

Sammlung Götschen

Paläogeographie

(Geologische Geschichte der Meere
und Festländer)

Von

Dr. Franz Rössig

Professor an der Universität Leipzig

Dritte, neubearbeitete Auflage

Mit 7 Karten



Berlin und Leipzig

Walter de Gruyter & Co.

vormalig G. J. Götschen'sche Verlagshandlung — J. Guttentag, Verlagshandlung — Georg Reimer — Carl F. Tribner — Belt & Comp.

1924

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	5
Literatur	8
Vorkambriſches Zeitalter.	
Vorbemerkungen über das kristalline Grundgebirge	9
„Algonkium“	11
Urſächliche Hauptmaſſive der Nordkontinente 13, der Südkontinente	14
Paläozoifches Zeitalter.	
1. Kambrium	15
Nord- und Osteuropa 16, Mittel- und Südeuropa 17, Aſien 19, Amerika und Auſtralien 21, Zuſammenfaſſung 24.	
2. Silur	25
Schwediſch-Ruſſiſche Region 25, Großbritannien und Weſtkand- nawien 27, Mittel- und Südeuropa, mit Nordaſrika 28; Aſien 31; Arktiſches und atlantiſches Nordamerika 32, Weſtliches Nordamerika 34, Südamerika 35; Auſtralien 35; Schlußbemerkungen 36.	
3. Devon	36
Old Red in Nordeuropa 36, Ablagerungszone von Devonſhire und ihre Fortſetzung in Mitteleuropa 38, Das mittelhöhmſche Devon und ſeine Beziehung zum weſtlichen Mittelmeergebiet 38, Die Um- gebung des weſtlichen Mittelmeerbeckens 40, Fortſetzung der mediter- ranen Devonablagerungen nach Hochaſien und zur paſifiſchen Küſte 40, Das ruſſiſche und ſibirische Devongebiet 41, Auſtralien 43, Öſtliches Nordamerika 44, Kanadiſche Nordweſtprovintz und arktiſcher Archipel 45, Paſifiſches Nordamerika und Roſch-Mountainſ-Provinz 47, Süd- amerika und Antarktis 47, Südaſrika 48.	
4. Karbon	48
Unterkarbon in Europa, Nordaſrika und Aſien 48, Oberkarbon in Europa, Nordaſrika und den aſiatiſchen Kettengebirgen 51, Der nordaſiatiſche Kontinentalkern 55, Das Uralmeer und das arktiſche Becken 55, Unterkarbon in Nordamerika 56, Oberkarbon in Nordamerika 58, Südliche Hemisphäre 59, Bemerkungen über klimatiſche Verhältniſſe 61.	
5. Dyaſ (Perm)	62
Mitteleuropäiſche Dyaſprovintz 62, Mediterranentwicklung der Dyaſ 64, Die ruſſiſche Dyaſ 65, Aſiatiſche Dyaſablagerungen 66, Nordamerika 67, Bemerkungen über das dyaſiſche Klima der Nordhemisphäre 68, Die ſüdllichen Kontinentalgebiete 69.	

	Meozoioisches Zeitalter.	Seite
6. Trias.		73
Germanischer Triasotypus in Mitteleuropa 73, Nordafrika 75, Rußland 76, Mediterrane Triasprovinz Europas 76, Fortsetzung des mediterranen Triasmeeres durch Asien zum nordpazifischen Randgebiet 79, Sundaregion und südpazifisches Randgebiet 80, Artische Gebiete 81, Ostpazifische Region in Nord- und Südamerika 81, Das atlantische Nordamerika 82, Südkontinente 83.		
7. Jura		84
Die englisch-norddeutsche Juraregion und ihre Randgebiete 84, Pariser Becken, Schweiz und Süddeutschland 85, Westliches Mittelmeergebiet 86, Juraablagerungen in den Alpen und anschließenden Kettengebirgen 88, Das asiatische Festland und die russisch-boreale Transgression 89, Die Verbindung des Mittelmeeres mit dem Pazifischen Ozean 91, Die Umgebung des Indischen Ozeans 92, Jura in Amerika 93.		
8. Kreide		95
a) Untere Kreide: Europa und artische Gebiete 95, Verbindung mit dem Pazifischen Ozean 99, Indischer Ozean 100, Nordamerika 100, Südamerika 101.		
b) Obere Kreide: Nord- und Mitteleuropa 102, Umgebung des Mittelmeeres 103, Fortsetzung in das indopazifische Gebiet 104, Indischer Ozean 105, Umkreis des Pazifischen Ozeans 105, Atlantische Kreide Nordamerikas 106, Zentral- und südatlantisches Becken 107, Schlußbemerkungen 108.		
	Känozoisches Zeitalter.	
9. Tertiär.		109
I. Alttertiär (Eozän und Oligozän) in Europa und der alten Mittelmeerregion Vorbemerkungen über die oberen Grenzbildungen der Kreide 109 Eozän der Alten Welt: Atlantisches Europa und Rußland 110, Mittelmeergebiet 111, Afrika und indomalagassisches Gebiet 112; Oligozän der Alten Welt: Atlantisches Europa und Rußland 113, Mitteleuropäische Festlandzone 114, Mittelmeergebiet 114, Ende der Oligozänzeit 116.		
II. Jungtertiär (Miozän und Pliozän) der Alten Welt Miozäne Meeresbildungen 117, Rückzugsbewegung am Ende des Miozäns 120, Marine Pliozän im Mittelmeergebiet und in Nordeuropa 121, Bemerkungen über die jungtertiären Kontinentalablagerungen, Vulkane und Gebirge Eurasiens 122.		
III. Tertiär der Neuen Welt: Marine Störungen 125, Kontinentalablagerungen 126. Polargebiete usw. 128.		
10. Diluvium		129
Die Hauptgletschergebiete der Eiszeit 130, Sonstige Kontinentalablagerungen 131, Säugetierfauna 132, Bemerkungen über diluviale Meeresablagerungen 134.		
Schlußbemerkungen 135		
Probleme der paläogeographischen Synthese 141		
Tafelerklärung 146		

Einleitung.

Im Bereiche der Erdrinde treten zwei große Gruppen von geologischen Vorgängen in Wettbewerb, nämlich einerseits die als „erogen“ zusammengefaßten Einflüsse von Luft, Wasser und organischem Leben, andererseits die als „endogen“ bezeichneten Wirkungen des Erdinneren. Verwitterung der Gesteine, Abtragung der Erhebungen durch Wasser und Wind, Ablagerung von Sedimenten (Schichten) in den Vertiefungen gehören zu den bezeichnendsten Erscheinungen der ersten Gruppe; Vulkanismus und Krustenbewegungen zu jenen der zweiten. Beide müssen sich im Laufe langer Zeiträume zu sehr erheblichen Veränderungen des Bildes summieren.

Vergleichen wir die fertig vorliegenden Gesteine der Erdrinde mit den Produkten endogener und erogener Vorgänge der Gegenwart, so kommen wir zum Ergebnis, daß die Bildungsgesetze dem Wesen nach die gleichen geblieben sind und eine Enträtselung der Erdgeschichte daher kein aussichtsloses Unternehmen ist. Zu diesem Zwecke eignen sich weitaus am besten die Sedimente, die über große Flächen ausgebreitet wurden und sich derart übereinander aufbauten, daß aus ihrer Erforschung („Stratigraphie“) ganze Reihen von Ereignissen abgelesen werden können.

Bekanntlich sind in den Sedimenten sehr häufig die „fossilien“ Reste ausgestorbener Tier- und Pflanzengesellschaften eingebettet, deren im großen gesetzmäßige Entwicklung und Verbreitung einen äußerst wichtigen Maßstab für den geolo-

gischen Altersvergleich bietet¹⁾. Sie gestattet uns, auch die Gesteinsreihen weit entfernter Länder in zeitliche Beziehung zueinander zu bringen und so die Hauptperioden geologischer Entwicklungsgeschichte, die sogenannten „Formationen“, festzulegen.

Im Laufe der letzten Jahrzehnte hat sich diese Kenntnis derart erweitert und vertieft, daß die Versuche gerechtfertigt sind, das Beobachtungsmaterial zu Rekonstruktionen des geographischen Bildes der früheren Zeitalter zu verwerten, wenn auch die vorhandenen Schwierigkeiten einen vollkommenen Erfolg von vornherein ausschließen. In weiten Landgebieten sind ja viele Bildungen früherer Zeiten durch die Wirkungen der Atmosphärenlien entfernt („denudiert“), in anderen wieder unter jüngeren Ablagerungen begraben. Allerdings gestattet uns die Vergleichung der Faunen- und Florenreste; viele Lücken dieser Art zu überbrücken; aber der Umstand, daß mehr als zwei Drittel der Erdoberfläche durch Meeresbedeckung der Beobachtung entzogen sind, bildet immer ein Hindernis für die Lösung vieler wichtiger Fragen.

Die zur Ergänzung paläogeographischer Darstellungen entworfenen Übersichtskarten können selbstverständlich auf Genauigkeit der Umrisse und auf getreue Wiedergabe der Flächenverhältnisse keinen Anspruch erheben, da außer den bisher erwähnten Faktoren auch die niemals ruhenden Bewegungen der Erdkruste eine Verzerrung des Bildes bewirkten, welche innerhalb der durch Faltungen gebildeten Kettengebirge ein sehr beträchtliches Ausmaß erreicht. Als Hauptaufgabe der Darstellung bleibt daher die Bestimmung der relativen Lage größerer Festlandmassen und Meeresgebiete. Da die Veränderungen langsam erfolgen, ist der Fehler nicht zu groß, wenn man dabei innerhalb der einzelnen Formation mehrere einander nahestehende Abschnitte zu

¹⁾ Zur ersten Einführung diene E. Dacqué: *Geologie*, D. Abel: *Paläontologie*, Sammlung Götschen — J. Feltz: *Die Weltfossilien*, Leipzig, 1924.

einem einheitlichen Bilde zusammenfaßt. Der Übelstand ist jedenfalls kleiner, als wenn man bis auf die kleinsten geologischen Zeiteinheiten zurückgreift und dann in weiten Gebieten interpolieren muß, weil dort die Detailforschung noch nicht so weit gediehen ist. Für paläogeographische Einzeldarstellungen soll natürlich auch die zeitliche Gliederung möglichst scharf sein.

Die Mercatorkarte, welche früher für Übersichtszwecke mit Vorliebe gewählt wurde, hat den Nachteil, durch übermäßige Verzerrung der Zirkumpolaregebiete eine Reihe der interessantesten Beziehungen zwischen den nördlichen Teilen der Neuen und der Alten Welt in eine so wenig übersichtliche Form zu bringen, daß sie mitunter geradezu eine Fehlerquelle wurde. Am besten eignen sich Projektionen der Halbkugeln größter Land- und größter Wassermasse¹⁾, wobei in der Regel die Darstellung der ersteren genügt, da die meisten Probleme im Zusammenhang mit den auf ihr erhaltenen Kontinenten besprochen werden können. Beim Entwurf der beigegebenen Rärtchen wurden außer sehr mannigfachen Daten der Spezialliteratur mehrere, aber untereinander in vielen Stücken abweichende Rekonstruktionen von Lapparent, Fréchet, Chamberlin-Salisbury, Haug, Bailey Willis, Schuchert u. a. benutzt. — Quellenzitate können im Text wegen der außerordentlich großen Zahl der einschlägigen Arbeiten nicht gebracht werden, es mögen daher hier zur weiteren Orientierung mehrere Hauptwerke genannt sein, von denen die mit * bezeichneten durch zahlreiche Hinweise auf das in der Literatur niedergelegte Beobachtungsmaterial ein weiteres Forschen auf diesem bedeutungsvollen Gebiete der historischen Geologie erleichtern.

Anmerkung: Als Überblick über die geologische Formationsreihe diene das Inhaltsverzeichnis S. 3—4.

¹⁾ Eine solche wurde von A. de Lapparent 1906 in der 5. Auflage seines *Traité de Géologie* gewählt.

Literatur.

- *Lethaea geognostica. Begründet von F. Römer, fortgesetzt unter der Leitung von F. Frech. (Noch nicht vollständig erschienen.) Nägels, Stuttgart.
- *Rahjer, E., Formationskunde. 6. Auflage. Stuttgart 1920.
- *Sueß, E., Antiklinal der Erde. 3 Bände. Tempsky, Wien 1887 bis 1911.
- Neumayr, M., Erdgeschichte. 2 Bände. Bibliograph. Institut, Leipzig 1886. 3. Auflage bearbeitet von F. E. Sueß. 1. Band. 1920.
- Röber, L., Lehrbuch der Geologie. Tempsky, Wien 1923.
- Schaffer, F. X., Lehrbuch der Geologie. 3. Auflage. 2 Bände. Deuticke, Wien 1923/24.
- Walthert, J., Geschichte der Erde und ihres Lebens. Leipzig 1907.
- *Arldt, Th., Handbuch der Paläogeographie. 2 Bände. Wortträger, Berlin 1919—22.
- Dacqué, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Fischer, Jena 1915.
- *Lapparent, A. de, Traité de Géologie. 5. Auflage. 3 Bände. A. Colin, Paris 1908—11.
- *Saug, E., Traité de Géologie. 3 Bände. A. Colin, Paris 1911.
- *Chamberlin, L. C., und Salisbury, R. D., Geology. 3 Bände. Holt, New York 1906.
- Schuchert, Ch., Palaeogeography of North America. Bulletin of the Geolog. Society of N.-A. Rochester 1910. Ferner eine Arbeit über die nordamerikanischen Geosynklinalen, ebendort 1923.
-

Vorkambrisches Zeitalter (Archaikum und Algonkium).

Vorbemerkungen über das kristalline Grundgebirge.

Wenn an irgendeiner Stelle der Erde die Verwitterung und Abtragung des Gebirgslandes genügend weit vorgeschritten ist, sehen wir als Unterlage der Sedimentgesteine und der ihnen eingeschalteten vulkanischen Gebilde die abweichend gearteten Gesteine des „kristallinen Grundgebirges“ bloßgelegt, das den tiefsten, unserer Beobachtung zugänglichen Teil der Erdrinde darstellt. Gneise, Granulite, Hornblendegesteine, Glimmerschiefer, Phyllite, kristalline Kalksteine sind die wichtigsten hierhergehörigen Gesteine. Sehr häufig werden diese Komplexe, die durch ihre auffallende Streckung und Schieferung die Merkmale gewaltiger Druck- und Gleitwirkungen erkennen lassen, von großen stockförmigen Massen („Batholithen“) granitischer Erstarrungsgesteine durchsetzt, die aber häufig auch höher hinauf, bis in die gewöhnlichen Schichtgesteine emporgestiegen sind und diese in der Berührungszone verändert haben (Kontaktmetamorphose).

In den älteren Zeiten der geologischen Forschung galt es als ausgemacht, daß die kristallinen Grundgebirgsbildungen nicht nur die tiefsten, sondern immer auch die ältesten uns bekannten Teile der Erdrinde seien, daß ihre Entstehung einer Zeit angehöre, als die Erstarrung der Erdrinde noch wenig vorgeschritten war. Erst allmählich zeigte es sich, daß sie nicht an ein bestimmtes Zeitalter gebunden sind, sondern das Er-

gebnis von Kristallisationsvorgängen darstellen, die sich in der Tiefe der Erdrinde unter hohem Druck und hoher Temperatur vollziehen: „Regionalmetamorphose“. Ihre Entstehung knüpft sich jeweils an jene Gürtel der Erde, die einem Faltungsvorgange ausgesetzt sind, da durch diesen nicht nur die Pressung der Gesteine besonders gesteigert, sondern gleichzeitig auch ein beträchtliches Ansteigen der Magmaregion (Bereich der Gesteinsverflüssigung) bewirkt wird. Daher kommt die Bergesellschaftung mit emporgedrungenen Granitmassen. Diese sind, soweit sie während und nach der Erstarrung den Pressungen in den Tiefen der Faltungsregion unterworfen waren, zu Granitgneisen geworden.

Nun haben im Laufe der geologischen Zeit die Gürtel der Gesteinsfaltung ihre Lage wiederholt gewechselt. Je jünger ein Faltengebirge ist, um so jünger sind die letzten Erscheinungen der Regionalmetamorphose, die wir in seinem Kerne beobachten können. Als „archaisches Grundgebirge“ sollen wir nur jenes bezeichnen, von dem sich annehmen läßt, daß es jene Metamorphose vor der Zeit der ältesten paläozoischen Formationen erfahren hat. Einen sicheren Beweis für ein derartiges Altersverhältnis erhalten wir an solchen Stellen, an denen sich das älteste Paläozoikum (Kambrium) auf damals schon bloßgelegtem Grundgebirge ablagerte.

Die bekannte Fossillosigkeit des Archaismus hängt damit zusammen, daß bei der Regionalmetamorphose das Gefüge der Gesteine völlig verändert wird. Wurden also z. B. versteinерungsführende Sedimente von diesem Prozeß betroffen, so sind ihre organischen Reste unkenntlich geworden. Daß aber Leben schon in vorkambriſcher Zeit herrschte, geht aus der Häufigkeit von Kalklagern (ganz vorwiegend organogene Sedimente), kohligter Substanz und gelegentlich auch Wirtumen in manchen archaischen Bildungen hervor. Es scheint, daß wir überhaupt keine Ablagerungen aus wirklich „azoischer“, also lebensloser Zeit kennen.

„Algonkium“.

Aber auch die höheren, nicht metamorphen Teile der vorkambriſchen Geſteinsreihe ſind ſtreckenweiſe erhalten, und zwar hauptſächlich in den gelegentlich der Abtragung entgangenen Muldenzonen der vorkambriſchen Faltengebirge. Sie wurden beſonders in Nordamerika und Nordeuropa, wo ſie oft mehrere Kilometer Mächtigkeit erreichen, ſorgfältig vom Grundgebirge unterſchieden und erhielten den Namen „algonkiſche¹⁾ Formationsgruppe“. Die älteren Teile dieſer mannigfachen und zweifellos ſehr weite Zeiträume umſpannenden Serie von Konglomeraten, Sandſteinen, Schiefern, Kalken, Erzen, Eruptivgeſteinen uſw. haben noch an den großen Faltungen der vorkambriſchen Zeit teilgenommen, aber in geringerer Tiefe als das archäiſche Grundgebirge, ſo daß ſie oft verhältnismäßig wenig verändert wurden. Die jüngeren Teile gehören dagegen bereits dem Ausklingen der damaligen Faltungsperioden an, alſo jenen Zeiten, in denen archäiſche Gebirge zu Kumpflandſchaften abgetragen und gleichzeitig zu Schollen zerſtückelt wurden.

Aus dem erſten Vorgang erklärt ſich der grobklaſtiſche Charakter der Sedimente, aus dem zweiten die ſtarke Beteiligung von vulkaniſchem Erguß- und Auswurfmaterial (z. B. Porphyre und Melaphyre in Nordamerika, Finnland, Schweden), das auf den Spalten der zerbrechenden Gebirge den Weg zur Oberfläche fand. Wir werden einer ganz ähnlichen Gruppierung von Erſcheinungen begegnen, wenn wir z. B. das Ausklingen der ſiluriſchen Faltung in Nordeuropa (vgl. Old-Red-Provinz des Devons) oder der karboniſchen in Mitteleuropa (vgl. Rotliegendes) verfolgen.

■ Manche der „algonkiſchen“ Sedimente in Nordeuropa und Amerika ſcheinen Sand- und Schuttablagerungen in wüſten-

¹⁾ Name nach dem Indianerſtamme der Algonkin.

artigen Landschaften zu sein (vgl. den roten Dalasandstein von Schweden oder den nordschottischen Torridonsandstein, mit Trockenrissen und Windkarnern). Von sehr großem Interesse ist die überraschende Beobachtung, daß in manchen Gegenden unterhalb der fossilführenden kambrischen Ablagerungen Gletscherspuren auftreten. Am bekanntesten sind solche von Adelaide in Südastralien und vom Jangtsekiang in China. Auch nördlich vom Huronsee in Nordamerika werden vorkambrische Blockablagerungen mit gekrümmten Geschieben angegeben.

Daraus läßt sich folgern, daß schon damals eine mächtige Erdrinde bestand, deren Wärmeverhältnisse nicht allzusehr von jenen der späteren Zeiten abwichen.

Bestimmbare Fossilien waren in den algonkischen Ablagerungen bisher selten. Da viele der hierhergehörigen Schichten nach ihren Ablagerungsbedingungen terrestrisch sein müssen, fällt der Mangel an sicher deutbaren Pflanzenresten auf. Dieser hängt wohl damit zusammen, daß höhere Pflanzen — nämlich zunächst die Gefäßkryptogamen — erst im Silur aufzutauchen scheinen. Hingegen kennt man in marinen Sedimenten der damaligen Zeit Kriechspuren von Würmern, einzelne Schälchen primitiver Armfüßler (= Brachiopoden) und sogar den Rest eines Krebstieres: *Beltina Danai* aus den Belt Mountains von Montana. Immerhin genug, um zu zeigen, daß schon vor dem Kambrium ziemlich hochentwickelte Gruppen wirbelloser Tiere lebten und daß daher nach dem Entwicklungsprinzip der Anfang der unorganischen Welt in unbekannte Fernen zurückverlegt werden muß.

Vorkambrische Gebirgsrümpfe.

Es läßt sich erkennen, daß die archaischen Kettengebirge in ähnlicher Weise als lange Gürtel um die Erde geschlungen waren wie die jetzigen Faltenketten. Ein Unterschied gegenüber den letzteren liegt größtenteils in der reichlicheren

Magmadurchtränkung und größeren Flächenausdehnung dieſer „Urgebirge“. Die archaiſchen Faltenketten wurden ſchon in algonkiſcher Zeit durch Abwitterung zu Kumpfgebirgen erniedrigt, von denen mehrere Fragmente ihr Gefüge unversehrt erhalten haben („alte Maſſive“).

Archaiſche Hauptmaſſive der Nordkontinente.

1. Das laurentiſche Maſſiv in Nordamerika („kanadiſcher Schild“ nach der Bezeichnung von E. Sueß), deſſen archaiſche Geſteine beſonders im Norden der großen Seen, in den laurentiſchen Bergen, in Labrador und Grönland bloßgelegt ſind, verſchwindet im S, W und NW unter jener mehr oder minder zuſammenhängenden Decke horizontal liegender paläozoischer und jüngerer Schichten, die von Sueß, „Prärientafel“ genannt wurde und ſich im SO bis an die zu paläozoischer Zeit gefalteten Appalachen, im W bis an die verhältnismäßig jungen Ketten der „Felsengebirge“ ausdehnt.

2. Das fennoskandiſche Maſſiv in Nordeuropa („baltiſcher Schild“ nach E. Sueß), das hauptſächlich Finnland mit Kola und den ganzen öſtlichen Teil der ſkandinaviſchen Halbinſel — nämlich das Gebiet öſtlich der zur altpaläozoischen Zeit gefalteten Hauptkette — umfaßt, taucht im S und SO unter die ſchliefenden Schichten der „ruſſiſchen Tafel“, die ſich bis zu den erſten Zügen des Ural, im S bis zu den Ostkarpathen erſtreckt und in geologiſcher Beziehung ein auffälliges Seitenſtück zur Prärientafel darſtellt.

3. Das nordoſtſibiſiſche Maſſiv liegt größtenteils noch unter den bis in das Kambrium zurückreichenden Schichten der „Angaratafel“ begraben; nur im unteren Jeniſſei- und im Chatangagebiet ſcheint der archaiſche Kumpf in größerer Ausdehnung bloßgelegt zu ſein. Die ebenfalls vorwiegend aus kristallinem Grundgebirge beſtehenden Falten der ſajanisch-baikaliſchen Gebirge („alter Scheitel“ Afienſ nach E. Sueß), welche das Tafelland im S ziemlich ſcharf um-

grenzen, gehören schon einer späteren Gebirgsbildungsperiode an als jene der früher genannten Rumpfe; vielleicht zeigen sie gewisse Verwandtschaft mit dem skandinavischen Hochgebirge. — Südlich der fennoskandischen und der ostsibirischen Region muß ein eurasiatisches Mittelmeer bestanden haben, da algonkische Schiefer und Marmore hier sehr verbreitet sind.

Archaische Hauptmassive der Südkontinente.

Außer den drei sehr eigenartig um das arktische Gebiet gruppierten archaischen Gebirgsrümpfen, die sich gewissermaßen als Kerne der heutigen Nordkontinente darstellen, treten weit im Süden — durch ganze Reihen jüngerer Faltenketten von den nördlichen getrennt — große Massen von ähnlicher geologischer Stellung, aber noch größerer Ausdehnung auf.

1. Die brasilianisch-guayanische Masse, die Kernregion von Südamerika, die im Amazonasgebiet z. T. von horizontal liegendem Silur bedeckt wird und im SW, W und NW unter das Cordilleren-Vorland taucht.

2. Die indoafrikanische Masse, der besonders das zentralafrikanische Hochland, Madagaskar, ferner das Grundgebirge der arabischen und der indischen Halbinsel angehören, stellt trotz ihrer großen Ausdehnung nur den in einzelne Schollen zerbrochenen Rest einer ungeheuren, alten Region dar, die zweifellos einst auch mit der brasilianischen Masse zusammenhing und im N von den verschiedenen späteren Faltenzügen der Sahara- sowie der Atlasländer, im S von den Kapgebirgen eingefast wird.

3. Die australische Masse im Kerne von Australien. Auch hier liegen über gefaltetem Grundgebirge wenig gestörte paläozoische Ablagerungen, während die Falten von Ostaustralien im Paläozoikum entstanden.

4. Wahrscheinlich stand die noch wenig erforschte Masse der Ost-Antarktika (Südpolargebiet) in irgendeinem Zusammenhang mit der australischen.

Daß außer den genannten großen Einheiten viele kleinere Reste archaischen Baues und unveränderter archaischer Gesteine auch mitten in jüngeren Gebirgen sichtbar sein können, ist selbstverständlich.

Paläozoisches Zeitalter.

1. Kambrium.

Aus den ältesten Schichten der paläozoischen Formationsreihe kennt man die Reste von Faunen, welche zwar im allgemeinen wenig artenreich sind, aber bereits die wichtigsten Gruppen der wirbellosen Tiere umfassen. Die wertvollsten Zeitfossilien liefert uns die Crustaceenordnung der Trilobiten; daneben finden wir aber auch die ersten unscheinbaren Reste von Schnecken, Muscheln und in großer Häufigkeit hornschalige Brachiopodenschalen (Lingula, Obolus), desgleichen Kriechspuren und selbst Abdrücke von Würmern (Anneliden), korallenähnliche Fossilien (Archaeocyathus), Medusen usw. Die ganze Zusammensetzung der bisher bekannten kambrischen Faunen läßt uns nicht darüber im Zweifel, daß wir es mit marinen Formen zu tun haben.

Von Europa ragten nur einzelne Partien auf; der größte Teil gehörte dem Meere an, wenn auch die vorwiegend aus Trümmergesteinen (Konglomerat, Sandstein, Schiefer) bestehenden Ablagerungen nicht auf ozeanische Tiefen, sondern auf seichte, küstennahe Gewässer hinweisen.

Das Kambrium setzt mit einer beträchtlichen Verschiebung der Uferlinien ein; denn in sehr vielen Gegenden beobachteten wir, daß die Meere über eingeebnete archaische Gebirge vordrangen.

Nord- und Osteuropa.

In den mittleren Teilen Englands (Wales, Shropshire) ist der Typus der küstennahen Ablagerungen besonders deutlich entwickelt. Die Formation beginnt in der Regel mit mächtigen Konglomeraten und wellengefurchten Sandsteinen, in welchen fragliche Wurmspuren meist die einzigen Versteinerungen sind, während das wichtigste Leitfossil: die älteste Trilobitengattung *Olenellus* nur in seltenen, meist durch Wellenschlag zertrümmerten Resten auftritt. In den mittelkambrischen, durch die Trilobitengattung *Paradoxides* ausgezeichneten Schichten und in der noch jüngeren Stufe mit *Olenus* herrschen aber Tonstiefer vor, welche beweisen, daß sich das Meer vertieft hat, wenn uns auch gelegentliche größere Einschlaltungen nicht die Nachbarschaft der Küste vermissen lassen (über deren vermutliche Lage vgl. S. 24). In Nordschottland enthält das tiefere Kambrium auch Kalkschichten mit *Archaeocyathus*.

Das Meer erstreckte sich weithin über Skandinavien, wo seine Ablagerungen besonders in Süd- und Mittelschweden fossilreich sind; sie kommen weiterhin auch entlang der Südküste des Finnischen Golfs an der Basis der großen russischen Schichttafel als langer, schmaler Saum zum Vorschein.

Die Fossilienreste sind in dem eben erwähnten Bereiche des „baltischen Schildes“ (vgl. S. 13), wo die Lagerung der paläozoischen Schichten fast ungestört erhalten ist, in der Regel besser erhalten als in England, dessen kambrische Gesteine allenthalben die Wirkung eines nachträglichen intensiven Gebirgsdruckes aufweisen, daher oft steil aufgerichtet und verändert sind. Die Aufeinanderfolge der wichtigsten, durch besondere Leitfossilien gekennzeichneten Abteilungen (1. *Olenellus*-, 2. *Paradoxides*-, 3. *Olenus*-schichten) ist in beiden äußerlich so verschiedenen Regionen auffällig übereinstimmend. Während aber in England diese Faunenreihe an

eine bis über 4000 m mächtige Schichtfolge gebunden ist, zeigt sich über dem archaischen „Schilde“ der gleiche Wechsel oft innerhalb einer Gesteinsreihe von kaum 100 m Stärke. Dabei finden sich in Mittelschweden (Jämtland) umgeschwemmte kambrische Tierreste mitunter im untersten Silur eingebettet; es lag also an der Formationswende die alte Festlandoberfläche hier nur wenig tiefer als zu Beginn des Kambriums, während im benachbarten England die Niveaushiftung mehrere tausend Meter betrug. Es muß sich also im letzteren Falle die betreffende Partie der Erdkruste allmählich gesenkt haben, so daß sie schließlich die Gestalt einer ungeheuren flachen Mulde („Geosynklinal“) annahm, welche imstande war, die vom Festland herabgeschwemmten großen Sedimentmassen aufzunehmen, während es im schwedisch-baltischen Gebiete zu keinen so bedeutenden Niveaushiftungen und infolgedessen auch zu keiner so bedeutenden Sedimentansammlung kam.

Daß sich diese alten Meeresbildungen unter der jüngeren Gesteinsdecke auch weiter nach Süden erstrecken, zeigt sich an vereinzelt Resten im westlichen Rußland, Polen (Kielce) und Schlesien (Görlitz). Hingegen vermiffen wir die kambrischen Ablagerungen sowohl über dem Urgebirge von Südrußland (Dnjepr- und Buggebiet), als auch entlang der mehr als 20 Breitengrade langen Achse des Ural. Wir müssen nach den bisherigen Kenntnissen annehmen, daß wir in diesen Gegenden bereits auf dem Boden eines damaligen Kontinents stehen, welcher — wie weiterhin hervorgehoben werden soll — einen erheblichen Teil von Innerasien einnahm (vgl. Karte 1).

Mittel- und Südeuropa.

Die alten Gebirge der Bretagne und Normandie sowie der Ardennen enthalten mächtige Tonstiefer und Quarzsandsteine, welche nach ihrer Lagerung und ihren allerdings

sehr spärlichen Versteinerungen dem Cambrium von England und Irland entsprechen. Hingegen besteht das französische „Zentralplateau“ (westlich der Rhone) aus kristallinem Grundgebirge mit auflagernden Resten postkambrischer Gesteine. Erst am Südrande dieses vielleicht insularen Gebietes finden sich bei Cabrières Paradoxidenschichten, welche weiterhin auf der Pyrenäenhalbinsel (besonders in Asturien, Leon und der Sierra Morena) sehr verbreitet sind und auch einen Teil des Gebirges von Sardinien aufbauen. Archäochathuskalke wurden in diesen Gegenden gefunden.

Von der kambrischen See, welche also zweifellos einen großen Teil des südwestlichen Europa überflutete, sind bisher in den östlichen Mittelmeerländern, Italien inbegriffen, keine Fossilien bekannt. Auch in den an alten Gesteinen reichen Zentralzonen der Alpen und Karpathen fehlt noch der Nachweis dieser Ablagerungen.

Sehr reich entwickelt ist die Formation hingegen bei Zinec und Skrej mitten in der böhmischen Grundgebirgsmasse. Mächtige Basiskonglomerate und darauf lagernde Sandsteine und Schiefer zeigen auch hier das Vordringen eines Meeres über einen älteren Festlandssockel und seine allmähliche Vertiefung an. Die reiche Fauna, welche besonders durch wohlerhaltene Trilobiten (*Paradoxides bohemicus*, *Conocoryphe Sulzeri* usw.) ausgezeichnet ist, besitzt in der ganzen Art der Bergesellschaftung ihrer Tierformen und in dem Auftreten mehrerer gemeinsamer Arten eine auffällige Übereinstimmung mit den Vorkommen der westlichen Mittelmeerländer, so daß trotz der heute ganz isolierten Lage des böhmischen Cambriums damals eine offene Meeresverbindung in dieser Richtung bestanden haben muß.

