in Kleinasien, Persien, China, Japan, auf den Sundainseln, in den Südalpen, im Mississippi-Becken, in Guatemala, Bolivia und im Amazonasgebiet in gleicher Weise beheimatet waren.

Im Miozän reicht die Verbreitung der Riffkorallen nicht mehr über das südliche Kleinasien und Malta hinaus.

Zieht man statt der Marinfraunen die Landfaunen zur Ermittlung von Klimagürteln in der Perm- und Triasperiode heran — den beiden ältesten Perioden, aus denen uns Landwirbeltiere in größerer Anzahl und Formenmannigfaltigkeit entgegentreten — so sind die Ergebnisse kaum weniger unbefriedigend. Da es sich hier um Tiere mit veränderlicher Bluttemperatur handelt, die von klimatischen Einflüssen in höherem Grade abhängig sind als Säugetiere oder Vögel, so spricht die nahe Übereinstimmung der von Amalitzky entdeckten *Inostranzeffia*-Fauna Nordrusslands mit der von Broom beschriebenen *Cistecephalus*-Fauna in Südafrika, die Verbreitung einzelner Stegocephalengenera von Mitteleuropa nach Ostindien und dem Kapland, jene der Theropodengattung *Thecodontosaurus* über die gemäßigte Zone Nordamerikas und Europas bis Südafrika, Ostindien und Australien mit um so größerer Entschiedenheit für eine größere Gleichförmigkeit des Klimas vom Gleicher bis in die Nähe des Polarkreises als in der Gegenwart. Bedeutungsvoll ist allerdings die Tatsache, daß Reptilien aus der Zeit des Jura und der Kreide aus dem hohen Norden überhaupt nicht bekannt geworden sind und daß die einzige arktische Labyrinthodontenfauna der Trias, die Wiman aus der anisischen Stufe Spitzhergens beschrieben hat, keine Beziehungen zur mitteleuropäischen zeigt. Die großen Dinosaurier des Oberjura und der Unterkreide gehen nach Norden nicht über das südliche England und Belgien auf der Ostseite, nicht über Wyoming auf der Westseite des Atlantik hinaus. Unter demselben Breitengrad (45. Grad n. Br.) liegen die kürzlich erschlossenen Dinosaurierfundstätten in der Mongolei.

Knowlton legt das Hauptgewicht für die Beurteilung paläoklimatischer Verhältnisse auf den Charakter der Floren. Aber auch bei der Benützung der Floren als Kriterien sind gewisse Schwierigkeiten zu beachten. E. Berry und W. Deecke²¹⁾ haben auf jene hingewiesen, die aus einer Unterschätzung der Anpassungsfähigkeit sehr vieler Pflanzen an verschiedene klimatische Bedingungen erwachsen. Nicht einmal die gleichen Arten verbürgen den Bestand eines gleichen Klimas. Familien und in noch höherem Grade größere Gruppen, wie Cycadophyten, geben gar keine Gewähr für bestimmte Klimagürtel. Der Versuch Heers, aus den in den arktischen Tertiärfloren vertretenen Pflanzenresten die mittlere Jahrestemperatur des Fundortes zu berechnen, muß als vollständig mißglückt bezeichnet werden.

Auf einen anderen Umstand, der das Bild von den Floren älterer geologischer Perioden trübt, hat in Übereinstimmung mit mir Coleman²²⁾ aufmerksam gemacht. Wir kennen fossile Floren aus dem Inneren der Kontinente und aus Hochländern, d. h. aus Gebieten, in denen wir extreme Temperaturen, beziehungsweise exzessive Klimabedingungen erwarten dürfen, so gut wie gar nicht. Wahrscheinlich 98% aller besser bekannten Floren stammen aus feuchten, meist sumpfigen Lokalitäten des Flachlandes und aus Meeresnähe. Der Phytopaläontologe vermag demzufolge mit dem Er-

gebnis der Untersuchungen von H. Brockmann-Jerosch²³⁾ wenig anzufangen, daß die Ökologie der Vegetation ein besseres Bild der klimatischen Verhältnisse vergangener Zeiten gibt als dasjenige, das sich auf Lithogenese, Fauna und auf die Systematik der Gewächse stützt, da ozeanisches Klima in allen Breiten von den Tropen bis zur polaren Baumgrenze das Überwiegen jener immergrünen Laubwaldvegetation im Gefolge hat, das uns die tertiären Floren so vielfach aufzeigen.

Großes Gewicht für eine Beurteilung der paläoklimatischen Verhältnisse der Vorzeit ist noch vor einem Jahrzehnt den Zuwachszonen oder Jahresringen der Holzgewächse beigemessen worden. Ihr Auftreten sollte auf den Wechsel von Jahreszeiten, ihre Abwesenheit auf den Mangel von Temperaturschwankungen innerhalb des Jahres schließen lassen. Seither haben Knowlton und E. Anteus den Wert der Zuwachszonen als klimatische Merkmale in Abrede gestellt. W. Gothan²⁴⁾ hält an der Brauchbarkeit der Zuwachszonen als Beweise für periodische Klimaschwankungen unter bestimmten Einschränkungen fest. Als Beispiele zitiert er das Auftreten von Jahresringen an den Gymnospermen der Gondwana-Flora in Ostindien, Australien, Südafrika und auf den Falklands Inseln und an den Abietineen aus der Unterkreide des hohen Nordens (König Karl Land²⁵⁾), während sie den Koniferen aus der Oberkreide Ägyptens fehlen. E. Mohr²⁶⁾ dagegen verwirft die Verwertung der Jahresringe als Anzeichen einer klimatischen Differenzierung durchaus. Miss W. Goldring²⁷⁾, die sie an karbonischen Holzgewächsen in Oklahoma festgestellt hat, meint, sie könnten ebenso gut auf einem Wechsel trockener und feuchter als kalter und warmer Perioden innerhalb eines Jahres beruhen²⁸⁾.

Die reichste Flora der paläozoischen Ära, die Lepidodendron-Flora des Karbons mit ihren hochstämmigen Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren, ihren mannigfaltigen Pteridophyten und Pteridospermen ist von einer außerordentlichen Gleichförmigkeit. Wohl ist die Vergesellschaftung der Genera im hohen Norden eine etwas andere als in Mitteleuropa und in den Vereinigten Staaten, fehlen den Kulmflora in Grönland und Spitzbergen unter dem 79. Grad n. Br. und auf der Melville Insel die Lepidodendren oder sind wenigstens von kleineren Dimensionen, aber der Charakter der Flora bleibt doch über riesige Strecken hin unverändert²⁹⁾.

Aus den arktischen Breiten reicht diese Flora auf der östlichen Halbkugel bis nach Nordafrika, die Sinaihalbinsel, Kleinasien, China und Australien, auf der westlichen bis in das südliche Brasilien. Sie war eine an einen feuchten und wasserreichen Boden geknüpfte Flachlandsflora, in der Sumpf- und Moorgewächse eine Hauptrolle spielten. Lange Zeit galt sie fast allgemein als Beweis für den Bestand eines gemäßigten, eher kühlen Klimas, weil man den der Kohlenbildung vorausgehenden Verrotungsprozeß als an mittlere oder niedrige Temperaturen gebunden ansah. Erst im Jahre 1910 ist H. Potonié³⁰⁾ mit gewichtigen Gründen für den tropischen Charakter der Lepidodendronflora eingetreten. Die Vergesellschaftung mit kletternden, windenden, baumartigen Farnen mit großen Wedeln und mit Aphlebias (*Pecopteris*), der Mangel an Zuwachszonen bei

den Holzgewächsen, die Stammbürtigkeit der Blüten bei Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten sollen diese Flora als eine solche des tropischen Regenwaldes kennzeichnen. Auch aus dem Charakter der Insektenfauna,

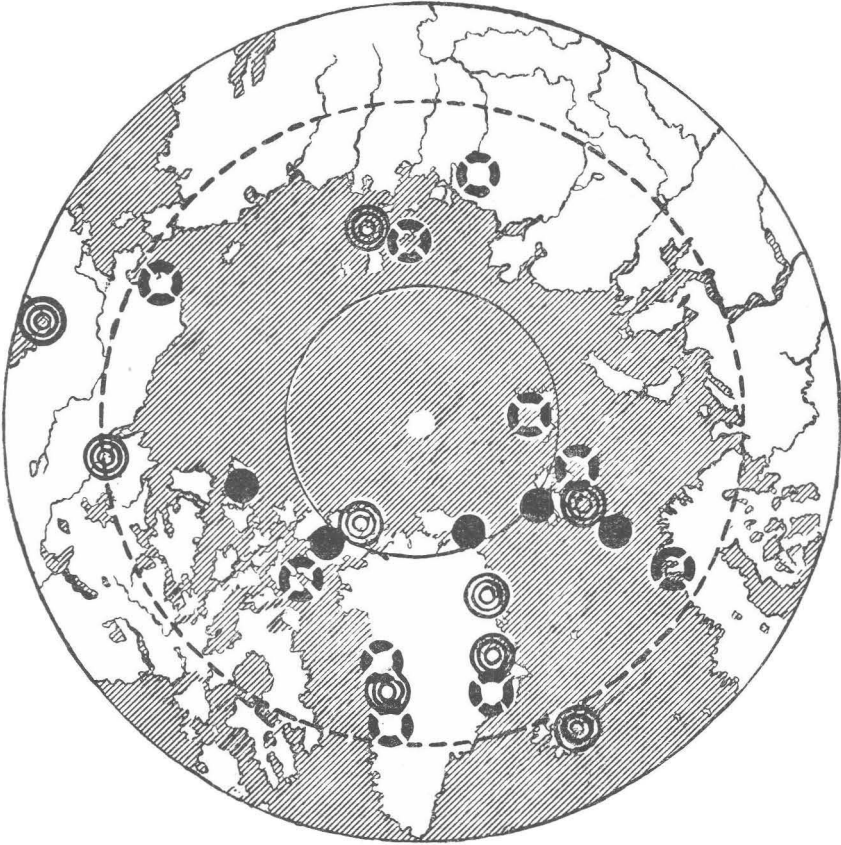


Fig. 39.

Kartenskizze des Ringes polnaher Floren auf der nördlichen Hemisphaere.

-  Paläozoische Floren.
-  Mesozoische Floren.
-  Känozoische Floren.

insbesondere aus der Riesengröße der *Palaeodictyoptera*, die jene durch ihren üppigen Pflanzenwuchs bemerkenswerten Landschaften bevölkert haben, schließt Handlirsch auf eine höhere Temperatur in Mitteleuropa und in den Vereinigten Staaten von Amerika während der Karbonzeit als in der Gegenwart.

Eine Stütze fand Potonié's Beweisführung in der Entdeckung tropischer Torfmoore durch Koordes auf Sumatra (1910), Keilhack auf Ceylon (1914), v. Staff, Janensch und Krenkel³¹⁾ in Ostafrika. Mit Recht hat jedoch Frech darauf hingewiesen, wie wenig die geringe Anzahl und Ausdehnung der Tropenmoore gegenüber dem Hauptverbreitungsgebiet der Torfmoore in dem nördlichen Teil der gemäßigten Zone bedeutet. Eine vermittelnde Stellung zwischen den Anschauungen von Frech und Potonié nimmt W. Gothan³²⁾ ein, der ein subtropisches Klima von ozeanischem Gepräge für die Heimat der Lepidodendronflora in Anspruch nimmt, da warm temperierte Regenwälder physiologisch am besten die für die Vegetation der Steinkohlenwälder erforderlichen Bedingungen erfüllen. Seiner Ansicht möchte auch ich mich anschließen. Man braucht nur die begeisterte Schilderung zu lesen, die Ch. Darwin von der Pracht der Regenwälder auf der Insel Chiloe unter dem 43. Grad s. Br. entwirft, die ihn mit ihren Baumfarnen, Bambusen, Epiphyten und Lianen an die Tropenflora Brasiliens erinnerte, um sich darüber klar zu werden, daß Floren wie jene der Steinkohlenperiode sehr wohl auch im außertropischen Klima gedeihen konnten.

Einer reichen und über den größten Teil der bekannten Erde verbreiteten Landflora begegnen wir erst in der rhätischen Stufe der Obertrias. Auch sie ist von einer überraschenden Gleichförmigkeit. Sie kehrt mit nahezu übereinstimmenden Merkmalen in Nordamerika, England, Norddeutschland, Südschweden, Spitzbergen (unter dem 78. Grad n. Br.), Ostgrönland (unter dem 70. Grad n. Br.), Spanien, Persien, Ostindien, China, Japan, Neusüdwales, Neuseeland, Südafrika, Honduras, Argentina und Chile wieder.

Die Liasflora bezeichnet Gothan geradezu als die gleichförmigste, die je gelebt hat. Aber auch die Juraflora weisen noch, wie zur Karbonzeit, allenthalben den Charakter subtropischer Regenwälder auf. Sie zeigen in Grönland unter dem 70. Grad n. Br., in Yorkshire, Skandinavien, Sibirien, der Mandschurei, in China, Japan, Nordamerika und auf Grahamland³³⁾ unter dem 64. Grad s. Br. eine oft bis in die Arten hinein gleichförmige Zusammensetzung. Die Hälfte der amerikanischen Spezies ist mit Großbritannien und Ostasien gemeinsam. Selbst die Flora von Kap Stephan auf Franz-Josefs-Land enthält unter dem 81. Grad n. Br. noch Reste von Sagopalmen und Cycadeen.

„Man muß“ — sagt W. Gothan — „sich mit der Tatsache abfinden, daß zonale klimatische Gliederungen in der Vorzeit auf der Erdoberfläche in viel untergeordneterem Grade vorhanden waren als heute. Nur so ist es verständlich, daß ökologisch und physiognomisch gleichwertige Floren sich an so entfernten Punkten der Erdoberfläche verbreitet zeigen können“³⁴⁾.

Diese Uniformität der Flora hält im Wealden und Neokom von Europa, Nordamerika, Japan, Peru, Südafrika und den Neusibirischen Inseln an. Aber selbst noch die mittelmäozäne Flora von Atane auf Grönland unter dem 72. Grad n. Br. trägt nach den Angaben von Knowlton einen

subtropischen Charakter, analog den Kreidefloren von Dakota, Texas und Argentina. Aus den Kreidefloren von Upernivik, auf der Sabine Insel unter dem 75. Grad n. Br. an der Westküste von Grönland zitiert Seward *Ginkgo*, *Gleichenia* und *Sequoia*, von Disko sogar Reste des Brotfruchtbaumes (*Arctocarpus*).

Andererseits aber weist Seward³⁵⁾ mit Recht auf die große Verschiedenheit in der Verbreitung der Angiospermen auf der nördlichen und südlichen Halbkugel hin. Keine einzige Blütenpflanze ist bisher innerhalb des südlichen Polarkreises entdeckt worden. Am weitesten nach Süden geht ein Gras, *Dechampsia antarctica*, bis zum 62. Grad s. Br., also in eine geographische Breite, welche jener des südlichen Finnland oder der Faröer auf der Nordhemisphäre entspricht, während in Grönland noch mehr als 400 Blütenpflanzen wachsen. Da dieses Mißverhältnis schon im jüngeren Mesozoikum und Känozoikum sich herausgebildet haben muß, ist es wohl auf eine klimatische Verursachung zurückzuführen³⁶⁾.

Wenn wir von der Notwendigkeit der Existenz von Klimagürteln als einer durch das Wesen des Solarklimas bedingten Tatsache ausgehen, so werden wir doch durch das Zeugnis der fossilen Floren und Faunen belehrt, daß diese Gürtel in solcher Schärfe wie in der Gegenwart in der Vorzeit nicht bestanden haben, daß das Klima im allgemeinen ausgeglichener und über sehr weite Gebiete der Erdoberfläche gleichförmiger war, daß insbesondere in den Polarregionen die Unterschiede zwischen Winterkälte und Sommerwärme geringer waren als heute.

F. v. Kerner³⁷⁾ hat aus der Verteilung der Meere und Festländer zur Zeit der Juraperiode die Werte der Mitteltemperaturen für die einzelnen Breitengürtel berechnet. Er konnte zeigen, daß unter Zugrundelegung der Karte Neumayrs die mittlere Jahrestemperatur vom 30. Grad n. Br. bis zum 40. Grad s. Br., desgleichen vom 50. bis zum 70. Grad n. Br. höher und nur an einem Gürtel nördlich vom 30. Grad n. Br. niedriger als heute gewesen sein dürfte, daß die Mitteltemperatur der Südhemisphäre um $1\frac{1}{2}^{\circ}$ höher als jene der Nordhemisphäre, jene der ganzen Erdoberfläche um 2° höher gewesen sei als in der Gegenwart.