Es verdient aber Erwähnung, daß in Böhmen und vielleicht auch in den meisten anderen Gebieten von Mittel- und Südeuropa die Überflutung später erfolgte als in der englisch-standinavischen Region, denn es fehlt die *Dienellus*-

fauna. Auch trat noch vor dem Silur eine Trockenlegung ein, da die Olenuschichten entweder nicht abgelagert oder bald wieder durch Abwaschung entfernt wurden, während im Norden an den meisten Stellen zwischen beiden Formationen gar keine oder nur eine geringe Unterbrechung der Sedimentbildung ist. Es scheint eine kambrische Faltungszeit in der von Böhmen nach Südwesteuropa laufenden Zone angedeutet zu sein.

Ein großer Festlandsblock muß im Süden gelegen haben, denn in ganz Afrika sind trotz der großen Ausdehnung alter Gesteine noch nirgends versteinерungsführende Meeresablagerungen von höherem als silurischem oder devonischem Alter nachgewiesen worden.

Asien.

In Asien sind mehrere große Gebiete kambrischer Schichten bekannt, es ist jedoch nicht gelungen, sie in unmittelbare räumliche Verbindung mit den europäischen Vorkommnissen zu bringen. Wie auf S. 17 bemerkt, sind in Süd- und Ost-russland die kambrischen Ablagerungen nicht bekannt. In Ostsibirien aber bilden sie im Gebiete der großen Flüsse Jenissei, Olenek, Lena die Unterlage ausgedehnter Tafelländer, welche im Norden zum Eismeer abdachen, im Süden und Osten von den zahlreichen Gebirgsketten Zentral- und Ostasiens umrandet sind. Eine Ähnlichkeit mit der Beschaffenheit des großen russischen Tafellandes ist durch die Lage gegenüber dem System der europäisch-asiatischen Gebirge und durch die Ausbildung der Schichtserie entschieden gegeben. Wir finden hier wieder über dem Urgebirge und den groben Ablagerungen, welche die Reihe eröffnen, Schiefer und Kalk mit Olenellus und anderen kambrischen Trilobiten, sowie mit den eigentümlichen Archäocyathinen, müssen folglich annehmen, daß eine weite Meereseinbuchtung hier ähnlich in das Kontinentalgebiet eindrang wie in Skandinavien und Rußland.

Es liegt wohl in beiden Fällen die erste Andeutung des auch in späteren Formationen durch seltene Beständigkeit ausgezeichneten nördlichen Meeres vor, da auch auf der amerikanischen Seite in 79° N auf Grinnell-Land trilobitenführendes Kambrium entdeckt wurde.

In den großen Kettengebirgen am Baikalsee und in der Mongolei wird nichts von Kambrium berichtet. Zieht man aber vom sibirischen Tafelland einen Schnitt über diese Teile von Hochasien hinweg gegen Südosten, so trifft man in Nordchina (Schantung, Schantung) und Korea auf Bildungen, welche ähnlich wie im Venabeden zusammengesetzt sind. Sie enthalten eine Anzahl bezeichnender Trilobitentypen des europäischen und des westamerikanischen Kambriums, besaßen also mit beiden Regionen freien Faunenaustausch.

Das Meer muß von hier auch weit nach Westen Eindringen sein, denn in den himalajischen Hochgebirgen von Spiti entdeckte man kambrische Trilobiten in einer sehr bedeutenden Serie von Schiefen, Dolomiten, Quarziten. Die Meeresablagerungen dieser Zeit bilden heute im Himalaja als steil aufgerichtete Gesteinsbänke Berge von mehr als 6000 m Höhe und zeigen uns klar die weitgehenden Unterschiede, welche zwischen dem jetzigen Relief der Erdkruste und der früheren Verteilung von Höhen und Tiefen bestehen.

Auch die kleine, aber für die geologische Kenntnis äußerst bedeutsame Salzkette im Pendschab weist kambrische Schichten auf, deren obere Abteilung durch das Auftreten von Sandsteinen mit Abgüssen von Salzkristallen auf den Bestand eindampfender Lagunen entlang einer Küstenzone hinweisen. Im Zusammenhang damit ist es wichtig, festzustellen, daß im heutigen Halbinselgebiet von Indien trotz der langjährigen geologischen Studien, welche durchgeführt wurden, keine kambrischen, ja überhaupt keine marinen paläozoischen Schichten über dem Urgebirge festgestellt

werden konnten, so daß wir in dieser Region wohl den Bestandteil eines großen afrikanischen Kontinentalblocks erblicken dürfen, welcher in der späteren geologischen Geschichte eine sehr bedeutende Rolle spielte.

Zwischen den Vorkommnissen des Himalajagebietes und den europäischen Klafft eine ungeheure Lücke; aber die Ähnlichkeit der Fauna spricht für den Bestand einer Meeresverbindung. Man darf nicht vergessen, wie zahlreiche paläozoische Gebilde unbekannter Formation noch weitere Entdeckungen in Aussicht stellen, und kann im Nachweis fossilführenden Kambriums am Südende des Toten Meeres einen vielversprechenden Anfang erblicken.

Amerika und Australien.

Sehr eingehend erforscht sind die entsprechenden Ablagerungen in Nordamerika, wo die älteren Gebilde in besser zusammenhängenden Flächen und Streifen erhalten sind als in Europa. Von Bedeutung ist der Umstand, daß ein als „akadische Provinz“ bezeichneter Abschnitt der atlantischen Uferregion (Neufundland, Neuschottland, Neubraunschweig, Maine) in der Fauna und Gliederung seiner kambrischen Litoralablagerungen eine vollkommene Übereinstimmung mit Nordwesteuropa besitzt und unmöglich durch ozeanische Tiefen von ihm getrennt sein konnte. Man muß vielmehr annehmen, daß der Festlandgürtel, neben welchem sie entstanden, quer über den nördlichsten Teil des atlantischen Ozeans verlief und diesen Austausch der Fauna ermöglichte. Der Küstensaum muß sich während des älteren Kambriums weiterhin von Labrador bis Alabama, wo er wieder zum Ozean hinausläuft, in der Grenzregion zwischen den Prärien und dem jetzigen Appalachegebirge erstreckt haben. Wir finden in letzterem die Schichten vom Alter der Olenellus- und Paradoxidesstufe entwickelt, wäh-

rend im Untergrund der Prärien das obere, selten schon das mittlere Kambrium auf das Grundgebirge übergreift. Überall, wo im Gebiete des arktischen Archipels, an den großen Seen, im Mississippigebiet oder in den Planos von Texas die Basis der Formationsreihe sichtbar ist, fehlen die altkambrischen Bildungen, und erst die oberen Schichten der Formation (Potsdam-Sandstein) treten als weitverbreitete Decke über dem Urgebirge auf.

Es war also zu Beginn des Paläozoikums das Innere von Nordamerika Festland — der „algonkische“ Kontinent der amerikanischen Geologen —, während der heutige Appalachen-gürtel untergetaucht war. Das offene Meer dürfte sich über das Gebiet des heutigen mittelatlantischen Beckens erstreckt haben. Aus der Flachsee der Appalachenregion ragten zeitweise mehrere langgestreckte Gebirgsachsen von Urgestein (z. B. die Green Mountains, Teile der Blue Ridge usw.) auf, da sich Trümmer ihres Gesteinsmaterials in den benachbarten Sedimenten finden.

Es scheint, daß diesen alten Gebirgsachsen eine wichtige Rolle in der späteren Gebirgsanlage und auch in der Abgrenzung von Faunenprovinzen beschieden war.

Als nämlich zur Zeit des oberen Kambriums das durch atmosphärische Einwirkung schon stark abgetragene „algonkische“ Festland unter einer bis über die heutigen Felsengebirge des Westens reichenden Flachsee verschwand, war es nicht die in Europa und im akadischen Gebiete heimische Olenusfauna, welche von diesem Areal Besitz ergriff, sondern eine vorwiegend anders zusammengesetzte, pazifische Tierwelt, in welcher die Gattung Olenus allgemein fehlt (Dicellocephalus-Fauna; mit Beziehungen zum Oberkambrium von China und Australien).

Es müssen damals große Veränderungen vor sich gegangen sein, deren Wirkung noch in den späteren paläozoischen Formationen fühlbar ist. Im Silur kommen die Sedimentmassen des Appalachen-gürtels nicht mehr von einer westlich gelegenen Uferzone — das algonkische Festland ist ja untergetaucht —, sondern von einer süd-östlich und östlich, also schon größtenteils auf atlantischem Boden gelegenen Zone („Palaeoappalachia“). Es scheint, daß die Bewegung, welche den algonkischen Kontinent gegen Ende

des Kambriums größtenteils unter Wasser setzte, in Wechselbeziehungen steht mit einem gebirgsbildenden Vorgang am atlantischen Saume.

Durchquert man das Gebiet der Vereinigten Staaten, so sieht man in den zahlreichen kurzen Gebirgszügen, welche aus den Wüsten von Nevada, Utah usw. aufragen, wiederum mächtige kambrische Meeresablagerungen von der untersten bis in die oberste Stufe entwickelt; ja der Absatz reichte an vielen Stellen ohne Unterbrechung in vorkambrische Zeit zurück. Man hat also in dieser Gegend den Bereich des „algonkischen“ Festlandes überschritten und tritt in pazifische Randgebiete ein. Dieser Typus erstreckte sich über die Felsengebirge der nördlichen Vereinigten Staaten und über jene von Britisch-Kolumbien, während sich die südlichen Felsengebirge und das Koloradoplateau in ihrer paläozoischen Geschichte mehr an die Prärien anschließen.

So zahlreiche Ausblicke auf uralte geographische Grundzüge die älteren Formationen Nordamerikas eröffnen, so dürftig ist das Material, welches diesbezüglich aus Südamerika vorliegt. Bis jetzt sind Bolivia und die Provinz Salta (Argentinien) die wichtigsten Fundgebiete kambrischer Versteinerungen in diesen ungeheuren Territorien.

Etwas besser bekannt ist **Australien**, wo der größere westliche Teil Kontinentalgebiet gewesen zu sein scheint, während in den Kettengebirgen des Ostens von der Halbinsel York bis Tasmanien an mehreren Stellen charakteristische Trilobitengattungen des Kambriums und auch Verwandte der Archäochathusformen aufgefunden worden sind. Diese Bildungen nehmen also zum Pazifischen Ozean eine ähnliche Stellung ein wie jene in China, im westlichen Nordamerika, in Bolivia und Argentinien. Man darf sie wohl als Anzeichen für die Existenz großer pazifischer Meeresgebiete auffassen, deren Randbildungen weit auf heutige Kontinentalgebiete übergriffen.

Auch auf dem antarktischen Festland, das gewissermaßen zwischen Südamerika und Australien vermittelt, wurden von Shackleton in ca. 84° südl. Breite Archäochthonenkalke gefunden.

Zusammenfassung.

So lückenhaft naturgemäß auch das Bild der ältesten Formationen ist, so treten doch einige Grundzüge deutlich heraus. Wir sehen Landmassen als Kern des späteren asiatischen Kontinents. Wir müssen ein ungeheures afrikanisches Kontinentalgebiet annehmen, welchem vielleicht die indische Halbinsel und das westliche Australien in irgendeiner Form angegliedert waren. Das mittelatlantische Meeresbecken war schon vorhanden, denn seine Randzonen erstreckten sich einerseits tief nach Europa hinein, andererseits nahmen sie den östlichsten Teil von Nordamerika ein. Das Meeresgebiet, welches den nördlichen Teil von Europa überflutete, dürfte wohl in direktem Zusammenhange mit jenem gestanden sein, welches das nordibirische Tafelland und Grinnell-Land bedeckte. Ein großer Teil des arktischen Gebietes der Gegenwart war somit damals schon Meer. Außerdem aber müssen auch größere Festlandgebiete in den nordischen Regionen vorhanden gewesen sein, denn die mächtigen altpaläozoischen Sedimentmassen von England und Irland weisen auf einen nordatlantischen Kontinent hin, zu dem wohl auch das erst im Oberkambrium leicht überflutete „algonkische Land“ der amerikanischen Geologen gehörte. Eine sehr große Ausdehnung besaß wohl der Pazifische Ozean, auf dessen reichliche Randbildungen hingewiesen wurde.

Anmerkung: Ob die auf S. 12 erwähnten vor- oder unterkambrischen Gletscherspuren ein allgemein kühleres Klima oder bloß die nach der archaischen Gebirgsbildung nicht überraschende Existenz gletscherbedeckter Hochländer bekunden, läßt sich wohl kaum entscheiden.

2. Silur.

(Karte 1.)

Die silurische Formation ist in weit befriedigenderer Weise durchforscht und in größerer Mannigfaltigkeit der Entwicklung bekannt als das Kambrium. Während in letzterem — soweit die bekannten Gebiete in Betracht kommen — die eintönigen Zerstörungsprodukte archaischer Gesteine ganz auffällig vorherrschen, stellen sich im Silur an sehr zahlreichen Stellen mächtige Mergel- und Kalkabsätze ein. Korallenriffe, Crinoidenkalk und verschiedenartige Muschelbänke nehmen einen hervorragenden Anteil an der Gesteinsbildung. Überhaupt ist der Reichtum in der organischen Welt auffallend groß; von wirbellosen Tieren vermiffen wir keine der wichtigeren Klassen mehr. Manche von ihnen, wie die mannigfaltigen Formen der nautilusähnlichen Cephalopoden, der Trilobiten und Riesenkrebse (*Eurypterus*, *Pterygotus*), erreichten den Höhepunkt ihrer Entwicklung. Zugleich erschienen die ersten Wirbeltiere und zwar verschiedene Formen von Knorpelfischen als Vorläufer der devonischen Fischfaunen. Im Vergleich zu diesem Reichtum der Tierwelt erscheint die Pflanzenwelt, soweit sie bisher bekannt ist, äußerst ärmlich. Ihre Spuren beschränken sich auf Meeresalgen und wenige Reste von Landpflanzen, welche erloschenen Kryptogamengruppen (*Bothrodendron*, eigentümliche Farne u. a.) angehören.

Europa.

Schwedisch-Russische Region.

Ein sehr schön umschriebenes Ablagerungsgebiet stellt die nordosteuropäische Silurentwicklung dar, als deren Typus das mittlere und südliche Schweden, sowie das Christianiagebiet gelten kann. Der Übergang in das Kambrium vollzieht sich meist in der Weise, daß im Grenzhorizont neben den älteren

Trilobitentypen die durch ein breites Schwanzschild ausgezeichneten Waphiden erscheinen. Ein auffälliger Grundzug des nordischen Untersilurs liegt in der weiten Verbreitung von ziemlich gleichartig entwickelten marinen Ralken, welche durch Reichthum an gerade gestreckten Nautiliden (Endoceras und Orthoceras), an Trilobiten und Chytideen ausgezeichnet sind. Doch greifen häufig graptolithenführende Schiefer als schmale Zwischenlagen in diese Ausbildung ein und verdrängen schließlich in manchen Gegenden, besonders im Süden (Schonen), die Ralkentwicklung fast gänzlich.

Auch das Obersilur, welches allerdings häufiger der späteren Abtragung zum Opfer gefallen ist als die tieferen Ablagerungen, zeigt vorherrschend kalkige Ausbildung, welche auf der Insel Gotland durch einen staunenswerten Reichthum an marinen Tierresten ausgezeichnet ist. Prachtvoll erhaltene Korallen bilden echte Riffkolonien, welche in ihren Wachstumsverhältnissen eine auffällige Ähnlichkeit mit den Riffen der heutigen tropischen Meere zeigen, wenn auch die damaligen Tetracoralla schon längst durch andere Formen abgelöst sind. An anderen Punkten, so in mehreren Gegenden von Südschweden, ist auch das Obersilur durch Graptolithenschiefer vertreten, in welchen allerdings wieder andere Formen erscheinen als im Untersilur.

Die im früheren Abschnitt erwähnte kambrische Zone von Nordrußland ist von silurischen Ablagerungen begleitet, welche den schwedischen in allen Hauptstücken gleichen. Das Silurmeer, dessen Sedimenten auch die Hekla-Hook-Ralke Spitzbergens angehören, überflutete große Teile des russischen Tafellandes; es erstreckte sich bis ins polnische Mittelgebirge bei Sandomir und in das Dnjeprgebiet. In letzterem hat man aber schon die Anzeichen der Abflachung des Meeresbeckens, denn die tieferen Silurbildungen fehlen, und erst während des Obersilurs drang das Meer über die Granitregion Podoliens vor. Eine ähnliche Erscheinung ist auch im

Limargebirge zu beobachten. Man nähert sich also, vom skandinavisch-baltischen Gebiet ausgehend, gegen Süden und Osten einer Region, welche erst später unter Wasser gesetzt wurde.

Großbritannien und Westskandinavien.

Während in dem bisher besprochenen Gebiet das Silur als eine Periode verhältnismäßig ruhiger Ablagerung erscheint, machen sich im skandinavischen Hochgebirge (Norwegen und westliche Grenzzone von Schweden) und in England gleichzeitig starke Bewegungen der Erdkruste, verbunden mit häufigen vulkanischen Eruptionen, geltend. Die höchsten Berge von Wales und Shropshire — dem klassischen „Siluria“, von welchem die Formation ihren Namen empfing — bestehen aus Laven von Porphyriten, Diabasen und Porphyren, welche zusammen mit Tuffen den Meeres-sedimenten des Unterilurs eingebettet sind. Der Strand kann während dieser Zeit niemals ferne gelegen sein, denn Einlagerungen von Breccien und Konglomeraten, in häufigem Wechsel mit Sandsteinen und Schiefeln, kehren in verschiedenen Horizonten wieder. An manchen Stellen sieht man die „Balaschichten“ des höheren Unterilurs mit Strandkonglomeraten unmittelbar auf alten Untergrund übergreifen. Die stärksten Veränderungen fanden kurz vor Ablagerung des Oberilurs statt; die vorher abgelagerten Schichten wurden nämlich gefaltet, erhoben sich über den Meeresspiegel und waren den zerstörenden Wirkungen der Atmosphäre ausgesetzt, bevor die See wieder eindrang und die fossilreichen Sandsteine, Mergel und Kalk des Oberilurs abgelagerte, welche in ihren Faunen sehr nahe Übereinstimmung mit den gotländischen zeigen.

In Südschottland verrät sich im obersten Silur die große Nähe des Landes nicht nur durch die Beschaffenheit des Gesteinsmaterials, sondern auch durch das Auftreten von

Landpflanzen, Skorpionen und Fischen in Lanarkshire, welche ihre nächsten Verwandten im „Alten roten Sandstein“ des Devons haben.

In Nordschottland fehlen die Spuren des Silurs weit hin, es liegen oft die Devonbildungen auf dem archaischen und kambrischen Untergrund, welcher hier während und nach der Silurzeit nicht mehr Schauplatz der Sedimentbildung, sondern gebirgsbildender Bewegungen war, deren erste Vorboten wir bereits in Wales und Schropshire fanden. Die gewaltigen Faltungen und Überschiebungen der Gesteinszonen, welche von Südwest nach Nordost das nordschottische Gebiet durchziehen, bilden nur einen Ausschnitt des großenteils im Atlantischen Ozean begrabenen „kaledonischen“ Gebirges, dessen älteste Teile jedenfalls einen sehr erheblichen Anteil an der Entstehung jener Sedimentmassen nahmen, welche die Silurserie in Wales usw. aufbauten.

Dem gleichen Faltenzuge gehörte auch das heutige skandinavische Hochgebirge an, wo durch die am Ende der Silurzeit eingetretenen Faltungen die Sedimente und Eruptiva großen Veränderungen ausgesetzt wurden (vgl. die trilobitenführenden kristallinen Schichten von Bergen). Unter den silurischen Eruptivmassen herrschten Diabase und Gabbros, denen im Devon Granitdurchbrüche folgten.

Mittel- und Südeuropa, mit Nordafrika.

Wie im Cambrium, so erstreckte sich auch während dieser Formation das Meer über den größten Teil von Mittel- und Südeuropa, wobei zahlreiche Gebiete, welche an der Wende beider Zeitabschnitte über den Meeresspiegel aufragten, wieder überflutet wurden (Transgression des Unterilurs).

Die Bretagne und Normandie vermitteln die Verbindung mit dem englischen Ablagerungsgebiet; auch in Brabant ist das Silur, freilich nur in geringer Ausdehnung, unter den jungen Auflagerungen bloßgelegt. Hingegen ver-

mißt man diese Formation in der Hauptregion des französischen Zentralplateaus und trifft sie erst auf dessen Südbachung in der Montagne Noire wieder an. Portugal und Spanien waren größtenteils vom Meere bedeckt, und selbst auf das nordwestliche Afrika griff die Überflutung über (Graptolithenschiefer von Tindesset und Muadir in der zentralen Sahara, von Demnat im marokkanischen Atlas). Sardinien und Elba gehörten dieser Meeresregion an, hingegen fehlen die Anzeichen bisher in den so gut erforschten Westalpen und im Apenninengebiet. Es müssen wohl in verschiedenen Gegenden Mitteleuropas einzelne insulare Landgebiete aufgeragt haben.

Das Gebiet der Ostalpen war ganz oder wenigstens größtenteils vom Meere bedeckt, denn in der nördlichen und südlichen Grauwackenzone ist das Silur gut entwickelt und bietet eine sehr weitgehende Übereinstimmung mit der heute vollkommen isolierten „Silurmulde“ des mittleren Böhmens, welche als der Typus der mitteleuropäischen Entwicklung gelten kann und eine ganze Serie äußerst reicher Meeresfaunen in sich schließt. Auch die Vorkommnisse in Ostthüringen und im Vogtland, in der Saatz und im Harz schließen sich hier an, so daß trotz der außerordentlichen Zerstückelung der älteren Formationsreste die Zahl der Fixpunkte ausreicht, um ein annäherndes Bild der großen Meeresausdehnung zu geben.

Im allgemeinen kann man von diesen mitteleuropäischen Vorkommnissen sagen, daß während der ersten Abschnitte der Silurzeit vorwiegend Trümmergesteine zum Absatz gebracht wurden. Eisenschüssige Sandsteine und selbst Eisensteinlager finden sich in großer Verbreitung und stehen zweifellos in ursächlichem Zusammenhang mit den zahlreichen submarinen Eruptionen dunkler Laven (Diabas), deren Eisengehalt durch Wasser teilweise ausgelaugt und in den verschiedensten Formen abgesetzt wurde. Im Obersilur herrschten meist ruhigere

Ablagerungsverhältnisse; seine bezeichnendsten Gesteine sind kohlenstoffreiche, oft auch durch Einlagerungen von organogenen Kieselsschichten mit Radiolarienresten ausgezeichnete Graptolithenschiefer und fossilführende Kalk, welche darauf schließen lassen, daß infolge größerer Ausdehnung der Überflutung die Zufuhr groben Trümmermaterials von den aufragenden Landpartien geringer war als vorher.

Interessant ist die Erscheinung, daß man an einigen Stellen eine Ausbildung der oberen Silurabteilung kennt, welche an Verhältnisse im nördlichen England erinnert; im nördlichen Kellerwald findet man nämlich Uferbildungen mit eingeschwemmten Landpflanzen. In den Ardennen liegen die devonischen Basiskonglomerate unmittelbar auf kambrischem Ton-schiefer. Da ferner in Brabant die Obersilurabteilungen einen litoralen Charakter besitzen und mächtige Einschaltungen von Eruptivgesteinen zeigen, muß man auf die Vermutung kommen, daß in einer bestimmten Zone, welche heute allerdings unter den jüngeren Bildungen größtenteils begraben liegt, eine — durch Faltungsvorgänge gebildete — Erhebungsreihe durch Europa verlief, welche am besten die großen, in der Fauna vorhandenen Unterschiede zwischen der skandinavisch-baltischen und der mitteleuropäischen Entwicklung zu erklären vermag. Diese Unterschiede waren am stärksten während des Untersilurs, glichen sich aber später, als die Überflutung an Ausdehnung zunahm, teilweise aus.

⚠ Schwierig ist es, den weiteren Verlauf der Meere gegen Osten zu verfolgen. Im oberungarischen Bergland gibt es Ablagerungen, welche mit ihren Eruptivgesteinen sehr an das Silur der alpinen Grauwackenzone erinnern, aber sie haben noch keine Versteinerungen geliefert. Das gleiche gilt von den ältesten Gesteinen des „bosnischen Erzgebirges“ und seiner südöstlichen Fortsetzung. Erst seit einiger Zeit kennt man Graptolithen aus dem Balkan bei Sofia. Wahrscheinlich-

leitsgründe sprechen dafür, daß die silurische See sich auch über die östlichen Mittelmeerländer erstreckte. Einen Beleg dafür bieten die Funde ober-silurischer Graptolithenschiefer an der Hedschasbahn in 28° 20' n. Br.

Afien.

Im Taurusgebirge des südöstlichen Kleinasiens haben Grauwacken, welche unter dem fossilführenden Devon liegen, eine algenähnliche Versteinerung (*Phycodes circinnatus*) und einen Trilobiten geliefert, so daß ein Anhaltspunkt für die Gleichstellung mit Silurbildungen Europas vorhanden ist. Weiterhin fehlen aber bisher noch alle Anzeichen für eine weite Strecke und erst bei Chitral, sowie im zentralen Himalaja (Landschaft Spiti) liegen Funde von europä-ischen Trilobiten- und Korallentypen vor. Merkwürdigerweise sind auch hier, wie in den meisten Gebieten Mitteleuropas, die kambrischen Meeresbildungen durch eine Trockenlegung von den silurischen getrennt.

Weitere Fixpunkte geben die neuen Entdeckungen in Burma (Mandalai) und vor allem die zahlreichen, in großer Ausdehnung bekannten Silurablagerungen, welche in den Kettengebirgen von Süd- und Westchina — Provinz Yunnan, Gebirge Kanschan, östlicher Kwenlun u. a. — sowie in den Stufenländern von Nordostchina (Schili, Schantung, Liautung) verbreitet sind. Da sie mitunter charakteristische Formen der nordosteuropäischen Silurprovinz enthalten, z. B. *Endoceras duplex*, ist eine direkte Kommunikation mit Nordosteuropa sehr wahrscheinlich¹⁾, und zwar wohl über das Tienschangebiet und den Kaukasus, wo Silur vertreten erscheint.

¹⁾ Einzelne Sanditreden rapten in Zentralasien aber zweifellos auf: Im westlichen Kwenlun z. B. greifen die Bajialonglomerate des Mitteldevons auf alles Gebirge über. Es scheint, daß sich Faltenzüge weithin durch das silurische Mittelmeer erstreckten und zu jenen von Mitteleuropa in Beziehung standen.

Im Norden der baikalischen Gebirgsregion erfüllte eine ungeheure, dem nordischen Meere angehörige Bucht den Raum, welcher von den großen ostsibirischen Strömen durchzogen wird (Tafelländer an der Tunguska und Lena). Zur Zeit des Unterilur müssen hier vorübergehend einzelne Teile vom Ozean abgeschnürt gewesen sein, denn man findet Gips und Salz als Verdampfungsrückstände in den Sandsteinen dieser Abteilung sehr verbreitet. Im Oberilur herrschte aber der Gotländer Typus korallenführender Kalk — als Verbreitungsgebiete sind zu nennen: Olenok, untere und mittlere Tunguska, Chatanga, Neusibirische Inseln, Nowaja Semlja. Während auf diese Weise am nördlichen und nordwestlichen Rande Asiens das Meer an Zusammenhang gewann und stellenweise sogar auf Urgebirge übergriff, verlor es im südlichen Teile und gleichzeitig auch in Nordchina bedeutende Areale durch gebirgsbildende Vorgänge.

Arktisches und atlantisches Nordamerika.

Sehr wichtige Anhaltspunkte für die Deutung der Verbindungen zwischen dem europäisch-asiatischen und dem amerikanischen Paläozoikum geben die entweder auf Kambrium oder auf Urgebirge liegenden, nur wenig gestörten silurischen Kalkablagerungen des arktischen Archipels, welche auch auf das nördliche Grönland (81—82°) übergreifen und über Kanada mit dem großen Silurgebiete des Mississippibeckens in Beziehung treten. Wahrscheinlich waren auch Teile der laurentischen Höhen¹⁾ bedeckt, denn die Ablagerungen an der Hudson- und Frobisher-Bai tragen den gleichen Charakter wie jene von Manitoba. Erst am Südufer der Hudsonbai greift das obere Silur auf Gneisuntergrund über — der Boden stieg allmählich gegen das uralte

¹⁾ In der weiteren Umgebung des großen Eklavenjees wird allerdings nur von Devonablagerungen über dem präkambrischen Untergrund berichtet, einzelne Sandauftragungen sind also wahrscheinlich.

Land, welches den größten Teil von Grönland, Labrador einnahm und den Kern der bis nach England reichenden „nearktischen“ Kontinentalmasse im Nordatlantik bildete.

In den an der Südostabdachung dieser Region befindlichen arktischen Provinzen (vgl. S. 21) zeigt das ganze Silur nähere faunistische Beziehungen zu England als die übrigen Vorkommnisse in Nordamerika; Einlagerungen von Graptolithenschiefen finden sich in den verschiedensten Horizonten. Das starke Hervortreten von Abschwemmungsmaterial des Urgebirges, die Häufigkeit von Eruptivgesteinen bietet gleichfalls auffallende Analogie mit den Verhältnissen im nordenglisch-schottischen System.

Gelegentliche Trockenlegungen und Faltungen fanden in Zonen, welche vom unteren Lorenzstrom (Quebec) über Vermont durch die Appalachen nach Süden ziehen, in ganz ähnlicher Weise statt, wie in dem klassischen „Siluria“-Distrikt von Wales. Die genaueren Studien in diesen Gegenden haben zur Entdeckung einer Anzahl von „Gebirgsachsen“ (z. B. Green Mountains — Chilhowee) geführt, die wiederholt als Barrieren die Gewässer teilten. Besonders bedeutend waren die Bewegungen am Ende des unteren Silurs; es beginnt daher im Staate Newyork u. a. D. die obere Abtheilung der Formation mit sehr mächtigen Konglomeraten und Sandsteinen („Oneidastufe“), welche gegen Westen auskeilen. Man spricht von einer „tafonischen“ Faltung in den östlichen Appalachen (vgl. auch Wales, S. 27).

Die Mächtigkeit der Silurschichten nimmt z. B. von mehr als 4000 m in Pennsylvanien und Newyork auf etwa 150 bis 200 m in Minnesota ab; wobei auch in dieser geringen Vertikalausdehnung die ganze Formationsreihe vertreten ist.

Das Land, welches die Hauptmasse der Sedimente lieferte, lag im Osten (Paläoappalachen); die inneramerikanischen Silurablagerungen bildeten sich also auf der vom atlantischen

Meeresgebiet abgewendeten Seite der Barrierenzonen, während die gleichalterigen akadischen ebenso wie die englischen Ablagerungen zu den atlantischen Randbildungen zählen. Es handelt sich demnach um Bildungen verschiedener Meeressteile, deren Kommunikation häufig durch Erhebungen in der Meerenge zwischen den Paläoappalachen und dem Labradorland abgeschnürt wurde.

Westliches Nordamerika.

Im westlichen Teile der Prärien sind die alten Ablagerungen unter den mesozoischen Schichten weit hin begraben und ragen erst in den Rocky Mountains wieder in größerer Ausdehnung heraus. In der Regel kam im Anschlusse an die hier nahezu allgemein verbreitete oberkambrische Meeresbedeckung das Untersilur in Form von vorwiegend kalkigen Sedimenten zum Absatz, dann aber trat häufig ein Rückzug des Meeres ein. In vielen Gegenden, so in den Blackhills (Dakota), in zahlreichen Aufschlüssen von Colorado, im Grand Cañongebiet von Arizona und in Texas greifen jungpaläozoische Meeresablagerungen über das Untersilur hinweg bis auf die kambrische und archaische Unterlage. Erst westlich dieser Regionen: in den Ketten von Nevada, Utah, beteiligen sich wieder mehr geschlossene marine Ablagerungen am Aufbaue der Gebirge und erstrecken sich von hier in die ähnlich zusammengesetzte Hauptkordillere von Britisch-Kolumbien. Für die Annahme, daß ununterbrochene Wasserbedeckung bis zum pazifischen Becken reichte, liegen aber keine Anhaltspunkte vor. Vielmehr spricht die große Häufigkeit kristalliner, von altpaläozoischen Bildungen nicht begleiteter Zonen (Ostseite der Sierra Nevada, Gold-Ranges) ganz dafür, daß Festlandsauftragungen bestanden. Im gebirgigen Teile Masakas kennt man mächtige Ablagerungen von Trümmergesteinen in Begleitung von Eruptivmassen, welche nach ihren Lagerungsverhältnissen dem Silur ent-

sprechen und vielleicht einer alten Faltungszone, ähnlich den Paläoappalachen und dem Kaledonischen Gebirge, entsprechen.

Südamerika.

Während in Mexiko und Zentralamerika das ältere Paläozoikum bisher noch nicht sicher festgestellt ist, nimmt es in den Anden von Südamerika auf weite Erstreckung erheblichen Anteil am Gebirgsbau. Aus den östlichen Ketten des Hochlandes von Bolivien streichen lange Züge von aufgerichteten Silurgrauwacken, Schiefern und Kalken in die Pampas-Sierren von Argentinien (Provinz Salta und Buenos Aires), wo sie an mehreren Stellen Fossilien geliefert haben, darunter auch die zopfähnlichen „Crucianen“ — typische Kriechspuren —, welche auch im unter-silurischen Sandstein Westeuropas vorkommen.

Die großen Rumpfländer Südamerikas östlich der Andenregion stellen in ihren geologischen Verhältnissen ein Gegenstück zu den alten Kontinentalmassen von Indo-Afrika dar und wurden im unteren Amazonasgebiet von einer seichten, ober-silurischen Überflutung betroffen, welche in ihrer Fauna sehr große Ähnlichkeit mit Nordamerika (Staat Newyork) besitzt. Ein Zusammenhang der südamerikanischen Festlandsmasse mit dem Gebiet der Paläoappalachen hat aus diesem Grunde einige Wahrscheinlichkeit für sich, da eine Übereinstimmung von Vitoralfaunen im allgemeinen eine ununterbrochene Küstenzone voraussetzt, entlang welcher sich der Formenaustausch vollziehen konnte.

Australien.

In Ostaustralien: besonders in Neu-Südwales, Victoria, Tasmanien und in Neuseeland setzen silurische Schichten, welche durch die mit Europa nahe übereinstimmende Fauna der Graptolithenschiefer leicht kenntlich sind, einen

beträchtlichen Teil der Gebirgsketten zusammen. Im Ober-silur finden sich stellenweise reiche Faunen von Korallen (z. B. die allgemeinverbreitete „Kettenkoralle“ Halysites), Brachiopoden des englischen Silurs und Trilobiten.

Die „tafonische“ Faltung der Paläoappalachen Nordamerikas wiederholt sich auch in Victoria und Neu-Südwaes.

Im Lake-Byre-Gebiet (Zentralaustralien) greift Unter-silur auf vorkambrisches Gebirge über, zeigt aber selbst noch schwache ostwestliche Falten.

Schlußbemerkungen.

Die arktischen Meere bildeten in der Silurzeit kein Hindernis für einen sehr bedeutenden Austausch der verschiedensten Typen von Meerestieren, denn die Beziehungen zwischen den nördlichen Teilen der Alten und der Neuen Welt sind sehr enge. Zahlreiche Korallentypen Gotlands-bevölkerten die Riffe im jetzigen arktischen Umkreis und sind z. B. an den Ufern der Hudsonbai nicht minder entwickelt als in Gegenden der heutigen gemäßigten und warmen Zonen. Die nordischen Meere waren infolge der bedeutenden Überflutung heutiger Kontinentalsockel von den südlicheren Ozeanen kaum abgegliedert, was entschieden den Faunenausgleich beförderte. Besonders gleichförmige Verbreitung hatten im Silur die zarten zelligen Gehäuse der Graptolithen, welche wohl auf der Oberfläche der Meere drifteten und daher durch die Strömungen überallhin, ohne Rücksicht auf die lokalen klimatischen Verhältnisse, verschleppt werden konnten.

3. Devon.

Old Red in Nordeuropa.

Die Gesteinsausbildung des Devons in Europa steht noch deutlicher unter dem Einflusse eines nordatlantischen Kontinents, als dies beim Silur der Fall war. Die Landmasse

hat sich durch die kaledonische Gebirgsbildung gegen Süden erweitert; der größte Teil von England und ganz Skandinavien, also Gebiete, welche vorher große Meeresbedeckung aufwiesen, sind ihr angegliedert. Die Devonablagerungen bestehen in Nordengland aus mächtigen, meist durch Eisenoxyd rot gefärbten Sandsteinen, Konglomeraten und Schiefeln, welche als „Old Red“ bezeichnet werden und gelegentlich von Diskordanzen unterbrochen werden. Vulkaneruptionen waren häufig. Der Übergang in das Silur vollzieht sich z. T. allmählich, da ja die Verlandung langsame Fortschritte machte; die Riesenkrebse, wie *Pterygotus*, sind z. B. beiden Komplexen gemeinsam. Was aber dem Old Red sein besonderes Gepräge gibt, ist die reiche Entfaltung der eigentümlichen Panzerfische: *Cephalaspis*, *Pteraspis*, *Pterichthys*, *Coccosteus* usw. Daneben findet man Einschwemmungen von Landpflanzen, und zwar Farne (*Archaeopteris*) und die Vorläufer mancher Bärlappgewächse (*Lepidodendron*), welche später in den Sumpfwäldern der Karbonformation zu besonders reicher Entwicklung gelangten.

Wahrscheinlich ist das „Old Red“ zum größten Teil in Küstensümpfen, Flußebenen und Ästuarien entstanden.

Dieser Typus ist außerhalb Großbritanniens (Schottland und Orkney-Inseln, Cumberland, Wales, Südirland) auch mehrfach im mittleren Norwegen und auf den Lofoten vorhanden. Das nordwestliche Rußland zwischen dem Baltischen und dem Weißen Meere zeigt ähnliche Entwicklung, nur drang hier zeitweilig jenes Meer ein, welches das östliche Rußland überflutete. Die heutige Arktis setzte der Verbreitung des Old Red keine Grenze, da auf Spitzbergen sowie auf der Väreninsel Fische und Pflanzen in dieser Fazies bekannt sind. Vorgreifend möge bemerkt sein, daß auf der amerikanischen Seite des alten nordatlantischen Kontinents der gleiche Ablagerungstypus wieder erscheint. Er weist in seiner Rotfärbung auf warmes Klima hin.

Ablagerungszone von Devonshire und ihre Fortsetzung in Mitteleuropa.

Im südwestlichen England ist das Devon bereits marin entwickelt. Mächtige Sandsteine mit Spiriferen und großen Trilobiten (*Homalonotus*) herrschen in der unteren Abteilung, während höher oben infolge allmählicher Vertiefung des Meeres Schiefer und Kalk die Oberhand erlangen. Wichtige Horizonte sind besonders die Schiefer mit der Deckelforalle *Calceola sandalina* im mittleren, Korallen- und Cephalopodenkalk mit *Goniatiten* und *Clymenien* im oberen Devon. — Dieser Ablagerungstypus reicht auf das Festland herüber, er ist z. B. in der Bretagne und Normandie entwickelt, nur stellen sich hier auch in der unteren Abteilung einzelne Kalklager ein. In der weiteren Fortsetzung liegt das Rheinische Schiefergebirge, welches in bezug auf klare Gliederung in Unterabteilungen und Reichtum der Faunen die bisher erwähnten Gebiete weit übertrifft. Besonders bekannt sind die Kalk der Eifel mit ihren zahlreichen Korallen (*Cyathophyllum*, *Calceola*), *Trinoiden*, *Spiriferen* usw.

Dieser Meeresgürtel erstreckte sich über den Harz, Thüringen, hinterließ seine Spuren im Vogtlande und brachte weiter östlich: im Zuge der mährisch-schlesischen Sudeten und sogar im Sandomiridistrikt bei Kielce Bildungen zum Absatz, welche ganz dem rheinischen Typus entsprechen. — Sehr verbreitet sind submarine Diabasruptionen, welche besonders im mittleren und oberen Devon mit ihren Tuffen einen bemerkenswerten Bestandteil der Gesteinsreihe ausmachen.

Das mittelböhmisches Devon und seine Beziehung zum westlichen Mittelmeergebiet.

Während in der ganzen Devonshire-Entwicklung der Formation die untere Abteilung aus sandig-schieferigen Schichten

besteht, was mit dem Bestehen von Landbarren in Zusammenhang gebracht wird (vgl. unten), setzt sich in der altpaläozoischen Schichtmulde von Mittelböhmen die Kalkentwicklung des Obersilurs nach oben fort, so daß man lange Zeit die ganze Schichtmasse als Gebilde einer einzigen Formation betrachtete.

Die Fauna des sandig-schiefrigen Unterdevons des rheinischen Typus bietet naturgemäß wenige Vergleichspunkte mit den unter wesentlich anderen Lebensbedingungen entwickelten Faunen Mittelböhmens (z. B. unterdevonische Korallenriffe bei Konjprus); aber die Kenntnis der fossilführenden Kalkschichtungen, welche man im Harz und in der Bretagne inmitten der rheinischen Entwicklung findet, verschaffte die nötigen Bindeglieder.

Noch vor dem Oberdevon trat in Böhmen ein lokaler Rückzug des Meeres ein; es kamen Schiefer und Sandsteine zum Absatz, die zum Teil noch marine Tierreste (z. B. den allgemeinverbreiteten Brachiopoden *Stringocephalus Burtini*) führen, der Hauptsache nach aber durch Reste von Landpflanzen ausgezeichnet sind.

Die Hauptmasse der Ostalpen gehörte dem Meere an; denn in der nördlichen und südlichen paläozoischen Zone des Gebirges wiederholen sich die Schichten der böhmischen Devonentwicklung, während die am Ostrande gelegenen Ablagerungen bei Graz mehr mit dem Sudetengebiet übereinstimmen. Eine Rückzugsbewegung vor Ende der Formation fand nicht statt, da die charakteristischen Thymenienkalk des Oberdevons an mehreren Stellen gefunden sind.

In der heutigen Region der Westalpen scheint Land bestanden zu haben, das Devon fehlt hier. Weiter nördlich, in den Vogesen, liegen erst die mittleren Devonbildungen über dem Grundgebirge; man ist hier also am Südrande jenes breiten Meeresarmes, welcher das westeuropäische mit dem böhmisch-sudetischen Gebiete verband.

Die Umgebung des westlichen Mittelmeerbeckens

zeigt das Devon in ähnlicher Verbreitung wie das Silur und mit einer Schichtausbildung, welche sich an das böhmische und ostalpine Gebiet sehr nahe anschließt. Die Ablagerungen der Montagne Noire am Südrande des französischen Centralplateaus, die zahlreichen Fundstellen in den Pyrenäen, in Sardinien, Spanien (Asturien, Leon, Katalonien) und Portugal zeigen, daß eine breite, vom Meere bedeckte Depressionszone auch das südwestliche Europa einnahm. Damit ist aber noch nicht die Südgrenze erreicht, denn im großen Atlas ist diese Formation vorhanden. Reste ihrer Ablagerungen erreichen die zentrale Sahara; sie wurden im Tassiliplateau, in der Hammada von Murzuk gefunden und lieferten besonders häufig oberdevonische Faunen, welche sowohl Beziehungen zu Europa als auch zu Amerika aufweisen und in geographischer Beziehung interessant sind, weil sie einen weiteren Beleg für die Existenz eines mittelatlantischen Ozeanbeckens der damaligen Zeit bilden.

Fortsetzung der mediterranen Devonablagerungen nach Hoch- asten und zur pazifischen Küste.

In den Ländern der Balkanhalbinsel sind Zonen von paläozoischen Tonschiefern, Amphiboliten und Kalken, die sich an die Vorkommnisse der Ostalpen angliedern, sehr verbreitet und deuten einen Verbindungsweg nach Osten an. In neuerer Zeit wurde das Devon bei Zvobik (Serbien) und in der Dobrudscha versteinierungsführend nachgewiesen. Am Bosphorus tritt die Formation mit einem sehr bedeutenden Fossilreichtum und mit einer Gesteinsausbildung auf, welche die Merkmale des Devonshire- und rheinischen Typus auffällig wiederholt. Ganz ähnlich sind auch die Vorkommnisse in den Gebirgen von Kilikien und im Antitaurus, die bereits den Anschluß an die innerasiatischen Regionen vermitteln.

Fixpunkte bilden hier Russisch-Armenien, das Elbursgebirge, der Hindukusch (Chitralpässe), vor allem aber die Ketten des Tianschan und Westkwenlun, während der Himalaja erst wenige Andeutungen geliefert hat. In der Regel zeigen die zentralasiatischen Vorkommnisse eisenschüffige Basiskonglomerate als Zerstörungsprodukte des Urgebirges und darüber mitteldevonische Kalk mit der Fauna des Eisler Kalks — es trat hier also die Überflutung alter Falten erst zu jener Zeit ein, welche auch in Mitteleuropa durch größere Meeresausdehnung ausgezeichnet ist. Die Einförmigkeit der damaligen Fauna ist erstaunlich, denn noch in den nördlichen Schanstaaten (Grenzgebiet zwischen Indien und China) tritt *Calceola sandalina* auf. Auch in paläozoischen Schichten der Kettengebirge des südlichen China, besonders zwischen der Hweiho-Hoangho-Linie und dem Sangtschjang, findet man europäische Devonarten, desgleichen in den pazifischen Randgebieten (Amurprovinz, Japan).

Südlich dieses riesigen Mittelmeeres bestanden Kontinentalregionen, welchen die Hauptmasse von Zentralafrika, ferner Arabien und die indische Halbinsel angehörten.

Das russische und sibirische Devongebiet.

Als sich im nordwestlichen Teile des russischen Tafellandes das Silurmeer zurückzog, bildete dieses Gebiet den flachen Südostabfall des nordatlantischen Kontinentes und wurde erst zu Beginn des Mitteldevons von Sedimenten bedeckt, in welchen fischführender Old Red mit marinen Litoralbildungen in Wechselagerung trat. Weiter östlich aber, im Timan, ist die Hauptmasse der transgredierenden Bildungen rein mariner Natur. Eine eigentümliche Rolle spielt das heute isolierte Gebiet von Russisch-Podolien, da es unter dem fischführenden Old Red noch Unterdevonkalk aufweist, welche nach ihrer Fauna mit dem Ural in Verbindung gestanden haben müssen. Dagegen ragte im Donezgebiet eine Granit-

masse auf, welche erst gegen Ende der Devonzeit überflutet wurde („Mowwcher Horst“).

Ein großes Depressionsgebiet stellte der Ural dar, welcher eine reichgegliederte, in ihren tieferen Teilen der böhmischen, in den höheren der rheinischen Entwicklung entsprechende Schichtreihe enthält und große Massen von Eruptivgesteinen der damaligen Zeit aufweist. Während die Schichten im russischen Tafellande fast horizontal geblieben sind, wurden sie im Ural gegen Schluß der paläozoischen Zeit in lange nordsüdliche Faltenzüge gelegt.

Das Meer, welches das Uralgebiet bedeckte, erreichte Nowaja Semlja und griff wenigstens im höheren Devon auf den Nordsaum von Ostsibirien über, da es auf den neu-sibirischen Inseln und im Janagebiet Ablagerungen hinterließ, welche besonders als Gegenstück zu den Vorkommnissen in den arktischen Teilen der Neuen Welt interessant sind.

Aus der westsibirischen Steppe tauchen schon bei Omsk, besonders aber im Kreise Tomsk- und Semipalatinzk, gefaltete Devonzüge auf, welche weiterhin im Hochgebirge des Altai größere Bedeutung erlangen. Der Zusammenhang mit den S. 41 beschriebenen Devongebieten Zentralasiens ist ein unverkennbarer. Im Gebiet von Minussinsk am oberen Jenissei stellen sich aber sehr deutliche Merkmale der Festlandsnähe ein: salzführende Mitteldevonbildungen greifen auf Urgebirge über und sogar die Fazies der fischführenden Old-Red-Bildungen taucht in den Gebirgen der nordwestlichen Mongolei (Umgebung des Ubsa Nor) auf. Nach Sueß' Zusammenstellung der russischen Forschungen spielte das baikalisch-sajanische Gebiet in der devonischen Gestaltung Asiens eine ähnliche Rolle, wie das skandinavisch-kaledonische Gebirge im Plane Europas.

Es ist interessant, die Küstenverschiebungen zu beobachten, welche durch die silurisch-altdevonischen Bodenbewegungen

herborgerufen wurden. Während Scandinavien und Westrußland — die frühere Verbindung zwischen dem nordischen und dem Mittelmeere — emporstiegen, senkte sich die uralisch-west-sibirische Zone und übernahm nun die Rolle der Hauptscheide zwischen der nearktischen und der paläarktischen Kontinentalmasse für lange Zeit; sogar im geographischen Bild des Tertiärs kam sie noch zum Ausdruck.

Der asiatische Kontinent ist im Anfangsabschnitt des Devons nach mancher Richtung erweitert. Aus dem sibirischen Tafelland und aus Nordchina ist das Meer verschwunden; erst die mittel- und oberdevonische Transgression erobert wieder Terrain zurück. Es scheint sogar, daß die Depression, welche vom Altai über Urga, Nertschinsk und das Amurgebiet den Pazifischen Ozean erreichte und auf diese Weise den ostasiatischen Kontinent in eine ostsibirische und eine nordchinesische Partie spaltete, erst während des Mitteldevons einen zusammenhängenden Meeresarm bildete.

Australien.

Wie aus den Bemerkungen S. 41 hervorgeht, verlief das devonische Mittelmeer durch Südostasien (Burma, Südchina) und bewirkte, daß in dieser Richtung die bekannten Leitfossilien eine sehr weite Verbreitung aufweisen. Die marinen Ablagerungen der Formation, welche man im östlichen Teile Australiens: in Queensland, Neu-Südwaless, Victoria und Tasmanien findet, besitzen nicht wenige Formen mit bekannten europäischen Lokalitäten gemeinsam. Wieder sind es die besonders weitverbreiteten mittel- und oberdevonischen Korallen- und Brachiopodenschichten. Eruptionen und „kaledonische“ Faltungen sind in Victoria und Neu-Südwaless gut bekannt. Im Oberdevon treten Old-Red-Fische auf. Vgl. auch Antarktis S. 48. Es finden sich im nordwestlichen Teile des Kontinentes am Fitzroyflusse (Oberdevon mit *Rhynchonella cuboides*) und im Kimberley-

distrikt jüngere Devonablagerungen, welche nach ihrem Fossilinhalt deutlich als Ausläufer der europäisch-asiatischen Mittelmeerregion zu deuten sind und vielleicht auf den Bestand des östlichen Indischen Ozeans hinweisen.

Östliches Nordamerika.

a) Die akadische Küstenprovinz. Auf der Gaspéhalbinsel, in Neu-Braunschweig, Maine und Neu-Schottland erscheinen an der unteren Devongrenze Ablagerungen von marinen fossilreichen Kalken und Sandsteinen, welche in ihrer Fauna einerseits mit den „Helderbergschichten“ der Appalachenprovinz nahe verwandt sind, andererseits aber so viele Anklänge an die siluro-devonischen Übergangsschichten von Wales zeigen, daß ein Austausch über das atlantische Gebiet stattgefunden haben muß. Ziemlich früh trat aber auf akadischem Boden, ähnlich wie in Wales, Verlandung ein. Es bildeten sich nun mächtige Sandsteine und Konglomerate (mit einzelnen Lavaergüssen), die dem Old Red auch in der Fischfauna und Flora entsprechen. Die alten Gebirge der Paläoappalachen spielten gegenüber Akadia eine ähnliche Rolle wie die nordkaledonischen gegenüber Wales.

b) Appalachenregion und Mississippigebiet. Während des Unterdevons erstreckte sich das Meer aus der akadischen Region in den Appalachengürtel und dehnte sich über die Staaten Newyork, Pennsylvanien nach Osttennessee; es bedeckte einen Teil des Südens der Vereinigten Staaten und reichte im Mississippigebiet über Missouri, Illinois bis Michigan. Das ganze Areal hat den Charakter einer großen Bucht, welche im Westen von der Rocky-Mountains-Provinz und im Norden von den ausgedehnten Festlandregionen des östlichen Kanada begrenzt war; letztere entsandten einen flachen Ausläufer, die „Cincinnati-Uplift“, weit nach Süden bis Tennessee, so daß damals eine Spaltung zwischen der Missis-

sippi- und Appalachenprovinz bestand. Nahe der Nordgrenze der Unterdevonbucht herrschte in den Ablagerungen der litorale Charakter vor. Außerdem aber ragten auch auf der östlichen Seite in dem zur paläozoischen Zeit überhaupt unruhigen Faltengürtel Landerhebungen empor, welche zum System der Paläoappalachen gehörten und Einfluß auf die Beschaffenheit der Sedimente nahmen.

Das Mitteldevon (Hamiltongruppe) ist im typischen Gebiet: Newyork vorwiegend in Form von Schiefeln mit Brachiopoden und Goniatiten entwickelt und zeigt manche gemeinsame Arten mit den europäischen Ablagerungen.

Deutlicher aber ist dieser Einschlag im oberen Devon von Newyork, dessen älterer Teil noch marin entwickelt ist, während sich im jüngeren die Old-Red-Fazies der Catskill-sandsteine einstellt, welche gegen Ost immer größeren Umfang annimmt, aber gegen West marinen Bildungen Platz macht. Während das Mitteldevonmeer ein entschiedenes Ansteigen zeigt und u. a. die Cincinnati-Uplift überflutete, erfolgte also im Oberdevon der östlichen Gebiete ein Rückzug des Meeres, welcher keineswegs lokaler Natur war, denn die Catskillsandsteine mit Landpflanzen und lokalen Kohlen-schichten finden sich noch in Virginia. Es zieht sich also eine Old-Red-Zone von den atlantischen Provinzen, entsprechend dem Streichen des Gebirges, nach Süden. Die Trockenlegung begann in den erstgenannten Gegenden schon zu einer Zeit, als im inneramerikanischen Gebiet das Meer noch an Raum gewann. Es ist dies ein Beweis dafür, daß ihre Ursache in Gebirgsbewegungen und nicht in Niveauschwankungen des Meeres lag.

Kanadische Nordwestprovinz und arktischer Archipel.

Die Mitteldevon-Transgression griff im Tafelland weit über den Bereich der Unterdevonbucht hinaus und öffnete breite neue Verbindungswege, welche

sich auch in der Beschaffenheit der Faunen deutlich kennzeichnen.

Das Meer bedeckte nun Manitoba, Winnipeg, die südlichen Hudsonbailänder und hinterließ Ablagerungen, welche außer appalachischen Typen auch viele bezeichnende Arten der Alten Welt, z. B. den großen Brachiopoden *Stringocephalus Burтини*, enthalten. Im Gebiete des Mackenzie und seiner Zuflüsse hat sich diese Fauna gleichfalls an zahlreichen Stellen der hier in riesiger Ausdehnung vorhandenen paläozoischen Schichttafel gefunden. Wahrscheinlich sind hier aber auch tiefere Devonglieder vorhanden, da die Mitteldevonfauna relativ hoch in einer geschlossenen Schichtserie auftritt.

Der arktische Archipel, der nur eine Fortsetzung der inneramerikanischen Ebenen und Tafelländer ist, zeigt diese Formation in den Parrhinseln und im südlichen Ellesmereland (ca. 76—77°). Auch hier transgrediert das Mitteldevon mit seiner uniformen Fauna; dann folgt Verlandung, eingeleitet durch typische Old-Red-Ablagerungen mit *Cocosteus*, *Holoptychius* und Landpflanzen (*Archaeopteris*).

So schließt sich der Ring um den oft genannten nordatlantischen Kontinent, der mit seinem Old-Red-Gürtel zu den bestgekennzeichneten Teilen des devonischen Erdreliefs gehört.

Die scheinbar rätselhafte Tatsache, daß nach dem Unterdevon, gerade zu einer Zeit, als die Verlandung im afrikanischen Gebiet die Verbindungen gegen den Atlantischen Ozean hemmte, unverkennbare gemeinsame Züge der Prärien- und Appalachenprovinz mit der europäischen Ablagerungsregion vorhanden sind, wird nun leicht verständlich durch die infolge der Transgression eintretende breite Vereinigung über das arktische Gebiet hinweg mit dem nordost-europäischen (uralischen) Becken. So erklärt sich auch der ausgesprochen europäische Charakter gerade der nordischen

Ablagerungen der Neuen Welt und das Auftreten amerikanischer Typen am Nordsaum der Alten Welt: im Devon der neusibirischen Inseln.

Pazifisches Nordamerika und Rocky-Mountains-Provinz.

Die Meeresbedeckung des nördlichen Amerika reichte, wie die Funde im Yukongebiet, in Alaska, in den Kordillieren von Britisch-Kolumbien, Kalifornien und Nevada zeigen, mit wesentlich unveränderten Merkmalen bis zum Pazifischen Ozean, doch scheint sie meist erst nach dem Unterdevon eingetreten zu sein. Zweifellos bestanden aber auch dann noch Unterbrechungen der Wasserfläche. In den Rocky Mountains der Vereinigten Staaten (z. B. Black Hills) liegt häufig Karbon direkt auf Silur und Kambrium, oder es schieben sich schmale Devonbildungen ein, welche küstennahen Charakter zeigen und in Colorado (Cañon City) sogar die Beschaffenheit von Old Red mit Panzerfischen annehmen. Es waren in diesen Gegenden und in der Plateauregion am Colorado flüsse nennenswerte Landstrecken vorhanden, welche zum Teil als flache altpaläozoische Schichttafeln, zum Teil als archaische Gebirgskerne lange bestanden. Die Lagerungsbilder gleichen auffallend jenen von Nordost-China.

Südamerika und Antarktis.

Das Devonmeer, dessen Spuren noch im Indianerterritorium vorhanden sind, erstreckte sich wahrscheinlich über Zentralamerika, wo in der Sierra Madre paläozoische, aber nur in ihren jüngeren Abteilungen durch Fossilien festgelegte Ablagerungen auftreten, nach Südamerika. In Bolivien (Umgebung des Titicacasees), im unteren Amazonastiefenland, auf den Plateaus von Mato Grosso, von Paraná, in Argentinien und auf den Falklandinseln sind in dieser Formation glimmerig-sandige Berstörungsprodukte der Unterlage sehr verbreitet und führen Faunen,

welche außer einigen Trilobiten (Homalonotus, Phacops) mit bemerkenswerter Einförmigkeit charakteristische Brachiopodenformen (Vitulina pustulosa, Tropicodonta carinata usw.) des nordamerikanischen Unter- und Mitteldevons enthalten. Es wurde also der durch langandauernde Denudationsvorgänge abgeflachte Kontinentalsockel von Südamerika zum Teile von einer Seichtsee bedeckt, die vom atlantischen zum pazifischen Rande reichte, sich aber nicht während des ganzen Devons behauptete.

In der Antarktis wurden am Granit Harbour Bothriolepis, Holoptychius u. a. Panzerfische in rotem Sandstein gefunden.

Südamerika.

Auch die Unter- bis Mitteldevonschichten in der Kapkolonie (Bokkeveldschichten) haben einen den südamerikanischen Flachseebildungen ähnlichen Faunencharakter, können also wohl kaum durch ozeanische Tiefen von ihnen getrennt gewesen sein. Sehr interessant ist das Auftreten von glazialem Devon mit gekriipten Geschieben in der Kapkolonie.

4. Karbon.

(Karte 3.)

Die Karbonzeit hat für die Geschichte des Aufbaues von Europa eine sehr große Bedeutung, weil damals eine ausgedehnte Gebirgsbildung im mittleren Teile des heutigen Kontinents stattfand.

Unterkarbon in Europa, Nordamerika und Asien.

Die nördliche Hauptkontinentalmasse hat ihre im vorhergehenden Kapitel skizzierte Lage nicht wesentlich geändert, wenn auch stellenweise in einige Old-Red-Gebiete jetzt wieder das Meer eingedrungen ist. In Südschottland herrscht ein wiederholter Wechsel von marinen Kalk- und Sandsteinbänken mit Pflanzenlagen und Kohlenflözen, es bestanden

hier also vegetationsbedeckte Sumpfniederungen, in welche wiederholt Einbrüche des Meeres erfolgten. Ähnlich lagen die Verhältnisse auch in Nordengland und im nördlichsten Teile von Irland, während weiter südlich der Hauptbereich des „Kohlenkalks“ (mit *Spirifer Tornacensis*, *Productus giganteus*, *corrugatus* usw.), also eines freieren Meeres begann.

Kleinere Unterbrechungen der Wasserfläche waren auch hier vorhanden. Aber im wesentlichen behalten diese Meeresablagerungen ihren Charakter bis in den Süden des Landes bei und nehmen erst in Devonshire eine schieferig-sandige Ausbildung an („Kulm“), in der sicher marine Schichten mit *Posidonomya Becheri*, *Goniatiten*, *Radiolarien* und pflanzenführende Ablagerungen mit *Lepidodendron*, *Archaeocalamites* u. a. vereinigt sind.

Im europäischen Festlande hat der Kohlenkalk verhältnismäßig geringe Ausdehnung (z. B. Nordfrankreich, Belgien); sonst herrscht der Typus der Kulmablagerungen vor (z. B. Hessen-Nassau, Thüringen). — Innerhalb des Verbreitungsgürtels, welcher von England über Belgien und die nordrheinischen Gebirge zum Harz reicht, schließen die Unterkarbonbildungen meist ohne auffällige Unterbrechung an die devonischen an und gehen häufig sogar in sie über.

Ein südlicherer, von Porphyrreruptionen begleiteter Zug litoraler und pflanzenführender Bildungen des Kulms zieht in der Bretagne von Brest über Laval und setzt sich in einzelnen Vorkommnissen des nördlichen Zentralplateaus (Autun, Roanne) fort. Auch am Südrand dieser Region, in der Montagne Noire und in den südlichen Vogesen, finden sich solche Bildungen als Andeutungen eines in das damals emporsteigende Gebirge eindringenden Meeres, dessen Abfälle diskordant den vorher aufgerichteten älteren Gesteinen — sogar Gneisen — aufgelagert sind. Auch in der erzgebirgischen und sudetischen Umwallung Böhmens sind be-

sonders im oberen Kulk häufig pflanzenführende Grauwacken und verschiedene Konglomerate verbreitet, während Kalkschichten selten sind.

Gingegen hatte im russischen Tieflande das Meer eine riesige Ausdehnung und bildete Kalkabsätze gleich dem englisch-belgischen Kohlenkalk. Sein Zusammenhang mit diesem westeuropäischen Meeresgürtel ist zwar nicht ersichtlich, aber bei der Analogie der Ablagerungen sehr wahrscheinlich.

Das Meer drang in Südwesteuropa — einen bedeutenden Teil der spanischen Zentralgebirge umgehend — in die kantabrischen Gebiete ein und lagerte auch in der Provinz Huelva Kulkbildungen mit *Posidonomya Becheri* ab.

Ähnliche Verhältnisse wie in Südwest- und Mitteleuropa herrschten im großen Atlas; aber auch in der Sahara finden sich bei Tgü und im Tidikelt Schichten, welche dem Kohlenkalk genau entsprechen.

Das Fehlen von marinen Ablagerungen dieser Zeit in Sardinien deutet auf den Inselreichtum auch der südlichen Teile des damaligen Mittelmeeres hin.

Die weitere Verfolgung der Spuren nach Osten führt uns in die Ostalpen (Weißberg), in die Schieferzone des bosnischen Erzgebirges (goniatitenführende Kulkbildungen bei Sarajevo) und schließlich hinüber nach Kleinasien, wo im pontischen Bereich bei Heraklea die entsprechenden Ablagerungen auftreten. Wir gelangen weiterhin zu den Kohlenkalken am Araxes in Hocharmenien, in Nordpersien, und finden dieselben vertreten in den Schichtmassen des zentralen Himalaja.

Die zahlreichen Fundstellen im Jangtsekianggebiet und die Vorkommnisse von Kulk in Japan zeigen uns, daß die damalige Mittelmeerregion den Pazifischen Ozean erreichte. Die Breite der Wasserbedeckung war jedenfalls sehr beträchtlich, denn in Nordchina breitet sich der „Kohlenkalk“

auch über silurische und kambrische Ablagerungen, welche zur Devonzeit trocken lagen. In Westsibirien (Altai, Semipalatinst, Omsk) kam das Meer an das auch damals vorhandene nordostasiatische Festland heran, dessen Randzone bei Minussinsk pflanzenführende Kulmbildungen geliefert hat.

Es wäre natürlich unrichtig, anzunehmen, daß eine zusammenhängende Wasserfläche das ganze, zwischen diesen Fixpunkten eingeschlossene Zentralasien einnahm. Im Tien-schan und Kwenlun z. B. greift das marine Unterkarbon gelegentlich mit pflanzenführenden Basisbildungen auf Grundgebirge über, ganz wie im damaligen mitteleuropäischen Archipel: es ragten Faltenzüge aus dem Meer empor.