Ebenso ergibt sich schon aus der Verteilung von Meer und Festland für die Eozänperiode für Europa eine höhere Mitteltemperatur als in der Gegenwart und vor allem die Abwesenheit so extremer thermischer Anomalien.

Von der Frage, ob und in welchem Ausmaße Klimagürtel in der Vorzeit an der Hand der uns in dieser Richtung zu Gebote stehenden Kriterien nachweisbar seien, ist jene nach dem Bestande von Klimaschwankungen innerhalb der einzelnen geologischen Perioden selbst zu trennen. Auch über diesen Gegenstand gehen die Meinungen der Forscher — wenigstens in bezug auf die paläozoische und mesozoische Ära — weit auseinander.

Für Frech³⁸⁾ bezeichnet die permische Eiszeit den Abschluß einer bis dahin vollkommen gleichmäßig und ohne Schwankungen verlaufenen Klimaperiode. Einen ganz anderen Standpunkt nimmt Schuchert in dieser

Frage ein. Auf ein mildes Klima im Kambrium und Silur folgte ein halb trockenes im Devon mit scharf ausgeprägten Wintern in den atlantischen Küstenstaaten (Anzeichen von Treibeis nach Clarke³⁹). Im Unterkarbon war die mittlere Jahrestemperatur in den Vereinigten Staaten nicht hoch genug, um die Bildung von Korallriffen zu begünstigen. Im jüngeren Unterkarbon wurde es wieder trockener und kühler (Anzeichen von Winterkälte in Neuschottland). Erst im Oberkarbon trat eine erhebliche Verbesserung des Klimas ein, die durch die permische Eiszeit abgeschnitten wurde.

Der Meinung Schucherts, daß die Folgen der an die Grenze von Oberkarbon und Perm fallenden Eiszeit sich noch während der ganzen permischen Periode fühlbar gemacht hätten, stehen die Ergebnisse der Beobachtungen von J. White⁴⁰) über die Aufeinanderfolge der anthrakolithischen Floren in Südamerika gegenüber. White hat gezeigt, daß der vollständigen Verdrängung der oberkarbonischen *Lepidodendron*-Flora Brasiliens durch die einem kälteren Klima entsprechende *Gangamopteris*-Flora eine neue Einwanderung von Elementen der ersteren, zunächst der gegen Kälte weniger empfindlichen Lycopodiaceen, später auch der Pteridophyten und nacktsamigen Bäume ohne Jahresringe, also wärmeliebender Formen gefolgt sei, so daß man annehmen muß, die Folgen des Kälteeinbruches, der das Erscheinen der *Gangamopteris*-Flora herbeiführte, sei schon in der jüngeren Permzeit überwunden gewesen und das milde, gleichförmige Klima des Oberkarbon sei im Oberperm wieder hergestellt worden.

Das Klima der Triasperiode war nach Schuchert gleichmäßig warm, doch soll in der rhätischen Zeit eine Verschlechterung desselben eingetreten sein, die während der Liasperiode anhielt. Die von Handlirsch⁴¹) in dem gleichen Sinne gedeutete Kleinheit der Insekten, das Zurücktreten der Riffkorallen, sogar das Aussterben der meisten Familien triadischer Ammoniten werden als Beweise für diese Annahme ins Feld geführt. Das Klima des Oberjura und der Unterkreide war wieder sehr warm. Eine einschneidende Klimaänderung soll sich erst am Ende der Kreideperiode während der Laramide revolution vollzogen haben. In den Rocky Mountains waren die Temperaturverhältnisse zur Zeit der Ablagerung der Lance beds gleich jenen der Gegenwart in der Umrandung des Golfes von Mexico, zur Zeit der Fort Union beds ungünstiger. Zur Zeit der Wahsatch Stufe herrschte ein kühles und halb trockenes Klima.

Gegen solche Verallgemeinerungen oder gar gegen die Konstruktion von Klimakurven, wie sie Dacqué⁴²) versucht hat, lassen sich viele Einwendungen erheben, vor allem der Einwand, daß die ihnen zugrunde liegenden Beobachtungen, selbst, wenn sie richtig interpretiert sein sollten, nur ganz kleine Ausschnitte aus den jeweiligen klimatischen Zuständen auf der Erdoberfläche aufzeigen. Zufriedenstellendere Ergebnisse liefern erst Vergleiche der klimatischen Zustände in den verschiedenen Perioden des Känozoikums mit jenen der Gegenwart. Die größte Bedeutung fällt dabei den periarktischen Floren zu, die in einem den Nordpol umgebenden Ring aus Ellesmereland (77 bis 78° n. Br.), Grinnell Land (81° 40' n. Br.), Ost- und Westgrönland (70 bis 75° n. Br.), Island, Spitzbergen (78° n. Br.),

dem Neusibirischen Inselgebiet (75° n. Br.), und vom Unterlauf des Mackenzie (67° n. Br.) bekannt geworden sind.

O. Heer hat alle diese polnahen Floren für miozän gehalten. Heute geht die überwiegende Meinung der Phytopaläontologen dahin, daß die Mehrzahl derselben ins Eozän zu stellen sei. Daraus ergibt sich aber mindestens für das ältere Tertiär eine relativ geringere Verschiedenheit der Vegetation in den niederen und hohen Breiten und die Notwendigkeit unvergleichlich günstigerer Lebensbedingungen innerhalb der letzteren als in der Gegenwart.

Auch wenn man mit einer großen Anpassungsfähigkeit der heute auf das Subtropengebiet beschränkten Pflanzengattungen im periarktischen Paläogen, insbesondere mit ihrer Fähigkeit, tiefere Wintertemperaturen zu ertragen, rechnet, bleibt noch immer die lange Polarnacht als ein biologischer Faktor, dessen geringer Einfluß auf die polaren Floren uns ein schwer lösbares Rätsel aufgibt⁴³⁾. Noch auf Grinnell Land, fast unter dem 82. Grad n. Br., gediehen zur Eozänzeit Zypressen, Föhren, Fichten, Buchen, Pappeln, Ulmen und Linden.

Mit Recht bezeichnet Nathorst⁴⁴⁾ das Vorkommen periarktischer Floren in fast allen Perioden der Erdgeschichte als das auffälligste Merkmal in der Entfaltung der Klimate der Vorzeit, das den Ausgangspunkt jeder Diskussion über das paläothermale Problem bilden müsse.

Im Eozän von Südfrankreich kann man, wie Eckardt mitteilt, zum erstenmal verschiedene Floren nach der Höhe ihres Standortes unterscheiden. Dem Tiefland gehört eine Vegetationsformation mit teils tropischen, teils subtropischen Charakterpflanzen an, so Fächerpalme, Sumpfpalme, Pandanus, Drachenblutbaum, Banane, Sequoia, Zimmtbaum, Magnolia, Ailanthus, Gummibaum, Lorbeer, Myrthe, Rebe. Die Vegetationsformation einer anderen Lokalität, bestehend aus Birke, Buche, Weide, Ulme, Pappel, Platane, Ahorn, Haselnuß, Eibe, Epheu, weist dagegen auf einen höheren Standort hin.

Vom Eozän bis zum Beginn der pleistozänen Eiszeit sehen wir in Europa eine ganz allmähliche Verschlechterung des Klimas Platz greifen. Der kontinuierliche Rückzug der Rifffkorallen aus der nördlichen gemäßigten Zone in das Tropengebiet ist bereits an anderer Stelle besprochen worden. Ebenso verschwinden die tropischen Gewächse allmählich aus der Flora Mitteleuropas. Tropische Palmen, wie Kokospalme, Phönix, Sabal, *Flabelaria*, gehen im Eozän bis in das nördliche Irland und bis Ostpreußen. Im Oberoligozän der Wetterau finden sich zwar noch viele Palmenreste, doch ist die Mehrzahl der indischen und afrikanischen Tropenpflanzen bereits auf die südliche Hälfte der gemäßigten Zone beschränkt.

Am Beginn der Miozänzeit treten Palmen nur noch vereinzelt, aber vergesellschaftet mit Kampferbaum, Zimmbäumen, Magnolien und vielen immergrünen Laubbäumen in Mitteleuropa auf. Am Schluß der Miozänzeit sind die Palmen aus diesem Gebiet vollständig verschwunden. Frostspuren an den Blättern aus der Miozänflora der Lausitz⁴⁵⁾ weisen auf Winterkälte hin. Der Gürtel ariden Klimas, der heute die feucht gemäßigte von

der feucht tropischen Zone in Afrika trennt, ist nur um wenige Breitengrade von Marokko bis Spanien nach Norden verschoben. Im Pliozän, aus dem indessen nur wenige Floren vorliegen, kommen *Sabal* und *Chamaerops* nur noch in Südfrankreich vor. In Deutschland waren Pappel, Erle, Buche, Eiche, Ahorn wie heute die Hauptvertreter der Bäume mit Laubfall. Doch gediehen neben ihnen Edelkastanien und Lorbeer, so daß die klimatischen Verhältnisse noch immer ein wenig günstiger gewesen sein dürften als in der Gegenwart.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in Nordamerika. Auch hier trägt die Vegetation im Paläogen bis in hohe Breiten hinauf einen tropischen oder mindestens subtropischen Charakter. Noch am Yukon wuchsen Sequoia, Magnolien und zarte Farne. Im Miozän herrschte in den Vereinigten Staaten ein warm gemäßigtes, im Pliozän ein kühleres Klima. Für den Wechsel des Florencharakters in der känozoischen Ära ist insbesondere die Entwicklung der Gräser maßgebend, die im Miozän über weite Areale hin an die Stelle der paläogenen Laubwälder traten⁴⁶⁾.

Auch auf der Seymour Insel in der Antarktis ist durch die schwedische Südpolar-Expedition in den Jahren 1901 bis 1903 die Flora eines nicht näher zu fixierenden Tertiärniveaus entdeckt worden, die an Floren der mittleren Breiten von Südamerika erinnert.

Während sich für eine gleichsinnige Veränderung des Klimas von der Oberkreide bis zum Ende des Pliozäns zahlreiche gewichtige Beweise erbringen lassen, ist die Annahme einer solchen beständigen Wärmeabnahme seit dem Kambrium mit dem zeitweisen Einsetzen von Kältewellen unvereinbar, die zur Herausbildung von Eiszeiten geführt haben. Diese Eiszeiten — J. Walther zieht die Bezeichnung „Schneezeiten“ vor — lassen keinen bestimmten Rhythmus erkennen und knüpfen sich auch nicht an astronomisch genau wiederkehrende Perioden, wie das J. Croll annehmen zu dürfen glaubte.

Der Eiszeiten ist — im Zusammenhang mit der Besprechung der diastrophischen Vorgänge in der Erdgeschichte — bereits im sechsten Abschnitt dieses Buches Erwähnung geschehen. An dieser Stelle sollen sie nunmehr etwas ausführlicher besprochen werden.

Gut beglaubigt sind drei große, über weite Territorien verbreitete Eiszeiten, die proterozoische, die permische und die diluviale. Aus anderen Perioden sind nur Spuren lokaler Vergletscherungen bekannt.

In das mittlere oder obere Untersilur verweist Hortedahl⁴⁷⁾ die von Reusch im Jahre 1890 entdeckten Tillite in Finnmarken. E. Kirk⁴⁸⁾ hat gleichfalls Anzeichen einer silurischen neben solchen einer devonischen und permischen Vereisung in Alaska (Umgebung der Prince of Wales Insel unter 55 bis 60° n. Br.) gefunden. Nach der Meinung Shepards⁴⁹⁾ gehören sie ebenso wie ähnliche Tillite in Britisch Columbia in die Niagara Stufe des amerikanischen Obersilur.

Unterdevonische Glazialspuren von größerer Ausdehnung werden von A. Rogers und A. du Toit⁵⁰⁾ aus Südafrika angegeben. Cloos⁵¹⁾ meint, sie seien trotz ihrer Erstreckung über einen Flächenraum von 600 km²

auf das Hochland beschränkt gewesen. Jedenfalls bleiben sie hinter der proterozoischen Vergletscherung mit 25.000 km^2 und der permischen mit 100.000 bis 200.000 km^2 Flächenausdehnung sehr erheblich zurück.

Von erratischen Blöcken in den Caney shales des nordamerikanischen Unterkarbons von Oklahoma nehmen Taff⁵²⁾, Woodworth⁵³⁾ und Miser⁵⁴⁾ an, daß sie durch Treibeis verfrachtet worden seien. Twenhofel (1917) und S. Weidmann⁵⁵⁾ sind eher geneigt, diese Anzeichen einer Vergletscherung, die sie zwar als sehr wahrscheinlich, aber doch noch weiterer Bestätigung bedürftig erachten, an die Grenze von Oberkarbon und Perm zu verlegen.

Überaus zweifelhaft sind die angeblichen Glazialsuren aus der Obertrias des Katanga-Distrikts im Kongogebiet. Nach den Mitteilungen der verschiedenen Beobachter müßte man hier, wie Hennig⁵⁶⁾ nachzuweisen versucht, drei altersverschiedene Glazialablagerungen unterscheiden, eine proterozoische, festgestellt von O. Stutzer⁵⁷⁾, eine permische, erwiesen durch E. Grosse⁵⁸⁾ und eine obertriadische, für die Passau⁵⁹⁾, Ball und Shaler⁶⁰⁾ eintreten.

Oberkretazische Tillite, deren Alter an die Wende der mesozoischen und känozoischen Ära verlegt wird, sind von Talbot und Clarke aus dem mittleren Südastralien beschrieben worden. Brown und Benson haben sich (1923) dieser Deutung angeschlossen.

In das unterste Eozän verlegen Cross und Atwood⁶¹⁾ die Spuren von Lokalglatschern in den San Juan Mountains im südwestlichen Colorado.

Unvergleichlich ausgedehnter ist die Verbreitung proterozoischer Tillite, wobei freilich die Frage unentschieden bleibt, ob sie einer einzigen oder mehreren Eiszeiten angehören. Ein höheres Alter dürfte vielleicht jenen Glazialbildungen zukommen, die Coleman südlich vom Huron See innerhalb einer West-Ost streichenden Ellipse von 1600 km Länge und 300 km Breite in einer Mächtigkeit von 150 bis 180 m angetroffen hat. In das Proterozoikum fallen die von Rogers in Griqualand, von du Toit in Namaland und im Transvaal, von B. Willis und E. Blackwelder aus der Umgebung von Nan-chou im mittleren Yangtsetal, von Høltedahl⁶²⁾ im südlichen Norwegen nördlich vom Mjösen See beschriebenen Tillite, ferner die Blaini series des Himalaya und die ausgedehnten Glazialablagerungen in Südastralien, die in einer Mächtigkeit von 200 bis 450 m unmittelbar unter dem transgredierenden Unterkambrium liegen. Frech hat, irregeführt durch Basedow, die glaziale Natur dieser von Howchin⁶³⁾ als Tillite gedeuteten Bildungen angezweifelt, aber die Untersuchungen von T. W. E. David und Andrews (1922) haben die Richtigkeit der Beobachtungen Howchins durchaus bestätigt.

Das größte paläoklimatische Rätsel bleibt die permische Eiszeit. Seine Lösung ist auch durch die Entdeckung von Spuren permischer Vereisungen in Alaska durch Cairnes (1914) und Kirk (1919) und in Massachusetts durch Lahee⁶⁴⁾ und Sayles⁶⁵⁾ kaum erleichtert worden.

Die permische Vereisung hat ihre Hauptentfaltung auf der südlichen Hemisphäre, in Südafrika, Südamerika und im südlichen Australien. Das

Ergebnis der Untersuchungen zahlreicher älterer Beobachter in Südafrika hat A. du Toit⁶⁶⁾ im Jahre 1921 übersichtlich zusammengestellt. Ein großer Teil von Südafrika bis in die Nähe der Küste und das südliche Madagascar waren vom 23., beziehungsweise vom 22. Grad s. Br. südwärts mit einer Eisschicht von 100 bis 1500 m Mächtigkeit bedeckt. Das Hochland, von dem die Eismassen ausgingen, lag im Norden und Nordosten. Von dort strömte das Eis nach Südwesten und Süden gegen den Ozean ab. Die Tillite der Dwyka-Serie steigern ihre Mächtigkeit von 30 m im Nordosten bis auf 600 m in der nördlichen Karoo. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt innerhalb eines Dreiecks, das zwischen dem 26. und 31. Grad s. Br. durch die Punkte Pretoria, Durban, Prisca begrenzt wird. Die Spuren permischer Vergletscherung reichen bis nach Äquatorialafrika im Katanga-Distrikt des Kongobeckens. Das Alter der von Koert⁶⁷⁾ in Togo entdeckten angeblichen Tillite steht noch nicht fest.