Im nordrussischen Küstengebiet und in Nowaja Semlja fehlt das Unterkarbon, im nördlichen Ural und auf Spitzbergen ist es pflanzenführend entwickelt. Der Florenaus-tausch zwischen den Nordkontinenten war also hier nicht durch zusammenhängende Meeresflächen behindert.

Oberkarbon in Europa, Nordafrika und den asiatischen Kettengebirgen.

a) Der sogenannte Kohlengürtel von Europa zieht zwischen dem alten nördlichen Kontinent und den mitteleuropäischen, durch fortschreitende Faltengebirgsbildung allmählich wachsenden Landerhebungen der damaligen Zeit (Zentralplateau, böhmische Masse u. a.) als eine Muldenregion von England über Nordfrankreich (Departement Pas de Calais), Südbelgien (Mons, Charleroi), das Ruhrgebiet (Westfalen) nach Oberschlesien, Ostrau und Westgalizien. Die Ablagerung des oberen Karbons knüpfte hier an jene des Kohlenkalks und Kulms in der Regel ganz konfondant an¹⁾; aber das Meer wich, wohl infolge der bedeutenden

¹⁾ Die Aufrichtung von karbonischen Faltengebirgen trat in dieser Zone später ein als weiter im Süden (vgl. S. 52).

Sedimentzufuhr, allmählich zurück. Das neugewonnene sumpfige Tiefland bedeckte sich mit üppigen Beständen von Sigillarien, Lepidodendren, Calamiten, mit welchen die Farne in ungewöhnlicher Formenmannigfaltigkeit vergesellschaftet waren. Die bedeutenden Ansammlungen pflanzlicher Stoffe in diesen Sumpfwäldern bildeten durch langsame Fäulung das Urmaterial der Steinkohle.

Der Prozeß ging jedenfalls auf einem allmählich sinkenden Teil der Erdkruste vor sich, da sich die häufig noch von der alten Wurzelschicht des Waldbodens unterteuften Kohlenlagen in mitunter hundertfältiger Wiederholung auf eine Schichtmasse von mehreren tausend Metern Mächtigkeit verteilen und trotzdem immer in Tiefland gebildet sein müssen. Die Gesteinsschichten, welche als Anschwemmungen des Wassers die Flöze trennen, enthalten in den tieferen Horizonten noch marine Muscheln (*Goniatites diadema*). Es fanden also anfangs noch Einbrüche des Meeres statt, ein Beweis für die geringen Niveauunterschiede innerhalb dieses Gürtels. Besonders auffällig ist aber der Wechsel mariner Schichten und der Kohlenflöze im südrussischen Donezrevier, welches sich in mancher Beziehung als die Fortsetzung der ebengenannten Zone darstellt, aber im Norden nicht vom Festland, sondern vom freien Karbonmeer des mittleren Rußlands begrenzt war, so daß die produktiven Ablagerungen in dieser Richtung bald ihr Ende finden.

b) Einen selbständigen Typus bilden die nicht zonenartig auftretenden, sondern in unregelmäßigen Muldenresten vorhandenen Ablagerungen des produktiven Karbons im französischen Zentralplateau, im Saar-Revier, Erzgebirge (Zwickau), in Böhmen usw. Zwischen der Zeit ihrer Bildung und jener der Kulmschichten, welche ja stellenweise in diese Regionen hereinreichen, ereigneten sich hier bedeutende Reliefveränderungen, verbunden mit Faltungen der Schichten und Aufrichtung von Gebirgszügen

(„armorikanisch=variskisches Gebirge“ nach Sueß)¹⁾. Talsysteme durchzogen das Land, Seebecken füllten große „Innensenken“ und in diesen wurden von den Flüssen die oft sehr groben Zerstellungsprodukte der benachbarten Hochländer zusammenschwemmt. Von Hochwässern mitgerissene Pflanzen sammelten sich stellenweise an, Sumpfwälder dehnten sich in den Niederungen aus und führten zur Entstehung von Kohlenlagern, welche aber nicht die regelmäßige Verbreitung haben können, wie die unter so gleichmäßigen Bodenverhältnissen gebildeten Flöze der nördlichen „Randsenke“ vor dem Gebirge.

Auch die einzelnen, durch kleine Kohlenbecken oder pflanzenführende Gesteinslagen ausgezeichneten Oberkarbonbildungen anderer Festlandteile der damaligen Zeit gehören dem zentralfranzösischen Typus an, so z. B. die Vorkommnisse im Bereich der Ostkarpathen (Banat, Rumänien), in der kristallinen Zentralzone der Ostalpen (Brenner, Semmering, Turrach) und Westalpen (Montblancgebiet, Briançonnais), in Sardinien usw. Besonders zahlreich sind derartige flözführende Bildungen in dem spanisch=portugiesischen Kumpfgebirge („Meseta“), welches in dieser Beziehung ein Gegenstück zum französischen Zentralplateau ist. Aber nördlich dieses Festlandstückes fanden in Asturien und den Pyrenäen Einbrüche des Meeres statt, und im Süden (Provinz Huelva) ist an Stelle des produktiven Karbons eine marine, dem Kohlenkalk in vieler Beziehung ähnliche Entwicklung vorhanden, die zum Mittelmeer gehörte.

c) Das Mittelmeer reichte, wie zur Devonzeit, tief in das Innere der Sahara (Wadi Draa, Tassili); seine fossilreichen Ablagerungen breiteten sich im Wadi Araba und in

¹⁾ In diese Zeit fällt auch das Empordringen zahlreicher großer Granitstöcke, welche in alten Sedimenten Mittel- und Westeuropas stehen, z. B. im Erzgebirge, Schinarivald, Harz, in der Bretagne, in Cornwall usw. In Mitteleuropa und Schottland waren Vulkanberge zahlreich.

der Sinaihalbinsel über den sandigen, zum Teil Lepidodendren und Sigillarien führenden Zerstörungsprodukten des Urgebirges aus. — Man kann in gewissem Sinne sagen, daß die Meeresfläche den Raum, welchen sie im mittleren Europa durch Gebirgsbildung verlor, im Süden durch Senkung gewann.

Die Grenze des Mittelmeeres gegen Norden verlief sehr unregelmäßig. Es wurden bereits die marinen Ausläufer in Asturien und den Pyrenäen erwähnt, andere finden sich auf Korsika und in den Ligurischen Alpen. Besonders klar sind die Verhältnisse in den Karnischen Alpen und Karawanken, wo man sieht, daß die Störungsperiode, welche das mittlere Europa betraf, auch hier sich äußerte. Das obere Karbon liegt nämlich mit Basiskonglomeraten über zerstörten Schichtköpfen der älteren Formationen. Pflanzenführende Schichten mit Farnen, Sigillarien usw. wechseln anfänglich noch mit den marinen Lagen; schließlich aber behielten letztere die Oberhand. Von Fossilien sind außer den Brachiopoden (*Productus*, *Spirifer* usw.) besonders die spindelförmigen *Fusulinen*, ein großer Foraminiferentypus, zu nennen, welcher für die Ablagerungen des marinen Oberkarbons sehr bezeichnend ist. Es scheint, daß ein Ausläufer des Meeres damals bis in die Karpathen vordrang (Dobschau); jedenfalls aber erstreckte sich die Wasserbedeckung über Dalmatien und Albanien, wo fossilreiche Fundstellen des *Fusulinentalks* bekannt sind. Deutliche Spuren leiten uns ferner über Griechenland und die Ägäischen Inseln hinüber nach Kleinasien.

Das Steinkohlenrevier von Heraklea an der Nordküste von Kleinasien lag wohl schon in der nördlichen Randzone des Faltengürtels, welcher die Fortsetzung der mitteleuropäischen Gebirge bildete. Sonst kennt man aus West-Kleinasien und Armenien marine Karbonfaunen, wenn auch erst von wenigen Punkten. Die lange Zone heutiger Kettengebirge,

welche über Persien, Afghanistan, das Karakorumgebiet, den Himalaja, die burmanisch-südchinesischen Ketten und die Sundainseln zum Pazifischen Ozean führt, hat sehr zahlreiche Funde mariner Karbonfossilien von ganz einheitlichem Faunencharakter aufzuweisen. Auf der Ostabdachung Asiens liegt das marine Oberkarbon der russischen Küstenprovinz (Ussuri), der Fusulinenkalk der Japanischen Inseln und Koreas.

Die heutige Halbinsel von Indien, deren eigentümliche paläogeographische Beziehungen zum afrikanischen Kontinent bereits bei Besprechung der früheren Formationen hervorgehoben wurden, war nicht überflutet; nur die bereits an ihrem Rande liegende Saltrange wurde am Ende der Karbonzeit vom Mittelmeere erreicht.

Der nordostasiatische Kontinentalkern,

welcher im Devon und Unterkarbon so deutliche Analogien mit dem nordatlantischen Festland aufweist, ging ihm auch während des oberen Karbons in der Entwicklung parallel. Von seinem südlichen Rande wich das Meer zurück, und auf den durch die angehäuften Sedimente geschaffenen Flächen entwickelten sich Sumpfwälder, welche die mitteleuropäische Flora hatten und zur Entstehung der weiten Kohlenfelder von Mittel- und Nordchina führten (Provinzen Schantung, Schansi, Setshuan, Hupé usw.). Auch hier erfolgten lokale Einbrüche des Meeres, wie sie im europäischen Kohlen-gürtel zu beobachten sind.

Ein weiter westlich liegendes Gebiet, das Kusnezksche Kohlenrevier südlich von Tomsk, zeigt gleichfalls die große Rückzugsbewegung infolge der karbonischen Faltung.

Das Uralmeer und das arktische Becken.

Zwischen dem nordostasiatischen und dem nordatlantisch-europäischen Festland dehnte sich in der Uralregion ein

Meer aus, dessen Ablagerungen durch den Reichtum ihrer Faunen maßgebende Bedeutung erlangt haben. Sie standen, wie die Gemeinsamkeit zahlreicher Fossilien beweist, in freier Verbindung mit dem damaligen Mittelmeer, und tatsächlich sind auf der Krim Zuzulinentalke als Verbindungsglied entdeckt worden. Auch in Zentralasien weisen Vorkommnisse in Turkestan und der Dsungarei auf die Verbindung der südlichen Wasserfläche mit dem Uralmeere hin. Letzteres bedeckte das russische Tafelland, erreichte — über die Grenzen des Unterkarbonmeeres hinausgehend — das Eismeer und hinterließ zahlreiche Ablagerungsreste an den arktischen Gestaden. In Spitzbergen, auf der Bäreninsel, auf Nowaja Semlja, an der nord-sibirischen Küste (Neusibirien, unteres Lenagebiet) sind brachiopodenreiche thypische Oberkarbonschichten auch an Stellen entwickelt, welchen die untere Stufe der Formation fehlt. Da im nördlichsten Amerika die Spuren der gleichen Überflutung erscheinen, unterliegt es keinem Zweifel, daß die beiden Nordkontinente zur Zeit der größten Meeresausdehnung getrennt waren.

Unterkarbon in Nordamerika.

a) Akadia. Im neuschottländischen Kohlenrevier liegt, ähnlich wie in den mitteleuropäischen Gebieten, unter dem produktiven Karbon der Kohlentalk mit europäischen Fossilien (*Productus semireticulatus* usw.) und wird vom Grundgebirge durch Grauwackenkonglomerate mit einer Lepidodendronflora getrennt; mit der Annäherung an das alte Festland, welchem Labrador angehörte, treten die marinen Schichten zurück. Eruptivbildungen sind sehr verbreitet.

b) Appalachen- und Mississippigebiet. Auf der Ostseite des Appalachengürtels fehlen Unterkarbonablagerungen; in den westlichen Faltenzügen des Gebirges erscheinen sie als Schiefer, pflanzenführende Sandsteine und Konglomerate („Bocono“-Schichten Pennsylvaniens), in welche nur ver-

einzelt marine Lagen eindringen; es herrschten also ähnliche Verhältnisse wie im mitteleuropäischen Kulm. Je weiter man nach Westen geht, desto mehr nehmen die Trümmersedimente an Mächtigkeit und Bedeutung ab, bis im westlichen Tennessee, Ohio, auch im Indianerterritorium und beiderseits des Mississippi marine Kalk- und Mergel mit reichen Faunen (z. B. prachtvolle Seelilien) des Unterkarbons herrschen. Einzelne flache Inseln, durch Unterbrechung der Sedimentreihe charakterisiert, ragten stellenweise in Gegenden auf, welche auch im Devon nur vorübergehend unter dem Wasserpiegel lagen.

In Michigan nähert man sich dem Ufer des laurentischen Kontinents, dessen Einfluß sich durch klastische Bildungen, sowie Linsen von Salz und Gips verrät; es bestanden also flache Lagunen, welche zeitweilig abgeschnürt waren. Wie im Devon, war auch im Unterkarbon die Verbindung des inneramerikanischen Meeres mit dem mittelatlantischen Becken durch Emporfaltungen in den heutigen Küstenprovinzen (Paläoappalachen) behindert, die amerikanischen Faunen zeigen daher viele selbständige Merkmale. Nur Akadia schließt sich — wie auch in seiner älteren geologischen Geschichte — ganz an die europäischen Verhältnisse an.

Die Ablagerungen des Unterkarbonmeeres verschwinden im Westen unter dem Boden der Prärien, aber sie haben als Kohlenkalk im Rocky-Mountains-Gebiet und in den Plateaus am Koloradoflusse große Ausdehnung. Sie sind in Kalifornien (Shafta cy., Calaveras cy.), in den Cordilleren von Britisch-Kolumbien in gleicher Weise vertreten (6000—7000' mächtig) und wurden im Yukongebiet von Alaska nachgewiesen. Inseln waren in den Gebirgsregionen des Westens vorhanden, wie das lokale Fehlen des Unterkarbons oder das Auftreten klastischer Bildungen andeutet. Zu beiden Seiten der Goldränge, also im pazifischen Teil von Britisch-Kolumbien, ist das letztere der Fall.

Gleichzeitig stellen sich mächtige Eruptivbildungen der damaligen Zeit ein und erstrecken sich bis Kalifornien und Alaska. Es geht also nicht an, zu vermuten, daß die westlichen Regionen Amerikas gegen den Pazifischen Ozean vollkommen offen waren.

Oberkarbon in Nordamerika.

Die große Veränderung in der Entwicklung der Schichtfolge, welche mit Schluß des Unterkarbons in der Alten Welt eintritt, äußert sich in Nordamerika mit den gleichen Merkmalen. Die obere, produktive Entwicklung der Serie in Neuschottland entspricht ganz der fortschreitenden Verlandung im mittleren Europa¹⁾, aber auch das ganze Appalachengebiet samt dem anschließenden Teile der Prärienregion machte die gleichen Vorgänge mit. Das früher nur auf den östlichen Teil Nordamerikas beschränkte Appalachenland verschmolz durch Faltung mit dem nordatlantischen Kontinent und wurde von der Steinkohlenflora besiedelt. Die Kohlenbildung im Bereich des tiefliegenden Neulandes fand in ungeheurer Ausdehnung statt: gegen 200000 englische Quadratmeilen Oberfläche nehmen die produktiven Karbonschichten in der westlichen Appalachenregion, in Michigan und zu beiden Seiten des Mississippi ein.

Die marinen Einschaltungen, welche nach Art der nord-europäischen besonders die tieferen Flözbildungen begleiten, nehmen gegen Westen an Bedeutung zu. Sie überwiegen bereits in Missouri und Illinois, bis schließlich in den Staaten Kansas und Nebraska der Bereich der Sumpfwälder ganz aufhörte und weite Meeresflächen an ihre Stelle traten, welche durch den Westen nach Alaska (Yukongebiet, Glaciersbai, Kogebue-Sund) reichten. Auch hoch im Norden war Ellesmereland und Nordost-Grönland überflutet. Kohlen-

¹⁾ Ähnliche Kohlenbildungen vom zentralfranzösischen Typus kennt man in Neufundland, Maine usw.

führende Randbildungen des laurentischen Landes finden wir im Barrharchipel.

Ebenfalls seit langem bekannt ist die große Ausdehnung mariner Oberkarbonablagerungen in den gebirgigen Teilen des Westens; man findet sie z. B. im Schichtmantel archaischer Kerne der Rocky Mountains und in der Plateau-provinz des Koloradoflusses als fossilführende Sandsteine und Kalk entwickelt. Auch in den Wüstenbergen von Nevada, ferner auf der Westabdachung der kalifornischen Sierra Nevada (Fusulinenkalk von Inyo cy. usw.) treten die immer durch ihre Fauna leicht kenntlichen Bildungen dieser Stufe auf und verbreiten sich weit in den Norden, wo sie sowohl an der pazifischen Küste (Vancouver) als auch am Rande der Ebenen (Peace River) vorkommen.

Konglomeratische Strandbildungen sind in der Umrandung mancher alter Gebirgskerne der Rocky Mountains mächtig entwickelt und greifen häufig bis auf archaisches Gestein über. Im südlichen Teile des Gebirges (Arizona, Neumexiko) bestehen die übergreifenden Karbonschichten aus pflanzenführenden Ablagerungen, welche vielleicht mit ähnlichen Bildungen in Texas und dadurch mit den Südpappalachen in Verbindung zu bringen sind. Geringegen erstreckte sich die randliche pazifische Meereszone über Mexiko (Coahuila) und Guatemala in die Südhemisphäre.

Ich möchte die Vermutung aussprechen, daß während der ganzen Karbonzeit und vielleicht auch schon im Devon Inselgruppen in der Nordamerikanerregion das inneramerikanische Ablagerungsgebiet als Randmeer vom Pazifischen Ozean abgliederten (vgl. Karte 3).

Südliche Hemisphäre.

Aus dem Unterkarbon kennt man in Südamerika und Südafrika bis jetzt bloß vereinzelte Pflanzenschichten (Archäocalamiten und Lepidodendren von Retamito in Argentinien).

tinien, Lepidodendronsandsteine in der Kapkolonie). Gleichalterige Ablagerungen treten in der australischen Nordillere (Queensland bis Victoria) zusammen mit marinen Lagen als Randbildungen der damaligen Faltengebirge auf.

Die Einheitlichkeit der leitenden unterkarbonischen Pflanzentypen läßt auf nahe Beziehungen der südlichen Kontinentalmassen zueinander, aber auch zu den nördlicheren Ländern schließen.

Bekannte Pflanzen des oberen produktiven Karbons finden sich am Sambesi. In Südamerika stellen die zum Teil mit marinen Lagen vergesellschafteten kohlenführenden Schichten, die durch den östlichen Teil der Staaten von São Paulo bis Rio Grande do Sul als schmaler Saum unter vorwiegend mesozoischen Sandsteinen und Melaphyren des Innern zu verfolgen sind, ein Übergangsglied zwischen Karbon und Dyas dar. Sie zeigen bereits die später zu erwähnende Glossopterisvegetation (vgl. S. 69); auch die Flora von Mendoza am Osthang der argentinischen Nordillere gehört hierher.

Intrakarbonische Faltung spielte auch im Andengürtel eine große Rolle. Ihr folgte in Bolivien, Ostperu und Chile eine Meeresstransgression, welche durch die auf S. 59 berührten Fusulinentalke Zentralamerikas an die Vorkommnisse des westlichen Nordamerika anknüpfte und über das schon von den Überflutungen des Obersilur- und Devonmeeres betroffene Amazonasgebiet¹⁾ das atlantische Becken erreichte. Das Amazonasmeer entspricht dem Saharameer.

Die im Irwin- und Kimberleydistrikt Westaustraliens übergreifenden Meeresablagerungen werden meist zur Dyas gezogen, doch scheint in ihnen, wie in den marinen Schichten, welche auf der anderen Seite des Kontinents: in Neu-

¹⁾ Interessant sind die Lepidodendronführenden Basisbildungen des marinen Oberkarbons von Itakuba (Tapajos).

Südwaies zwischen Kulm und tiefsten Glossopteris-schichten liegen, Oberkarbon nicht ausgeschlossen zu sein.

Die Transgressionen der jüngsten Karbonzeit betrafen also weite Flächen sowohl in den arktischen, als auch in tropischen Gebieten; andererseits stehen ihnen Rückzugsbewegungen in Mitteleuropa, Ostasien, in der Appalachen- und östlichen Prärienregion gegenüber. Angesichts dieser unregelmäßigen Verteilung der Trans- und Regressionen kann man wohl nur zur Anschauung kommen, daß Bewegungen der festen Kruste und nicht etwa Niveauschwankungen des Meeres als Erklärung heranzuziehen sind.

Bemerkungen über klimatische Verhältnisse.

Die große Ausdehnung karbonischer Faunen und Floren über die verschiedensten Breitengrade steht mit jener der vorhergegangenen Epochen völlig in Einklang und gilt im allgemeinen als der Ausdruck sehr gleichmäßiger klimatischer Verhältnisse. Allerdings darf man nicht vergessen, daß von einer wirklichen Gleichartigkeit aller klimatischen Faktoren nicht die Rede sein kann, denn große Unterschiede der Sonnenbestrahlung in den verschiedenen Breiten bestanden unter allen Umständen. Die Tier- und Pflanzenformen, welche uns die Parallelisierungen über so weit auseinanderliegende Breiten ermöglichen, müssen einen hohen Grad von Anpassungsfähigkeit besessen haben, welcher ihre Bedeutung für die Beurteilung des Klimas herabdrückt. Auch darf man nicht vergessen, daß sehr häufig nicht identische Formen, sondern nur „geographische Varietäten“ die Beziehungen weit entfernter Ablagerungen zum Ausdruck bringen und daß in diesen unscheinbaren Differenzen oft die Einwirkung klimatischer Faktoren verborgen sein kann.

Die großen Kohlenablagerungen könnten im allgemeinen unter einem gemäßigten, feuchten Klima entstanden sein.

Einen ausgleichenden Einfluß besaßen jedenfalls die Meeresströmungen, welche bei der Existenz der damaligen großen Mittelmeere und der weiten Ausdehnung des nordischen Ozeans eine große Rolle gespielt haben müssen. Besonders zur Zeit ausgedehnter Transgressionen (z. B. im Oberjilur, Mitteldevon, Oberkarbon) macht sich der ausgleichende Einfluß in der größeren Einheitlichkeit der marinen Faunen entschieden bemerkbar.

Über die Gletscherspuren in den permokarbonischen Übergangsschichten der südlichen Kontinentalgebiete vgl. S. 70.

5. Dhas (Perm)¹⁾.

Die marine Tierwelt dieser Formation unterscheidet sich meist nur im Detail von jener der vorangehenden Formation, so daß ihre Abgrenzung nicht in jedem Fall mit Sicherheit anzugeben ist. Ein wichtiges Merkmal der permischen Welt bildet das Erscheinen der Ammoniten und die Häufigkeit der Reptilien, ferner das Aussterben der Lepidodendron- und Sigillarienflora bei gleichzeitigem Aufblühen der Cycadeen- und Koniferenvegetation. Besonders in Europa macht sich dieser Wechsel sehr deutlich bemerkbar.

Mittleuropäische Dhasprovinz.

Auf dem durch die Gebirgsbewegungen der Karbonzeit bedeutend vergrößerten europäischen Festland dauerte die Bildung von limnischen Kohlenflözen noch im Anfange der älteren Dhaszeit an. Diese Bildungen erscheinen z. B. im französischen Zentralplateau, im Saar-Nahe-Gebiet, am Schwarzwald (Oppenau), am nördlichen Abfall des Erzgebirges (Kohle des Döhlener Beckens bei Dresden), in einem zwischen den Sudeten und dem böhmischen Plateau einge-

¹⁾ Vgl. E. Koken: Indisches Perm und permische Eiszeit, Neues Jahrbuch für Min. und Geologie 1907 (mit paläogeographischer Erdkarte).

geschlossenen Zuge (Kohle von Kossitz). Sie sind stellenweise, so bei Lebach im Nahegebiet, Niederhäßlich bei Dresden, Braunau in Böhmen, durch großen Reichtum an Ganoidfischen, Stegocephalen (Archegosaurus, Branchiosaurus) und Reptilien (Palaeohatteria u. a.) ausgezeichnet. Sie führen eine sehr einheitliche Flora, in welcher besonders Farne und Araukarien stark vertreten sind. — Die Faltungsbewegungen der Karbonzeit kamen damals langsam zur Ruhe, es erfolgten aber Brüche und mit diesen gewaltige Eruptionen von Quarzporphyren und Melaphyren, welche sich über weite Flächen von Mitteleuropa (z. B. Sachsen, Thüringer Wald, Nahegebiet) breiteten.

Die Sedimente der unteren Dias greifen in Deutschland und England über die verschiedensten Teile des damals bereits stark eingeebneten Faltengebirges, aus dessen Zerstückelungsmaterial ihre eisenschüssigen Sandsteine und Konglomerate bestehen („Kotliegendes“). Nirgends hat man in diesen Schichten Spuren von marinen Fossilien gefunden.

In der oberen Dias dagegen bildeten sich durch Inundation mancher tiefliegender Gebiete seichte Lagunen, deren reiche Faunen von Ganoidfischen mitunter in sehr guter Erhaltung den damals abgelagerten tonigen Sedimenten eingebettet sind (Kupferschiefer von Mansfeld, Zechsteinschiefer von England). Schließlich fand das Meer freieren Zutritt und lagerte die vorwiegend kalkig-dolomitischen Sedimente des Zechsteins mit einer ziemlich eintönigen Fauna (*Productus horridus*, *Schizodus obscurus*) ab.

Das Verbreitungsgebiet dieser marinen Stufe umfaßt das nördliche England und sehr große Teile von Deutschland. Zechstein unterlagert, wie besonders durch Bohrungen nachgewiesen wurde, einen großen Teil des norddeutschen Flachlandes, vom unteren Rhein angefangen über Hannover, Mecklenburg, Brandenburg, und setzt sich von hier in das nordwestliche Rußland fort. Er überdeckt die alten Gesteine

des Harzes, dringt in das „thüringische Becken“ (am Fuß des Erzgebirges und Frankenwaldes) und erreicht südöstlich des Rheinischen Schiefergebirges die Pfalz. — Südlich dieser Zechsteinprovinz bestanden Landmassen, welche z. B. das Karpathen-Balkangebiet samt Galizien, die böhmische Masse, das süddeutsche Tafelland umfaßten und über die Vogesen, das französische Zentralplateau, Belgien und die Normandie nach Südeuropa reichten. Die so zwischen dem nordischen Kontinent und dieser Landzone eingeengte Flachsee wurde wiederholt von der Verbindung mit dem Weltmeer abgeschnitten und war starker Verdampfung ausgesetzt, so daß im oberen Zechstein Gips, Anhydrit und Steinsalz, auf weiten Flächen sogar die letzten Eindampfungsrückstände: die berühmten Kali- und Magnesiumsalze von Südhannover, Brandenburg, Anhalt, Thüringen usw. zum Absatz gelangten.

Mediterran-Entwicklung der Dyas.

Auch in den südlicheren Teilen Europas ist die hier behandelte Formation durch geringe Ausdehnung mariner Ablagerungen ausgezeichnet. — Die untersten Dyaschichten mit der *Araucaria Walchia piniformis* und Farnen finden sich in der spanischen Meseta, in den Pyrenäen, ferner als Sandsteine und Konglomerate in den Alpen („Berrucano“-Bildungen) und auch in anderen Teilen des gleichen Kettengebirges. Das Meer drang nur an wenigen Stellen ein, welche zum Teil schon im Oberkarbon durch marine Schichtenentwicklung ausgezeichnet waren. Eine besonders prächtige Fauna mit zahlreichen wohl erhaltenen Ammoniten, Gastropoden, Brachiopoden (darunter eigentümlich korallenähnlich wuchernde Formen wie „*Richtofenia*“) u. a. haben die Kalkklippen des Val Sossio in Sizilien geliefert. Eine ähnliche Tiergesellschaft wurde in den Karnischen Alpen und Karawanken gefunden.

Die stärkste Einschränkung der europäischen Meeresbedeckung fiel in den letzten Abschnitt der unteren Dyas. Man sieht z. B. in der Zone der Karnischen Alpen über der marinen untersten Dyas die Äquivalente des deutschen Oberrotliegenden als Konglomerate und fossilere Sandsteine entwickelt; man findet analoge Bildungen in Südtirol (Grödener Sandstein), wo in ihrer Unterlage die mächtigen Porphyrgänge von Bozen ein Seitenstück zu den Eruptivmassen des mittleren Deutschlands bilden. Ähnliche Bildungen erscheinen auch in den Westalpen („Verrucano“ der Schweiz), in den Karpathen, den dinarischen Gebirgen usw., so daß diese Phase tatsächlich für Europa eine echte Kontinentalzeit bedeutet.

Ungefähr gleichzeitig mit den Zechsteinbildungen der Oberdyas erfolgte auch in den Südalpen, in Süddalmatien und in Bosnien ein Vordringen des Mittelmeeres; es wurden die Bellerophonkalk abgelagert, welche aber infolge der zwischen sie und die Zechsteinprovinz eingeschalteten breiten Landbarriere nur entfernte Anklänge an deren Fauna zeigen, hingegen einige wichtige Beziehungen zu Indien aufweisen.

Die russische Dyas (Perm)

Ist westlich des Urals von der aralokaspischen Ebene bis zum Eismeer außerordentlich verbreitet, nimmt beispielsweise den größten Teil des Gouvernements Perm ein — nach welchem sie auch genannt wird — und reicht im Westen über den Meridian von Moskau hinaus. Entlang des Ural und im Timan sind die tiefsten, durch pflanzenführende Lagen vom Karbon getrennten Schichten (Permokarbon oder Artinskstufe) mit einer sehr reichen Meeresfauna entwickelt, welche u. a. auch Ammoniten enthält und zu den wenigen mediterranen Vorkommnissen so nahe Beziehungen aufweist, daß ebenso wie im Oberkarbon eine Verbindung bestanden haben muß, welche nur im Süden möglich war,

da ja Mitteleuropa damals ein Festland bildete. Der Meeresrückzug der Ober-Rotliegendstufe machte sich auch hier geltend; es kamen pflanzenführende Schichten mit Süßwassermuscheln (*Unio*) zum Absatz. Erst in der obersten Dhas breitete sich ein seichtes Meer aus, welches aber nicht die mediterrane, sondern die Fauna der Zechsteinprovinz führt, so daß man eine direkte Verbindung mit dieser annehmen darf, wenn auch zwischen den östlichsten Vorkommnissen der letzteren (Umgebung von Mitau) und dem innerrussischen Perm auf weite Erstreckung keine entsprechenden Ablagerungen bekannt sind.

Asiatische Dhasablagerungen.

Es ist gegenwärtig noch für große Gebiete der Erdoberfläche nicht möglich, eine befriedigende Darstellung der Verbreitung dieser Ablagerungen zu geben, da in vielen Fällen die Trennung der Faunen, zum Teil auch der Floren, von jenen des Oberkarbons nicht durchgeführt ist.

Es steht aber fest, daß sich die marine Unter-Dhas des Urals nach Nowaja Semlja und Spitzbergen fortsetzte. Auf der anderen Seite stehen die uralischen und mediterranen Vorkommnisse der Formation mit zentralasiatischen in enger faunischer Verbindung. Von allgemeiner Bedeutung sind die Vorkommnisse in Armenien (*Djulfä*) und in der indischen Saltrange, welche letztere in ihrer außerordentlich reichhaltigen, die ganze Dhas umfassenden Fauna zahlreiche gemeinsame Formen mit den südalpinen, sizilischen und uralischen Lokalitäten aufzuweisen hat. Die Productuschiefer des Himalaja, ferner ähnliche Vorkommnisse im Gebirge von Bockhara, im westlichen Kwenlun und in der Dsungarei (Turfan) zeigen, daß die Verbreitung im allgemeinen demselben Prinzip folgte wie jene der vorhergegangenen Stufe. Die Verbindung reichte über Tongking und Südchina (Dünnan, Nanjing) zum Pazifischen Ozean, in dessen Be-

reich einerseits Japan, andererseits der ostindische Archipel (u. a. ammonitenführende Dhas auf Timor) die große Verbreitung beweisen. Das eurasiatische Mittelmeer zog sich dabei zusehends auf die südlicheren Gegenden zurück. Das Tianschan- und Gobigebiet war trocken; Schansi und Hunan haben Permkohlen.

Es müssen auch querdurchgehende Trockenlegungen zeitweilig stattgefunden haben, sonst wäre es nicht möglich, daß Bestandteile der südlich des Mediterrangebietes verbreiteten Landsfaunen und Floren diesen Gürtel überschritten und sich stellenweise in Nordeuropa finden (S. 71).

Nordamerika.