In Südamerika bestanden drei getrennte Vergletscherungsbezirke, im Staate Sao Paulo in Brasilien und im nördlichen Uruguay, in der Sierra Ventana bei Bahia blanca (Keidel, 1916) und bei San Juan im westlichen Argentina, ferner ein gesonderter auf den Falklands Inseln⁶⁸⁾.

Der dritte Südkontinent Australien steht in bezug auf die Ausdehnung der permischen Vergletscherung nur wenig hinter Südafrika zurück. Die Vereisung erstreckte sich vom südlichen Queensland über Neusüdwest, Victoria und Südaustralien bis nach Tasmanien⁶⁹⁾. Die Blocklehme treten häufig in Wechsellagerung mit marinen Schichten auf, was in Südafrika niemals der Fall ist. Im unteren Perm von Neusüdwest glaubt Edgeworth David drei Vorstöße des Eises, getrennt durch lange Interglazialzeiten, unterscheiden zu können.

Auf die nördliche Halbkugel greift die permische Vergletscherung in Vorderindien über. Hier liegen die Blocklehme der Talchirs in dem Gebiete zwischen dem Krishna und Narbadda, dann insbesondere in Rajputana und im Punjab. Ihr nordwestliches Ende bezeichnet die Salt Range und die Randzone des Himalaya in Kashmir.

Die permische Eiszeit trägt alle Merkmale einer nicht auf Hochländer allein beschränkten, sondern ihren Einfluß bis zum Meeresniveau geltend machenden Kälteperiode. Über den genauen Zeitpunkt des Eintrittes der einzelnen Vereisungen sind bisher jedoch nur an wenigen Lokalitäten dürftige Anhaltspunkte gewonnen worden, am ehesten noch in Kashmir, wo die Eiszeit wahrscheinlich in den ältesten Abschnitt der permischen Periode, knapp über der Grenze zwischen Oberkarbon und Perm, fällt⁷⁰⁾. Wenn auch die Einheitlichkeit eines so großartigen und ausgedehnten Glazialphänomens eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich hat, so fehlen doch vorläufig zureichende Beweise für die Annahme, daß alle als permokarbonisch oder permisch bezeichneten Vereisungen auch wirklich dem gleichen Zeitabschnitt angehört haben.

Die große pleistozäne Eiszeit zeigt das Glazialphänomen in den Hochgebirgen über die ganze Erde verbreitet. Selbst die in der Nähe des Äquators gelegenen Gebirgsgruppen wie die Sierra Nevada de Santa Marta,

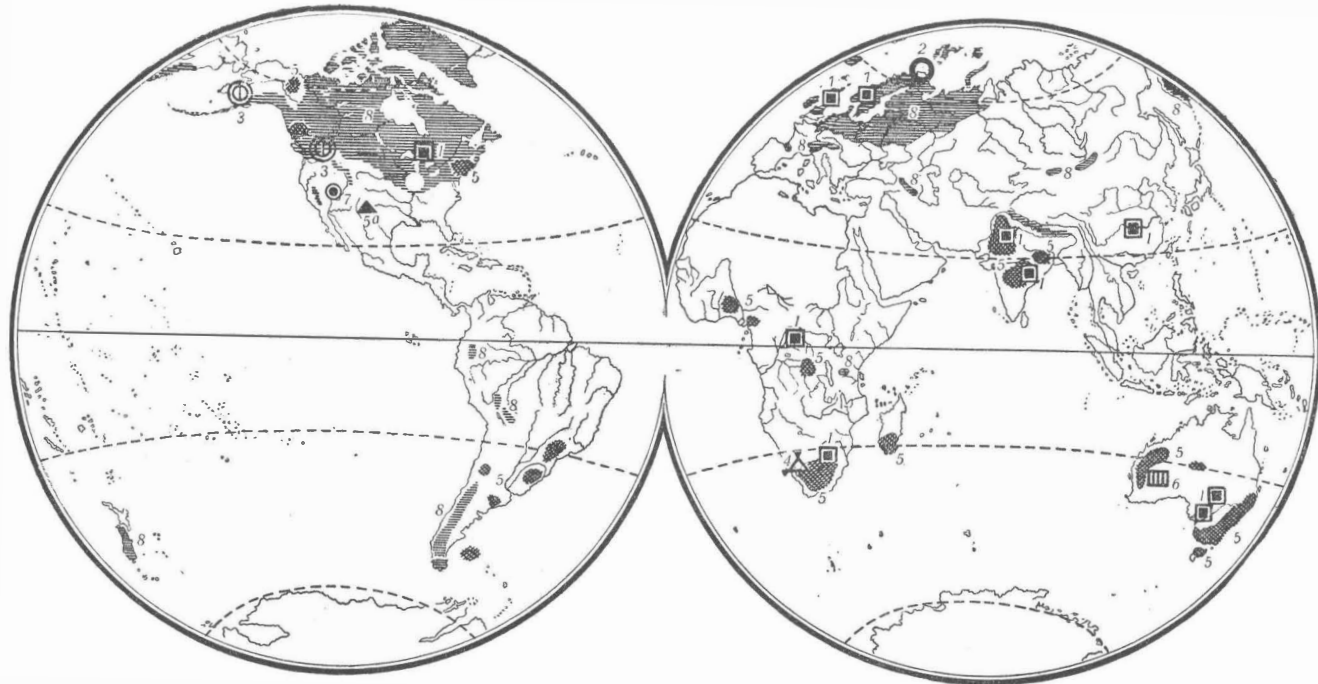


Fig. 40. Karte der Verbreitung eiszeitlicher Vergletscherungen.

- | | | | | |
|---|----------------|----|---|-------------|
| 1 | Proterozoikum. | 5a | ▲ | Oberkarbon? |
| 2 | Untersilur. | 6 | ▨ | Oberkreide. |
| 3 | Obersilur. | 7 | ● | Eozän. |
| 4 | Devon. | 8 | ▨ | Pleistozän. |
| 5 | Perm. | | | |

Chimborazo⁷¹⁾, Kilimandscharo und Ruwenzori trugen Gletscher. Die maximale Ausdehnung der Vergletscherung mit der Entwicklung ausgedehnter Kalotten von Inlandeis entfiel auf das atlantische Gebiet der nördlichen Halbkugel, während das pazifische fast bis in den hohen Norden hinauf eisfrei blieb. Für eine gleichzeitige Vergletscherung beider Hemisphären während der diluvialen Eiszeit hat G. Steinmann⁷²⁾ überzeugende Argumente geliefert. Weitere Beweise sind später von Eckardt⁷³⁾ beigebracht worden. Wärmere Interglazialzeiten, über deren Zahl die Meinungen allerdings auseinandergehen, haben wiederholte, erhebliche Rückzüge der Eismassen zur Folge gehabt, ohne dieselben jedoch vollständig zum Abschmelzen zu bringen.

Penck und Brückner⁷⁴⁾ haben die Eiszeit im Vergleich mit der Gegenwart als eine Periode allgemeiner Temperaturniedrigung bezeichnet und auf dieses Merkmal ein größeres Gewicht als auf eine Vermehrung der Niederschläge gelegt. Walthers Bezeichnung der diluvialen Eiszeit als Schneezeit erscheint demnach nicht zutreffend. Um so auffallender ist es, daß — wenigstens in Europa — das Klima während der Interglazialzeiten, die die einzelnen Eiszeiten an Länge übertroffen zu haben scheinen, wärmer war als in der Gegenwart. Noch in der Interglazialzeit, die der Kulturstufe des Chelléen entspricht, lebten in Mitteleuropa Menschenaffen aus der nächsten Verwandtschaft des Schimpansen (Piltdown, Taubach)⁷⁵⁾.

Der Übergang vom diluvialen zum Klima der Gegenwart erfolgte in sich immer mehr abschwächenden Oszillationen⁷⁶⁾. Aber noch die auf den letzten Eisvorstoß folgende postglaziale Periode war der Jetztzeit gegenüber verhältnismäßig warm, selbst im hohen Norden, wie das Gunnar Andersson⁷⁷⁾ für Spitzbergen gezeigt hat. Seit der historischen Zeit ist kaum mehr eine erhebliche Klimaänderung eingetreten. In vielen Fällen läßt sich die Konstanz des Klimas beweisen⁷⁸⁾.

In der geographischen und geologischen Literatur begegnet man häufig dem Satz, daß das eiszeitliche Glazialphänomen nur eine Steigerung des heutigen gewesen sei. Richtiger wäre zu sagen, daß das heutige Glazialphänomen nur eine kümmerliche Erbschaft aus der diluvialen Eiszeit darstelle. Denn die heutigen geographischen Verhältnisse geben keinen ausreichenden Grund für die Entwicklung der riesigen Eiskalotte auf Grönland im Gegensatz zu der völligen Abwesenheit von Gletschern im nördlichen Sibirien, wo erst auf der Halbinsel Kamtschatka Spuren einer diluvialen Vereisung alpinen Charakters nachgewiesen worden sind⁷⁹⁾.

*

Wenn man von allen Widersprüchen in den Einzelheiten absieht, so bleiben doch einige unbestreitbare Tatsachen übrig, die allen Erklärungen der klimatischen Zustände in der geologischen Vorzeit als Grundlage dienen müssen. Solche Tatsachen sind: Ein ausgeglicheneres, milderes Klima in Europa und Nordamerika während lange dauernder Perioden der

Erdgeschichte, der Mangel scharf ausgeprägter Gegensätze zwischen heißen Tropenländern und kalten, mit Eis bedeckten Polarländern, unvergleichlich günstigere Temperaturverhältnisse in der bis zum 82. Grad n. Br. keinesfalls vereisten Polarregion während des ganzen älteren Känozoikums, zeitweilige Unterbrechung des normalen Klimaganges durch den Eintritt von Eiszeiten, die aber nur den Charakter episodischer, relativ kurzer Ereignisse trugen.

Zur Erklärung dieser Tatsachen sind zahlreiche Hypothesen ersonnen worden. Keine derselben ist so beschaffen, daß man ihr einen maßgebenden Einfluß auf unsere Vorstellungen über die Entstehung und Entfaltung der Klimate in der geologischen Vorzeit einräumen könnte. Die meisten sind durchaus unbefriedigend. Wer sich durch die vielfach verschlungenen Pfade der einander widersprechenden und so häufig wechselnden Spekulationen in der paläoklimatischen Literatur durchgearbeitet hat, der kommt zu der Überzeugung, daß vor die meisten Kapitel der letzteren ein „Cave lector!“ gesetzt werden müßte.

Eine Anzahl von Forschern, die an dem Aktualitätsprinzip Lyells festhalten, ist noch immer der Meinung, es dürften zur Erklärung paläoklimatischer Zustände nur jene ontologischen Erfahrungen herangezogen werden, „die uns das Wechselspiel der heutigen Klimazustände verständlich machen, denn alle klimatischen Erscheinungen könnten nur von der Wärmestrahlung der Sonne abhängig gewesen sein“. Alle klimatischen Veränderungen im Laufe der Erdgeschichte müßten daher durch Veränderungen im Zusammenwirken der auch heute noch wirksamen meteorologischen und klimatologischen Faktoren erklärt werden können⁸⁰⁾.

Als terrestrische Ursachen für Klimaänderungen kommen in erster Linie Veränderungen in dem Verhältnis der Oberfläche der Meere und Festländer und im Zusammenhang mit diesen Veränderungen in der Verteilung der Luft- und Meeresströmungen in Betracht. Am weitesten in der Einschätzung dieser Faktoren geht wohl A. Woeikow⁸¹⁾, der selbst eine Vergletscherung Brasiliens durch eine bestimmte Kombination der noch jetzt auf der Erdoberfläche wirkenden klimatischen Ursachen für physikalisch möglich hält. Auch F. v. Kerner⁸²⁾, Koken⁸³⁾, Semper⁸⁴⁾, Eckardt⁸⁵⁾ (bis zum Jahre 1921) und Schuchert haben sich in dem gleichen Sinne geäußert. Freilich wirkt Kokens Beweisführung um so weniger überzeugend, als die Lösung des Problems der permischen Eiszeit auf rein geographischem Wege seinem eigenen Urteil zufolge nur unter kaum erfüllbaren Voraussetzungen gelingt. Schuchert macht für den Eintritt der permischen Eiszeit die Gebirgsbildungen im Karbon, die eine große Veränderung in der Verteilung des Luftdruckes, der Winde und Meeresströmungen herbeigeführt haben sollen, und eine Vergrößerung des antarktischen Kontinents verantwortlich. Kerner schränkt die Möglichkeit der Bildung von Vergletscherungszentren in Vorderindien zur Permzeit sehr wesentlich ein, indem er als Bedingung eine sehr große Höhe des alten Gondwana-Tafellandes, einen Zusammenhang der Tethys mit dem arktischen Eismeer und kalte Polarklimate postuliert.

Es findet aber selbst die diluviale Eiszeit in einer besonders gerateten Verteilung der Festländer und Meere keine ausreichende Erklärung. Denn diese Verteilung kann in der Pleistozänzeit, von verhältnismäßig unbedeutenden Ausnahmen (größere Ausdehnung des Weißen und des Kaspischen Meeres) abgesehen, keine wesentlich andere gewesen sein als in der Gegenwart. Der diluvialen Vergletscherung von Neuseeland ist keine Veränderung in der Verteilung von Festland und Meer auf der südlichen Halbkugel vorangegangen. Und doch ist es selbstverständlich, daß die diluviale Eiszeit als eine Erscheinung von universeller Verbreitung nur auf eine allgemeine, die ganze Erde betreffende Ursache zurückgeführt werden kann⁸⁶).

Selbst ein der Heranziehung aller außerhalb rein geographischer Veränderungen liegender Hilfsfaktoren so abgeneigter Forscher wie F. v. Kerner⁸⁷), sieht sich genötigt zuzugestehen, daß die günstigen Verhältnisse in der nördlichen Polarregion während des Eozäns unter Zugrundelegung der paläogeographischen Rekonstruktion von Matthew (1906) wohl unter der Annahme erklärt werden können, daß zu jener Zeit wie in der Gegenwart, große Mengen warmen Wassers aus den südlichen in die nördlichen Tropen hinübergetrieben wurden, daß aber diese Annahme im Hinblick auf die antarktischen Tertiärfloren nicht mehr zulässig ist, so daß eben doch die Zuflucht zu hypothetischen Hilfsfaktoren kaum vermieden werden könne.

In einer zweiten, 12 Jahre später erschienenen Arbeit hat F. v. Kerner⁸⁸) alle klimatisch wirksamen, von verschiedenen Paläogeographen angenommenen Unterbrechungen der Landumgürtung des nördlichen Polar-meeres bei seinen Berechnungen des akryogenen Seeklimas in Rechnung gezogen und kommt dabei zu dem Schlusse, daß im arktischen Polar-hecken immerhin klimatische Verhältnisse während des Mesozoikums und älteren Känozoikums geherrscht haben könnten, die einerseits dem Gedeihen von Baumfarnen, Epiphyten und Bambusen, andererseits jenem von Gletschern günstig waren. Größere Landentwicklung hätte ein Klima ermöglicht, in dem die Pflanzen der Atane- und Patoot Schichten auf Grönland und die Tertiärfloren der Arktis gedeihen konnten. Gletscher wären allerdings in einem solchen Klima auf die Gebirgshöhen beschränkt gewesen. Aber auch hier fügt Kerner wieder hinzu, ein solches Klima könne sich wohl als Wirkung extrem günstiger, geographischer Bedingungen eingestellt haben, in keinem bestimmten Falle jedoch seien jene extremen Bedingungen, soweit unsere paläogeographischen Erfahrungen reichen, erfüllt gewesen. Es dürfte demnach auch hier die Heranziehung hypothetischer Hilfsfaktoren kaum zu umgehen sein.