Im atlantischen Gebiet findet sich Rotliegendes und Zechstein in europäischer Fazies und wohl als Randbildung des gleichen mittelatlantischen Meeresbeckens. — Für das Appalachengebiet bedeutet die Dhaszeit eine Vervollständigung der karbonischen Verlandung und Gebirgsbildung; die oberen flözarmen und flözleeren Schichten der randlichen Kohlenfelder (Pennsylvanien und Virginia) gehören ihr an. Die gebirgsbildenden Faltungen erloschen hier allmählich gegen Ende der paläozoischen Zeit.

Westlich des Mississippi behauptete sich, ganz analog den Verhältnissen im uralischen Gebiet, das Meer während eines Teiles der Dhaszeit und lagerte in Texas, Kansas, Nebraska ammoniten- und brachiopodenführende Bildungen ab, welche den entsprechenden Schichten Europas ungemein nahe stehen. Nach dieser Zeit erfolgte aber ein weiterer Rückzug des Meeres aus dem amerikanischen Kontinentalbereich. Die im „Westen“ (Kansas, Texas, Rocky Mountains, Plateaugenden des Colorado) sehr verbreiteten, oft salzimpregnierten „Red beds“ kennzeichnen Dhas und untere Trias. Damals wurde also jenes eigentümliche, gegen den Paci-

fischen Ozean gewendete Randmeer, welches schon im Oberkarbon stark eingeschrumpft war, trockengelegt.

Tiergeographisch interessant ist die Tatsache, daß die Wirbeltierschichten des basalen Perms von Texas, die mit den marinen Lagen durch Übergänge verknüpft sind, landbewohnende Reptilien (*Naosaurus*, *Labidosaurus*) und *Stegocephalen* (*Eryops* u. a.) geliefert haben, die einem anderen Faunenreich angehörten als die gleichzeitigen Bewohner des europäischen Landes.

Bemerkungen über das dyadische Klima der Nordhemisphäre.

Die ausgedehnten Verlandungen, welche während der letzten Abschnitte der paläozoischen Zeit in den gemäßigten Zonen der Alten und Neuen Welt stattfanden, mußten eine sehr bedeutende Rückwirkung auf das Klima ausüben. Die weiten Morastgebiete des europäischen Hauptkohlegürtels (England=Belgien=Norddeutschland), welche zur Zeit des älteren produktiven Karbons vorübergehend sogar Einbrüche des Meeres erfuhren, wurden schon vor Beginn der Dyaszeit trockengelegt und durch Faltung den südlicheren Erhebungen angegliedert. Letztere verloren dadurch ihren früheren Inselcharakter und bildeten einen geschlossenen Wall, welcher das mittlere und nördliche Europa vom Mittelmeergebiet absperrte. Zu dieser Zeit begann aus ihnen die *Lepidodendron*- und *Sigillarienflora* zu verschwinden, und zahlreiche *Uraukarienbestände*, welche wohl weniger Feuchtigkeit beanspruchten, beherrschten das Vegetationsbild. Häufig sind Sandsteine, welche in ihrem Aussehen große Ähnlichkeit mit Flugsandbildungen verraten; andere Ablagerungen erinnern an die Schuttauftreibungen, welche in Trockengebieten durch sporadische Gußregen bewirkt werden. Nicht selten findet man verkieselte, in Sand oder auch in vulkanischen Tuffen begrabene Baumstämme und „versteinerte Wälder“, während die Kohlenbildung an Bedeutung zurück-

trat und im oberen Rotliegenden gänzlich aufhörte. Damals hatte sich der Arm des Weltmeeres, welcher zur Zeit der Unterdyas (Permokarbon) noch aus den Mediterranländern durch das uralische Gebiet bis in die nordischen Gegenden reichte, zurückgezogen, womit wohl eine weitere Verminderung der Feuchtigkeit in Mitteleuropa eintrat.

Als später ein flaches Meeresbecken die Gebilde der „Zechsteinprovinz“ zum Absatz brachte, war es im Norden und Osten durch den großen Kontinent, im Süden und Westen durch den Gebirgswall dem Einflusse des ozeanischen Klimas entzogen. Seine Umrandung hatte die Merkmale einer Wüste, und jede Abschnürung vom Ozean führte zur Eindampfung, also zur Ausscheidung von Salzen.

Ähnliche Zustände herrschten im mittleren Nordamerika (salzführende Dyas in Texas), wo die letzten seichten Meeresbecken durch Ketten von Bodenerhebungen im westlichen Nordillereengebiet vom Pazifischen Ozean getrennt waren. Nach Richthofens Beobachtungen war auch das nördliche China zur gleichen Zeit eine Wüste, welche der Gebirgswall des Awenlun gegen den östlichen Abschnitt des eurasiatischen Mittelmeeres absperrte. Es verdient Beachtung, daß sich auf diese Weise die damaligen Trockengebiete in zonarer Anordnung exzentrisch um das heutige Polargebiet gruppieren.

Die südlichen Kontinentalgebiete und deren Randüberflutungen.

Innichten der alten Gesteine von Zentralindien liegen flache Mulden von kohlenführenden Schichten der unteren „Gondwanaformation“¹⁾, welche zahlreiche Farnreste, darunter die charakteristischen zungenförmigen Blätter von Gangamopteris und Glossopteris, ferner Nadelhölzer und

¹⁾ Der höhere Teil dieser Schichtengruppe geht bis über die Ober-Trias hinaus.

Palmfarne (Cycadeen), vereinzelt auch Reptilien (Dichnodonten u. a.) enthalten. Ausläufer dieser Gesteinsgruppe reichen in den Himalaja von Sikkim und Kaschmir, sowie nach Kambodscha.

Die an der Basis der zentralindischen Gondwanaserie bekannten Talchirkonglomerate gehören ungefähr der Übergangszeit vom Karbon in die Dyas an und erweisen sich mitunter durch die unregelmäßige Anordnung des Trümmermaterials sowie durch das Vorkommen gekrümmter Geschiebe in einem feintonigen Bindemittel als Grundmoränengebilde. In der Saltrange am Indus treten als Unterlage der marinen Productuskalke gleichfalls Blocklager mit zahlreichen, zum Teil facettenähnlich geschliffenen und deutlich gekrümmten Geschieben von Porphyren, Graniten usw. auf, die aus den südlicheren Gebirgen stammen.

Bildungen, die der Gondwanaserie in jeder Beziehung ähnlich sind, bilden in Südafrika (Kap-, Oranjesolonie, Transvaal) die Sandstein- und Schieferablagerungen der Karruformation. Wieder erscheinen an der Basis der Glossopteris- und Dichnodontenschichten Vorkommnisse von Blocklehmen („Dwykafonglomerat“), mitunter auf einem prachtvoll geschrämmten Felsgrund ruhend, der von einem jungen Gletscherboden nicht zu unterscheiden ist. Die Äquivalente der Karruschichten in Deutsch-Ostafrika und Madagaskar (mit Glossopteris) enthalten keine Gletscher Spuren; wohl aber werden solche aus Katanga im Kongo Becken, aus Togo und aus Namaland angegeben. Letzteres hat bei Gibeon auch Mollusken schalen geliefert, welche an den ersten marinen Horizont über der Blockzone der Saltrange (Conularienschieht) erinnern und auf den Bestand einer süd-atlantischen Meeresregion hinweisen.

Reste der Glossopterisflora und einige Vereisungsspuren kennt man auch aus Teilen von Südamerika (São Paulo, Paraguah, Mendoza), doch scheint im nördlichen

und westlichen Teile noch das „Amazonasmeer“ bestanden zu haben.

Besondere Ausdehnung haben die Ablagerungen des Gondwanathypus im östlichen Australien, wo sie in Neu-Südwaies die Träger der Kohlenflöze und der Glossopterisflora sind. In ihrem tiefsten Teile enthalten sie marine Einschaltungen mit Productus, Conularia usw. und glaziale, wohl durch Eisberge hierher gelangte Drift. Echte Grundmoränen und geschliffene Felsböden finden sich in Victoria (Bacchus Marsh), wo der Gletscher aus dem Süden, von einem heute unter dem Meere liegenden Gebirge gekommen sein muß.

In Westaustralien, wo marine Dhas und wohl auch Oberkarbon bei Kimberley, am Fitzroy- und Gascoigne-flüsse einen wertvollen Beleg für den Bestand der östlichen Hälfte des Indischen Ozeans abgibt, kennt man glaziale Drift im Gebiete des zuletztgenannten Flusses.

Obwohl die Verbreitungsgebiete der Gondwanaab-lagerungen, deren tiefste, blockführende Schichten von vielen als oberes Karbon, von anderen als älteste Dhas aufgefaßt werden, ein großes Floren- und Faunenreich der Südkontinente darstellen, haben doch einige Ausläufer die zeitweilig in Einzelbecken zerfallene Mittelmeerzone passiert, da z. B. in der russischen Dhas an der oberen Dwina Glossopteris, Gangamopteris und südafrikanische Reptilientypen entdeckt wurden.

Von den vier obengenannten Hauptregionen der südlichen Glossopterisflora hing die heutige indische Halbinsel zweifellos über Madagaskar mit Südafrika landfest zusammen und es ist nicht unwahrscheinlich, daß Verbindungen vom afrikanischen Hochland bis zur südamerikanischen Festlandmasse reichten. Wichtig ist die Antarktis, die glossopterisführende Sandsteine über einem Grundgebirge zeigt und sich wahrscheinlich an Südamerika anschloß, da auf den Falklandinseln

pflanzenführende Dhas vorkommt. Daß andererseits auch Australien weiter nach Süden ging als jetzt, zeigen die Verhältnisse in Victoria. Beziehungen zwischen Australien und Indien könnten durch größere Inseln (Westborneo, Rambofscha) vermittelt worden sein, so daß sich ein großer, wenig unterbrochener Kontinentalgürtel damals um den südlichen Indik und Atlantik in ähnlicher Weise geschlungen haben dürfte, wie jetzt die Nordkontinente um das arktische Meer.

Daß diese Kontinente weit größere Höhen hatten als jetzt, ist wahrscheinlich; fällt doch knapp vor die hier besprochene Zeit die Hauptfaltung der „australischen Alpen“ und der Kapgebirge. Aber die Erklärung von Gletscherströmen, die zum Teil bis an das Meer reichten, bleibt trotzdem eines der schwierigsten paläoklimatischen Probleme. Die kühne Hypothese von Wegener, daß alle diese Gebiete um einen Südpol herum konzentriert waren und erst in geologisch viel jüngerer Zeit als Schollen auf einer Art Magmassee abdrifteten, wobei sie Faltengürtel vor sich aufstauten, stößt auf tektonische Schwierigkeiten, die hier nicht zu besprechen sind. Auch erklärt sie nicht, wie Reste dyadischer Faunen und Floren, die sich auf diesen als alte Antarktis betrachteten Festlandmassen im Anschlusse an Glazialablagerungen finden, über die damalige Tropenzone hinweg bis Nordrußland und Schottland (Elgin) gelangt sind.

Es scheint zunächst, daß hier, ebenso wie bei den großen Klimaunterschieden zwischen Tertiär und Quartär, die Änderungen des Reliefs und der Zusammenschluß großer Kontinentalmassen in zirkumpolaren Regionen sehr große Bedeutung hatten. Aber ohne Änderungen der geographischen Koordinaten bleibt die Paläoklimatologie unverständlich.

Mesozoisches Zeitalter.

6. Trias¹⁾.

(Karte 4.)

Germanischer Triasstypus in Mitteleuropa.

In Deutschland und fast allgemein auch in dem übrigen außer-alpinen Mitteleuropa zeichnet sich das Triasystem durch den wiederholten Wechsel von Kontinentalbildungen mit Flachmeersedimenten aus. Das trockene Klima (vgl. Dhas) brachte es mit sich, daß bei dem Zurückweichen des Meeres in der Regel nicht Süßwassermoräste und Sumpfwälder — wie im Karbon —, sondern Salzseen, vegetationsarme Flugandgebiete und Schotterebenen entstanden: Verhältnisse, für welche in der Gegenwart das aralokaspische Gebiet Asiens vielleicht den besten Maßstab liefert.

Der meist durch Eisenoxyd gefärbte Buntsandstein der unteren Trias ist, wie die lokalen Pflanzenreste (die Koniferengattung *Voltzia*, Schachtelhalme, Farne), Fährten und Skelettreste von landbewohnenden Stegocephalen (*Trematosaurus* u. a.), Trockenriffe auf den Schichtflächen und zahlreiche andere Merkmale zeigen, vorwiegend in Senken der Landoberfläche entstanden. Die Hauptmasse des böhmisch-sudetischen Gebietes und des französischen Zentralplateaus ragte inselartig aus diesen Ablagerungsgebieten auf; dasselbe gilt vom Kern der spanisch-portugiesischen Meseta und zudem noch von großen Teilen der Ardennenzone. Das Ablagerungsgebiet des Buntsandsteins dehnte sich ostwärts unter der norddeutschen Ebene gegen Rußland aus und reichte im Nordwesten bis England, wo der „New Red Sandstone“ den Rand zwischen den älteren Gesteinen von Wales und der mesozoischen Platte bildet.

¹⁾ Vgl. dazu E. Diener: Die marinen Reiche der Triasperiode, Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, Math.-nat. Klasse, 92. Bd., Wien 1915.

Im oberen Buntsandstein Mitteleuropas herrschen marine Bildungen vor, welche die Vorboten der großen mitteltriadischen Meeresinvasion sind. Der „Muschelkalk“, welcher als Sediment der letzteren entstand, enthält eine sehr gleichförmige Fauna, in welcher als Leitfossilien Stielglieder von Seelilien (*Encrinurus liliiformis*), Brachiopoden (*Terebratula vulgaris*), Muscheln (*Gervillia socialis* usw.), und in einem relativ hohen Horizont die bekannte Ammoniten-Gruppe des *Ceratites nodosus* auftreten. Im wesentlichen wurden damals die weiten Sandflächen der unteren Trias ziemlich gleichmäßig unter Wasser gesetzt; doch erreichte das Meer England nicht. Auch die S. 73 genannten europäischen Festlandgebiete bildeten Ausfragungen, deren Einfluß sich durch den Litoralcharakter der benachbarten Sedimente verrät. Durch das Auftreten lokaler Gips- und Salzablagerungen sind vorübergehende Abschnürungen einzelner Meeres- teile angedeutet, welche jenen der Zechsteinphase des Perm ähneln.

Nach dem Muschelkalk erfolgte zur Zeit des Keupers von neuem ein Rückweichen des Meeres im Umkreis des mittel- und westeuropäischen Festlandssockels; es stellten sich Ablagerungen ein, welche Pflanzen (*Equisetum*, *Voltzia*, *Chyadeen*) und lokal unreine Kohlenstümpfen enthalten; in den weiten Sumpfbereichen lebten *Stegocephalen* (*Mastodonsaurus*) und Reptilien (*Belodon*, *Aëtosaurus*) und die vor einiger Zeit bei Halberstadt entdeckten Dinosaurier).

Sehr häufig im mittleren Keuper sind Gips- und Salzstöcke; sie finden sich z. B. im Untergrund der norddeutschen Tiefebene ebenso wie im schwäbisch-fränkischen Tafelland, in den Westalpen, in den beiderseitigen Vorbergen der Pyrenäen, auf der Nordseite der Sierra Nevada, in Portugal usw.

Gegen Ende der Triaszeit begann nach den vorausgegangenen Schwankungen wieder eine größere Überflutung

des europäischen Kontinents. Die einzelnen Senken und Binnenseen verbanden sich zu einer mehr zusammenhängenden Meeresbucht, in welcher die Fauna der „rhätischen“ Stufe lebte: besonders bezeichnend sind die gerippten, stark geschweiften Schalen von *Avicula contorta*, kleine Miesmuscheln usw. Pflanzenschichten und dünne Knochenlagen („Bone bed“) mit den Resten von Fischen, Reptilien und Zähnen von kleinen Säugetieren (*Microlestes*) zeigen, daß reiches Leben in den Küstenebenen existierte, über welche sich der Wasserpiegel allmählich ausbreitete. Die Meeresspuren erstrecken sich über Norddeutschland nach Schonen und berühren damit zum erstenmal seit der Silurzeit wieder den Boden Skandinaviens. Sie reichen im Nordwesten über Wales bis Antrim (Irland), im Osten bis Posen und im Süden über Württemberg, Lothringen entlang der Tiefenfurche am Ostrand des französischen Zentralplateaus in die Provence und die Westalpen; sie erscheinen endlich auch im südlichen Portugal.

Germanische Trias in Nordafrika.

In der Trias von Oran, Konstantine und Tunis wurde Muschelskalk von germanischem Typus gefunden; sonst herrschen meist gips- und salzführende Mergel oder Sandsteine des Keupers mit seltenen Bivalvenresten. Eine ähnliche Entwicklung zeigt sich in Marokko, wo auch marines Rhät in der Schauja vorkommt. Im großen und ganzen war die Mittelmeerprovinz der Trias im westlichen Teile von einem Flachsee- und Lagunengürtel umrahmt, der wohl nur zeitweise einen reichlicheren Faunenaustausch mit dem atlantischen Becken der damaligen Zeit zuließ.

Von großem geologischen Interesse ist die Häufigkeit diabasartiger und peridotitischer Durchbrüche in der nordafrikanischen und spanischen Obertrias.

Kontinentale Trias in Rußland.

Die breite Tiefenzone, welche während des Karbons und der Untertrias die Verbindung zwischen Mittelmeer und arktischem Gebiet ermöglicht hatte, bestand zwar noch, aber nur als eine flache Senke, in welcher Land- und saline Lagunenbildungen nach Art der Buntsandsteinentwicklung abgelagert wurden.

Mediterrane Triasprovinz Europas.

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Ablagerungen zeigt die Trias in vielen Teilen der Alpen und anderer europäischer Kettengebirge eine reiche Folge von echt marinen Schichten. In der nördlichen Kalkzone der Ostalpen, welche als Idealgebiet dieser Entwicklung gelten kann, zeigen die sandig-glimmerigen, oft gips- und salzführenden Werfener Schichten (vgl. Salzkammergut) noch Verwandtschaft mit dem Buntsandstein und haben manche Meeresfossilien mit dessen oberen Lagen gemeinsam. Auch die mittlere Trias kann noch in nähere Beziehung zum deutschen Muschelkalk gebracht werden, wenn auch ihre Meeresfauna reicher und bezüglich der Ammoniten vorwiegend aus anderen Typen zusammengesetzt ist. Hingegen stehen die oft einige 1000 m mächtigen Kalk- und Dolomitmassen der oberen Trias (Wettersteinkalk und Dachsteinkalk mit entsprechenden Dolomiten) in Gegensatz zum Vorherrschen der Kontinentalbildungen im „Keuper“.

Das Gebiet der nördlichen Kalkalpen war demnach zur Triaszeit meist vom Meere bedeckt, in welchem zahlreiche Korallen- und Diploporen(Kalkalgen)riffe geschlossene Ablagerungen bildeten, während stellenweise die berühmten Hallstätter Kalk mit ihren zahlreichen Brachiopoden, Wälbchen, Ammoniten usw. abgelagert wurden. Nahe dem nördlichen Kalkalpenrande erinnern uns aber mächtige sandige Einschaltungen, so vor allem die kohlenführenden Lunzer Sandsteine mit ihrer Keuperflora (Farne, Cycadeen, Equi-

seten usw.) an die Nähe des böhmischen Festlandes, welches im Norden das alpine Meer von der deutschen Provinz trennte¹⁾. — Die Südalpen und der inselartig aus der ungarischen Ebene aufragende Bakony entsprechen in ihrer Triasentwicklung im ganzen der nördlichen Kalkzone, zeichnen sich aber dadurch aus, daß in der Übergangszeit zwischen Muschelkalk und Keuper gewaltige Eruptionen von Felsitporphyren und Porphyriten erfolgten. In Zusammenhang damit steht wohl die Erscheinung, daß in den Südalpen mitunter schon im Muschelkalk die klastische Beschaffenheit einzelner Sedimente und das Auftreten von Pflanzenspreu auf Gebirgsbewegungen hinweisen.

Wie mehrere, allerdings in der Schichtreihe unvollständige Ablagerungsreste in dem kristallinen Gebirge der Zentralalpen zeigen, waren diese wenigstens während der oberen Trias größtenteils untergetaucht. Ähnliches gilt auch von den Westalpen, welche in vielen Merkmalen zwischen der mitteleuropäischen und der Mediterranprovinz vermitteln. Die Trias der schweizerisch-savoyischen Hochalpen und der Dauphiné erinnert mit ihren bunten, wenig mächtigen Schichten, der Häufigkeit von Gips, Salz und Rauchwacken an den mitteleuropäischen Typus, während sich jene der Briançonnaiszone und der Schweizer Deckschollen (z. B. Gishwiler Stöcke, Mythen, Jberger Stöcke) dem ostalpinen weit mehr nähert; der Übergang zwischen beiden Entwicklungsarten liegt also innerhalb der Westalpen selbst.

In den Karpatenländern zeigen der Bakonywald und das innerungarische Bergland am Sajó ganz ostalpinen Typus, während in der Umrandung der Tatra und anderer kristalliner Gebirge ein sehr lückenhaftes Triasprofil vorhanden ist, welches oft nur aus roten Sandsteinen, Rauchwacken und Spuren von Rhät besteht. Erst in den sub-

¹⁾ In ihnen wurde bei Lutz (Niederösterreich) ein Lungenfisch der Gattung *Ceratodus* gefunden, dessen nächste Verwandte heute in Australien leben.

tatrischen Faltenzügen wird die Schichtreihe wieder mächtiger. Aber das Auftreten bunter Keupermergel erinnert hier bereits an die deutsche Entwicklung, während andererseits die schon in das Gebiet der letzteren fallende ober-schlesische Trias sehr deutliche Verwandtschaft mit der Mediterranentwicklung zeigt (besonders im Muschelkalk). Es bestand hier jedenfalls eine Übergangsregion zwischen beiden Triasprovinzen.

In den ungarisch-siebenbürgischen Grenzgebieten, den Ostkarpathen (Hallstätter Kalk bei Kimpolung) und der Dobrudscha setzte sich das Meer, wohl durch Inselzüge unterbrochen, nach Osten fort. Es grenzte im Balkangebiet an die alte Gebirgsmasse der Rhodope, deren Einfluß sich durch die lückenhafte Ausbildung der Schichtfolge zeigt, und erreichte die Krim, wo seine Strandbildungen das Granitmassiv von Podolien im Süden begrenzen. Einen besonders wichtigen Fortschritt bedeutet die Entdeckung reich entwickelter alpiner Trias im Kubandistrikt des nordwestlichen Kaukasus, da nunmehr auch die Einschaltung mariner Werfener Schichten am Bogdo-Berge in der Astrachansteppe verständlich wird. Es ist möglich, daß dieses Meer während der unteren Trias noch weit nach Sibirien reichte und daß ihm die kürzlich aufgefundenen, gleichfalls untertriadischen Schichten am Teplajafusse im südlichen Jenisseigebiet angehörten.

Eine südliche Reihe mediterraner Triasvorkommnisse beginnt in Spanien auf der Südbabdachung der Sierra Nevada, findet sich dann auf den Balearen und in Nordwest-Sardinien, wo Anklänge an die germanische Entwicklung vorhanden sind, und greift an der Ebromündung in die schon ganz dem letzten Typus zugehörige Trias von Nordspanien ein. Rein mediterranen Charakter zeigen die vorwiegend kalkigen Ablagerungen in Nord Korsika, in den Apuaner Alpen, in Umbrien, Kalabrien und besonders die ammonitenreichen Schichten der Umgebung von Palermo und Girgenti in Sizilien.

Jenseits der Adria sieht man die Formation in einer Ausbildung, welche sich an jene der Südalpen nahe anschließt und auch die Spuren der mitteltriadischen Eruptionsperiode allenthalben zeigt, in den dinarischen Gebirgen, sowie in Griechenland. Ablagerungsreste sind ferner auf den Inseln des Ägäischen Meeres (Kreta, Chios) verbreitet und knüpfen dadurch an die asiatischen Ketten an. Hingegen scheint das marine Triassystem im östlichen Mittelmeer den Rand des afrikanischen Kontinents nicht erreicht zu haben.

Fortsetzung des mediterranen Triassmeeres durch Asien zum nordpazifischen Randgebiet.

Obwohl die Triasformation Vorderasiens nur in einigen Teilen (Golf von Fsmid, Balia Maden, Syrien, Amanus) erforscht ist, läßt sich doch nicht bezweifeln, daß weit ausgedehnte Verbindungen nach Osten gegangen sind. Im Araxesgebiet von Hocharmenien, vielleicht auch in Teilen von Persien und im Küstengebirge von Oman leiten die marinen Spuren weiter nach Zentralasien, wo über weite Gebiete einzelne Fundpunkte verstreut sind. Man kennt solche aus Beludschistan, dem Pamir, aus dem Darwasgebirge in Ost-Buchara und aus Tibet. Prachtvoll entwickelt ist die Trias in den mesozoischen Zonen des Himalaja, wo geschlossene, über weite Strecken verfolgbare Profile in Kaschmir, Spiti, Kumaon und Painkhanda durch ihren Fossilreichtum die alpinen Vorkommnisse teilweise übertreffen. Die Verwandtschaft mit letzteren erstreckt sich so weit, daß fast alle wichtigeren Stufen durch das Vorkommen identischer oder nahe verwandter Fossilien wieder zu erkennen sind. Aber außerdem treten genügend zahlreiche eigenartige Formen auf, um zu zeigen, daß in diesem östlichen Teile des großen damaligen Mittelmeeres ein selbständiges Faunenreich bestand. Besonders in der unteren Trias weichen die Faunen des Himalaja und jene der Saltrange mit ihrem Reichtum an glatt-

schaligen, ceratitischen Ammoniten (Meekoceras, Ophiceras, Otoceras u. v. a.) sehr erheblich von den alpinen ab. — Es ist von hoher Bedeutung, daß man vor einiger Zeit die Meekoceratenschichten auch in Nordmadagaskar entdeckt hat (äthiopische Bucht oder Straße mitten im „Gondwanaland“).

Die Triasschichten der jungen Faltengebirge von Tongking, Nord-Annam und Yünnan stellen eine Fortsetzung der himalajischen Ablagerungen dar und vermitteln deren Verbindung mit dem Pazifischen Ozean, an dessen Westküste die Trias der russischen Küstenprovinz (Ussuribucht) und Japans abgelagert wurde. Besonders die erstere hat auffallend viele faunistische Beziehungen zum unteren und mittleren Teile der Himalajaprofile. Die Hauptmasse von Asien war aber Festland, das sich über Nord- und Mittelchina, die Mongolei, Ostsibirien („Angaraland“), sowie die zentralasiatischen Gebirge des Tianschan- und Awenlun-Systems erstreckte. Wo Triasschichten hier abgelagert wurden, gehören sie der kontinentalen, mitunter pflanzenführenden „Angara-Formation“ an.

Sundaregion und südpazifisches Randgebiet.

Das Kambodscha-Massiv trennte den indochinesischen Meeresarm vom östlichen Teile des damaligen Indischen Ozeans, mit dem das Himalajameer während der oberen Trias über Burma (Schanstaaten), die Malaiische Halbinsel, Nord- und West-Sumatra sicher zusammenhing. Eine fast vollständige und durch ihren Reichtum an prächtigen Ammoniten überraschende Schichtenfolge kam auf Timor zur Ablagerung. In anderen Teilen des ostindischen Archipels, so auf Buru, Ceram, Westborneo, ist die obere Trias so weit verbreitet, daß eine ausgedehnte Wasserbedeckung über diese Gebiete hinweg bis in den südlichen Pazifik gereicht haben muß, wo ihre Spuren deutlich in Neufaledonien und auf der Südinself von Neuseeland erhalten sind. Noch immer be-

finden wir uns im „hima-malaiischen Faunenreich“. Doch zeichnen sich die beiden letztgenannten Gebiete durch die Häufigkeit der Muschelspezies *Pseudomonotis Richmondiana*, einer Verwandten der im nordpazifischen und arktischen Meere weit verbreiteten *Ps. ochotica*, aus.

Arktische Gebiete.

Im Norden stand der Pazifische Ozean mindestens während der Obertrias in freier Verbindung mit dem arktischen Meere, denn die Küstenablagerungen mit *Pseudomonotis ochotica* finden sich nicht nur am Ochotskischen Meere und in Japan, sondern auch im nördlichen Teile von Ostsibirien (untere Lena, neusibirische Inseln, Olenek, Werchojanskisches Gebirge) und werden stellenweise auch von ammonitenreichen Schichten der tieferen Trias begleitet. Die Meeresspuren reichten über die Bäreninsel nach Spitzbergen, wo ein fast vollständiges Profil der Formation vorhanden ist, und finden ihre unverkennbare Fortsetzung im arktisch-amerikanischen Archipel auf den Sverdrup-Inseln und im Ellesmereland. Vorkommnisse auf der Halbinsel Alaska vermitteln die Verbindung mit der Trias von Britisch-Kolumbien und Kalifornien. — Auffallend häufig sind im arktischen und teilweise auch im pazifischen Gebiet die Einschaltungen vulkanischer Produkte der damaligen Zeit.

Ostpazifische Region in Nord- und Südamerika.

Die von Triasvulkanen begleitete pazifische Uferzone läßt sich von Kap Lisburne, Alaska, in vielen Vorkommnissen (*Pseudomonotis*-Schichten, zum Teil auch Kalke mit Korallen und Ammoniten) über die Küstenketten von Britisch-Kolumbien nach Kalifornien verfolgen, wo uns z. B. die sehr ammonitenreichen Schichten von *Shasta cy.* im Norden, *Inyo cy.* im Südosten verschiedene Abteilungen der Trias nachzuweisen gestatten. Das Meer überdeckte auch das

Gebiet der Humboldttrange in Nevada. Über östlich vom 117. Meridian begann der damalige Kontinentalbereich, der im Gebiet der Rocky Mountains und der westlichen Prärien durch Ablagerungen bunter Sandsteine („Red Beds“) an England und Ostrußland erinnert. Ganz ähnlich, wie letzteres sich im Süden allmählich gegen das Mittelmeer senkte und die marine Einbuchtung von Bogdo aufnahm, so reichte in Amerika die marine Untertrias (Meekoceras-, Tirolites- und Columbiteseschichten) von Westen her in die Aspenrange von Idaho. Der Faunencharakter dieser Abteilung ist zum Teil indopazifisch, zum Teil ostalpin. Bemerkenswert erscheint es, daß besonders in der Obertrias von Nordkalifornien die Ammonitenschichten von Shasta cy. eine Reihe ganz auffallender Übereinstimmungen mit den Hallstätter Kalken der Ostalpen zeigen, derart, daß für diese Zeit eine direkte Verbindung über ein mittelatlantisches Meeresbecken in den Bereich der Wahrscheinlichkeit gerückt ist. — Die Entdeckung von mariner Obertrias bei Zacatecas in Mexiko deutet ein Stück dieses Weges an. Er lag nördlich der kontinentalen, pflanzenführenden Triaszone von Chiapas und Honduras.

Sehr wenig bekannt ist von dem südamerikanischen Verbreitungsgebiet; doch finden sich bei Chaperal in Kolumbien und am Utkubambaflusse in Peru Meeresablagerungen mit Pseudomonotis der Dhoticagruppe und stellenweise mit Ammoniten.

Das atlantische Nordamerika

besitzt entlang der Ostabdachung der Appalachen einen Saum mächtiger, von Melaphyrlaven begleiteter Sandsteine und Schiefertone (Connecticut-Sandsteine), welche Stegocephalen- oder Reptilienfährten sowie Triaspflanzen (Pterophyllum, Equisetum arenaceum, Voltzia heterophylla) führen, aber wohl unter einem feuchteren Klima entstanden als ihr

europäisches Gegenstück. Sie kennzeichnen den südöstlichen Uferstrich der amerikanischen Landmasse, die über Neufundland-England mit Europa zusammenhing. Wir gewinnen einen wertvollen Beleg für diese Annahme aus der Tatsache, daß in der kontinentalen Obertrias des mittleren Nordamerika Stegocephalen- und Landreptilien-Gattungen des deutschen Keuper vorkommen. Damit führen sich aber dann auch die später, nämlich im Jura und in der Unterkreide weitverbreiteten Dinosaurier beider Erdteile auf eine zusammenhängende Stammregion zurück, denn im deutschen Keuper sind bereits echte Dinosaurier bekannt (S. 74).

In den Südkontinenten (Indo-Afrika, Australien, Brasilien)

schließt sich die Reihe der pflanzen- und kohlenführenden Triaschichten so nahe an die Dyas an, daß eine Grenze schwer zu ziehen ist. Selbst Glossopteris Browneana steigt noch in Schichten auf, die bereits mesozoische Pflanzentypen, wie Pterophyllum, Taeniopteris u. a., enthalten. Die Reptilienordnung der Dichtodonten ist in den oberen Gondwanaschichten Indiens und vor allem in den entsprechenden Teilen der Karru-Ablagerungen reichlich entwickelt. Pflanzen- und kohlenreich sind die Vertreter in Neu-Südwales. Auch bei Cacheuta in Argentinien fand sich eine Flora mit mehreren Arten der australisch-indischen Gondwana-Serie (besonders mit Thinnfeldia odontopteroides).

Sehr merkwürdig ist die Entdeckung von Ganoidfischen (Lepidotus, Peltopleurus) und Muschelkrebse in den Quabaschichten des Katangagebiets im Kongobecken. Es handelt sich um ausgedehnte jungtriadische See- oder Lagunenablagerungen, die vielleicht schon in die Umrandung eines südatlantischen Meeres gehörten. Im allgemeinen scheinen die paläogeographischen Beziehungen der Südkontinente zueinander während der Trias ähnliche gewesen zu sein wie in

der vorhergehenden Formation. Leider bietet die vergleichende Erforschung der kontinentalen Ablagerungen wegen der Seltenheit der Landfaunen ungleich größere Schwierigkeiten als jene der Meeresablagerungen, so daß sie ein weit lückenhafteres Material liefert als das schon weit vorgeschrittene Studium der letzteren.

7. Jura ¹⁾.

Die Jurazeit zeichnete sich in vielen Teilen der Alten Welt durch ein allmähliches Vordringen der Meere aus, welches in Europa so bedeutend war, daß wieder eine Auflösung dieses Erdteils in einen Archipel erfolgte. Trotzdem lassen sich in der Verteilung von Höhen und Tiefen noch immer Grundzüge erkennen, welche seit den letzten großen Bewegungen der paläozoischen Zeit die Bildung der Sedimente beeinflussen: die Gebirgsfragmente von Mittel- und Westeuropa, das alte Mittelmeergebiet und die ostrussische Senke kommen immer wieder in den Ablagerungen deutlich zum Ausdruck.

Die englisch-norddeutsche Jura-Region und ihre Randgebiete.

In England reicht auf der Ostseite der alten Gebirge von Devonshire-Wales und ihres permotriadischen Saumes der Jura in ununterbrochenem Streifen von der Südküste bis Northshire und taucht gegen Osten unter die jüngeren Schichten.

Die Hauptmasse der Formation, welche in ihrem unteren Teile („Lias“) vorwiegend durch dunkle, von Belemniten und Ammoniten erfüllte Schiefertone und Mergel, im mittleren („Dogger“) durchoolithische Kalkabfälle, im oberen („Malm“) durch Mergel, Tone und Korallenrasen besonders ausgezeichnet ist, stellt sich als marine Ablagerung dar, nur

¹⁾ Eine kartennmäßige Darstellung mußte aus Raumrücksichten unterbleiben; man vergleiche übrigens die in vieler Beziehung ähnliche Verbreitung der unteren Kreide oder die Karte in der Arbeit von E. Uhlig: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide, Mittell. b. geolog. Gesellschaft, Wien 1911.

verrät sich im Norden (Yorkshire) zur Doggerzeit die unmittelbare Festlandnähe durch Einschaltung von Ablagerungen eines Flußästuariums mit Farnen, Eycadeen und Flußmuscheln.

Gegen Ende der Jurazeit erfolgte in Südenland ein Meeresrückzug, welchem die „Purbeck“-Schichten (mit Eycadeenbeständen, Resten von Landreptilien und primitiven Säugetieren) ihre Entstehung verdanken. In Nordwestdeutschland fanden damals die ersten schwachen „saxonischen“ Faltungen statt.

Ein sehr großer Teil des Jurabeckens, dessen Westrand durch England zieht, liegt unter der Nordsee und den Rheinniederungen begraben; aber auf der Halbinsel Skonen (Südschweden) sind pflanzenführende Uferbildungen des Lias als Teil des Nordrandes erhalten. Die Fortsetzung der Meereszone verlief im Osten durch Mecklenburg nach Ostpreußen und Kurland, im Süden über Oberschlesien, Mähren nach Südpolen (Gzenstochau) und Galizien und weiterhin das südrussische Dnjepr- und Donezgebiet.

Die Überflutung ging in diesem riesigen Gebiete nicht gleichzeitig vor sich. Zur Liaszeit wurden Zentralrußland, Oberschlesien und Polen noch nicht vom Meere erreicht, ja Ostgalizien wurde sogar erst im letzten Abschnitt der Juraformation unter Wasser gesetzt. Eine bedeutende Festlandregion bildete das böhmische Massiv, welches nur in seinem östlichen Randgebiet, am Südfuß des Riesengebirges und in den Sudeten, doch auch hier erst gegen Ende des Doggers, vom Wasser des erwähnten Meeresarms bespült wurde.

Pariser Becken, Schweiz und Süddeutschland.

Die englische Jurazone setzt sich jenseits des Armeikanals auf französischem Boden fort. Sie umsäumt und unterlagert die flache Schichtmulde, in deren Zentrum Paris liegt und in deren Umgrenzung die alten Gebirge der Bretagne, das Gen-

tralplateau, Vogesen und Rheinisches Schiefergebirge aufragen. Zwar fällt es heute schwer zu sagen, wieviel von diesen Bodenschwellen erst durch spätere Abwaschung mariner Juraschichten bloßgelegt wurde. Daß aber Unterbrechungen der Wasserfläche bestanden, zeigt die litorale Beschaffenheit der Liasbildungen und das lokale Übergreifen jüngerer Jura-horizonte auf alte Gebirgsränder (z. B. am Zentralplateau). Am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges liegt sogar erst die Oberkreide auf dem Paläozoikum.

Das Meer erstreckte sich aus Frankreich in den Schweizer Jura und nach Süddeutschland¹⁾, dessen prächtige Schichtstufen (schwarzer Jura = Liaschiefer, Sandsteine, Kalk usw., brauner J. = eisenschüssige Doggeroolithe, Sandsteine, Tone usw., weißer J. = Malmkalk) die Schwäbische Alb aufbauen und bei Regensburg den Rand der insularen böhmischen Masse berühren. Ein direkter Zusammenhang der süddeutschen Jurabildungen mit den norddeutschen besteht heute nicht, doch scheint die Unterbrechung in der Hauptsache durch Abwaschung bewirkt zu sein.

Ein gemeinsames Merkmal der besprochenen Vorkommnisse ist das Wachsen der mitteleuropäischen Land-schwelle am Ende der Jurazeit: die jüngsten Ablagerungen sind bradisch bis lakustrisch (Südengland, Norddeutschland, Nordfrankreich). In Schwaben und Franken fehlen sie ganz.

Westliches Mittelmeergebiet.

Zwischen dem Südweststrand des französischen Zentralplateaus und den sehr unregelmäßigen Aufragungen der spanischen Zentralgebirge öffnete sich eine breite Verbindung

¹⁾ Im Schwäbischen Lias liegen u. a. die zahlreichen Reste von Meeresreptilien, wie Ichthyosaurus, Plesiosaurus, Teleosaurus, im lithographischen Malmkalk von Solnhofen die berühmten Faunen von Mollusken, Krebser, Insekten, Vertebraten (kleine Dinosaurier, die geflügelten Pterodactylus und der älteste Vogel Archaeopteryx).

vom Atlantischen Ozean zum Mittelmeere (Jura an den Rändern der Garonne- und Ebroniederung). Das spanische Zentralgebiet bildete eine etwa dreieckig erscheinende Inselmasse, welche auch auf der portugiesischen Seite und in der Guadalquivirregion vom Meere bespült war. Letzteres erstreckte sich ferner über Marokko, Algier, Tunis, Italien, also teilweise über Gebiete, welche zur Triaszeit vorwiegend den salinaren Lagumentypus hatten (S. 75). Die westliche Partie des Mittelmeeres reichte über die Balearen in das untere Rhonegebiet und war östlich des französischen Zentralplateaus mit dem Pariser Becken in freier Verbindung, so daß also auch hier ein Weg zum atlantischen Becken offen stand.

Im allgemeinen haben aber trotzdem die Ablagerungen des Mediterranbeckens gewisse Merkmale, welche von jenen der atlantischen Randgebiete abweichen. Während noch in Südwestfrankreich und Teilen von Nordspanien (oberes Duerogebiet) eingelagerte ästuarine Schichten an Verhältnisse in Nordengland erinnern, während im mittleren Portugal pflanzenführende Sandsteine und Konglomerate die marinen Juraablagerungen beschließen und so beweisen, daß am Rande der Meseta dieselbe Hebungssphase des „Burbed“ eintrat wie in Mitteleuropa, bilden in den meisten Teilen des Mediterranbereichs marine Schichten des obersten Jura („Tithonstufe“ mit *Terebratuladipha*, *Perisphinctes transitorius*, *Simoceras* usw.) den Übergang in die Kreideformation. Sie greifen mitunter über die älteren Schichten weit hinweg (vgl. S. 89), so daß hier sogar eine sinkende Bewegung im Mittelmeer den Hebungen im atlantischen Europa gegenüberstand. In der Fauna dieser Juragebiete ragen die Ammonitengattungen *Phylloceras* und *Lytoceras* durch größere Häufigkeit hervor; von Sedimenten sind sehr verbreitet die meist als Tiefseebildungen betrachteten Radiolarienschiefer und Kieselsalze, welche zwar Aptychen (dreieckige Schalendeckel von Ammoniten) enthalten, aber oft nicht die

Ammonitengehäuse, welche wahrscheinlich in leerem Zustande weiter drifteten, bis sie sanken oder strandeten.

Juraablagerungen in den Alpen und anschließenden Kettengebirgen.

Besonders mannigfaltig ist der mediterrane Jurathypus in den heutigen Alpengebirgen entwickelt¹⁾. Es möge z. B. bemerkt sein, daß in den Westalpen schon zur Jurazeit manche kristallinische Gebirgsmassen inselartig aufragten (so finden sich belemnitenführende Liaskonglomerate mit großen Granitgeröllen am Südrande der Freiburger Alpen) und daß Zerstörungsprodukte der Trias im Briançonnais und in der Hornfluhzone (Freiburger Alpen, Chablais) einen bedeutenden Anteil an der Sedimentbildung nehmen. Dies zeigt deutlich, daß bedeutende Reliefunterschiede, die sich sicherlich auf eine mesozoische Gebirgsbildungsphase zurückführen lassen, die Einheitlichkeit der Ablagerungen störten. Wahrscheinlich verhielt sich die alpine Meereszone zur mitteleuropäischen in bezug auf Tiefenkontraste ähnlich wie z. B. das heutige Agäische Meer zur Nordsee.

In den Ostalpen lagerten sich zur Jurazeit nicht nur innerhalb der beiden Kalkzonen Meeresedimente vorwiegend kalkiger Natur ab, sondern auch die Zentralzone weist vereinzelte, der nachträglichen Denudation entgangene Ablagerungsreste auf.

Von großem Interesse sind die kohlenführenden Grestener Schichten des Lias am Nordrande des Gebirges, in welchen man den Einfluß der benachbarten böhmischen Inselarmasse erblicken darf.

¹⁾ Für eine Besprechung der Frage, wie weit die tangentialen Faltenbewegungen der Tertiarzeit die ursprünglichen Verbreitungsgebiete der Sedimente innerhalb der Kettengebirge verschoben haben (Deckenbewegungen), fehlt der Raum. Auch handelt es sich hier im Verhältnis zu den großen paläogeographischen Zügen um Einzelfragen.

Die alpine Ablagerungsprovinz reicht einerseits durch das dinarische Gebirgssystem nach Griechenland, andererseits durch die Karpathen, wo sie hart an die polnischen Ausläufer der nördlichen Provinz herantritt, in den Balkan und nach Kleinasien. Eine größere insulare Gebirgsmasse, welche zum Teil mit der heutigen Rhodopezone zusammenfällt, schiebt sich zwischen das karpathische und dinarische Jurameer ein. Ihr Einfluß macht sich fühlbar durch das Auftreten kohlenführender Grestener Schichten (Fünfkirchen, Banat, Ostserbien) und durch Fehlen älterer Jurabildungen zwischen den Malmkalken und dem kristallinischen Grundgebirge vieler Teile der Ostkarpathen.

Die reichen Juraablagerungen bei Angora (Kleinasien), in der Krim und im Kaukasus, deren ammonitenführende Schichtreihen mit denen Europas unschwer in Parallele zu stellen sind, zeigen hauptsächlich mediterrane Merkmale, besonders durch das Vorkommen bestimmter *Phylloceras*- und *Lytoceras*-Typen, sowie durch das Auftreten von *Tithon*-Schichten; sie bilden Posten auf dem Wege zum Indischen Ozean. Nicht unerwähnt sollen hier die diabasischen und peridotitischen Eruptionen der Jurazeit in Westalpen, Apennin, Balkanhalbinsel u. a. jungen Kettengebirgsteilen bleiben.

Das asiatische Festland und die russisch-boreale Transgression.

Zur Liasezeit reichte ein großes, im Süden vom damaligen Mittelmeer begrenztes Eurasiatisches Festland vom Pazifischen Ozean bis Europa, wo ihm besonders Skandinavien, Rußland, Polen und die böhmische Masse angehörten. Die Landvegetation war nach den erhaltenen Resten hauptsächlich durch Farne (*Asplenium* usw.), *Ehede*en (*Zamites*, *Pterophyllum*) und Koniferen charakterisiert und hatte, wie die meist nahe der damaligen Litoralzone erhaltenen Reste zeigen, einen ziemlich gleichförmigen Charakter. Die Floren von Schonen, vom nördlichen Alpenrande, Südrußland (Donez-

gebiet), Krim, Kaukasus gehören hierher; aber auch am Osthange des Ural, an den Hängen der Tienschanfetten, vor allem aber im Angaratafelland (Ostsibirien), in den Amurprovinzen und anderen Teilen von Ostasien (Nordchina, Korea) sind Pflanzenbildungen dieser Epoche verbreitet und stellen für viele dieser Gebiete eine bescheidene Kohlenformation dar. Japan gehörte der östlichen Küstenzone an.

Mit dem Steigen des europäischen Wasserpiegels zur Doggerzeit trat eine bedeutende Änderung der Landgestaltung ein; das Meer drang nicht nur von Westen her tiefer ein (vgl. S. 85), sondern breitete sich auch nördlich vom Kaukasus über die weiten Flächen von Zentral- und Nordrußland bis in die arktischen Regionen aus. Auf diese Weise wurde Skandinavien samt Finnland als Insel von der asiatischen Kontinentalmasse abgetrennt.

Die Fauna des russischen Meeres enthält im Dogger noch viele Leitformen des normalen Jurathypus. Stark ausgeprägt ist der fremdartige Charakter in der „Wolgastufe“, welche dem obersten Jura und der untersten Kreide entspricht, mithin der Zeit, als in den meisten Teilen des atlantischen Europa Rückzug des Meeres (Purbeck-Entwicklung des Oberjura, Wealden der Unterkreide) stattfand. Besonders bezeichnend für die Wolgastufe sind die Ammonitengattungen *Virgatites* (mit Büschelrippen) und *Craspedites*, sowie die massenhaft verbreiteten, konzentrisch gerippten Muscheln der Gattung *Aucella*, welche in Mitteleuropa nur sporadisch auftauchen. Die Erscheinung, daß der russische Jura von gleichalterigen Ablagerungen der Mittelmeerländer besonders stark abweicht, obwohl doch gerade in dieser Richtung Austauschmöglichkeiten bestanden (Donez, Kaukasus, Mangischlak), führte als erster M. Neumahr auf klimatische Unterschiede zurück. — Der russische oder boreale Faunentypus herrscht im ganzen periarktischen Gebiete.

Auf Spitzbergen und Franz-Joseph-Land, auf der Ostseite des Ural, in den nördlichen Randteilen von Sibirien¹⁾ sind die Aucellenschichten mit ihrer besonderen Ammonitenfauna verbreitet. In den bereits der untersten Kreide angehörigen, oft mit Basalten vergesellschafteten Pflanzenschichten, die auf Franz-Joseph-Land, Spitzbergen und König-Karl-Land den Abschluß dieser Schichtfolge bilden, finden sich Farne, Ginkgobäume und Abietinen; die Hölzer der letzteren lassen durch ihre scharf ausgeprägten Jahresringe auf starken Jahreszeitenwechsel schließen.

Auf den Lofoten, im östlichen Grönland (Umgebung von Kap Sabine, Ruhninsel) und sogar im nördlichen England (Yorkshire) hat der obere Jura nicht die normale europäische Ausbildung, sondern führt die Birgatiten, Aucellen usw. der Wolgastufe. Der Landzusammenhang zwischen dem nordwestlichen Europa und dem nordöstlichen Amerika, welcher während des Keupers bestand, war also damals sicher schon durchbrochen.

An den pazifischen Küsten von Asien (Wladiwostok, Ussuri) und Amerika (Alaska, Britisch-Kolumbien, vgl. S. 93) reichen aucellenführende Ablagerungen weit nach Süden.

Die Verbindung des Mittelmeeres mit dem Pazifischen Ozean.

Der jurassischen Meereszone, welche sich aus dem alpin-karpathischen Gebiete über den Kaukasus, Kleinasien und Syrien, Nordsinai fortsetzte, gehörte auch der größte Teil der nördlichen Gebirgsumwallung Indiens an. Im tibetanischen Grenzgebiet des zentralen Himalaja (Chitichun) wurden rote Ammonitenkalle des Juras entdeckt, welche mit jenen der Ostalpen fast völlig übereinstimmen. Seit langem bekannt sind Doggerschichten und besonders die an Ammoniten

¹⁾ Funde von marinem Glas im Venadelta (Schichten mit *Amaltheus margaritatus*) und auf Prinz-Georg-Land, Arktischer Archipel, zeigen, daß auch damals das Meer aus diesen Regionen nicht ganz verschwunden war; mariner Dogger findet sich im Franz-Joseph-Land, König-Karl-Land, Ostgrönland.

(Perisphinctes, Spiticeras usw.) reichen oberjurassischen Spitischiefer, deren weite Verbreitung nun auch in der Umgebung von Chassa festgestellt wurde. Meeres Spuren kennt man aus Dünman und endlich in der pazifischen Region, wo z. B. Diaz-Doggerschichten mit europäischen Leitformen im westlichen Borneo und in Japan besonders zu nennen sind.

Um auffallendsten sprechen für die freie Meeresverbindung quer durch Asien die zahlreichen Stellen im ostindischen Archipel (Timor, Roti, Buru, Taliabu usw.), wo verschiedene Horizonte der ganzen Formation in der Beschaffenheit ihrer Fossilien den typischen Lokalitäten Mitteleuropas oft auffallend ähneln, aber in manchen Lagen auch die bezeichnenden Formen der oberen Spitischiefer enthalten. Es prägen sich in der Fauna dieser östlichen Teile des großen Mittelmeeres die Merkmale eines besonderen Lebensbezirkes aus, den man als „himalaiisches Faunenreich“ bezeichnet. Vgl. auch S. 81. Ein großes Gebiet gehörte also dem Meere an; auch Aptynchenske und Radiolarienschichten nach Art der alpinen lagerten sich ab. In der Fortsetzung des Bogens der Sundainseln wurden auf Neuguinea und Neukaledonien jurassische Fossilien (u. a. Ammoniten und Belemniten) gefunden; Neuseeland hat solche zusammen mit Farnen und Koniferen geliefert. Es war hier eine Litoralzone vorhanden, vielleicht als ein Teil der pazifischen Begrenzung des australischen Kontinents. In paläogeographischer Beziehung erinnert Neuseeland an Japan, dessen Jurassschichten sich durch ihren merkwürdigen Wechsel von marinen und ästuarinen Schichten als Randablagerungen des damaligen asiatischen Kontinents zu erkennen geben.

Die Umgebung des Indischen Ozeans.

Südlich vom indischen Archipel reichte das Meer auch über die heutigen Küsten von Westaustralien etwas landeinwärts: Stephanoceras und andere Doggerammoniten finden sich an

der Championbai. Anderseits berührte das Meer im Oberjura die Ostküste Indiens bei Sripermatur (Godavaridistrikt).

Der westlichste Teil des Indischen Ozeans ist gleichfalls schon nachweisbar und stand mit dem Mittelmeer über Beludschistan und Saltrange in Verbindung. Die prachtvollen Ammonitenfaunen von Rutsch, mit vielen aus Europa bekannten Arten, kamen am westlichen Rande der damaligen indischen, bzw. indomadagassischen Insel zur Ablagerung. Auf afrikanischem Boden reichte die See über große Teile von Somaliland und Abessinien, griff von hier in das Küstengebiet von Südarabien (Schugra) ein und überschwemmte weit südlich die Titoralzone von Deutsch-, sowie Portugiesisch-Ostafrika.

In diesen Randteilen des Indischen Ozeans transgrediert der mittlere und obere Jura auf das Grundgebirge; hingegen eröffnet im westlichen Madagaskar bereits der Lias mit Pflanzen und Meeresfossilien die Reihe der Ablagerungen: die Straße von Mozambique war also schon vorgezeichnet (vgl. Trias S. 80).

Jura in Amerika.

Nordamerika. Außerhalb des arktischen Archipels beschränkt sich der marine Jura gänzlich auf den westlichen Nordillerengürtel¹⁾. Auf der Halbinsel Alaska, im Quellgebiete des Yukon, auf den Queen-Charlotte-Inseln sind diese Ablagerungen sehr verbreitet und umfassen — wenigstens stellenweise — den Lias (mit *Lytoceras*); besonders bezeichnend ist aber die Häufigkeit von Nucellen im oberen Jura, also ein Merkmal der arktischen Juraregion. In Kalifornien und im

¹⁾ Im westlichen Präriengebiet und in vielen Teilen der Rocky Mountains ist diese Formation nur durch Kontinentalablagerungen vertreten, welche in Wyoming u. a. D. richtige Reptilien, so die Dinosauriergattungen *Atlantosaurus*, *Diplodocus*, *Stegosaurus* usw. enthalten. Sie kennzeichnen zum Teile wohl schon die Übergangszeit zur Unterkreide (vgl. Wealden in Europa), gehören aber einem anderen Faunentreis an als die gleichzeitigen europäischen Formen. Über die gemeinsamen Wurzeln s. S. 83.

westlichen Teile des Wüstenbeckens erstreckte sich das Meer weit gegen das Innere, es erreichte — aber erst zur oberen Jurazeit — die Black Hills von Dakota, ja selbst Kolorado und Utah. Im Süden war jedenfalls der größte Teil des Sierrengebietes von Mexiko unter Wasser, und die Faunen (Lias bis Oberjura) zeigen einerseits große Übereinstimmung mit Süd- und Mitteleuropa (z. B. *Arietites* im Lias, *Aspidoceras*, *Perisphinctes* im Oberjura), was auf eine Verbindung quer über das mittelatlantische Meeresbecken hinweist, andererseits enthalten sie nordische Arcellen.

Von großer Bedeutung ist die ausgedehnte spätjurassische Faltung („nebadische“ Faltung) in der Kordillerenzone Nordamerikas.

Südamerika bietet bezüglich der Verteilung von Land und Meer ähnliche Grundzüge dar. Die atlantische Abdachung erweist sich als Kern des Kontinents, während die heute zu hohen Kordilleren aufgebaute pazifische Seite in langer Erstreckung von den Meeresablagerungen der Jurazeit durchzogen wird. Die Hochländer von Peru, Bolivien, Chile und der andine Teil von Westargentinien enthalten sämtliche Abteilungen der Formation, und zwar zum Teile mit vielen europäischen Leitfossilien.

Die nord- und die südamerikanische Kontinentalmasse waren durch die Verbindung zwischen Pazifischem und Atlantischem Ozean damals getrennt. Andererseits dürften aber im südlichen Teil des Atlantischen Ozeans noch Landflächen bestanden haben, da sich die in Südamerika vorkommenden europäischen Typen mancher Rüstenschnecken (Arten von *Pecten*, *Trigonia* usw.) wohl nur in einem Flachseestreifen nach Westen verbreitet haben dürften. Auch gelangten in der Unterkreidezeit einige typische südafrikanische Muscheln (z. B. *Trigonia vau*) auf einem südlicheren Wege bis in südandines Gebiet.

Interessant sind die Hunderte von Metern mächtigen Porphyritkonglomerate, welche von Bolivien bis Südargentinien im oberen Jura der Anden auftreten, aber von der Westküste nach Osten an Mächtigkeit und Größe des Materials rasch abnehmen, so daß man die Existenz von jurassischem Land im benachbarten Teil des Pazifischen Ozeans annehmen muß. — Eine auffällige Erscheinung ist die große Häufigkeit und Mächtigkeit von Eruptiv- und Intrusivgesteinen in Jurabildungen der pazifischen Seite von fast ganz Amerika, während man in Europa nur die erwähnten Vorkommnisse vulkanischer Gesteine im Jura mancher Teile des Mittelmeergebietes hat. Auch verschiedene Unregelmäßigkeiten in den Ablagerungen lassen auf bedeutende gebirgsbildende Bewegungen schließen, was von allgemeiner Bedeutung ist, da man zu sehr geneigt war, das Mesozoikum als Ruheperiode der Erdrinde aufzufassen. Vielleicht hängen die großen Transgressionen der Jura-Kreidemeere in den verschiedensten Breiten der Alten Welt z. T. mit gewaltigen Krustenbewegungen im Gebiete des heutigen Pazifischen Ozeans zusammen.

8. Kreide.

(Karte 5.)

Die Kreideformation zerfällt in zwei Hauptabschnitte, deren unterer sich in seinen geographischen Merkmalen noch als Anhang zur Juraformation darstellt, während der obere durch eine sehr selbständige und große Verbreitung mariner Sedimente ausgezeichnet ist.

a) Untere Kreide.

1. Unter-Meokom. 2. Ober-Meokom. 3. Aptien und Albien (Gault).

Europa und arktische Gebiete.

Die gegen Ende der Jurazeit über weite Gebiete von Mittel- und Westeuropa verfolgbare Rückzugbewegung des

Meeres dauerte im unteren Neokom noch an und vereinigte zahlreiche frühere Inselgebiete zu einer langgezogenen, von Portugal über Frankreich, Mitteldeutschland nach Russisch-Polen verlaufenden Festlandzone, welcher im Norden auch der größte Teil von Großbritannien angegliedert war. Flache Senken, zum Teil mit Brack- und Süßwasserseen bedeckt, bezeichneten viele der großen Gebiete, welche zur Jurazeit als Hauptverbindungsstrecken zwischen den nord- und südeuropäischen Jurameeren fungiert hatten.

a) Wealdenprovinz. In Südingland und im nördlichen Teile des Pariser Beckens sind die nichtmarinen, als „Wealden“ (Wälderton)¹⁾ bezeichneten Bildungen der untersten Kreide besonders entwickelt; ihre östliche Fortsetzung reicht über Belgien nach Nordwestdeutschland (Südhannover, Braunschweig usw.). Über dem süddeutschen Juragebiet fehlen derartige Ablagerungen; die Landerhebungen von Polen dürften also mit den Gebirgen am Rhein und zeitweilig auch mit dem französischen Zentralplateau ununterbrochen zusammengehangen haben. Auch zwischen Zentralplateau und der spanischen Meseta war die Meeresverbindung verschwunden und „Wealden“ bildete sich sowohl in Nordspanien als auch an der portugiesischen Abdachung (hier mit den ältesten zweikeimblättrigen Laubpflanzen).

Erst im oberen Neokom öffneten sich wieder die alten Meeresstraßen beiderseits des französischen Zentralplateaus und sämtliche Teile der großen Wealdenprovinz wurden wieder überflutet.

Die norddeutsche Wealdenregion sank aber schon zur Unterneokomzeit unter den Meerespiegel. Es lagerten sich nun die

¹⁾ Von Fossilien sind besonders erwähnenswert Süßwassermollusken (*Unio*, *Li naeus*, *Paludina*) und Pflanzen (*Pterophyllum*, *Abietites*, *Pecopteris*), deren Bestände lokal zur Bildung von Kohlenflözen führten; ferner landbewohnende Reptilien, unter welchen besonders die Dinosauriergattung *Iguanodon* durch ihre Größe und ihre schönen, bei Bernisart in Belgien gefundenen Skelette Berühmtheit erlangt hat.

„Silzschichten“ ab, welche in ihrem tieferen Teile besonders durch das Vorkommen von Nuccellen und russischen Ammonitentypen der Gattung *Olcostephanus* (Untergattung *Simbirskites*, *Polyptychites*) als Ausläufer der borealen Faunenprovinz zu erkennen sind. Noch auffälliger tritt dies in Yorkshire (Speeton) hervor, welches bereits ganz nördlich des Wealdengürtels liegt und eine ununterbrochene Reihe jurassisch-kretazischer Meereschichten zeigt. — Erst im obersten Neokom und im Gault führte das allgemeine Steigen des Wasserpiegels einen Ausgleich der europäischen marinen Faunen durch Mehrung der Verbindungswege herbei.

b) Mediterrangebiet. Im Bereiche der Kettengebirge, welche das Mittelmeerbecken begleiten, schließt sich die untere Kreide in ihrer Verbreitung so eng an den Jura an, daß sich eine Aufzählung der Vorkommnisse fast ganz als Wiederholung darstellen würde. Sehr bezeichnend für diese südliche Zone von Meeresbildungen, welche sich aus Südspanien und Nordafrika über die Apenninen, Alpen, Karpathen und die Balkanhalbinsel zur Krim und in den Kaukasus verfolgen läßt, ist die Häufigkeit an mergeligen und kalkigen Schichten, welche zum Teile als Bildungen tieferen Wassers und größerer Küstenferne anzusprechen sind. *Uptychen* (z. B. *A. Didayi*) sind in manchen Schichten geradezu Leitfossilien; unter den Ammoniten sind die Gattungen *Phylloceras*, *Lycoceras*, *Desmoceras*, *Holocodiscus* sehr verbreitet. Unter den Bildungen geringer Meerestiefen sind besonders bezeichnend die Kalkmassen der sogenannten „Urgonfazies“, welche zum Teile aus eigenartigen Muscheln der *Chamiden-* und *Rudisten-*familien bestehen (*Requienia*, *Radiolites* usw.) und oft mit Riffkorallen vergesellschaftet sind. Diese im Rhonegebiet, im Juragebirge, sowie in den Hochalpen der Schweiz und in den Karstländern von Osterreich-Ungarn sehr verbreitete Entwicklung erreichte auch den Atlantischen Ozean in Portugal und Nordspanien. Sinegen drang sie nicht in das Pariser

Becken und nach Nordeuropa ein, obwohl der Weg offen stand; klimatische Einflüsse dürften hier eine Hauptrolle spielen.

Stellenweise entstanden am mediterranen Nordsaume als Uferbildungen der werdenden Kettengebirge mächtige fossilarme Sandsteine und Mergel (Flischfazies der Unterkreide), welche besonders in den nördlichen Zonen der Ostalpen und Karpathen herrschen. — Inseln ragten selbstverständlich auch aus dem mediterranen Kreidemeer allenthalben auf.

Gegen Ende der unteren Kreide fanden in diesen Regionen vielfach Küstenverschiebungen statt; es ereigneten sich sogar bedeutende Gebirgsbewegungen, durch welche z. B. große Strecken in den Ostalpen und Karpathen vor Ablagerung der oberen Kreide trockengelegt und gefaltet wurden.

c) Russische und arktische Gebiete. Im Umkreis des nördlichen Eismeres schließen sich die Nucellenschichten des Neokoms (vgl. S. 97) vollkommen an den Jura an, sind meist in den gleichen Fundgebieten bekannt (Nordasien, Spitzbergen, Ostgrönland) und reichen einerseits nach Speeton in Nordengland, andererseits bis weit hinab in die pazifischen Gebiete von Nordamerika.

Östlich der skandinavisch-finnischen Landmasse, welche als die größte Europas das englisch-norddeutsche Meer begrenzte, erstreckte sich aus dem arktischen Ozean ein breiter, flacher Meeresarm wie zur Jurazeit über Petschoraland ins Wolgabiet und lagerte die Serie von Schichten ab, deren Nucellen und *Dicostephanus*-formen zum Teil auch in den Hils- und Speetonsschichten vorkommen. Vermutlich bestand ein Verbindungsweg südlich von Skandinavien, also über Ostdeutschland; wenigstens legen die Verhältnisse in der Jura- und der späteren Kreidezeit diese Vermutung nahe. Im Süden verbreiteten sich einzelne nordrussische Typen auch in das bereits zur Mittelmeerprovinz gehörige Gebiet von Mangischlak und in die Krim.

Als sich nach dem unteren Neokom das Meer aus dem Betschoraland zurückzog und dadurch die Verbindung mit den arktischen Gebieten abgeschnitten wurde, siedelte sich in Rußland die normale mitteleuropäische Fauna der Apfstufe mit *Hoplites Deshayesi* und des Albien mit *Hoplites interruptus* an, welche wohl von Westen auf dem angedeuteten Wege einwanderte. Bereits in der nächstfolgenden Formationsabteilung standen fast die ganzen südrussischen Ebenen unter Wasser.