Die geographischen Verhältnisse der Nord- und Südpolarregion waren übrigens stets verschieden. In der Umgebung des Nordpols überwog zu allen Zeiten die Meeresbedeckung, so daß unter günstigen Bedingungen der Überschuß der Insolation im Sommerhalbjahr eine Vereisung während der Wintermonate verhindern konnte⁸⁹). Die Antarktika hingegen war, so weit wir wissen, dauernd Festland, so daß hier die Gelegenheit zur Bildung

des Zentrums einer Vergletscherung gegeben war, wenn eine solche nicht durch andere Faktoren hintangehalten wurde. Nun zeigen aber die Reste der Glossopteris-Flora unter dem 85. Grad s. Br. im Rossquadranten, daß zum mindesten während eines Teiles der anthrakolithischen Periode ausgedehnte Teile der Antarktika eisfrei gewesen sein müssen, ein Zustand, der durch die Annahme wie immer gearteter Veränderungen in der Verteilung der Kontinente und Ozeane und in der Zirkulation der atmosphärischen und Meeresströmungen wohl kaum in befriedigender Weise erklärt werden kann.

Daß bei gleichbleibender Sonnenwärme und unveränderter Polhöhe der einzelnen Punkte der Erdoberfläche Änderungen in der Verteilung der Festländer und Meere für sich allein zur Erklärung aller Klimaänderungen im Laufe der Erdgeschichte ausreichen, wird heute wohl von der Mehrzahl der Geologen bezweifelt. Größeren Anklang haben daher verschiedene Hypothesen gefunden, die noch andere terrestrische Faktoren zur Erklärung heranziehen.

Einen beachtenswerten Faktor für Klimaveränderungen einschneidender Art sieht Chamberlin⁹⁰⁾ in den Unterströmungen in den Ozeanen, deren klimatischer Einfluß seiner Meinung nach jenen der Oberflächenströmungen weitaus überwiegt. Eine Umkehrung der Unterströmungen, die dann warmes Wasser den polaren Breiten zuführen würden, könnte eine unvergleichlich günstigere Wirkung auf die Temperaturverhältnisse in den Polarregionen erzielen als irgendwelche Änderungen in der Konfiguration der Küstenlinien. An diesen Gedankengang Chamberlins anknüpfend, versucht S. Visher⁹¹⁾ zu zeigen, daß schon eine geringe Änderung im Salzgehalt der großen Meere geeignet wäre, eine solche Umkehrung in den submarinen Strömungen tatsächlich herbeizuführen⁹²⁾.

Einige Zeit hindurch hat die Kohlensäuretheorie von Arrhenius⁹³⁾ besonderes Interesse und auch von vielen Seiten Zustimmung gefunden. Den Untersuchungen dieses schwedischen Physikers zufolge hängt die Temperatur auf der Erdoberfläche in erheblichem Maße von dem Absorptionsvermögen der irdischen Atmosphäre für Wärmestrahlen ab, das durch eine Zunahme ihres Gehaltes an Kohlensäure eine beträchtliche Steigerung erfahren soll. F. Frech⁹⁴⁾ hat diese Theorie den Bedürfnissen des Geologen entsprechend ausgebaut, indem er eine Zunahme des Kohlensäuregehaltes der Luft mit den Zeiten großer vulkanischer Ausbrüche, eine Verminderung mit Perioden intensiver Kohlenbildung in Zusammenhang zu bringen versuchte.

Die physikalische Grundlage der Theorie von Arrhenius ist durch die Kritik Angstroems und E. Kayzers⁹⁵⁾ erschüttert worden. Gegen ihre geologische Auswertung durch Frech haben insbesondere Koken⁹⁶⁾, Philippi⁹⁷⁾, Kerner, Kayser und Dacqué Einspruch erhoben. Sie haben in überzeugender Weise nachgewiesen, daß gerade in den der permischen und pleistozänen Eiszeit vorangegangenen Epochen keine Verminderung der vulkanischen Energie bemerkbar sei, daß Eiszeiten überhaupt weder mit einer Steigerung der Kohlenbildung noch mit einer Abschwächung eruptiver Tätigkeit zusammenfallen.

Im direkten Gegensatz zu Frech sehen E. G. Harboe⁹⁸⁾, die Brüder Sarasin⁹⁹⁾, Sayles und J. W. Humphreys¹⁰⁰⁾ in starken vulkanischen Staub- und Aschenausbrüchen geradezu Ursachen für den Eintritt von Kälteperioden. „Feuerzeiten der Erde“ — meint F. Sarasin — „sind von Eiszeiten kausal begleitet worden.“ Eine ungewöhnliche Steigerung der vulkanischen Tätigkeit habe nicht eine Erwärmung, sondern vielmehr eine Abkühlung der Erdoberfläche zur Folge, indem durch die Massen ausgeworfenen Staubes die wärmespendenden Sonnenstrahlen zurückgehalten werden. Sayles und Humphreys glauben, daß der wiederholte Wechsel einer klaren und einer durch die Aschenmassen verfinsterten Atmosphäre geeignet sei, die Unterbrechung der Eiszeit durch Interglazialzeiten zu erklären.

Eine andere Gruppe von Hypothesen knüpft an Verlagerungen der Erdpole an. R. Hoernes¹⁰¹⁾ hat sie in eingehender Weise erörtert. Es mag daher bezüglich der Einzelheiten auf seine Arbeit verwiesen werden.

Die bereits anlässlich der Besprechung der Migrationen erwähnte Pendulationstheorie, die von Reibisch¹⁰²⁾ begründet und von Simroth, aber ausschließlich von tiergeographischen Gesichtspunkten aus ausgebaut worden ist, nimmt weitausgreifende Verschiebungen der Rotationspole auf einem Schwingungskreise an. Polverschiebungen in einem bescheidenen Ausmaß sind von Neumayr¹⁰³⁾ und Nathorst¹⁰⁴⁾ zu einer Erklärung der periarktischen Tertiärfloren herangezogen worden. Uhlig¹⁰⁵⁾ hat diesen Erklärungsversuch als unzureichend wieder aufgegeben. Spitaler (1907) hat Änderungen in der Stellung der Erdachse, anknüpfend an viel ältere Vorstellungen, als Ursache der Eiszeiten in Betracht gezogen.

In allen diesen Hypothesen wird der Erdachse eine mehr oder weniger weitgehende Lageänderung zugeschrieben. Eine zweite Gruppe von Hypothesen hingegen läßt die Lage der Erdachse selbst unverändert. Änderungen der geographischen Lage jedes einzelnen Ortes der Erdoberfläche kommen vielmehr dadurch zustande, daß die Erdrinde als Ganzes oder teilweise gewissermaßen über den Erdkern hinwegkriecht. So denkt Kreichgauer¹⁰⁶⁾ an Verlagerungen der Erdkruste, die die Erdpole in Schleifen- und Schraubenlinien über die Erdoberfläche geführt haben. Der Theorie Kreichgauers verwandt ist auch jene Wegeners¹⁰⁷⁾, der den salischen Kontinentalblöcken eine freie Beweglichkeit auf der Oberfläche des Sima zuerkennt. W. Köppen¹⁰⁸⁾ endlich verbindet beide Hypothesen, indem er Polverlagerungen im größten Ausmaß, kombiniert mit Kontinentalverschiebungen im Sinne Wegeners, zur Erklärung aller Klimaänderungen der geologischen Vorzeit, insbesondere der permischen und pleistozänen Eiszeit, in Anspruch nimmt. In einem großen, zusammenfassenden Werk, das vor wenigen Monaten erschienen ist, unternehmen beide Forscher den Versuch, die Klimate der geologischen Vorzeit mit Hilfe ihrer Hypothese verständlich zu machen¹⁰⁹⁾.

Sie gehen dabei von der Überzeugung aus, es sei möglich, für jede Periode der Erdgeschichte die Klimagürtel aus den vorliegenden geologischen Daten zu rekonstruieren. Zu allen Zeiten — behaupten sie — habe

eine dem Äquatorialgürtel entsprechende feuchte, heiße Zone, dann je eine zweite ebenfalls feuchte, regenreiche, aber kühlere Zone existiert. Beide feuchte, kühlere Zonen seien stets von dem Äquatorialgürtel durch je eine niederschlagsarme Trockenzone getrennt gewesen. An den Polen endlich habe seit jeher ein kälteres Klima geherrscht und seien wiederholt bald intensivere, bald schwächere Vereisungen aufgetreten. Zeugen für das Polargebiet seien Tillite, für die feuchten Klimazonen Kohlen, für die ariden Gips, Steinsalz und Wüstensandstein. Die Hauptmasse der Kohlen betrachten sie als im tropischen Klima entstanden. Es läßt sich daher aus ihrer Verbreitung die Lage des Äquators für jede einzelne Periode rekonstruieren, aus der Verbreitung des Steinsalzes jene der beiden Trockenzonen, die zwei Gürtel mit geringerer Entwicklung der Kohlen von der mittleren Hauptzone der Kohlenfelder trennen, endlich aus den Tilliten die Lage der mehr oder weniger vereisten Polarkalotten. Wegener und Köppen führen eine solche Rekonstruktion für alle geologischen Perioden durch und leiten aus deren Ergebnis die Schlußfolgerung ab, die Polwanderung sei keine Hypothese, sondern ein empirischer Befund.

Weder die Grundlagen für die Rekonstruktionen der vorzeitlichen Klimagürtel, noch diese Rekonstruktionen selbst sind einwandfrei. Es mag vermessen erscheinen, wenn ich der Meinung eines unserer ersten lebenden Klimatologen die Behauptung entgegenstelle, daß es aride Klimagürtel überhaupt nicht gebe, daß vielmehr niederschlagsarme und infolgedessen aride Gebiete in allen Zonen auftreten können und, günstige topographische Verhältnisse vorausgesetzt, selbst vor dem äquatorialen Kalmengebiet keinen Halt machen. Wer eine Regenkarte der Erde (z. B. jene von Supan in Hanns „Handbuch der Klimatologie“) unvoreingenommen betrachtet, wird zugeben müssen, daß auf der westlichen Halbkugel die ariden Gebiete eine von Nordnordwest nach Südsüdost gerichtete Anordnung zeigen, also durchaus nicht im Sinne der übrigen Klimagürtel verlaufen. Sie beginnen in den zentralen Becken der Rocky Mountains und greifen gelegentlich auch auf den Ostabhang (Bad lands, Staked plains) über, erreichen in der Gila Wüste den Golf von Niedercalifornien, begleiten die ganze Westküste des tropischen Peru und treten endlich in Argentina und Patagonien auf die Ostseite der Andes über. Auch auf der östlichen Halbkugel befinden sich einzelne aride Gebiete, wie das Somaliland oder die Masaisteppe, in der inneren Tropeuregion. Zwischen die beiden Hauptwüstengebiete der Erde, Sahara-Thur und Turan-Gobi legt sich das breite, niederschlagsreiche Band der asiatischen Hochgebirge. Hingegen verdient die niederschlagsarme nordostsibirische Küste des Polarmeeres nördlich von dem großen sibirischen Waldgebiet mit vollem Recht die Bezeichnung als aride Region.

Der Nachweis arider Gebiete in älteren Perioden besagt daher gar nichts für die Lage von Klimazonen, denn sie können in den verschiedensten geographischen Breiten auftreten. Für ihre Existenz sind Gips, Steinsalz und Sandsteine von kontinentaler Entstehung keineswegs einwandfreie Zeugen. Köppen und Wegener stehen hier zu ausschließlich unter dem Einfluß der einseitigen Wüstenhypothese Walthers. Es geht wohl nicht

mehr an, heute noch von einer Buntsandsteinwüste in der mitteldeutschen Trias zu sprechen. Daß das Old red Nordamerikas in bezug auf seine Bildungsweise dem schottischen nicht gleichgestellt werden kann, ist von zahlreichen amerikanischen Geologen betont worden. Ebenso ist es ein durchaus einseitiger Standpunkt, mit Bezugnahme auf Potonié die Kohlenbildung im wesentlichen in das Tropengebiet zu verlegen und neben den dürftigen Moorbildungen, die man in den letzten Jahrzehnten in den Tropen entdeckt hat, das ungeheure Areal zu übersehen, das die Moore in der Zirkumpolarregion der nördlichen gemäßigten Zone bedecken. Für das Bildungsgebiet der tertiären Braunkohlen erweist sich ja dieser Standpunkt ohnehin als unhaltbar. Es wäre unmöglich, die Zone der Hauptverbreitung der tertiären Braunkohlen in Europa, deren Material gar nicht von tropischen Wäldern geliefert worden ist, zu einer Rekonstruktion des äquatorialen Gürtels zu benutzen.

Im übrigen wird jeder Leser dieses Abschnittes bei einem Vergleich mit den einschlägigen Kapiteln in dem Buche von Köppen und Wegener aus der Darstellung der Einzeltatsachen selbst die tiefgreifende Verschiedenheit in unserer Auffassung der klimatischen Verhältnisse der vorzeitlichen Perioden ersehen¹¹⁰⁾.

Alle Hypothesen, die mit einer Wanderung der Pole über die ganze Erdoberfläche innerhalb eines bestimmten Zeitraumes operieren, leiden, wie Kerner¹¹¹⁾ betont, an dem Fehler, daß ihre Urheber mit dem geologischen Zeitbegriff nicht richtig rechnen, daß sie die einzelnen Perioden als Zeitabschnitte von ungefähr gleich langer Dauer anzusehen gewohnt sind und nicht bedenken, daß die kambrische Periode allein vielleicht ebenso lange gedauert hat als alle nachfolgenden in der Erdgeschichte zusammengenommen. Wenn wir auch, wie im achten Abschnitt dieses Buches ausführlich auseinandergesetzt worden ist, keinen Maßstab besitzen, um die Zeitdauer der einzelnen geologischen Perioden zu messen, so haben wir doch genügend Anhaltspunkte, um bestimmt sagen zu können, daß die paläozoische Ära die mesozoische und diese wieder die känozoische um ein Vielfaches an Länge übertroffen haben und daß die diluviale Epoche mit ihrem Wechsel von Eiszeiten und Interglazialzeiten nur einen ganz kurzen Abschnitt innerhalb des Känozoikums darstellt.

Wenn man auf der der Arbeit Köppens beigegebenen Karte die Wege abmißt, die der Pol seit der Karbonzeit durchlaufen haben soll, so ergibt die Messung Kerners, daß die im Mesozoikum (mit Einschluß des Perm), Tertiär und Quartär zurückgelegten Strecken sich verhalten wie 57:58:33. Die Wanderung der Pole müßte sich daher mit der Annäherung an die Gegenwart mit einer rapid zunehmenden Schnelligkeit vollzogen haben. Eine Energiequelle für eine solche Beschleunigung gibt es nicht. „Alle Polverschiebungshypothesen kommen im Lichte des geologischen Zeitbegriffes zu Falle.“

Für die pleistozäne Eiszeit fällt jede Notwendigkeit der Annahme einer Polverschiebung weg. Denn seit dem Abschluß der Eiszeit hat so gut wie gar keine Breitenverschiebung des arktischen Vergletscherungs-

pols stattgefunden¹¹²⁾. Die zum heutigen Nordpol exzentrische Lage der diluvialen Inlandeiskalotten in Nordamerika und Europa kann somit nicht nur nicht als Argument zugunsten einer seit der Eiszeit eingetretenen Polverschiebung gelten, sie muß im Gegenteil, wie Kerner¹¹³⁾ mit Recht hervorhebt, als ein Beweis für eine der heutigen sehr ähnliche eiszeitliche Lage des Nordpols angesehen werden.

Keine Polverschiebung vermag das Rätsel der permischen Eiszeit verständlicher zu machen. Auch die Hypothese Wegeners, der Eckardt¹¹⁴⁾ sich mit Rücksicht auf ihre paläoklimatische Auswertung anschließt, wird von Kerner als keineswegs zureichend für eine befriedigende Erklärung der permischen Eiszeit erachtet. In diesem Punkte möchte ich ihm allerdings nicht unbedingt zustimmen, da gerade die scheinbare Erleichterung der Lösung dieses Rätsels jener Hypothese wohl die meisten Anhänger zugeführt hat und man wohl auch zugeben muß, daß die größten Schwierigkeiten, die einer Erklärung entgegenstanden, auf diesem Wege vermieden werden, insbesondere, wenn man das permische Alter der von Koert beschriebenen Tillite aus Togo und des Squanton-Tillits in Massachussetts in Zweifel zieht¹¹⁵⁾.

Allen Hypothesen, denen der Gedanke weit ausgreifender Polverschiebungen zugrunde liegt, erwachsen aus dem Wechsel von Eiszeiten und wärmeren Interglazialzeiten innerhalb der pleistozänen Glazialzeit kaum überwindliche Schwierigkeiten. Wegeners Hypothese versagt ihnen gegenüber vollständig, da ja im Pleistozän die großen Kontinentalblöcke bereits in ihrer gegenwärtigen Lage stabilisiert waren. Für die Pendulationstheorie von Reibisch-Simroth fordert die Erklärung der Interglazialzeiten die Annahme wiederholter starker Oszillationen der Pole auf dem Schwingungskreis, die mit der Grundlage der Theorie im Widerspruch steht.

L. Waagen¹¹⁶⁾ glaubt die Hypothese Kreichgauers durch die Annahme stützen zu können, daß die Zentren der diluvialen Vereisung sich von Alaska über Barrentsland und Labrador allmählich nach Europa verschoben haben und daß die ganze Eiszeit, die man irr tümlicherweise ins Pleistozän zu stellen geneigt sei, einen sehr langen Zeitraum umfasse, so daß man die Eiszeiten und Interglazialzeiten in verschiedenen Teilen der Erde nicht parallelisieren dürfe. In Amerika habe die Eiszeit mindestens schon im Oligozän, wahrscheinlich noch früher begonnen und vier Eiszeiten seien dort bereits vorangegangen, ehe die erste in Europa anbrach. Eine Interglazialzeit entspreche jedesmal dem Zeitraum, in dem das Vereisungszentrum von einem Punkt zum nächsten verlegt wurde.

Eine ähnliche, wenn auch minder weitgehende Ansicht vertritt W. Köppen in seinem zusammen mit A. Wegener herausgegebenen Werke (l. c. p. 226), indem er annimmt, daß die älteren Vereisungen im Inneren Nordamerikas bereits stattgefunden haben, während am West-, Süd- und Ostrand der Vereinigten Staaten und in Europa noch die als Pliozän bezeichneten Ablagerungen entstanden.

Für die Erklärung der Interglazialzeiten in Europa ist mit dieser Modifikation der Hypothese Kreichgauers nichts gewonnen, weil hier

von einer Verlegung des Vergletscherungszentrums während der ganzen Dauer der Eiszeit nicht die Rede sein kann, auch wenn man von der Unmöglichkeit absieht, eine Eiszeit in Nordamerika mit den reichen oligozänen und miozänen Säugetierfaunen in Einklang zu bringen.

A. Penck¹¹⁷⁾ lehnt die Annahme einer Polverschiebung für die Erklärung des postglazialen Klimas ab. Er glaubt, daß die Verschmälerung des feuchten Äquatorialgürtels durch ein Zusammenrücken der beiden Passatzonen während der letzten Eiszeit entstanden sei. Köppen hingegen läßt den Pol seit der letzten Eiszeit noch um volle 15° nach Norden aus dem Inneren Grönlands in seine heutige Lage wandern — eine im Verhältnis zu der im Sinne geologischer Vorgänge außerordentlich kurzen Zeitspanne des Quartärs ungeheure Verschiebung.

*

Amerika stellt das Hauptkontingent zu einer Gruppe von Forschern, die, wie Knowlton und M. Manson¹¹⁸⁾, die Sonne keineswegs als die alleinige, das irdische Klima beherrschende Wärmequelle ansehen, sondern eine zweite Wärmequelle in der Erde selbst suchen. Diese Forscher argumentieren folgendermaßen: Wenn die Sonnenstrahlung eine durch die Verteilung von Meer und Festland, durch Meeresströmungen und Winde vielfach modifizierte, zonare Anordnung der Temperaturverhältnisse auf der Erdoberfläche hervorruft, so muß die Abschwächung in der Differenzierung der Klimagürtel, der Eintritt episodisch einsetzender Kälteperioden und deren Verdrängung durch ein gleichförmiges Normalklima durch Hinzutreten eines zweiten wärmespendenden Faktors erklärt werden. Es muß neben der Sonnenstrahlung auch noch die innerhalb der Erdkruste selbst erzeugte und insbesondere an die Ozeane abgegebene Wärme eine klimatische Rolle gespielt haben.

Auch diese Theorie hat ihre Vorläufer, die bis auf Werner, Hutton und A. v. Humboldt zurückgehen. Bis in das zweite Drittel des vorigen Jahrhunderts hat sich die Anschauung erhalten, daß der glühende Erdkern seine Wärme durch die noch dünne Kruste während des Paläozoikums und Mesozoikums abgegeben habe. Daß ein Einfluß dieser inneren Erdwärme seit der proterozoischen Ära nicht in Betracht gezogen werden kann, haben Sartorius v. Waltershausen (1865) und später Ekholm (1901) in überzeugender Weise dargetan. Mit einem solchen Einfluß rechnen auch die modernen Verteidiger der Theorie der doppelten Wärmequelle nicht mehr. Vielmehr sehen sie in der Erdkruste selbst, in den gebirgsbildenden Bewegungen, in der Radioaktivität der Gesteine und in anderen Energiequellen die Möglichkeit zur Erzeugung gewaltiger und klimatisch wirksamer Wärmemengen.

So hat die Theorie der doppelten Wärmequelle zur Erklärung paläoklimatischer Verhältnisse bei namhaften amerikanischen Phytopaläontologen und Geophysikern einen fruchtbaren Boden gefunden.

Alle bisher besprochenen Theorien ziehen teils atmosphärische, teils tellurische Ursachen für die Entfaltung der Klimate im Laufe der Erdgeschichte in Betracht. Nur wenige bieten neue Gesichtspunkte. Leider muß man F. v. Kerner¹¹⁹⁾ recht geben, wenn er den Entwicklungsgang der paläoklimatischen Forschung in den letzten 50 Jahren mit dem Gange eines Schöpfrades vergleicht, bei welchem stets dieselben Schaufeln, nur mit verändertem Inhalt, emportauchen und wieder untertauchen¹²⁰⁾.

Auch seiner Kritik dieser Theorien ist durchaus beizupflichten, desgleichen seiner Forderung, daß zunächst mit Hilfe der Paläogeographie die aus einer abweichenden Verteilung von Meer und Land sich ergebende Klimaänderung zu bestimmen sei und dann erst zur Erklärung der etwa noch verbleibenden klimatischen Differenz gegen die Jetztzeit hypothetische Hilfsfaktoren herangezogen werden dürfen. Er betont jedoch selbst die vorläufig unüberwindlichen Schwierigkeiten, die einer für paläoklimatologische Zwecke brauchbaren Analyse der Beziehungen zwischen Wärme und Festlandsverteilung entgegenstehen. Seine eigenen Untersuchungen der Temperaturverhältnisse, unter denen die Eozänflora auf Spitzbergen und Grinnell-Land gelebt haben dürften, je nachdem man die paläogeographischen Karten von Matthew (1906) oder Kossmat (1908) zugrunde legt — d. h. mit oder ohne Annahme einer nordatlantischen Landbrücke — sind das beste Beispiel für eine Illustration dieser Schwierigkeiten.

F. v. Kerner hat auch die Schwierigkeiten eingehend dargelegt, mit denen die Paläoklimatologie zu kämpfen hat, sowohl infolge der Unzulänglichkeit ihrer Beobachtungsgrundlagen als der Fehlerhaftigkeit ihrer Forschungsmethoden. Das paläothermale Problem stellt nach ihm eine diophantische Gleichung dar, in der sich drei unbekannte Größen, das Solarklima der Vorzeit, die aus den Fossilfunden erschlossene Paläotemperatur und das vorzeitliche Erdbild befinden. Die Notwendigkeit, wenigstens für das letztere einen brauchbaren Wert einzusetzen, springt in die Augen.

Analytische Darstellungen des Einflusses von Meer und Land auf die Temperaturverteilung und eine möglichst weitgehende Verbesserung der paläogeographischen Karten sind daher nach der Meinung dieses vorsichtigen Forschers auf lange Zeit hinaus ein genug ernster und genug umfangreicher Arbeitsstoff, um auf die Aufstellung und Diskussion unzureichend begründeter Hypothesen zu verzichten. Ohne Zweifel kennen wir auch heute noch viele entscheidende Tatsachen zu wenig, um ein richtiges Urteil zu fällen.

Ob unter solchen Umständen Theorien selbst nur als Arbeitshypothesen einen Wert besitzen, darüber werden die Meinungen in der Wissenschaft stets auseinandergehen. Aber auch derjenige, der in der Gründlichkeit der Beobachtungen die wesentlichste Aufgabe der Forschung erblickt, wird nur schweren Herzens darauf verzichten, die Erscheinungen, mit denen er sich beschäftigt, in einen kausalen Zusammenhang zu bringen, bis in ihre letzten Konsequenzen durchzudenken und dabei die Lücken in unserem Wissen durch Hypothesen zu überbrücken. Selbst so konservative Forscher, wie Semper und Eckardt, sind dieser Versuchung zeitweilig

unterlegen. Semper¹²¹⁾ hat der Erklärung, die Neumayr und Nathorst für die Anordnung der Tertiärfloren innerhalb des Ringes um den Nordpol gegeben haben, im Jahre 1899 zugestimmt, nachdem er sich 1896 gegen dieselbe ablehnend verhalten hatte. Eckardt konnte der Verführung jenes Hexenkessels nicht widerstehen, „aus dessen brodelndem Gisch die Fratzensgesichter der tollen Phantastereien wanderlustiger Erdpole schreckhaft hervorgrinsen“.

Eine letzte Gruppe von Forschern endlich sucht eine Erklärung der Klimaänderungen der geologischen Vorzeit in außerirdischen Vorgängen.

Die früher beliebte Annahme eines erheblichen klimatischen Einflusses starker Änderungen in der Exzentrizität der Erdbahn gilt heute als unmodern, da sie eine Wiederkehr der Eiszeiten in regelmäßigen Zwischenräumen voraussetzt. Auch hat J. Croll¹²²⁾ den Einfluß der Änderungen in den variablen Elementen der Erdbahn (Exzentrizität und Ekliptik-schiefe) auf das irdische Klima allzu sehr überschätzt. Spitalers¹²³⁾ sorgfältige Berechnungen haben hier Wandel geschaffen, so daß nunmehr das reine Land- und Seeklima für die extremen Erdstellungen bei Perihel-sommern und Aphelwintern einer Beurteilung zugänglich ist.

Schwankungen in der Exzentrizität der Erdbahn hat W. Köppen (1924) neuerdings wieder zur Erklärung der periodischen Unterbrechungen der pleistozänen Eiszeit durch Interglazialzeiten herangezogen. F. v. Kerner¹²⁴⁾ macht indessen darauf aufmerksam, daß die Temperaturerhöhung in der heißen Jahreszeit bei Sommerstellung des Perihels in Verbindung mit sehr großer Exzentrizität der Erdbahn durch die sehr strengen Winter wieder ausgeglichen werden könnte, ja daß der gleiche Klimafaktor unter Umständen ganz verschiedene Wirkungen zeitigen dürfte, in einem kühlen Seeklima ein Herabrücken, an einer von kalten Landwinden bestrichenen Küste ein Hinaufrücken der Schneegrenze. Auch müßte dieser Klimafaktor auf die Pflanzenwelt in ganz verschiedener Weise einwirken, indem er die Polargrenze sommergrüner Wälder polwärts, jene wintergrüner Gewächse in niedere Breiten zurückdrängen würde.

Noelke (1908) glaubt, daß unser Sonnensystem bald kältere, bald wärmere Ätherräume durchzieht. Huntington¹²⁵⁾ betont einen Zusammenhang der Sonnenflecken mit den irdischen Zyklonen. Eine Steigerung beider Phänomene — meint er — müsse Eiszeiten herbeiführen. Die Erde habe dann einen Anblick wie Jupiter mit seinen Wolkenbändern geboten, indem zwei Gürtel mit fast konstant wehenden Stürmen und tief gehender Wolkenbildung am Äquator von zwei eben solchen in den Polargebieten durch je einen mittleren Gürtel mit trockenem Klima getrennt waren.

Die Hypothese von Dubois¹²⁶⁾, daß die Sonne in der Tertiärzeit durch allmähliche Abkühlung in das Stadium eines gelben Sternes getreten sei, wird durch den Nachweis älterer Eiszeiten in der proterozoischen Ära und der permischen Periode widerlegt. Philippi, David¹²⁷⁾ und Schuchert gehen, an eine ältere Anschauung Balfords anknüpfend, von der Annahme aus, daß die Sonne ein veränderlicher Fixstern sei, dessen ausgestrahlte Wärmemenge zeitweise plötzlichen Schwankungen unterliege. Wenn eine

solche Verminderung in der Intensität der Sonnenstrahlung mit günstigen terrestrischen Bedingungen zusammenfalle, so könne eine Kälteperiode mit intensiver Vergletscherung die Folge sein.

Jede dieser Hypothesen, die die Ursache für Veränderungen des irdischen Klimas in Zuständen der Sonne suchen, ist ein Spiel mit unbewiesenen und unbeweisbaren Möglichkeiten, da wir von der Geschichte unserer Sonne überhaupt nichts wissen.

*

Ich glaube nicht, daß einer der Leser dieses Abschnittes über die aus demselben geschöpften Erfahrungen Befriedigung empfinden wird. Auch ich selbst habe nur mit einer gewissen Resignation das Studium der paläoklimatischen Literatur abgeschlossen. Es gibt leider vorläufig keine zufriedenstellende Lösung der klimatischen Vorgänge in der Erdgeschichte. Der aktualistische Standpunkt Lyells versagt gegenüber den Problemen, die uns eine nicht unerhebliche Anzahl dieser Vorgänge stellt. Alle Hypothesen aber, die zu anderen Hilfsfaktoren greifen, jonglieren mit bloßen Möglichkeiten. Wenn jemand behauptet, die Polwanderung sei keine Hypothese, sondern eine empirisch gefundene Tatsache, so gibt er sich der gleichen Selbsttäuschung hin wie Haeckel, der nie an der Realität jener Phantasiegeschöpfe gezweifelt hat, mit denen er die Lücken zwischen den Klassen und Ordnungen des Tierreiches überbrücken zu können glaubte. Möglich sind viele paläoklimatische Hypothesen, exakte Beweise liegen für keine von ihnen vor. Dazu kommt noch, daß jede derselben nur einen Teil der uns schwer verständlichen Erscheinungen erklärt, während ihre Anhänger glauben, durch eine großzügige Betrachtung das so ungemein komplizierte paläothermale Problem in seiner Gesamtheit auf einseitigem Wege lösen zu können.

Ich kenne die Geschichte der beschreibenden Naturwissenschaften zu genau, um mich der Täuschung hinzugeben, als könnte meine Kritik einer der gerade modern gewordenen Hypothesen auch nur einen ihrer Anhänger rauben. Die Erfahrung lehrt, daß eine Hypothese niemals dadurch an Boden verliert, weil sie mit guten Gründen widerlegt wird, solange sie zur Erklärung von Teilerscheinungen ausreicht. Sie verfällt erst, wenn sie aufgehört hat, interessant zu sein und keine weitere Auswertung mehr zuläßt. Dann macht sie einer neuen Platz, die das Problem von einer anderen, womöglich von der entgegengesetzten Seite betrachtet und dadurch größeres Interesse erweckt.

Anmerkungen zum zehnten Abschnitt (Paläoklimatologie)

¹⁾ M. Semper: Das Klimaproblem der Vorzeit. Geol. Rundschau, I. 1910, p. 57—80.

²⁾ J. W. Gregory: Climatic variations, their extent and causes. C. R. Congrès géol. internat. X. Mexico, 1906, p. 407.

⁵⁾ M. Manson: Climats des temps géol., leur développement et leurs causes. Ibidem, p. 349.

⁴⁾ Mehr noch als in den vorhergehenden Abschnitten werde ich mich daher in diesem vorwiegend auf die Zitierung der neuesten Literatur beschränken müssen. Dies gilt insbesondere für die fast unübersehbar gewordene Literatur über die pleistozäne Eiszeit.