Verbindung der europäischen Meeresgebiete mit dem Pazifischen Ozean.

Es wurde schon erwähnt, daß in der Krim, an beiden Kaukasusabdachungen und in den aus der östlichen kaspischen Niederung aufsteigenden Hügeln die Mittelmeerkreide — mit vereinzelt Ausläufern der russischen Entwicklung — vertreten ist. Auch an der pontischen Küste Kleinasiens hat das Meer seine Ablagerungen hinterlassen, zum Teil in Form von echten Urgonkalken. Die zahlreichen, in Fran und Bockara verstreuten Fundpunkte von Neokom und Gault, die Belemniten-schichten von Guetta in Beludschistan folgen in ihrer Verteilung ganz dem Beispiel der Jura, zum Teil auch der Triassschichten.

Über die Saltrange, wo die Gruppe des europäischen *Olcostephanus Astirianus* vorkommt, über die mesozoischen Ketten des Himalaja und Zentraltibets ging die Verbindung ununterbrochen in die ostasiatischen Inselmeere, wo z. B. auf den Molukken und in Neuguinea die gleiche Übergangsfauuna zwischen Jura und Kreide (mit *Phylloceras strigile*, *Spiticeras* usw.) bekannt ist, wie in Spiti.

In der östlichen Gobi wurden von einer Expedition des American Museum kürzlich kretazische Dinosaurierfunde (mit Eiern) gemacht. Vielleicht gehören sie der oberen Kreidezeit an. Ihr Vergleich mit den Formen der Laramie-

richten des westlichen Nordamerika (S. 107) verspricht wichtige Ergebnisse.

Indischer Ozean.

Obwohl aus Westaustralien nur von Jura und Oberkreide berichtet wird, muß man annehmen, daß der östliche Teil des Indischen Ozeans auch in Neokom bestand. Bei Madras in Südbindien sind Uferbildungen vorhanden.

Breite Randzonen hat der westliche Teil des Indischen Ozeans an der afrikanischen Küste von der Kapkolonie angefangen (Uitenhagefauna mit *Trigonia ventricosa*, *Tr. van*, *Olcostephanus* sp. usw.) bis über die portugiesischen Kolonien, Deutsch-Ostafrika und Somaliland hinterlassen; das- selbe gilt von der Westseite Madagaskars und von der Hal- insel Kutch. Die breite Verbindung mit dem Mittelmeer- gebiet im Norden gestattete einen sehr erheblichen Faunen- austausch, und so treffen wir z. B. in Madagaskar eine Sedi- mentreihe, deren wichtigste Leitfossilien (*Olcostephanus Astierianus*, *Belemnites dilatatus* im Neokom, *Acanthoceras mamillare* im Gault) schon aus Europa bekannt sind.

Großes Aufsehen machte die Entdeckung zahlreicher wohl- erhaltener Dinosaurier von teilweise riesiger Größe am Ten- daguruberge, im Hinterlande von Lindi (Deutsch-Ostafrika), wo marine und kontinentale Ufersedimente der unteren Kreide und des obersten Jura vorkommen.

Nordamerika.

Au der Westseite von Nordamerika kommen neokome Mucellen (*A. crassicollis*) nicht nur auf Alaska, sondern auch auf den Queen-Charlotte-Inseln, in den Küstenketten von Britisch-Kolumbien und Kalifornien (Knoxvilleschichten) vor. Ihr Verbreitungsgebiet, das im Norden mit dem arktischen Reich verfließt, dringt buchtartig in das Quellgebiet des Atha- basca und Peace River ein und erscheint hier verknüpft mit den Pflanzenschichten der „Rootenahformation“.

In Mexiko ist marine untere Kreide gut bekannt; sie zeigt infolge der freien Verbindung zwischen den beiden großen Ozeanen Beziehung sowohl zu Kalifornien als auch zu Europa. In Texas drang ein Golf des Atlantischen Ozeans ein. Er gewann allmählich an Ausdehnung, aber erst zur oberen Kreidezeit wurden die nördlicheren Prärien überflutet.

Wo in letzteren und in den Rocky Mountains altkretazische Ablagerungen auftreten, sind sie Land- oder Süßwasserbildungen, zu vergleichen den Kootenaischichten Britisch-Kolumbiens oder den Potomacschichten auf der atlantischen Abdachung, welche als Seitenstück zum europäischen Wealden von Carolina bis Maryland zu verfolgen sind und sogar an der grönländischen Westküste (Kome) noch eine Fortsetzung finden.

Südamerika.

Während auf den Antillen erst die obere Kreide über dem Grundgebirge mit Sicherheit bekannt ist, zieht sich in den Anden, von Venezuela angefangen, durch Bolivien, Westargentinien usw. bis zur Magalhãesstraße eine förmliche Kette mariner Neokom- und Gaultschichten, welche in auffälliger Weise dem europäischen, besonders dem mediterranen Typus entsprechen. Im außerandinen Südamerika fehlt marine untere Kreide und wird vielleicht zum Teil vertreten durch rote Sandsteine mit Dinosaurierresten (Patagonien). Auch in Nordargentinien und Kolumbien sind rote Kontinentalablagerungen vorhanden, die hierher gehören können. Man vergleiche die merkwürdige Analogie mit der zentralen Sahara, S. 108.

Au der Küste von Brasilien finden sich mitunter Schichten, welche an das Potomac von Nordamerika erinnern; das südatlantische Meer hat also weder hier noch auf der afrikanischen Seite Spuren seiner Anwesenheit hinterlassen; erst gegen Ende der unteren Kreide erreichte es die Ränder der heutigen Kontinentaltafeln (*Acanthoeras mamillare* in Angola)

b) Obere Kreide.

1. Cenoman. 2. Turon. 3. Senon. 4. Danien.

Die obere Kreide zeichnete sich in zahlreichen Teilen der heutigen Kontinentalregionen durch eine bedeutende Ausdehnung mariner Überflutungen aus („Cenomantransgression“), welcher aber gegen Ende der Formation, im Danien eine der auffallendsten Rückzugsbewegungen folgte (vgl. S. 110).

Nord- und mitteleuropäische Kreideentwicklung.

In England beginnt die obere Abteilung der Formation in engem Anschlusse an den Gault mit glaukonitischen Sanden des Cenomans, welche nach oben in graue Mergel und schließlich in die bekannte feuersteinführende Schreiekreide des Turons und Senons (foraminiferenreiche Bildungen mit vielen Seeigeln und Belemniten) übergehen. Das Verbreitungsgebiet geht im Westen und Norden weit über jenes der unteren Kreideschichten hinaus; auch Nordirland wurde vom Meere bespült. — In ganz ähnlicher Ausbildung erscheint diese Schichtgruppe im Pariser Becken; sie zieht über Belgien und Westfalen in das Ostseegebiet, wo sie fast die ganze Fläche südlich der skandinavisch-finnischen Inselregion bedeckte. Auch Schonen in Südschweden und ganz Dänemark gehörten noch dem nördlichen Randteile dieses breiten Meeresarmes an, welcher über Mecklenburg und Polen nach Süd- und Mittelrußland reichte, von wo er sich ununterbrochen in den Westen von Zentralasien fortsetzte. Die Bodenschwelle, welche sich während der älteren Kreidezeit, von den rheinischen Gebirgen angefangen, im Norden der alpin-karpathisch-balkanischen Zone ausdehnte, wurde zum Teil schon im Gault und Cenoman, zum Teil im Senon an vielen Stellen, aber nicht vollständig, überflutet.

Für die Gleichartigkeit der Ablagerungsbedingungen in dieser weiten Erstreckung möge der Umstand angeführt wer-

den, daß die Schreibkreide mit *Belemnitella mucronata*, *Terebratula carnea* usw. im südöstlichen Rußland nicht anders entwickelt ist als in den klassischen Gebieten beiderseits des englischen Kanals. Nahe den Rändern der früher erwähnten Bodenschwelle, z. B. in Westfalen und am Harzrand, bestehen die Sedimente vorwiegend aus Quadersandsteinen in Wechsellagerung mit grauen, meist etwas sandigen Mergeln („Pläner“), sind also mehr klastischer Natur als der englische, norddeutsche und südrussische Typus. Besonders dort, wo das Kreidemeer sich über die alten Erhebungen des böhmischen Massivs (Sachsen, Regensburg, Nordböhmen) und über die Subetengebiete von Schlesien, Mähren ausbreitete, spielt das sandige Zerstückungsmaterial des Grundgebirges eine hervorragende Rolle — vgl. die Quadersandsteingebirge der böhmisch-sächsischen Schweiz und der Beckelsdorfer Gegend —. Häufig sind die cenomanen Basalschichten pflanzenführend (mit Magnolien, *Uralien*, *Ficus*), während im Turon *Triceramens*schichten überwiegen.

Oberer Kreide in der Umrandung des heutigen Mittelmeeres.

Durch die Vermehrung der Wasserbindung wurden naturgemäß die Grenzen zwischen den nördlichen und südlichen Ablagerungsprovinzen teilweise verwischt (vgl. auch Oberneokom), aber trotzdem hat die Mittelmeergegend im großen ihre selbständigen Merkmale¹⁾. Eigentümlich ist vor allem die weite Verbreitung der Flyschfazies (mächtige Sandsteine, Mergel und hydraulische Kalk mit Fucoiden, Riechspuren, Wellenmarken, einzelnen *Triceramus*schalen) an der Grenze der mediterranen Faltengebirgszone gegen die mitteleuropäischen Kontinentalfragmente, aber auch in der Umrandung von Inseln im Mittelmeergebiet selbst, z. B. in Süditalien, Ostungarn. — Besonders charakteristisch ist aber

¹⁾ Unter den Ammoniten sind in der ganzen Provinz weitverbreitet die „Kreiderattiten“ (mit reduzierten Loben).

die Häufigkeit von Rudistenschichten (mit Caprinen, Radioliten, Hippuriten), welche aus der Umrandung der spanischen Meseta über Südfrankreich und die Ostalpen („Gosauformation“) in die Karpathen, die Balkanhalbinsel und nach Kleinasien reichen. Zu einer besonderen Entfaltung gelangte diese Ausbildung als Rudistenkalk im Karst und in manchen Teilen der Südalpen. Sie beherrscht auch den breiten Nordsaum der afrikanischen Kontinentalplatte, wo sie sich von den Atlasländern angefangen über Ägypten, Syrien und Arabien in den Indischen Ozean (Sokotra) erstreckt, meist weit über die Grenzen der früheren Meere hinweggreifend.

Von hohem Interesse ist die Tatsache, daß in der zentralen Sahara, nordwestlich und westlich des Ahaggar-Hochlandes, marine Oberkreide bei Insalah, Tabankort, Tamaské (Osten des Niger) vorkommt und einen Verbreitungsgürtel anzeigt, der in die Guineabucht zu münden scheint, wo wir die Oberkreide von Kamerun kennen.

Im westlichen Mittelmeere müssen ziemlich bedeutende Landauftragungen bestanden haben, denn die Austernfauna der nordafrikanischen Kreide findet sich auch noch in Spanien, Portugal und Süditalien (Schichten mit *Exogyra africana* und *olisiponensis*).

Fortsetzung der europäischen Kreide in das indopazifische Gebiet.

Es wurde schon bemerkt, daß aus Südrußland das Kreidemeer sich weit nach Asien erstreckte; es drang auf der Ostseite des Ural bis über 60° N und lagerte in den Steppen von Buchara (Samar kand und Ferghana) Austernbänke u. a. ab; aber der Kern von Innerasien war Land. Ungemein verbreitet sind hingegen die Schichten dieser Formation in der Verlängerung des alpin-karpathischen Gürtels: so z. B. Rudistenkalk, Mergel u. a. im nördlichen und südlichen Kleinasien, auf beiden Seiten des Kaukasus und in den iranischen

Gebirgen. Von dort ging die Fortsetzung weiter: die gefalteten Kreideschichten von Nordafghanistan und Ostbuchara, die Cenomanschichten von Hazara im Westhimalaja, die reiche, mediterrane Oberkreide von Kampa in Zentraltibet (Cenoman — Senon) bezeichnen wichtige Bindeglieder mit den Vorkommissen, welche bereits in indopazifischen Meeren liegen, wie z. B. die rudisten- und nerineenführenden Schichten von Martapura (Westborneo) und die Fundstellen in Sumatra und Nordost-Neuguinea.

Indischer Ozean.

Ähnlich wie schon während der Jura- und Neokomzeit, aber in weit größerer Ausdehnung, reichte zwischen dem indischen und dem afrikanischen Festland die Fauna des Mittelmeeres weit nach Süden (Rudistenkalle u. a. in Sokotra und in der Küstenzone von Deutsch-Ostafrika, Kalle mit algerischen Seeigeln in Arabien und am Karbada). Auffallend ist, daß im südlichen und östlichen Teile des Indischen Ozeans: in Natal, Westmadagaskar und Ostindien (Trichinopolh, Assamplateau in Bengalen) ein wesentlich anderer Habitus herrscht. Die Rudisten und Seeigel der Mittelmeerprovinz treten zurück und unter den Ammoniten vermißt man die bezeichnenden Kreideceratiten (z. B. Tissotia), während Formen der pazifischen Kreidegebiete stark vertreten sind. In bezug auf die Muschel- und Schneckenfauna hat die südindisch-madagassische Region viele selbständige Züge und stellt jedenfalls den Typus einer besonderen Faunenprovinz dar.

Obere Kreide im Umkreis des Pazifischen Ozeans.

Die oberen Kreideschichten in den pazifischen Randgebieten lassen sich mit denen Mitteleuropas und des indomadagassischen Gebietes unschwer in Parallele bringen; besonders zahlreiche Ammonitentypen aus den Gattungen Gaudryceras (Lytoceras), Pachydiscus teilen sie mit letzteren. An der asia-

tisch-pazifischen Küste mögen die transgredierenden Kreidebildungen von Nezo und Sachalin genannt sein, an der amerikanischen Seite die reichen Fundstellen von Bancouver und Kalifornien (Chico- und obere Forsetownschichten). Auch in den Küstenfordilleren von Peru, Chile (transgredierendes Senon auf der Quiriquinainsel) ist diese Formationsabteilung entwickelt und reichte in Südpatagonien während des Senons über das Andengebiet hinaus an den Atlantischen Ozean. Merkwürdigerweise zeigen die bis in das Senon reichenden Kreideschichten von Peru echt mediterrane Faunenbeziehungen, während jene von Chile und Patagonien ebenso wie jene auf der Seymourinsel im antarktischen Grahamland und auf Neuseeland unverkennbar indopazifisches Gepräge haben. Bestand vielleicht ein Wanderweg über antarktisches Gebiet?

Die atlantische Kreide Nordamerikas.

Während das Meer der unteren Kreide erst in einem verhältnismäßig späten Zeitabschnitt aus dem Mexikanischen Golf nach Texas eindrang, griff die obere Kreide über ungeheure Flächen hinweg. Sie bedeckte die atlantische Küstenzone bis Newjersey im Norden, vorwiegend in Form von Grünsandsteinen mit einer der mitteleuropäischen sehr ähnlichen Fauna. Sie drang als breite Senke in die westlichen Prärien, die Rocky Mountains, das Gebiet des Koloradoplateaus ein und reichte in Britisch-Kolumbien bis in das Gebiet des Mackenziefusses. Zuerst griff diese marine Transgression nur in die südlicheren Prärien ein (Texas bis Kansas), während weiter nördlich das Cenoman noch durch die pflanzenführenden Dakotafandsteine mit zahlreichen Magnolien und Uraliaceen vertreten ist. Erst im Turon-Senon war der Hochstand erreicht. Der Wasserpiegel war bedeutenden Schwankungen unterworfen, pflanzenreiche Bildungen schalten sich besonders in der Nähe der Rocky Mountains ein und stellen die wichtigste Kohlenformation der westlichen Regionen in

den Vereinigten Staaten, zum Teil auch in der kanadischen Nordwestprovinz dar.

Die Wüstenregionen von Nevada und die große kalifornische Sierra waren eine Landschranke, welche sich im Süden zur Sierra Madre von Zentralamerika, im Norden nach West-Britisch-Kolumbien fortsetzte; in beiden Gebieten vielleicht zeitweise unterbrochen und eine beschränkte Verbindung mit der früher besprochenen Uferzone des Pazifischen Ozeans gestattend.

Gegen Ende der Formation verschwand die Flachsee ganz aus den amerikanischen Prärien. Die Süßwasserschichten der Laramiestufe (mit Kohlen, Süßwasserkonchylien, gewaltigen Landreptilien des Dinosaurierstammes: Triceratops, Tyrannosaurus u. a.) bilden vom unteren Madenzie bis Mexiko das jüngste Glied. Eine breite Senke trennte also noch immer den nordöstlichen Kontinentalblock Nordamerikas von den westlichen Nordbilleren, welche ihm wie eine ungeheure Girlande vorlagen.

Das zentral- und südatlantische Becken.

In Mexiko bestand noch zur Neokomzeit freie Verbindung mit dem Pazifischen Ozean. In der oberen Kreide schied sich infolge von Hebungserscheinungen entlang der Achse der Sierra Madre das atlantische Ablagerungsgebiet (Fortsetzung der Prärienkreide) deutlich ab und die Zahl der gemeinsamen Arten beider Abdachungen: Kalifornien einerseits, Mexiko und Texas andererseits beschränkt sich auf ein Minimum. Um so größer ist die Ähnlichkeit der mexikanisch-TEXANISCHEN Kreide mit der europäischen Mediterranregion. Die Rudistenkalk spielen eine hervorragende Rolle; Nerineen- und Austerformen, welche von südeuropäischen oft kaum zu unterscheiden sind, bilden wichtige Bestandteile der Fauna. Ganz mediterranes Gepräge haben auch die Rudistenkalk der Antillen und die Schichten der nördlichen Anden von Südamerika. Hier —

entsprechend dem Streichen der heutigen Gebirge — drangen Charakterformen des damaligen Mittelmeeres (Kreideceratiten, afrikanische Mufeln) sogar bis Peru in pazifisches Gebiet ein.

Da im Saharagebiet (Temaassini, Tegama, Südagypfen) ebenso wie im östlichen Südamerika (Dinosaurierfandsteine von Patagonien) Kontinentalablagerungen von Sandsteinen mit Baumstämmen und Dinosaurierresten unterhalb der marinen Oberkreide bekannt sind, zeigt sich hier eine Homologie, die eine Parallelentwicklung beider Gebiete vermuten läßt. Es scheint, daß eine von verhältnismäßig seichten, nicht ständig überfluteten Senken durchzogene Region einzelner Hochgebiete vom Typus der brasilischen und saharischen beide Erdteile zueinander in Beziehung setzte. Eine geschlossene Landmasse ist undenkbar, denn im südlichen Atlantik weist die nord- und mittelbrasilianische Küste einerseits, die zentralafrikanische (Kamerun, unterer Kongo, Angola) andererseits litorale Kreideablagerungen auf.

Schlußbemerkungen.

Die obere Kreide läßt in ihrer Verbreitung die heutigen Meeresbecken im allgemeinen klar hervortreten, wenn sie auch durch ihre großen Transgressionen, besonders im atlantischen Becken, ein fremdartiges geographisches Bild liefert. Im arktischen Gebiet scheint eine gleichzeitige Schrumpfung (Regression) des Meeres eingetreten zu sein, da im Gegensatz zur ungeheuren Verbreitung jurassisch-neokomer Mucellen-schichten die Ablagerungen der oberen Kreide nur in einzelnen Gegenden (Franz-Joseph-Land?, Nord-Maska am Colvillefluß, Madenzieebene, Patut in Westgrönland) bekannt sind.

Auf das Bestehen klimatischer Unterschiede während der Kreidezeit weist vor allem der Umstand hin, daß nicht nur in der Alten, sondern auch in der Neuen Welt die Rudisten- und Korallenriffe nicht in die kaltgemäßigten Zonen reichen.

Am weitesten nach Norden (etwa 49°) gehen diese Typen in Europa. In Nordamerika dringen sie nicht wesentlich über Texas hinaus, in Ostasien finden sie sich innerhalb der heutigen Tropen: sie schneiden also die heutigen Klimagürtel schräge. (Polverlagerung?)

Känozoisches Zeitalter.

9. Tertiär.

(Karte 6.)

I. Alttertiär (Eozän und Oligozän) in Europa und der alten Mittelmeerregion.

Vorbemerkungen über die oberen Grenzbildungen der Kreide.

Der Schlußabschnitt der Kreideformation (Danienhorizont mit *Nautilus danicus*), welcher durch das Verschwinden der Ammoniten und durch sonstige Veränderungen der Molluskenfauna schon bedeutende Anklänge an die tertiäre Formationsgruppe zeigt, läßt in Europa allenthalben eine bedeutende Einschränkung der Wasserbedeckung erkennen. Eine Meeresbucht reichte noch in das Pariser Becken und über Mons (Belgien) auch in das Ostseegebiet. Ein Zusammenhang mit Südrußland, wo der gleiche Horizont auftritt, ist nicht mehr nachweisbar, aber möglich. Sicher abgeschlossen gegen Osten war die südwestfranzösische Bucht, da sich im oberen Garonnegebiet Brack- und Süßwasser-schichten einstellen, welche auch im Becken von Niz den Übergang in die tertiäre Formationsreihe bilden. Eine ganz ähnliche Stellung nimmt in den österreichischen Küstenländern die brackisch-limnisch entwickelte liburnische Stufe (Kohlenhorizont von Carpano) ein, während die Hauptmasse von Europa überhaupt verlandet war und keine Ablagerungen aus dieser Zeit erkennen läßt. Das Mittelmeer war im Verhältnis

zur vorhergegangenen Zeit bedeutend eingeschrumpft, wenn auch das marine Danien in Nordafrika, in Teilen von Südspanien und der Südalpen (obere „Scaglia“) vorkommt und sich durch Vorderasien nach Beludschistan und Sind (*Cardita Beaumonti*-Schichten) erstreckt haben muß. — Auch in Nordamerika weist nur ein schmaler atlantischer Saum marine Bildungen dieser Zeit auf, während die früheren Meeresgebiete der westlichen Prärien von Montana, Whoming usw. von den gewaltigen Seen und Flußniederungen der Laramieformation (mit Dinosaurierresten, Pflanzen, Kohlen) eingenommen wurden.

Diese Beispiele genügen, um zu zeigen, daß zur damaligen Zeit die flachen Randzonen der Ozeane wieder auf einen besonders geringen Betrag beschränkt wurden, um bald darauf weit über die Kontinentalsflächen zu greifen.

Cozän der Alten Welt.

Atlantisches Europa und Rußland.

Durch den Rückzug der oberkretazischen Transgression, welcher mit dem Beginne einer lebhafteren Störungsperiode in Europa zusammenfällt, kam die mitteleuropäische, in vieler Beziehung an den heutigen Sunda-Archipel erinnernde Festlandzone als Scheide zwischen den nördlichen Meeren und dem Mediterrangebiet scharf zum Ausdruck. — Den ersteren gehörte das Londoner und das Pariser Becken an, welche sich besonders während des Beginnes der Cozänzeit als Randgebiete zu erkennen geben, in welchen litorale, aufsternführende Sand- und Tonablagerungen mitunter abgelöst werden durch Land- und Süßwasserbildungen (älteste Säugetierfauna des europäischen Tertiärs mit *Neoplagiaulax*, *Arctocyon*, *Plesiadapis* u. a. von Cernah bei Reims). Die reichste marine Tierwelt umschließt der Pariser Grobkalk (Mittelcozän mit *Cerithium giganteum*, *Mammuliten* usw.), dessen Äquivalente auch in England durch viele übereinstimmende

Fossilien zu erkennen sind. Flandern gehörte noch dem gleichen Ablagerungsgebiete an. Die weitere Verbindung nach Osten wurde vor gar nicht langer Zeit in der norddeutschen Tiefebene, meist durch Bohrungen entdeckt (Bremen, Holstein) und reichte zweifellos bis in das südliche Rußland (Dnjepr-, unteres Wolgagebiet), von wo das Alttertiär, den Ural im Süden und Osten umfassend, gegen das Eismeer zu verfolgen ist.

Mediterrangebiet Eurasiens und seine Fortsetzung in den Pazifischen Ozean.

Der südwestfranzösische Golf (vgl. auch den einleitenden Abschnitt), welcher vom Atlantischen Ozean hereinreichte, hat bereits die Fauna der Nummuliten- und Alveolitenkalk der südlichen, mediterranen Meereszone. Dasselbe gilt von den gleichzeitigen Bildungen in den Randzonen der Pyrenäen und in Nordspanien. Spuren von Gebirgsbewegungen, welche sich nach Ablagerung der oberen Kreide ereigneten, sind außerordentlich verbreitet. Im südlichen Spanien (z. B. Malaga, nördliche Vorberge der Sierra Nevada usw.) liegen häufig mitteleozäne Nummulitenkalk- und konglomerate disfordant auf verschiedenen älteren Schichtgruppen. Dieselben Erscheinungen findet man im Apennin, in den Alpen- und Karpathenländern, wo die Nummulitenschichten zwar in ausgedehnter Weise am Aufbaue der Falten teilnehmen, aber schon Gerölle verschiedener älterer Gesteine einschließen. Eine große Rolle spielt das litoral entwickelte Eozän in den alpin-karpathischen Flussschzonen, welche das mitteleuropäische Festland im Süden begleiteten.

Die Fortsetzung des Eozänmeeres geht über das Balkangebiet und die Krim. Sehr verbreitet sind fossilreiche Nummulitenschichten in Kleinasien, besonders an der pontischen Küste, wo sie oft von mächtigen, zum Teil bis in die obere Kreidezeit zurückreichenden Eruptivmassen begleitet werden. Über die

Fischregion eines Teiles von Armenien reicht die Verbreitungszone nach Zentralasien, wo z. B. in Ferghana die siebenbürgische Gryphaea Esterhazyi auftritt.

Ein südlicher Ast desselben Eozänmeeres, mit Ablagerungen von Nummulitenkalk und Fisch, läßt sich von der gegen Italien gewendeten Alpenabdachung¹⁾ (die zentraleren Teile der Alpen lagen größtenteils trocken) durch die österreichischen Karstländer und Griechenland nach Südkleinasien, Südper sien, Beludschistan verfolgen und bedeckte auch das Gebiet der Indusketten (Sind). Das Meer drang über Rawalpindi-Deh in das Hinterland der Himalajaketten (Nummulitenkalle südlich von Lassa). Es reichte im Sinne des Streichens der jetzigen Kaltengebirge, also auf der alten Straße der mesozoischen Meere, über das Irawadigebiet in den Sundaarchipel: Java, Salmahera, Neuguinea, Südborneo und berührte sogar das alte Festland der Philippinen, wobei aber auch kohlenführende Schichten örtlich zum Absatz gelangten. So kann es nicht verwundern, daß wir noch weiter im pazifischen Gebiet, auf Neukaledonien und Neuseeland, die Spuren der mediterranen Meeresfauna beobachteten.

Eozän Afrikas und des indomadagassischen Gebietes.

Die südlichen Randzonen des Mittelmeeres übersluteten weithin das heutige Atlasgebiet und die flachen Tafelländer von Nordafrika, wo sie sich häufig fast untrennbar an jene der Kreideformation anschließen. Sie erreichten in der westlichen Sahara sogar Tamaské, Sokoto und den Senegal bei Saint-Louis²⁾. Über die Libysche Wüste, Syrien und Palästina zieht sich die Verbreitung mächtiger Nummulitenkalkmassen durch Arabien, welches mit Ausnahme einer Erhebungszone in

¹⁾ Hierher gehört die Umgebung von Vicenza, wo marine Ablagerungen mit prachtvoll erhaltenen Mollusken, Nummuliten und Alveolen von Süßwasserablagerungen, Basaltlaven und Tuffen beplekelt werden; berühmt sind die in Tuffen begrabenen Bestände der Palme Sabal major.

²⁾ Eine Bucht des Atlantischen Ozeans bestand in Kamerun.

Jemen wohl größtenteils von Wasser bedeckt war. In weiter Fläche, vom Roten Meere und von Somaliland über Sokotra bis zur Halbinsel Kutch in Indien, öffnete sich das Mittelmeer zum westlichen Indischen Ozean. Die Nummulitenschichten erscheinen hier noch südlich des Äquators in Sofala an der afrikanischen Küste und in der Sedimentärzone des westlichen Madagaskar — ein auffallender Kontrast zum seltenen Auftreten gleichzeitiger mariner Randbildungen im südatlantischen und pazifischen Gebiete.

Oligozän der Alten Welt.

Atlantisches Europa und Rußland.

Im Pariser und Londoner Becken zog sich das Meer am Ende der Eozänzeit zurück; in ersterem Gebiete wurden die Gipfe und Mergel des Montmartre gebildet, in welchen man die Reste einer teilweise auch durch das übrige Europa verbreiteten Säugetierfauna (mit dem Unpaarhufer Palaeotherium, dem Beuteltiere Peratherium u. a.) findet. Erst im Mittel-Oligozän stellten sich die marinen Sande von Fontainebleau ein, deren Vertreter auch auf der Insel Wight erscheinen; im oberen Oligozän herrschen Süßwasserbildungen.

In Belgien war die Meeresbedeckung weniger unterbrochen und in Norddeutschland rückte die Uferlinie des Meeres sogar weit landeinwärts vor. Zwischen den deutschen Mittelgebirgen und dem Abfall der skandinavischen Erhebungen erstreckte sich das marine Oligozän ununterbrochen in das Dnepr-, das mittlere und untere Wolgagebiet, die aralokaspische Niederung und über die westsibirischen Ebenen (Obgebiet) zum Eismeer, allenthalben über die Grenzen des Eozäns bedeutend hinausgreifend. Besonders groß war die Überflutung im mittleren Oligozän (Schichten mit *Natica crassatina*, *Cytherea incrassata*), denn damals drang sie von Norden her zwischen den Mittelgebirgen in das Mainzer Becken und von hier durch den Oberrheinischen

Graben, um mit dem „Molasse“-Meer des Alpenvorlandes in Verbindung zu treten. Erst im Oberoligozän erfolgte eine bedeutende Einschränkung der marinen Zone. An Stelle der genannten Meeresstraße traten Brack- und Süßwasserseen (vgl. S. 116).

Bemerkungen über die mittelenropäische Festlandzone.

Südlich der belgisch-norddeutschen Meereszone bestand in Mitteleuropa eine ausgedehnte Erhebungszone. In Zentralfrankreich¹⁾ erstreckten sich Ketten von Süßwasserseen durch die Loire-Allier-Senke in das Zentralplateau und näherten sich den großen südlichen Becken, in denen bei Aix usw. brackische Cerithienschichten und Gips bereits die Nachbarschaft der südlichen Meereszone verraten. Auf den Karstflächen der Gebirgen, im Schweizerischen und Schwäbischen Jura lagerten sich „Terra rossa“-ähnliche Landbildungen mit Bohnerzen, lokal auch Phosphoriten ab. Im westlichen Sachsen und im nördlichen Harzvorland entstanden vor Ablagerung des marinen Oligozäns Braunkohlenflöze.

Die oligozäne Mittelmeerzone.

Schon am atlantischen Saume bei Biarritz zeigt das Oligozän einen von der nördlichen Entwicklung abweichenden Typus; es besteht aus sandig-tonigen Schichten mit zahlreichen kleinen Nummuliten (Numm. Fichteli), welche für diese Formationsabteilung im Mittelmeergebiet besonders bezeichnend sind. Die zur Eozänzeit noch vorhandene Verbindung über Nordspanien war durch die großen Pyrenäenbewegungen schon unterbrochen, hingegen bestand jene im Süden des spanischen Plateaulandes fort. Über Andalusien, ebenso aber auch über die Atlasgegenden lagerten sich die unter- bis mitteloligozänen Fischbildungen mit ihren kleinen

¹⁾ Am atlantischen Litorale dringt aber marines Oligozän bei Rennes, Bordeaux, Biarritz in das Land ein.

Mummuliten ab. Sie erstreckten sich über die Balearen, die Apenninhalbinsel, häufig inselartige Aufragungen mit Strandkonglomeraten umrandend. — Mit den Alpen beginnt eine wichtige Spaltung der damaligen Mittelmeerzone.

In den nördlichen Flyschgebieten der Alpen nimmt das tiefere Oligozän noch teil am Baue der langen Faltenzüge, aber die jüngeren Bildungen beschränken sich fast allgemein auf das Vorland des Gebirges. Sie bilden den unteren Teil der vorwiegend aus sandig-konglomeratischen Detritusbildungen bestehenden „Molasse“ und beginnen mit dem mitteloligozänen Meereshorizont (untere marine Molasse), schließen aber mit Süßwasserbildungen (untere Süßwassermolasse), über welche später die Transgression des miozänen Meeresarmes hinwegging. Das komplizierte Ineinandergreifen von Sedimentation und Gebirgsbildung in diesen Faltengebirgen erschwert die Übersicht natürlich sehr bedeutend. — Die weitere Fortsetzung des Meeres lag in der mährisch-galizischen Sandsteinzone der Karpathen.