⁵⁾ Ch. Schuchert: Climates of geol. times. Carnegie Inst. Washington, No. 192, p. 263—298. — Evolution of geol. climates. Amer. Journ. of science, 5. ser. I. 1921, p. 320—324.

⁶⁾ F. H. Knowlton: Evolution of geol. climates. Bull. Geol. Soc. America, XXX. 1903, p. 499—566. — Criteria for determination of climates by the means of fossil plants. Ibidem, XXXII. 1921, p. 353—358. — Further remarks on the evolution of geol. climates. Amer. Journ. sci. 5. ser. II. 1921, p. 187—196.

⁷⁾ R. W. Sayles: The dilemma of palaeoclimatologists. Amer. Journ. sci. 5. ser. III. 1922, p. 456—473.

⁸⁾ G. de Geer: A geochronology of the last 12,000 years. C. R. Congrès géol. internat. XI. Stockholm, 1910 (1912), p. 240—283. — Geochronologie der letzten 12.000 Jahre. Geol. Rundschau, III. 1912, p. 457—471.

⁹⁾ E. Blackwelder: The climatic history of Alaska from a new view point. Transact. Illinois Acad. sci. X. 1918, p. 375—380.

¹⁰⁾ M. Neumayr: Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. XLVII. 1883, p. 277—310.

¹¹⁾ O. Haupt: Beitrag zur Kenntnis der Fauna des oberen Malm und der unteren Kreide in der argentinischen Cordillere. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXIII. 1908, p. 229. — Auch im Lias des tropischen Peru überwiegen nach L. Tilmann (Die Fauna des unteren und mittleren Lias in Nord- und Mittel-Peru, Ibidem, Beil. Bd. XLI. 1917, p. 710) die mitteleuropäischen Elemente, wenngleich sich ein starker alpiner Einschlag bemerkbar macht.

¹²⁾ V. Uhlig: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. Geol. Ges. Wien, IV. 1911, p. 435—448.

¹³⁾ C. Diener: Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XCII. 1915, p. 542 ff.

¹⁴⁾ Auch die in der modernen Tiergeographie zu einer gewissen Bedeutung gelangte Bergmannsche Regel, derzufolge bei homoeothermen Tieren dieselbe Art in kälteren Gegenden eine bedeutendere Größe erreicht als in wärmeren und von nahe verwandten Arten die größeren im kälteren Klima leben, läßt bei fossilen Faunen in der Praxis kaum jemals eine Anwendung zu.

¹⁵⁾ O. E. Mayer: Die devonischen Brachiopoden von Ellesmereland. Report 2d Norweg. arctic. exped. in the Fram, 1913, No. 29.

¹⁶⁾ S. Loewe: Die devonischen Korallen von Ellesmereland. Ibidem, No. 30.

¹⁷⁾ F. Teller: Über neue Rudisten aus der böhmischen Kreideform. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, LXXV. 1877, p. 97.

¹⁸⁾ H. Douvillé: Sur la distribution géographique des Rudistes, des Orbitolines et des Orbitoides. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XXVIII. 1900, p. 222—235.

¹⁹⁾ E. v. Stromer: Lehrbuch der Paläozoologie I. 1909, Fig. 52. — Vgl. auch E. v. Stromer: Über Alttertiär in Westafrika und die Südatlantis. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. XXX. Berlin, 1909, p. 514.

²⁰⁾ Auch hier sind die Nummuliten erheblich kleiner als im ostindischen Faunengebiet.

²¹⁾ W. Deecke: Phytopaläontologie und Geologie. Berlin, 1922, p. 43, 52 u. a.

²²⁾ A. P. Coleman: Palaeobotany and the earth's early history. Amer. Journ. of sci. 5. ser. I. 1921, p. 315—320.

²³⁾ H. Brockmann-Jerosch: Zwei Grundfragen der Paläophytogeographie. Botan. Jahrb. f. Systematik, Pflanzengeschichte und Pflanzengeographie. Festband f. A. Engler, Leipzig, 1914.

²⁴⁾ W. Gothan, in Potonié-Gothan: Lehrbuch der Paläobotanik, 2. Aufl. 1921, p. 475.

²⁵⁾ Die Zweifel an der Autochthonie der Baumstämme in der Unterkreide von König Karl Land, an denen Gothan Zuwachszonen festgestellt hat, sind durch Nathorst beseitigt worden.

²⁶⁾ E. Mohr: Der Wert der Zuwachszonen bei tropischen Tieren und Pflanzen als klimatisches Merkmal etc. Centralbl. f. Min. 1922, p. 638, 672.

²⁷⁾ W. Goldring: Annual rings of growth in carboniferous wood. Botanical Gazette, LXXIII. Chicago, Nov. 1921.

²⁸⁾ Immerhin wird es gut sein, sich die Mahnung F. v. Kerners (Mitt. Geol. Ges. Wien, IV. 1911, p. 302) vor Augen zu halten, die auf Grund genauer thermischer Analogieschlüsse sich ergebenden Wärmewerte der fossilen Organismen als die relativ sicherste Grundlage der paläoklimatischen Forschung nicht allzu gering zu achten. „Gewiß wird man es niemals feststellen können, ob auch die devonischen Riffkorallen nur im warmen Meerwasser leben konnten und ob die jurassischen Cycadeen nur in feuchtheißen Tropenluft zu gedeihen vermochten. Wenn man aber schon von der Möglichkeit ausgeht, daß erstere auch im kalten Wasser ihre Daseinsbedingungen fanden und letztere auch Trockenheit und Frosttemperaturen ertrugen, so wird der paläoklimatischen Forschung jeder sichere Halt entzogen.“

²⁹⁾ Der nördlichste Fundpunkt unterkarbonischer Pflanzenreste ist von der Denmark-Expedition 1906/08 zwischen dem 80. und 81. Grad n. Br. in Ostgrönland entdeckt worden. Nathorst hat eine Beschreibung der fossilen Pflanzen veröffentlicht.

³⁰⁾ H. Potonié: Die Entstehung der Steinkohle, 1910, p. 165.

³¹⁾ E. Krenkel: Moorbildungen im tropischen Afrika. Centralbl. f. Min. 1920, p. 371, 429.

³²⁾ W. Gothan: l. c. p. 472.

³³⁾ W. Gothan: Paläobiologische Betrachtungen über die fossile Pflanzenwelt. Berlin, 1924, p. 65.

³⁴⁾ A. G. Nathorst: On the upper jurassic flora of Hope Bay, Grahamland. C. R. Congrès géol. internat. X. Mexico, 1906, p. 1269.

³⁵⁾ C. A. Seward: A summer in Greenland. Cambridge, 1922, p. 71.

³⁶⁾ Ein Seitenstück zu der ungleichmäßigen Verbreitung der Angiospermen auf den beiden Hemisphären bieten die Süßwasserfische. Bis zum Jahre 1904 war nach den Mitteilungen von Dollo (Expédition antarctique belge, Poissons, Anvers, 1904, p. 60) kein einziger Süßwasserfisch innerhalb des südlichen Polarkreises gefunden worden, ja selbst aus dem subantarktischen Gebiet waren nur acht Spezies bekannt. Dagegen reichen Süßwasserfische nach einem Bericht von A. Günther (Account of the fishes collected by Capt. Feilden between the 78° and 82° N. lat. during the arctic expedition 1875/76. Proceed. Zool. Soc. London, 1877, p. 293) innerhalb des nördlichen Polargebietes bis 82° 34' n. Br.

Hinsichtlich der Meeresfische gestalten sich die Verhältnisse wesentlich anders. Die Verbreitungsgrenzen lagen hier im Jahre 1904 nach Dollo zwischen 78° 35' s. Br. (*Pleurogramma antarcticum* im Rossquadranten) und 84° 32' n. Br. (*Gadus saida* an der Küste von Franz Josefs-Land).

³⁷⁾ F. v. Kerner: Eine paläoklimatische Studie. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. CIV. 1895, p. 286—291.

³⁸⁾ F. Frech: Über die Klimaänderungen der geologischen Vergangenheit. C. R. Congrès géol. internat. Mexico, X. 1906, p. 299.

³⁹⁾ J. Barrell: Influence of silurian-devonian climates on the rise of air-breathing vertebrates. Bull. Geol. Soc. America, XXVII. 1916, p. 387.

⁴⁰⁾ D. White: Permocarboniferous climatic changes in South America. Journ. of Geol. XV. Chicago, 1907, p. 615—633.

⁴¹⁾ A. Handlirsch: Die Bedeutung der fossilen Insekten für die Geologie. Mitt. Geol. Ges. Wien, III. 1910, p. 503—532. Da alle heterometabolen Insekten heute wärmeliebende Tiere sind, betrachtet Handlirsch die Holometabolie als Anzeichen einer Anpassung an ein kälteres Klima. Die Holometabolie tritt bei verschiedenen

Insektengruppen gleichzeitig zuerst im Mesozoikum auf. In dieser Tatsache glaubt Handlirsch eine Konsequenz der permischen Eiszeit erblicken zu dürfen. Als eine Bestätigung seiner Ansicht kann Tillyards Entdeckung einer Anzahl von Gruppen holometaboler Insekten im australischen Perm gelten. Durch diesen Fund erscheint der lange Zeitraum, der die unterpermische Eiszeit von dem Beginn der Triasperiode, in der sich die Holometabolie bei den europäischen Insekten erst bemerkbar macht, bis zu einem gewissen Grade überbrückt.

⁴²⁾ E. Daqué: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie, 1915, p. 431 ff.

⁴³⁾ Vgl. F. v. Kerner: Der Haupteinwand gegen die Konstanz der Pollage. Meteorol. Zeitschr. 1922, p. 246, ferner: Neue Gesichtspunkte, betreffend das Problem der fossilen arktischen Floren. Mitt. Zool. Botan. Ges. Wien, 1922, p. 147—151. Den Versuch von H. Molisch, der immergrüne Gewächse bei Temperaturen von + 5° bis + 15° einen 120tägigen Lichtabschluß gut vertragen sah, halte ich nicht für beweisend, da diese Pflanzen sich nicht unter dem ungünstigen Einfluß der polaren Winterstürme befanden. Ernster Beachtung verdient dagegen Gregorys Hinweis auf die Fähigkeit der Farngattung *Dicksonia*, deren kretazische Vertreter einen Bestandteil der grönländischen Polarfloren bilden, auf den Snowy hills in Süd Victoria Land eine viermonatliche Schneebedeckung und Absperrung vom Licht während des antarktischen Winters ohne Schaden zu überdauern.

Auch W. Gothan (Paläobiologische Betrachtungen etc., l. c. 1924, p. 83) sieht in einer mehrmonatlichen Polarnacht kein absolutes Hindernis für den Bestand und das Gedeihen einer polnahen Vegetation, selbst immergrüner Gewächse.

⁴⁴⁾ A. G. Nathorst: Sur la valeur des flores foss. des régions arctiques comme preuves des climats géol. C. R. Congrès géol. internat. XI. Stockholm, 1910 (1912), p. 743—755.

⁴⁵⁾ O. v. Schlechtendal: Beiträge zur Kenntnis der Braunkohlenflora von Zschipkan und Senftenberg. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. LXIX. Halle, 1896, p. 193.

⁴⁶⁾ E. Sinnott: The evolution of herbs. Science, new ser. XLIV. 1916, p. 295.

⁴⁷⁾ O. Holstedahl: On the palaeozoic formations of Finmarken in northern Norway. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLVII 1919, p. 85—107.

⁴⁸⁾ E. Kirk: Palaeozoic glaciation in southeastern Alaska. Amer. Journ. sci. 4. ser. XLVI. 1918, p. 511—516.

⁴⁹⁾ F. P. Shepard: Possible silurian tillite in southeastern Brit. Columbia. Journ. of Geol. XXX. Chicago, 1922, p. 77—81.

⁵⁰⁾ A. W. Rogers and A. L. Du Toit: An introduction to the geology of Cape Colony. 1909, p. 133.

⁵¹⁾ H. Cloos: Die vorkarbonischen Glazialbildungen des Kaplandes. Geol. Rundschau, VI. 1915, p. 337—351.

⁵²⁾ J. A. Taff: Ice-borne boulder deposits in mid-carboniferous marine shales. Bull. Geol. Soc. America, XX. 1910, p. 701.

⁵³⁾ J. B. Woodworth: Boulder beds of the Caney shales at Oklahoma. Bull. Geol. Soc. America, XXIII. 1912, p. 457—462.

⁵⁴⁾ H. D. Miser: Llanoria, the palaeozoic land area in Louisiana and eastern Texas. Amer. Journ. sci. 5. ser. II. 1921, p. 60—89.

⁵⁵⁾ S. Weidmann: Was there Pennsylvanian-permian glaciation in the Arbuckle and Wichita Mts. of Oklahoma? Journ. of Geology, XXXI. Chicago, 1923, p. 466—489.

⁵⁶⁾ E. Hennig: Die Glazialerscheinungen in Äquatorial- und Südafrika. Geol. Rundschau, VI. 1915, p. 154—165.

⁵⁷⁾ O. Stutzer: Über Dwyka-Conglomerat in Central-Katanga. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXIII. 1911, p. 626—629. — Über glaziale Conglomerate im Lande Katanga. Ibidem, LXV. 1913, Monatsber., p. 114.

⁵⁸⁾ E. Grosse: Dwyka-Conglomerat und Karoo-Formation in Katanga. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXIV. 1917, Monatsber., p. 320.

⁵⁹⁾ G. Passau: Note sur les dépôts trias. d'origine glaciaire dans la prov. orientale (Congo Belge). Annales Soc. géol. Belg. Publicat. relat. au Congo Belge etc. Annexe au T. XL. 1913, p. 152—164.

- ⁶⁰⁾ S. H. Ball a. M. Shaler: A central African glacier of triassic age. Journ. of Geol. XVIII. Chicago, 1910, p. 681—701.
- ⁶¹⁾ W. Atwood: Eocene glacial deposits in SW. Colorado. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 95 B, 1915.
- ⁶²⁾ O. Holtedahl: A tillite-like conglomerate in the eo-cambrian sparagmite of southern Norway. Amer. Journ. sci. 5. ser. IV. 1922, p. 165—173.
- ⁶³⁾ W. Howchin: Cambrian beds of glacial age in South Australia. Quart. Journ. Geol. Soc. LXIV. London, 1908, p. 234—259. — T. W. Edgeworth David: The varve shales of Australia. Amer. Journ. sci. 5. ser. III. 1922, p. 115.
- ⁶⁴⁾ F. H. Lahee: Late palaeozoic glaciation in the Boston basin, Mass. Amer. Journ. sci. 4. ser. XXXVII. 1914, p. 316.
- ⁶⁵⁾ R. Sayles: The Squanton tillite. Bull. Acad. compar. Zool. Harvard, Geol. ser. X. 1914, p. 141.
- ⁶⁶⁾ A. Du Toit: The carboniferous glaciation of South Africa. Transact. Geol. Soc. South Africa, XXIV. 1921, p. 188, 227.
- ⁶⁷⁾ Koert: Die Eisenerzformation von Banjeli in Togo. Mitt. aus d. deutsch. Schutzgeb. 1906, p. 113—131.
- ⁶⁸⁾ A. P. Coleman: Permocarboneous glacial deposits of South America. Journ. of Geol. XXVI. Chicago, 1918, p. 310—321.
- ⁶⁹⁾ A. Penck: Die Eiszeiten Australiens. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXXV. 1900, p. 239. — C. A. Suessmilch a. T. W. E. David: Sequence, glaciation and correlation of the carboniferous rocks of the Hunter river district, New South Wales. Journ. Roy. Soc. New South Wales, LIII. 1919, p. 246 - 338.
- ⁷⁰⁾ C. Diener: Über die Altersstellung der untersten Gondwana-Stufe in ihren Beziehungen zu den marinen Sedimenten des Himalaya. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. CXXXIII. 1914, p. 676.
- ⁷¹⁾ H. Meyer: Die Eiszeit in den Tropen. Geograph. Zeitschr. X. 1901, p. 593—600.
- ⁷²⁾ G. Steinmann: Diluvium in Südamerika. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LVIII. 1906, Monatsber., p. 215.
- ⁷³⁾ W. Eckardt: Der exakte meteorologisch-klimatologische Beweis für die Gleichzeitigkeit der diluvialen Eiszeit. Petermanns Geogr. Mitt. 1917, Heft 7.
- ⁷⁴⁾ A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. III. 1909, p. 1142.
- ⁷⁵⁾ H. F. Osborn und Chester A. Reeds (Old and new standards of pleistocene division in relation to the prehistory of man in Europe, Bull. Geol. Soc. America, XXXIII. 1922, p. 417) sind gegenwärtig allerdings geneigt, den Fund von Piltdown erheblich weiter nach rückwärts bis an die Grenze von Pliozän und Pleistozän zu verlegen, unmittelbar vor das erste Erscheinen einer kälteliebenden, dem Einbruch der Günz-Eiszeit entsprechenden Fauna.
- ⁷⁶⁾ E. Koken: Diluvialstudien. Neues Jahrb. f. Min. 1909/II, p. 57.
- ⁷⁷⁾ Gunnar Andersson: Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Stockholm, 1910, p. XVII und 410.
- ⁷⁸⁾ W. Eckardt: Das Klimaproblem der geologischen Vergangenheit. Braunschweig, 1909.
- ⁷⁹⁾ W. Komarow: Referat i. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1915, p. 180.
- ⁸⁰⁾ J. Walther: Allgemeine Paläontologie, II., p. 462.
- ⁸¹⁾ A. Woeikow: Gletscher und Eiszeiten. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1881, p. 17.
- ⁸²⁾ F. Kerner: Untersuchungen über die morphogene Klimakomponente der permischen Eiszeit Indiens. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. CXXVI. 1916, p. 177—227. — Klimatologische Prüfung der Beweiskraft geologischer Zeugen für tropische Vereisungen. Ibidem, CXXVII. 1918, p. 521.
- ⁸³⁾ E. Koken: Indisches Perm und permische Eiszeit. Neues Jahrb. f. Min. Festbd. 1917, p. 445—546, insbesondere p. 530 ff.
- ⁸⁴⁾ M. Semper: Das paläothermale Problem, speziell die klimatischen Verhältnisse des Eozäns in Europa und im Polargebiet. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XLVIII.

1896, p. 261—349. -- Das Klimaproblem der Vorzeit. Geol. Rundschau, I 1910, p. 57—80.

⁸⁵⁾ W. Eckardt: Das Klimaproblem der permocarbonen Eiszeit etc. Geol. Rundschau, I. 1910, p. 57—80.

⁸⁶⁾ A. Penck, in C. R. Congrès géol. intern. XI. Stockholm, 1910 (1912), p. 1034.

⁸⁷⁾ F. v. Kerner: Klimatogenetische Betrachtungen zu W. D. Mathews „Hypothetical outlines of the continents in tertiary times“. Verhandl. Geol. Reichsanst. 1910, p. 259.

⁸⁸⁾ F. v. Kerner: Das akryogene Seeklima und seine Bedeutung für die geologischen Probleme der Arktis. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. CXXXI. 1922, p. 153—185.

⁸⁹⁾ T. C. Chamberlin (A venerable climatic fallacy. Journ. of Geol. XXXI. Chicago, 1923, p. 179—191) macht darauf aufmerksam, daß eine ausgedehntere Meeresbedeckung in den hohen Breiten nicht erwärmend, sondern abkühlend wirkt und daß eine Besserung des Klimas in diesem Fall erst durch das Hinzutreten warmer Meeresströmungen erzielt wird.

⁹⁰⁾ T. C. Chamberlin: On a possible reversal of the deep sea circulation. Journ. of Geol. XIV. 1906, p. 263—373. — Significant amelioration of arctic climates. Ibidem, XXXI. 1923, p. 376—406.

⁹¹⁾ S. Visser: Increased ocean-salinity as one cause of climatic contrast. Bull. Geol. Soc. America, XXXII. 1921, p. 429—436.

⁹²⁾ A. H. Clark (A comparative study of the most ancient and the recent marine faunas, Journ. Washington Acad. sci. XIV. 1924, p. 487—491) sucht die Ursache der Verschiedenheit der ältesten Meeresfaunen des Kambriums und des Unterilurs von jenen der Gegenwart in vier Faktoren: in ausgedehnteren Landverbindungen, in einer gleichmäßigeren Verteilung der Sonnenwärme über die ganze Erdoberfläche, in einem weniger starken Wellenschlag an den Meeresküsten und dem Mangel an heftigen Stürmen, endlich in einer größeren Ausdehnung der Epikontinentalmeere. Alle diese vier Faktoren jedoch beruhen selbst wieder, seiner Meinung nach, auf einer beständigen Zunahme des Salzgehaltes der Ozeane seit der kambrischen Periode. Die Beweise für eine solche Annahme sind allerdings unzureichend, da Clark sich auf die Behauptung beschränkt, die Salzmenge im Ozean müsse durch die beständige Zufuhr gelösten Salzes von den Kontinenten her eine fortwährende Anreicherung erfahren haben. Er übersieht dabei den Verlust, den das Meer durch Eindampfung in abgeschlossenen Lagunen und Ausscheidung von Salz erlitten hat.

⁹³⁾ S. Arrhenius: On the influence of carbonic acid of the air on the temperature of the ground. Philos. Magazine, XLI. 1896, p. 237. — Über die vermutliche Ursache der Klimaschwankungen. Meddel. fr. kgl. Vetensk. Akad. Nobel-Inst. I/2, Upsala, 1906.

⁹⁴⁾ F. Frech: Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1902, p. 675 ff. — II. Ibidem, 1906, p. 553.

⁹⁵⁾ E. Kayser: Zur Arrhenius-Frech'schen Kohlensäurehypothese. Centralbl. f. Min. 1908, p. 553. Hier auch Verzeichnis der übrigen Literatur.

⁹⁶⁾ E. Koken: Indisches Perm und permische Eiszeit, l. c. p. 446.

⁹⁷⁾ E. Philippi: Über einige paläoklimatische Probleme. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXIX. 1910, p. 106.

⁹⁸⁾ E. G. Harboe: Vereisung und Vulkanismus. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. L. 1898, p. 441—461. — Erwiderung etc. Ibidem, LI 1899, p. 596.

⁹⁹⁾ P. und F. Sarasin: Über die mutmaßliche Ursache der Eiszeit. Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel. XIII/3, 1901, p. 606—618.

¹⁰⁰⁾ W. J. Humphreys: Volcanic dust as a factor in the production of climatic changes. Journ. Washington Acad. sci. III. 1913, p. 365—371. — Physics of the air. 1920, p. 569—603.

¹⁰¹⁾ R. Hoernes: Ältere und neuere Ansichten über Verlagerungen der Erdachse. Mitt. Geol. Ges. Wien, I. 1908, p. 159 ff.

¹⁰²⁾ P. Reibisch: Ein Gestaltungsprinzip der Erde. 27. und 31. Jahresber. Ver. f. Erdkunde in Dresden, 1901 und 1905.

- ¹⁰³⁾ M. Neumayr: Erdgeschichte. 1. Aufl. 1887, II., p. 512.
- ¹⁰⁴⁾ A. Nathorst: Zur fossilen Flora Japans. Paläontol. Abhandl. v. Dames etc. IV. 1888, p. 48 ff.
- ¹⁰⁵⁾ V. Uhlig, in Neumayr-Uhlig: Erdgeschichte. 2. Aufl. 1895, II. p. 385.
- ¹⁰⁶⁾ D. Kreichgauer: Die Äquatorfrage in der Geologie. Steyr, 1902.
- ¹⁰⁷⁾ A. Wegener: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 2. Aufl. Braunschweig, 1921.
- ¹⁰⁸⁾ W. Köppen: Polwanderungen, Verschiebungen der Kontinente und Klimageschichte. Petermanns Geogr. Mitt. LXVII. 1921, p. 1—8, 57—63. — Ursachen und Wirkungen der Kontinentalverschiebungen und Eiszeiten. Ibidem, p. 145—149, 191 ff.
- ¹⁰⁹⁾ W. Köppen und A. Wegener: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, Borntraeger, 1924.
- ¹¹⁰⁾ Es ist interessant, zu sehen, daß gerade solche Forscher, die von biostratigraphischen Gesichtspunkten ausgehen, wie J. Gregory und Edgeworth David, obwohl ihre Ansichten über das paläoklimatische Problem einander sonst schroff gegenüberstehen, Polverschiebungen unbedingt ablehnen, indem sie behaupten, daß die aus der Verbreitung des organischen Lebens auf der Erde erkennbaren Klimazonen stets konzentrischen Gürteln um die heutigen Erdpole entsprochen hätten. Vgl. auch F. v. Kerner, Meteorologische Zeitschr. 1922, p. 245.
- ¹¹¹⁾ F. v. Kerner: Die Polverschiebungen als Teil von A. Wegeners Hypothese im Lichte des geologischen Zeitbegriffes. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. CXXXI. 1922, p. 1—5.
- ¹¹²⁾ F. v. Kerner: Die extremen thermischen Anomalien auf der Nordhemisphäre und ihre Bedeutung für die Frage der geologischen Polverschiebungen. Meteorolog. Zeitschr. 1909, Heft 10.
- ¹¹³⁾ F. v. Kerner: Sind Eiszeiten aus Polverschiebungen zu erklären? Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1909, p. 264.
- ¹¹⁴⁾ W. Eckardt: Die Wegenersche Verschiebungshypothese und die geologischen Klimate. Centralbl. f. Min. 1921, p. 259.
- ¹¹⁵⁾ A. Penck: Wegeners Hypothese der kontinentalen Verschiebungen. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde in Berlin, 1921, p. 110—120.
- ¹¹⁶⁾ L. Waagen: Unsere Erde. München, 1909, p. 483 ff.
- ¹¹⁷⁾ A. Penck: Die Formen der Landoberfläche und die Verschiebungen der Klimagürtel. Sitzgsber. Akad. Wiss. Berlin, 1913, p. 92 ff.
- ¹¹⁸⁾ M. Manson: The significance of early pleistocene glaciations. C. R. Congrès géol. internat. XI. Stockholm, 1910 (1912), p. 1089—1106. — The evolution of climate. New York, 1922.
- ¹¹⁹⁾ F. v. Kerner: Das paläoklimatische Problem. Mitt. Geol. Ges. Wien, IV. 1911, p. 276.
- ¹²⁰⁾ C. T. Chamberlins Hinweis auf die Bedeutung der Unterströmungen in den Ozeanen dürfte hier auszunehmen sein.
- ¹²¹⁾ M. Semper: Berichtigungen und Zusätze über die klimatischen Verhältnisse des Eozäns. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LI. 1899, p. 201.
- ¹²²⁾ J. Croll: Climate and time. London, 1875.
- ¹²³⁾ R. Spitaler: Das Klima des Eiszeitalters. Prag, 1921.
- ¹²⁴⁾ F. v. Kerner: Die Grundgleichung der Paläoklimatologie. Meteorolog. Zeitschr. 1923, p. 83. — Die methodischen Fehler in der Paläoklimatologie. Ibidem, 1924, p. 294.
- ¹²⁵⁾ E. Huntington: Solar hypothesis of climatic changes. Bull. Geol. Soc. America, XXV. 1914, p. 477—590.
- ¹²⁶⁾ E. Dubois: Die Klimate der geologischen Vergangenheit und ihre Beziehung zur Entwicklungsgeschichte der Sonne. Nymegen und Leipzig, 1893.
- ¹²⁷⁾ T. W. Edgeworth David: Condition of climate at different geological epochs. C. R. Congrès géol. internat. X. Mexico, 1906, p. 480.

Sachregister

- Aal in der Donau 19
 Abrolhos 100
 Abyssal 12
 Acanthodii 93, 96
 Adaptive Radiation 130, 132
 Adnether Fazies des Lias 202
 Aestuarien 24
 Aganides 78
 Alaska, vorzeitliches Klima in 264
 Algäuschiefer 201
 Algen 23, 25, 36
 Algenriffe 51, 54
 Amaltheus 80
 Amblypterus 97
 Ammoniten als Faziestiere 87
 Ammoniten des Maestrichtien 82
 Ammoniten, Eurythermie der 265
 Ammoniten des Obersenon 82
 Ammoniten, Konvergenz 82, 83
 Ammoniten, Lebensweise 83, 84
 Ammoniten, nekroplanktonische Verfrachtung 85
 Ammonitenzonen 219, 228
 Ammonoidea 78—88
 Amphineura 75
 Anaspida 94
 Angiospermen 135, 140
 Arktotertiäre Florenelemente 133
 Antedon 8, 58
 Anthrakolithische Marinefaunen 266
 Appalachien, Unterkambrium der 198
 Aptychenschichten des Oberjura 203
 Apus 109
 Archaeocyathidae 44, 56
 Archaeopteris-Flora 118
 Archipele 30, 31
 Aride Zonen 286
 Arietites 80
 Arktische Kreide 267
 Arktokarbonische Flora 133
 Artfassung 143, 144
 Artinssstufe 163
 Ascoceras 76, 77
 Asteroidea 60
 Atlantischer Ozean 251, 252
 Atlantische Schwelle 28
 Atolle 49—53
 Australisches Wallriff 49, 51
 Axonolipa 46, 47
 Axonophora 46, 47
 Baikalsee 112
 Bakony, ladinische Knollenkalke des 201
 Balin, Jura fauna von 224
 Bathyal 12
 Belemniten 75
 Bellerophon 71
 Benthos 6, 145
 Bermudas 53
 Binnenmeere 110
 Biostratigraphie 1
 Biozone 230
 Bipolarität der Meeresfaunen 132
 Bivalvenfauna der Hallstätter Kalke 201
 Blastoidea 60
 Bohrproben des „Gauss“ 29
 Brachiopoda 64
 Brachyura 89
 Brasilo-afrikanischer Kontinent 252
 Bryozoa 64
 Buntsandstein 195
 Burgess-Schiefer 19
 Byans, Trias fauna von 224
 Calceola 143
 Cephalopoda 75
 Cetacea 97
 Champlain See 111
 Characeae 37
 Choristidae 43
 Chorologie 4
 Cidarid 61
 Cliona 44
 Clymenien 78
 Clypeaster 61, 63, 269
 Coccolithophoriden 37
 Codiaceae 38, 54
 Coelonautilus 78
 Collyrites 62
 Comatulida 58
 Congerientegel 111
 Conoclypeus 269
 Conularida 63
 Coralliens 55, 175
 Corallinen 23, 24, 37, 54
 Couches rouges 205

- Creodontia 117
 Crinoidea 57
 Crinoidenbreccien 59
 Crinoidenkalk 58
 Crustacea 88
 Cycadophyten 270
 Cyclolobus 79
 Cystoidea 60

 Dachsteinkalk 199
 Danauf ormation 30, 209
 Dasycladaceae 38
 Dendroidea 45
 Dentalium 75
 Deschampsia 274
 Diastrophische Vorgänge 165, 169
 Diatomeen 36
 Diatomeenschlick 30
 Dichograptidae 46
 Dictyonema 45, 46
 Dictyonemaschiefer 189
 Dinosaurierfauna der siebenbürgischen Oberkreide 150
 Diplograptidae 46
 Doggerfauna vom Cap San Vigilio 223
 Dolomitriffe von Südtirol 179, 182
 Doppelte Wärmequelle des irdischen Klimas 263

 Ebrobecken, Miozän im 198
 Echinoidea 60
 Eemien, Fauna des 151
 Eggenburger Schichten 178
 Einzelkorallen 24, 47
 Eiszeit im Perm 278, 279, 282, 288
 Eiszeit im Pleistozän 264, 279, 281, 283, 287
 Eiszeit im Proterozoikum 278
 Eiszeitspuren in der Oberkreide 278
 Eiszeitspuren in der Obertrias 278
 Eiszeitspuren im Devon 277
 Eiszeitspuren im Eozän 278

 Eiszeitspuren im Karbon 278
 Eiszeitspuren im Silur 277
 Eiszeit, Ursachen der 282, 283, 288
 Ellipsactinia 45
 Endoceratidae 77
 Entwicklungszentren 130, 153, 154
 Epikontinentalmeere 11, 246
 Euplectella 43
 Eurybathe Meerestiere 14
 Eurydesma 36
 Eurypterida 91, 109
 Eurytherme Meerestiere 15, 267
 Evinospongia 45
 Exzentrizität der Erdbahn 291

 Faltungsphasen 164, 168, 257
 Faunenreiche innerhalb der Tethys 126
 Faunenzonen 215
 Fayum 25
 Fazies 5, 174
 Fazies, deren Bedeutung für die Deckenlehre 185, 187
 Fazies, zonare Verbreitung in der Tatra 184
 Fazies, ostalpine Trias 186
 Fazies im Rhaetikon 184, 185
 Fazies im Unterinntal 186
 Fazieskurven 187
 Fische 91
 Fischfaunen der Trias 95
 Fischfauna des Downtonian 94
 Fischfauna des Kupferschiefers 9, 94
 Fischfauna von Licata 92
 Fischfauna von Ludlow 93
 Fischfauna in Osteuropa, Sibirien und Nordamerika 129
 Fischfaunen des Nil und Jordan 129

 Flachsee 22
 Floren als Zeugen von Klimaänderungen 270
 Flußschildkröten 110
 Flysch 139, 204
 Foraminiferen 39, 52
 Foraminiferenfauna des Flysch 205
 Foraminiferenfauna der Hallstätter Kalke 200
 Foraminiferenfauna der Schreibkreide 194
 Formation 158
 Formationslücken 161
 Funafuti 38, 45, 51, 52
 Fusulinen, Verbreitung der 267
 Fusulinidae 42

 Galaxiidae 229, 256
 Gangamopteris 133, 252, 275
 Ganoidfische 93, 96
 Gastropoda 71
 Gastropodenfauna der Hallstätter Kalke 200
 Geobios 5, 113
 Geodenterrains 208
 Geokratische Perioden 246, 247
 Geosynklinalmeere 10, 161, 248, 250
 Gezeiten 20
 Gibraltar, Schwelle von 15
 Girvanella 37
 Glaukonit 23, 41
 Glaziale Kontrolltheorie 53
 Globigerinenschlick 30, 39
 Glossopterisflora 132, 253, 284
 Gobi-Serie 198
 Gomphoceras 76, 77
 Gondwanaland 244, 252, 254
 Gräser 135
 Grammisia 69
 Graptolithen 45, 46
 Graptolithenzonen 228, 229
 Grenzsichten zwischen Oberkreide und Paleozän in Nordamerika 163

- Grenzschieben zwischen
 Oberkreide und Paleozän
 in Europa 164
 Grestener Schichten 202
 Groenland, Floren in 135,
 273, 274, 275
 Grundproben 28

 Halimeda 38, 51
 Hallstätter Entwicklung auf
 Timor 207
 Hallstätter Entwicklung in
 den Ostalpen 200
 Hallstätter Entwicklung im
 Himalaya 200
 Halobios 5
 Halobios, Lebensbezirke
 des 21
 Halolimnische Faunenele-
 mente 112
 Han-Hai-Schichten 198
 Haplochitonidae 129
 Haugsches Gesetz 166, 257
 Hawaiische Inseln 251
 Helicidae 115
 Heliopora 55
 Hemera 232
 Hemiaster 62, 63
 Hemipneustes 267
 Heterochronismen jurassi-
 scher Ammoniten 231
 Hexactinellidae 43
 Hierlatzkalke 202
 Hippuriten, Verbreitung
 nach Klimagürteln 267
 Hippuritenzonen 219, 220
 Hohe Tatra 183, 184
 Holometabole Insekten 114
 Hominidae 118
 Homotaxie 152
 Hoplitidae 81
 Hornsteinbreccien 203
 Hydrocorallinae 45
 Hydrozoa 45
 Hyolithida 64

 Ichthyosaurier 9, 97
 Indoceras 83
 Inoceramus 71
 Insekten 113

 Interglazialzeiten 281, 285,
 288
 Isodectes 116

 Jahresringe an Holz-
 gewächsen 271
 Jura in Schwaben 190, 191,
 192
 Jurabildungen in den Ost-
 alpen 201, 212
 Jurabildungen in Süd-
 amerika 225, 226, 265
 Jurazonen in Süddeutsch-
 land 221
 Jurazonen in Mexiko 227
 Jurazonen in den Ostalpen
 222

 Kalkalgen 37
 Kalkschwämme 43
 Kambrium von Schonen 189
 Kamtschatka, Vergletsche-
 rung von 281
 Karbonfloren 133, 271
 Kaspisches Meer, Fauna
 des 17, 142
 Keuper 195
 Kiesialgen 36
 Kieselschwämme 43
 Klima 268
 Klimagürtel der Vorzeit 265
 Klimagürtel im Palaeozoi-
 kum 266, 275
 Klimatische Zonen im Jura
 265
 Klimatische Zonen in der
 Kreide 267, 275
 Klimatische Zonen im
 Känozoikum 269, 283
 Körpergröße der Land-
 wirbeltiere 10
 Körpergröße der Meeres-
 tiere 9, 10
 Koessener Schichten 200
 Kohlenflöze 119
 Kohlsäuretheorie von Ar-
 rhenius u. Frech 284
 Kolonialfaunen 150
 Konstanz der Hauptgrenzen
 mariner Faunenreiche 127

 Kontinentalblöcke 10, 11
 Kontinentallinie 11
 Kontinentalstufe 11
 Kontinentalverschiebungen
 243, 285
 Konvergente Anpassung
 8, 9
 Korallenkalke von Natt-
 heim 193
 Korallriffe 48—57
 Korrelation 138
 Korrelation, statistische
 Methode der 145
 Kosmopolitische Formen
 des Nekton 7
 Kramenzelkalke 190
 Krustenriffe 49
 Kuckers Brandschiefer von
 39
 Küstenschlick 27
 Kulm 190
 Kupferschiefer, Fauna des
 20

 Lagunen 25
 Lamellibranchiata 68
 Laminarienzone 24
 Landbrücken 242, 256
 Landfaunen 142
 Landfloren 118, 270
 Landfloren der Oberkreide
 140
 Landfloren der Obertrias
 273
 Landfloren des Devons 118
 Landfloren des Eozäns 141,
 276
 Landfloren des Lias 273
 Landfloren des Miozäns 276
 Landfloren des Neokoms
 140, 273
 Landfloren des Pliozäns 277
 Landfloren, Umprägung der
 140
 Landpflanzen in der Tief-
 see 27
 Landreptilien 116
 Landsäugetiere 117
 Landverbindungen der
 Südkontinente 253, 256

- Landverlust durch Einbrüche 257
 Leitfossilien 144
 Lemurischer Kontinent 245, 257
 Lepidodendronflora 133, 271, 273, 275
 Lias-Dogger-Grenze 171
 Lias in den Ostalpen 201
 Lias in Südamerika 225
 Lichtstrahlen, Absorption der im Meerwasser 14
 Limnobios 5, 107
 Limulus 91
 Linton 116
 Lipalian 171
 Lithistidae 43
 Lithothamnien 23, 37, 51
 Litoralbezirk 11, 21
 Litorina litoria 153
 Lodanella 58
 Lößschnecken 116
 Lophohelia 48
 Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente 222, 261
 Lunzer Sandstein 199, 202
 Lytoceras Sacya 151
 Lytonia 267

 Macrura 89
 Malediven, Atolle der 40, 51
 Malta Foraminiferenkalke 40
 Marinfraunen, Umprägung der 142
 Marmolatakalk 199
 Mazapil, Jura fauna von 226
 Meeresreptilien 96
 Meeresschildkröten 97
 Meeresströmungen 20, 128, 245
 Meganeura 115
 Meissau, Strandbildungen bei 22
 Meroplankton 7
 Merostomata 91
 Migrationen 124
 Millepora 45
 Miozänfaunen von Burma 148

 Mischfaunen 223, 224
 Mittelländisches Meer 246, 249
 Mittelmeere 14, 250, 256
 Mixosauridae 97
 Moden der Formenbildung 146
 Mollusca 68
 Monograptidae 46
 Myriapoda 115

 Napeng beds 150
 Nautiloidea 76, 77, 78
 Nautilus 7, 8, 35, 76
 Nekroplankton 7
 Nekton 7
 Nerineidae 73
 Neritikum 12
 Newark System 197
 Newark System, Reptilien fauna des 254
 Nummuliten 40, 41
 Nummuliten, Verbreitung der 269
 Nulliporen 37

 Oberdevon von New York 177
 Obersilur in Gotland 189
 Oekologie der Vegetation 271, 273
 Old red 177
 Oolithe 192
 Ophiuroidea 60
 Orbitoides 41
 Orbitolinen, Verbreitung der 268
 Ornatentone des Kelloway 19, 192
 Orthoceras 76, 77
 Orthocerenkalke 78
 Ostracoden 83
 Ostracodermi 92, 95
 Ostrea 69
 Ostsee, Fauna der 17
 Ostsee, Salzgehalt der 16

 Palaeodictyoptera 114, 272
 Palaeogeographie 242

 Palaeogeographische Karten 242, 246
 Palaeoklimatologie 262
 Palaeoniscidae 20, 94
 Paleozäne Flora 141, 163
 Paleozäne Fauna 141, 163
 Pampastone 147
 Pazifischer Kontinent 251
 Pectunculus 70
 Pelagischer Bezirk 11
 Pendulationstheorie 132, 285, 288
 Pentacrinus 35, 58, 59
 Pericyclus 79
 Periodizität erdgeschichtlicher Ereignisse 170
 Permanenz der Großformen der Erdoberfläche 243, 255
 Pholidogaster 116
 Phylloceras 79
 Phyllopoda 88
 Picerno, Kreideklippen von 22
 Pinacoceras 79
 Pinnipedia 97
 Pisces 91
 Placodontia 97
 Plankton 6, 145
 Planorbis 108
 Plesiosauria 97
 Pleurotoma 35
 Pleurotomaria 35
 Polflüchtigkeit 131, 132
 Polnahe Floren 272, 273, 275, 283
 Polwanderungen 285, 286, 287
 Pontischer Binnensee 110
 Portage-Stufe, Fauna der 17
 Poseidon 252
 Posidonienschiefer im Kulm 190
 Posidonienschiefer im Lias 191
 Postglaziales Klima 281
 Pourtalès Plateau 21
 Proboscidea, Wanderungen der 130
 Prodromites 79

- Proterozoische Aera, Fauna der 18
 Pseudoplankton 7
 Psilophytenflora 118
 Pteridophytenflora 118
 Pteroceras 72
 Pteropodenschlick 30

 Radiolaria 42
 Radiolarienschlick 30
 Radiolarite der Sundainseln 209
 Radiolarite des alpinen Jura 205
 Raibl, Profil von 182
 Randmeere 11
 Red beds von Nordamerika 197
 Rasenkorallen 48
 Regenwälder 272, 273
 Regressionen 161
 Rekurrenzfaunen 151
 Reliktenseen 111, 112
 Reptilienfaunen des Perm 252, 254, 273
 Reptilienfaunen des Mesozoikums 252, 254, 273
 Rhaetikon, Faziesverhältnisse im 184, 185
 Rhynchonella Megaera 149
 Rhynchonellen des nord-alpinen Lias 146
 Richthofenia 267
 Riffkalke 39, 54
 Riffkorallen 48—54, 59
 Riffkorallen, Verbreitung der 55, 267, 270
 Rotifer 107
 Rudisten 69, 268

 Säugetierfaunen Nordamerikas 130
 Säugetierfaunen Südamerikas 130, 147
 Salt Range 36, 69, 279
 Salzgehalt des Meerwassers 16
 Salzgehalt der Ostsee 16
 Sankt Cassian, Fauna von 17, 18
 Santa Cruz Fauna 147
 Sargasso See 25
 Sarmatische Fauna 17
 Saumriffe 49
 Sauravus 116
 Scaglia 206
 Scaphopoda 75
 Schelf 11
 Schelfmeere 11
 Schizophyceae 37, 107
 Schlerndolomit 178, 179
 Schlier 178
 Schneckenfauna des Eozäns 74
 Schorre 11, 21
 Schreibkreide 63, 193
 Schwäbischer Jura 190, 191, 192
 Schwäbischer Jura, Spongienkalke im 192, 193
 Schwarzes Meer, Fauna des 19
 Schwefelwasserstoff im Meerwasser 18
 Sedimentationszyklen 124, 152, 169
 Seeigelfaunen, Verbreitung der 61
 Seeigelfaunen, Tiefseecharakter der 61
 Seeigelzonen 219
 Seeotter 98
 Seeschildkröten 97
 Seeschlangen 97
 Seiseralpe 179
 Seymour Insel, Flora der 277
 Sirenia 98
 Skorpione 115
 Solnhofen, Fauna von 193
 Sonnenflecken 291
 Sonnwendjoch 203
 Spaltalgen 37
 Spatangidae 62
 Spergen hill, Fauna von 151
 Sphaeractinia 45
 Sphenodiscus 76
 Spiriferensandstein 189
 Spiti shales 208
 Spongien 43
 Spongienkalke im schwäbischen Jura 193
 Starhemberger Schichten 150
 Stegocephalen 110, 116
 Stenobathe Meerestiere 15
 Stenotherme Meerestiere 15
 Stonesfield slates 25
 Strandwall 21
 Stratigraphischer Horizont 138
 Stratigraphische Skala 140
 Stratigraphisches System 157
 Stromatoporidae 45
 Strongylocentrotus 61, 62
 Stufenbezeichnungen 162
 Sturmwand 21
 Submarine Rücken 16
 Südatlantisches Becken 202
 Südtiroler Dolomiten 178, 179, 182
 Süßwasserfische 42, 110
 Süßwasserhaie 93
 Süßwasserschnecken 108
 Süßwasserkrebse 109
 Süßwassermuscheln 107
 Suezkanal 126
 Superstitenfaunen 149

 Talifu, See von 111
 Tanganyika 112
 Tangkohle 39
 Taubenbank 185, 186
 Taunusquarzit 189
 Temperatur des Meerwassers 15
 Tentaculida 64
 Tentakulitenschiefer 189
 Tethys 26, 31, 161, 249, 250, 263
 Thalassokratische Perioden 248, 257
 Thalattosauria 97
 Thinopus 116
 Thoracostraca 88
 Tiefsee 26, 27
 Tiefseeablagerungen 12, 13, 27, 188, 210

- Tiefseefische 26
 Tiefseeforschungen 28
 Tiefseegräben 28
 Tiefseetiere, Konvergenz-
 erscheinungen 9
 Tiefsee, Seeigelfauna der
 26
 Tiefseeton 29
 Tithon in den Alpen 202
 Torfmoore in den Tropen
 273, 287
 Toxaster 63
 Transgressionen 165, 166,
 247
 Triasbildungen auf Timor
 207
 Triasbildungen in den Ost-
 alpen 199
 Triasbildungen im Hima-
 laya 206
 Trigoniidae 71
 Trigonienfauna der Uiten-
 hage beds 129, 253
 Trilobiten 89
 Trilobiten, Blindheit der
 90
 Trilobiten, Lebensweise
 der 90
 Trilobitenzonen 219, 228
 Tripelgesteine 42
 Triton 192
 Trochiliden 37
 Trochiten`alk 58
 Trochoceratidae 78
 Tropidoleptusfaunen 151
 Tully limestone, Fauna des
 17
 Übergangsstufen 162, 163
 Uniformität vorzeitlicher
 Floren 271, 272, 273
 Unionidae 108
 Unterströmungen in den
 Ozeanen 284
 Veränderlichkeit der In-
 tensität der Sonnenstrah-
 lung 291
 Verbreitung alpiner Am-
 monitengattungen im
 schwäbischen Liasmeer
 125
 Verbreitung benthonischer
 Meerestiere 128
 Vereisungsspuren 166, 277
 Verlorene Intervalle 168
 Vermetus 72
 Versteinerter Wald von
 Gilboa 118
 Vraconnien 163, 253
 Vulkanische Aschenaus-
 brüche als klimatische
 Faktoren 285
 Wale 9
 Wallriffe 49, 51
 Wegeners Verschiebungs-
 hypothese d. Kontinental-
 schollen 243, 285
 Weiße Schreiekreide 193
 Wellen 20
 Weltmeer, offenes 25
 Wettersteinkalk 199
 Wiener Becken, Miozän-
 bildungen im 175, 176
 Wyville Thomson Rücken
 15
 Xiphosura 91
 Zeitmessung nach Biozonen
 236
 Zeitmessung nach Faunen-
 zonen 233
 Zirkumpazifische Geosyn-
 klinale 250
 Zlambachschichten 177
 Zonare Verbreitung von
 Fazies 184
 Zonengliederung 215
 Zonenmoment 217
 Zosterawiesen 23, 191
 Zweifache Wärmequelle
 des vorzeitlichen Klimas
 263
 Zwergfaunen 17
-