Eine große Verbreitung hatten die Ablagerungen auch im innerungarischen Gebiet, von wo aus sie bis in manche der östlichen Apentäler (z. B. Save) hineinreichten, ohne die adriatische Wasserscheide zu überschreiten¹⁾. Über Nordbosnien (oligozäner Flysch und Meeresmolasse), Bulgarien, Mittelmazedonien, Thessalien (Korallen und Mummuliten von Trikala) führen die Fundpunkte zur armenischen Abdachung des Kaukasus. Eine geschlossene Landscheide gegenüber dem südrussischen Oligozän war wohl kaum vorhanden, ebensowenig wie am Rande der Westkarpathen gegenüber dem deutschen Oligozän.

In den südlichen Kettengebirgszügen — durch lange

¹⁾ In Mittelbosnien bildeten sich Süßwasserablagerungen (Kohlenbecken von Jenica u. a.), die auch im Bromnagebiet von Nordbalkanien vorkommen — hier allerdings in Verbindung mit marinen Schichten.

Reihen von Faltenachsen gegen den nördlichen Mediterranstreifen abgegrenzt — verlief der Oligozänbereich vom italienischen Alpenrand (Schichten von Friabona und Korallenkalke von Castel Gomberto im videntinischen Gebiet) über die adriatischen Regionen nach Südkleinasien. Er erstreckte sich über Armenien und Perzien (Teheran) nach Beludschistan und Sind, wo u. a. die normale mediterrane Foraminiferenfauna mit kleinen Nummuliten und Orbitoiden erscheint. Die mächtigen Bewegungen, welche auch den Himalaja in der älteren Tertiärzeit betrafen, hatten zwar die Verbreitung mariner Bildungen noch mehr als früher eingeschränkt, aber die südlichen Felschzonen weisen doch noch hinüber nach Hinterindien. — Im übrigen aber verlor das Mittelmeer damals schon rasch an Boden; enorme Flächen des nordafrikanisch-arabisch-syrischen Tafellandes und der indomadagassischen Region lagen trocken. In Ägypten treten am Fayum über marinem Eozän mit Mollusken, Haifischresten und Zahnivalen noch ästuarine Oligozänsschichten auf, in denen zum Teil riesige, ganz eigenartige Säugetiere vorkommen; hier entdeckte man die ältesten Elefantentypen: Moeritherium und Palaeomastodon, ferner das ganz fremdartige, gehörnte Arsinoëtherium, die ältesten anthropomorphen Affen: Propithecus u. a.

Das Ende der Oligozänzeit.

Es wurde schon angedeutet, daß die marinen oligozänen Schichten Europas häufig von Brack- und Süßwasserschichten überlagert werden. In ganz Europa herrschte damals eine Säugetierfauna, welche durch die Leitform Anthracotherium magnum ausgezeichnet ist. — Die bereits früher stark ver schmälerte Meereszone am Nordrande der Alpen wurde unterbrochen, brackische Ethenenschichten und untere Süßwassermolasse lagerten sich ab; auch im pannonischen Gebiet, in Kleinasien, Armenien zog sich das Meer zurück. Auf weite

Strecken bezeichnen Kohlenbecken (z. B. Trifail in Steiermark, Schltal in Siebenbürgen) die noch verbleibenden Senken. Erst an der Wende zur Miozänzeit steigt der Wasserspiegel, erreicht aber nicht mehr die frühere Verbreitung.

Die marinen oligo-miozänen Übergangsbildungen¹⁾ findet man an der Bordeauxküste, ferner bei Lissabon, also am atlantischen Gestade. Vom Mittelmeere, welches damals durch die „Guadalquivirstraße“ mit dem Ozean zusammenhing, reichte bei Marseille eine Bucht landeinwärts; aber in der weiteren Fortsetzung der subalpinen Ebene finden sich nur Süßwasserschichten dieser Zeit. Erst im bayerisch-österreichischen Alpenvorland erscheinen wiederum brackisch-marine Grenzbildungen (Schichten von Molt mit *Cerithium margaritaceum*, *lignitarum*). Sie und die beiläufig gleichalterigen Bildungen in Ungarn (*Pectunculus*sandstein von Ofen) und Krain (Melongenaschichten und *Lepidocyclus*kalke östlich von Stein) können wohl kaum auf dem Wege über das westalpine Alpenvorland mit dem Mittelmeere in Zusammenhang gestanden haben. Es müssen andere Verbindungsmöglichkeiten gewesen sein; am nächsten liegt es, solche im Orient anzunehmen (vgl. S.119).

II. Jungtertiär (Miozän und Pliozän) der Alten Welt.

Miozäne Meeresbildungen.

Die atlantische Küstenzone von Europa weist nur wenige in das Land einschneidende Buchten auf; die nördlichste derselben reichte über Belgien (Sande von Antwerpen mit zahlreichen Delphin- und Walfsletten) ins nördliche Deutschland bis Mecklenburg. Mitteldeutschland war Bestandteil der Kontinentalregion, welche sich aus Nord- und Osteuropa ununterbrochen nach Spanien erstreckte

¹⁾ Niveau der Schnecke *Melongena Lainei* und der Foraminiferengattung *Lepidocyclus* = atlantische Schichten im engeren Sinne.

und Großbritannien wohl mit umfaßte, da beiderseits des Armeekanal nach dem Oligozän alle marinen Spuren verschwunden sind. An der französischen Westküste griff hingegen das Meer bedeutend weiter ein als heute (Miozän bei Bordeaux und Rennes; ersteres mit Einschaltung von säugetier- und pflanzenführenden Schichten). Auch an der portugiesischen Küstenebene finden sich marine Miozänablagerungen. Weiter südlich trat das Meer durch die breite „Guadalquivirstraße“ (Andalusische Ebene von Cadix=Alicante)¹⁾ und durch das nordwestliche Afrika in das Mittelerrangebiet ein, wo es fast allgemein — wenn man vom ägäischen und dalmatinischen Gebiet abieht — über seinen heutigen Bereich hinausgriff.

In sehr kompliziertem Verlauf umgürtete das Meer die bereits in großen Zügen vorhandenen Kettengebirgszonen. Es reichte vom unteren Rhonetale durch das ganze Alpenvorland ohne Unterbrechung in die subkarpathische Ebene, drang mit einer tiefen Bucht in das östliche Böhmen bis Wildenschwert ein und breitete sich im Osten über Rumänien, die Umgebung des Asowschen Meeres usw. bis in die Niederung am Aralsee aus. In diesem langen Flachseegürtel fanden naturgemäß wiederholt Unterbrechungen des offenen Zusammenhanges mit dem Ozean statt, es kam zeitweilig zur Bildung von Gips- und Salzlagern (z. B. galizisch-rumänische Salzformation). Im östlichen Teile, von Warna angefangen über die Krim und bis in das aralokaspische Gebiet herrscht die eigenartige, auf einen Meeresgolf von abnormalem Salzgehalt hinweisende Fauna der Spaniodonfschichten.

Quer über die Gesteinszüge der Faltenzone hinweg verband sich bei Wien der außeralpine Miozänstreifen mit dem sogenannten Wiener Becken und der weiten pannonischen Meeresregion, welche den Ostfuß der Alpen sowie den Zinnen-

¹⁾ Im mittleren Spanien (z. B. Crotal) war das Miozän durch fluviale Kontinentalablagerungen und salzablagernde Lagunen ausgezeichnet.

rand der Karpathen bespülte und in einzelne Längstäler (Drau, Save) tief eindrang. Über Ostserbien und Bulgarien (Plevna, Warna) vereinigte sich dieses innere Becken mit dem nördlichen Gürtel. Die Vorgänge in beiden Zonen liefen im großen parallel. Salz- und Gipsablagerungen fanden auch in Siebenbürgen und Nordostbosnien statt.

Es ist nicht sehr wahrscheinlich, daß der lange Meeresarm, welcher die Karpathen und Alpen im Norden umgürtete und das pannonische Becken erfüllte, bloß über die weit entlegene Rhone-senke mit dem eigentlichen Mittelmeere zusammenhing. Innerhalb Österreichs bestand zwar keine Verbindung über die dinarischen Gebirge hinweg, hingegen ist es denkbar, daß die marinen Miozänablagerungen der albanisch-ionischen Küste mit jenen von Thessalien über Mittelalbanien kommunizierten; der weitere Verlauf ist angedeutet durch die gleichen Schichten am Hellespont. Das südliche ägäische Gebiet gilt wegen des Fehlens solcher Ablagerungen und wegen des Auftretens einer gemeinsamen unterpliozänen Säugetierfauna auf Samos und bei Athen (Pikermisfauna) als Festland der damaligen Zeit, was allerdings nicht ausschließt, daß vorher miozäne Meerengen bestanden.

Der südliche Gürtel mediterraner Miozänbildungen zieht vom italienischen Alpen- und Apenninenrand mit Umgehung Dalmatiens über die Ionischen Inseln und Kreta nach Südkleinasien, wo in Cilicien mächtige Tafeln miozäner Kalkse seit langem bekannt sind. Weithin griffen diese Meeresbildungen in Nordsyrien, ferner in die Gebirgs-länder Armeniens ein (Urmiagebiet usw.), ohne jedoch die Vorberge des Kaukasus zu erreichen; die Spuren reichen nach Zentral-Persien südöstlich von Teheran. Man muß annehmen, daß während eines Teiles der Miozänzeit ein Gürtel mariner Bildungen den südpersischen Randketten gegen den Golf von Oman folgte, da man Kalkse mit dem Seetigel Clypeaster bei Zoff im nördlichen Mesopotamien kennt, ferner Muschelbänke mit mediterraner Fauna bei Mosul, Buschir und Bander Abbas. Aber diese wichtige Verbindung, welche die Beziehung zwischen Mittelmeer und Indischem

Ozean herstellte (das Rote Meer ist ein jüngerer Einbruch), war zeitweise bereits ununterbrochen. Es lagerte sich, etwa im Laufe des unteren Miozäns, die ölführende mesopotamisch-perfische Gips- und Salzformation ab, die man auch noch in Mittelsyrien kennt. Die Verhältnisse erinnern an jene der subkarpathischen Salzformation (vgl. S. 118).

Die Miozänbucht in Burma und die zahlreichen Meeresablagerungen dieser Zeit im Sundaarchipel zeigen selbständigen Faunencharakter. Die Individualisierung hat also seit dem Oligozän bedeutende Fortschritte gemacht, was mit dem Zerfall der früheren großen Meeresverbindungen durch die allmähliche Verbreiterung der Faltungszone zusammenhängt. Am Südfuß des Himalaja besteht das Neogen nur aus Land- und Süßwasserablagerungen, den Siwaliksichten, die in ihrem oberen Teile prachtvolle Säugetierfaunen des Pliozäns enthalten. Im Pendschab kennt man über marinen Übergangsschichten der Oligo-Miozänzeit fluviatile Ablagerungen mit miozänen Säugetieren aus den Gattungen *Dinotherium*, *Mastodon*, *Rhinoceros* usw.

Rückzugsbewegung am Ende des Miozäns.

Im oberen Miozän hörte für den nördlichen Ast des damaligen Mittelmeeres die Verbindung mit dem Ozean auf, im westlichen Alpenvorland erscheinen nur Süßwasserablagerungen (obere Süßwassermolasse). Weiter östlich hingegen, von den österreichisch-ungarischen Niederungen bis in das aralokaspische Gebiet, entstanden die in Brackwasser abgelagerten „sarmatischen“ Cerithien- und *Maclura*-Schichten und schließlich die in gewaltigen Süßwasserseen abgelagerten „pontischen“ Schichten mit einer vorwiegend durch Congerien und Melanopsiden gekennzeichneten Fauna. Auch im westlichen Mittelmeer beobachtet man ähnliche Vorgänge. Die andalusische Meeresstraße hörte auf zu existieren und in ihr lagerten sich brackische Cerithien-schichten und Gipse ab; die

Rhonebucht war in Süßwasserseen und Niederungen verwandelt. Auch von den Rändern des Apennin und aus Sizilien wich damals das Meer zurück; Gipse (Schwefel- und Gipsformation) und Süßwasserschichten schließen hier an die marinen Bildungen an.

Das Mittelmeer selbst war also am Ende der Miozänzeit auf ein dem heutigen vergleichbares, wahrscheinlich noch kleineres Areal beschränkt¹⁾, seine Verbindung mit dem Atlantischen Ozean lag nach den vorhandenen Meeres Spuren in der algerischen Küstenregion und im Becken von Fes. Vielleicht war vorübergehend das Mittelmeer sogar ganz abgeschnürt. Die Straße von Gibraltar entstand erst im Laufe des Pliozäns.

Marines Pliozän im Mittelmeergebiet und in Nordeuropa.

Die steigende Bewegung der pliozänen Strandlinie erreichte in Europa weitaus nicht jenes Maß wie ähnliche Schwankungen früherer Zeitabschnitte; meist findet man die Meeres Spuren der damaligen Zeit nur in Form von schmalen Randbildungen, wie z. B. an der französischen Riviera. Ein nennenswerter Golf des Atlantik war in der Guadalquivirebene vorhanden; an der Mittelmeerküste bildete das untere Rhonetal eine Bucht, welche zeitweilig bis Lyon reichte. Größere Bedeutung haben die Meeresbildungen der italienischen „Subapenninforma tion“, welche in der weiteren Umgebung von Rom lokal etwas über 1000 m emporsteigt, also für ein beträchtliches Maß sehr junger Bodenaufwölbungen spricht. An der Ostküste von Italien sinkt hingegen die damalige Niveaufläche zum heutigen Adria Spiegel herab und an der dalmatinischen Seite sogar unter den letzteren. Die Po-

¹⁾ In diese Zeit der Landhebung fällt wohl die erste Anlage der Flußrinne zwischen dem damals in ein großes Innenseegebiet verwandelten pontisch-kaspischen Becken und dem östlichen Mittelmeer. Die spätere Bildung bis quartäre Senkung machte diese Furche zur Meeresstraße Bosporus-Dardanellen. (Vgl. auch die submarinen Täler im Atlantik, S. 134.)

ebene bildete einen tiefen Golf der damaligen Adria, deren Achse also etwas westlicher lag als heute; erst von Skutari an griff ihr Ostufer über das heutige.

Vom östlichen Mittelmeer drang eine Bucht in das Orontestal (Syrien) und bis Palmyra ein. Aber im heutigen ägäischen Meeresgebiet herrschen die auch in den unteren Donauländern verbreiteten Süßwasserbildungen (Levanti-nische Paludineschichten), es war also hier ähnlich wie in der östlichen Adria das damalige Meeresgebiet kleiner als das heutige. — Hingegen sind übergreifende Pliozänstrandbildungen in den Küstenzonen der Atlasländer sehr verbreitet, sie finden sich weiter östlich auch im Mittel, und etwa in die gleiche Zeit fallen die ersten Spuren des in die afrikanisch-arabische Wüstenplatte eingebrochenen Roten Meeres, dessen Fauna aber von jener des Mittelmeeres getrennt war und sich erst zu Beginn der Quartärzeit vorübergehend mit dieser mischte.

Im nördlichen Europa griff die atlantische Küstenlinie an mehreren Stellen des westlichen Frankreichs über den heutigen Saum landeinwärts. Bedeutende Ausdehnung zeigen aber nur die marinen Bildungen in Belgien, Holland, im Küstengebiet von Schleswig und im östlichen England. Im letzteren greifen sie als sogenanntes „crag“ (mit *Terebratula grandis*) unmittelbar auf die während der Miozänzeit trocken gelegenen Eozänbildungen über. Landverbindung mit dem Kontinent fand auch während dieses Zeitabschnittes statt, wobei die europäische pliozäne Säugetierfauna die britischen Inseln besiedelte (*Mastodon arvernensis*).

Bemerkungen über die jungtertiären Kontinentalablagerungen, Vulkan und Gebirge Eurasiens.

In der norddeutschen Ebene und in vielen Teilen des mitteldeutschen Hügellandes bestanden nach der Oligozän Transgression Süßwasserbecken und Sümpfe, in denen mio

jäne Braunkohlenflöze gebildet wurden (Brandenburg, Hessen, Rheinbucht bei Köln und Bonn), welche zusammen mit den alttertiären Flözen von Westfalen, Ostthüringen usw. in bezug auf räumliche Ausdehnung und Bedeutung alle seit der Karbonformation in Europa entstandenen Ablagerungen von Brennstoff übertreffen. Es fanden gewaltige Eruptionen statt (Basalte des Vogelgebirges, der Rhön u. a.), welche ihr Seitenstück in den vulkanischen Vorgängen des französischen Zentralplateaus finden. Im nördlichen Böhmen füllten sich die durch den Verwerfungsabbruch des Erzgebirges damals entstehenden Senken mit Süßwasserseen und Kohlenbildungen (der Beginn fällt schon in das obere Oligozän). Basalt- und Phonolithmassen drangen auch hier empor und bildeten große Vulkangruppen; sogar Teile des Erzgebirges und der Sudeten wurden von ihnen durchbrochen. In den Küstenregionen des pannonischen Meer- bzw. Seengebietes fand gleichfalls sehr lebhaft vulkanische Tätigkeit statt (Innerkarpathischer Vulkantranz, Gleichenberger Basaltgebiet, Südsteirische Andesitzone), welche zum Teil schon vor dem Miozän begonnen hatte und bis zur Quartärzeit nachwirkte. Auch sonst finden wir ähnliche Erscheinungen in den verschiedensten Teilen des langen Gebirgsgürtels, welcher sich von da weiter durch Eurasien zieht.

Die mächtigen Erscheinungen der Gesteinsfaltung, die sich schon während der älteren Tertiärzeit in der ganzen Region des ehemaligen großen Mittelmeeres weit auffälliger als im Mesozoikum bemerkbar machten und endlich den fast geschlossenen Kettengebirgsgürtel schufen, welcher vom südlichen Europa durch Hochasien zum Pazifik zieht, dauerten während des Neogens mit örtlich sehr verschiedener Intensität noch an. In Südsteiermark nehmen z. B. noch pontische Süßwasserablagerungen an der Faltung teil.

Entsprechend der großen Ausdehnung von Kontinentalablagerungen ist nicht nur der Reichtum an Floren, sondern

auch jener an landbewohnenden Tieren sehr groß. Besondere Aufmerksamkeit verdienen die Säugetierfaunen, die sowohl in den Binnen- als auch den Strandablagerungen häufig entwickelt sind. Dem Miozän verleihen besonders die Dickhäuter *Mastodon angustidens*, *Dinotherium bavaricum*, die rhinocerosähnlichen, aber ungehörnten Aceratherien, die Raubtiere *Amphicyon*, *Machaerodus* („Säbeltiger“) sein tropisches Gepräge. Ähnliches gilt von der unterpliozänen Birkermisfauna mit dem dreizehigen Pferd *Hipparion gracile*, mit Antilopen, Mastodonten, Affen und dem an das afrikanische Okapi erinnernden *Helladotherium*. Es bestand damals ein großes afrikanisch-eurasiatisches Faunenreich, denn man findet die Äquivalente der europäischen Jungtertiärfauna in Maragha (am Urmia-See), ja selbst in China, anderseits verwandte Typen in Algier, sowie in Zentralafrika. Hier zeigen sich in jungen (pliozänen) Ablagerungen nördlich vom Rudolfsee miteinander vergesellschaftet Hippopotamus, Elephas, Buffalus, Hipparion und sogar noch *Dinotherium*. Der reiche Faunenaustausch zwischen Afrika und Eurasien wurde zweifellos durch den während des Obermiozäns und Pliozäns erfolgten bedeutenden Rückzug des früher trennenden Mittelmeeres ermöglicht.

Auch die berühmte pliozäne Sivalikfauna aus den Bergen des Himalaja gehört dem gleichen Faunenreich an, erscheint aber durch eine Reihe eigenartiger Formen (verschiedene Elefanten der Gattung *Stegodon*, große Girafiden der Gattungen *Brahmatherium*, *Sivatherium* usw.) als Vertreter einer besonderen Tierprovinz, die etwas abseits stand. Immerhin kennt man *Sivatherium* aus dem Jungtertiär bei Adrianopel, und auch sonst sind genügende Anknüpfungen an die westlichen und nördlichen Gebiete vorhanden.

III. Tertiär der Neuen Welt.

Marine Bildungen.

In Nordamerika ist neben der atlantischen Küste von Newjersey an nach Süden ein zusammenhängender Saum von marinen Tertiärschichten vorhanden, der im großen eine ähnliche Gliederung gestattet, wie die europäischen Ablagerungen, wenn auch die Zahl der übereinstimmenden Arten gering ist. Im südlichen Teile der jetzigen Mississippiebene bestand während des älteren Tertiärs noch eine bis in die Nähe der Ohiomündung reichende Bucht, deren Westseite entlang des Mexikanischen Golfs nach Zentralamerika verlief. Interessant ist das Auftreten oligozäner Orbitoiden, kleiner Nummuliten und verschiedener Riffkorallen von europäischem Mediterranhabitus auf den Antillen, in Florida, Ostmexiko und Zentralamerika. Leider weiß man noch recht wenig über das nördliche Südamerika, doch kann es sein, daß flhschähnliche Bildungen in den Nordilleren von Kolumbien eine Verbindung mit dem damaligen pazifischen Meeresgebiet andeuten. Eine bedeutende Wanderung mariner Fauna fand auf diesem Wege aber nicht statt, denn das kalifornische Alttertiär hat ebenso wie das in Oregon usw. seine besonderen Merkmale. In Alaska (Yukongebiet usw.) sind Alttertiärbildungen mit einigen der damaligen europäischen Pflanzenarten vorhanden, so daß hier eine kontinentale Verbindung mit dem nahen Asien sehr wahrscheinlich wird — ein Umstand, der für die Deutung von Faunenbeziehungen zwischen den beiden großen Kontinentträumen zu berücksichtigen ist.

Im unteren Miozän waren Nord- und Südamerika sicher selbständige Kontinente, denn Formen der marinen Antillensauna dieser Zeit sind auch auf der pazifischen Seite des Isthmus bekannt und sogar im südlichen Chile (Navidad) finden sich atlantische Typen, welche nicht nur mit solchen der patagonischen Meeresmolasse, sondern auch mit manchen

Arten des europäischen Miozäns nahe verwandt sind (Gattungen *Cassis*, *Conus*, *Ficula*, *Ancillaria* usw.).

Erst das Pliozän der Westküste zeigt rein pazifisches Gepräge; die Verbindung über den Isthmus war damals unterbrochen und damit die Vereinigung der beiden amerikanischen Kontinente vollzogen. Vgl. auch S. 127.

Amerikanische Kontinentalablagerungen.

Im Präriengebiet der westlichen **Vereinigten Staaten** wurden große Flächen des ehemaligen kretazischen Meeresbodens mit Süßwasserschichten, weit mehr aber mit Fluß- und Windablagerungen bedeckt. Dieselben Bildungen füllten auch Senken (zum Teil wohl abflußlos) zwischen den Felsengebirgen, welche seit Ende der Kreidezeit ihre Hauptausrichtung erfuhren. Der Reichtum an Säugetierresten verleiht der tertiären Formationsgruppe hier eine große Bedeutung.

Die dem tiefsten Eozän angehörigen Buerco- und Torrejonsschichten von Neu-Mexiko führen noch Multituberculaten (*Neoplagiaulax*) und *Phenacodus*, erinnern daher an Cernay in Frankreich. Auch in den untereozänen Wasatchablagerungen (mit *Coryphodon*, *Hyracotherium*, *Phenacodus*) sind nahe Beziehungen zu Europa vorhanden. Aber im späteren Eozän gehen die beiden Faunengebiete weit auseinander (vgl. das fremdartige *Dinoceras*, den vierhörigen *Eobasilus* u. a.). In Unter-Oligozän zeigen besonders die Unpaarhufer und Fleischfresser wieder stärkere Annäherung, die sich aber im späteren Tertiär wieder abschwächt. Sehr bezeichnend für Nordamerika ist die reiche, vom Eozän bis ins Diluvium verfolgbare Entwicklung des Pferdestammes, die vom primitiven *Eohippus* über *Miohippus* und *Neohipparion* zu *Equus* führte. Solange wir aber nicht die alttertiären Faunen von Zentral- und Ostasien kennen, dessen Festlandmasse während des Oligozäns und jüngeren Eozäns durch den westsibi-

rischen Meeresarm von Europa getrennt wurde, hingegen mit Nordamerika offenbar zusammenhing, ist es schwierig, die Verteilungsursachen der Faunen richtig zu beurteilen.

In **Südamerika** (Umgebung der San-Jorge-Bucht in Patagonien) liegen alttertiäre Faunenreihen vor, deren älteste an die kretazische Dinosaurierschichten anschließen und Beziehungen zu den Puercoschichten haben. Dann aber entwickelte sich die höchst eigenartige Eozänfauna mit dem Rüssel-tier *Pyrotherium*, mit den ältesten bekannten Edentaten (Gürteltiere und Faultiere), die den Bestand eines südamerikanischen Faunenreiches dartun. Ausläufer des letzteren reichten jedoch zeitweise nach Nordamerika, wie die Auf-findung von Verwandten der Gürteltiere im dortigen Mittel-eozän zeigte.

In den säugetierführenden miozänen Santa-Cruz-Schich-ten ist die Sonderstellung Südamerikas ebenfalls deutlich. Als sich aber im Pliozän der Isthmus erhob, wanderten nicht nur zahlreiche südamerikanische Edentaten (*Mylodon* usw.) nach Nordamerika, sondern umgekehrt auch Paar-hufer, farnartige Raubtiere usw. der nördlichen Regionen nach Süden (vgl. auch S. 133). — Eine oft aufgeworfene Frage ist jene nach einer tertiären Verbindung zwischen Süd-amerika und Afrika. Das Auftreten mediterraner Typen unter den oligozänen Küstenmollusken und Korallen im An-tillengebiet und in der Miozänfauna von Navidad läßt eine zeitweilige Inselchwelle im mittleren Atlantik, vielleicht in der Verbindungsstrecke: Cordilleren von Venezuela—Atlas, möglich scheinen. — Sicher aber war die tertiäre Ketten-gebirgsbildung von größter Bedeutung für die Tierverbreitung im peripazifischen Gürtel, denn dadurch wurden — wenn auch fortwährend wechselnd — Verbindungen geschaffen, die nach der mesozoischen Zeit vorübergehend sogar Australien mit dem östlichen Eurasien und wohl dadurch mit Amerika verknüpften; vgl. das Auf-

treten von Beuteltieren im Alttertiär von Tasmanien, Europa, Nord- und Südamerika.

Vulkanische Phänomene waren während der Tertiärzeit auf der pazifischen Seite des Kontinents in Nord- und Südamerika verbreitet; besonders erwähnt sein mögen die enormen Lavafelder am Columbiafluß (Oregon, Washington), die zahlreichen Tertiärvulkane der nordamerikanischen Wüsten, des Isthmus, der Anden.

Es ist natürlich unmöglich, die zahlreichen Tertiärbildungen, welche in verschiedenen anderen Teilen der Landoberfläche verbreitet sind, auch nur flüchtig zu erwähnen.

Tertiär der Polargebiete und Klimatische Zustände.

In den arktischen Gegenden haben marine Tertiärbildungen im allgemeinen eine geringe Ausdehnung (ostgrönländische Küste, Spitzbergen), hingegen sind pflanzenführende Ablagerungen sehr verbreitet und passen nicht zur heutigen Pollage. Man findet z. B. in Grönland noch unter 70° n. Br. Reste von Bappeln, Platanen, Nadelbäumen (Sequojen u. a.); man hat ähnliche Florenreste in Spitzbergen und auf der Väreninsel. Auf Grinnel-Landerscheinen unter 82° n. Br. Pflanzen, die auf ziemlich gemäßigtes Klima hinweisen. Manche Arten des nordischen Tertiärs sind identisch mit solchen des europäischen Neogens, doch ist es möglich, daß sie im Norden früher auftraten, da zur Neogenzeit das im Gozän noch tropische Klima Europas bereits Abkühlung zeigt.

In den nordatlantischen Inseln (Island, Färöer, Nordirland usw.) sind pflanzenführende Lagen zwischen Basaltdecken eingeschaltet.

Auf der westantarktischen Seymourinsel gibt es mittel-tertiäre Pflanzenschichten mit Typen der südamerikanischen gemäßigten Flora.

10. Dilubium.¹

Die Fauna und Flora der oberen Pliozänbildungen weisen bereits deutlich darauf hin, daß die klimatischen Verhältnisse damals von jenen der älteren Tertiärzeit abwichen. Die tropischen Pflanzenformen wurden aus Europa nach Süden gedrängt. Auch in der marinen Tierwelt kommt der entsprechende Entwicklungsgang zum Ausdruck. Das nordische Pliozän Englands z. B. enthält nur mehr Formen der gemäßigten und sogar der borealen Zone; es läßt sich ferner wahrnehmen, daß letztere zunehmen, je weiter man in der betreffenden Schichtfolge nach aufwärts steigt.

Schließlich trat jene weitere Veränderung des Klimas ein, welche das charakteristische Merkmal der quartären Diluvialzeit (Eiszeit) bildet und besonders in der durch die tiefe Herabdrückung der Schneegrenze bedingten Gletscherausdehnung zum Ausdruck kommt. Es ist selbstverständlich, daß zur Pliozänzeit ebenso wie heute Gletscher in zahlreichen, durch die letzten Krustenbewegungen der Tertiärzeit geschaffenen oder vollendeten Hochgebirgen bestanden haben müssen, aber die weit größeren Phänomene der Eiszeit haben ihre Spuren verwischt. Die in vielen Ländern vorgenommenen Studien haben gezeigt, daß auch während der letzteren Epoche beträchtliche Klimaschwankungen stattfanden, daß Kaltfeuchte Glazialzeiten wechselten mit solchen, in denen das Klima dem heutigen ähnlich, zum Teil sogar etwas wärmer war (Interglazialzeiten), und daß die Gegenwart sich geologisch dem letzten großen Eiszeitstadium durch eine Reihe von Übergangsphasen anschließt. Der Zusammenhang tritt besonders dadurch klar hervor, daß sehr zahlreiche Tier- und Pflanzenformen aus dem Dilubium in die Jetztzeit hereinreichen (auch der Mensch tritt schon in der

¹) Ausführlich behandelt von E. Vertz: Das Eiszeitalter, Sammlung Wöjchen 1909.

älteren Diluvialzeit auf) und nur unter dem Einfluß der Klimaschwankungen wiederholte geographische Verschiebungen erfuhren. Allerdings sind im Laufe dieser Wandlungen manche, und zwar besonders auffällige Arten, wie z. B. Mammut, verschiedene Rhinocerosarten, Riesenhirsch u. a. auch gänzlich verschwunden.

Die Haupt-Gletschergebiete der Eiszeit.

Der nördliche Teil Europas war während der Glazialzeiten von einer mächtigen Inlandeismasse bedeckt, welche ihr Zentrum in Skandinavien hatte und über das Gebiet der heutigen Ostsee hinweg nach Süden und Osten ausstrahlte. Zur Zeit der größten Vergletscherung ($6\frac{1}{2}$ Millionen Quadratkilometer) erstreckte sich ihr Rand vom Petschoraland und nördlichen Ural in der Richtung Perm — Nishnij Nowgorod — Dongebiet — Tula südlich von Moskau — Dnjepr — Beskidrand — Hang der Sudeten — Laufiß — Umgebung von Dresden — Zwickau — Weimar — nördlicher Harzrand — Nordhang des Rheinischen Schiefergebirges — Duisburg — Rheinmündung. Die Eismasse erreichte das östliche England, während die mittleren und nördlichen Gebirgsteile dieses Landes ein selbständiges Gletscherzentrum bildeten. Dergleichen trugen die Alpen Gletscher, deren bedeutendere sich bis in das Vorland erstreckten. Auch in anderen Gebirgen Europas war die Schneegrenze entsprechend herabgedrückt, so daß lokale Gletscher z. B. in den Pyrenäen, Karpathen (Tatra), im Riesengebirge, Böhmerwald, in der Balkanhalbinsel usw. bestanden.

Noch weit ausgebehnter (15 Millionen Quadratkilometer) war die Vereisung in Nordamerika, wo das laurentische Bergland, Labrador und das heute noch von Inlandeis bedeckte Grönland die Zentralgebiete bildeten. Die Eismasse reichte, wie die Verbreitung der Grundmoränen und der Verlauf der alten Stirnwälle beweisen, über die nördlichen

Appalachen zum Ohiofluß, erreichte Saint Louis am Mississippi und erstreckte sich auf der rechten Seite des Missouri bis zum Rand der nördlichen Rocky Mountains, wo sie mit den aus diesen Gebirgen kommenden Eisströmen verschmolz. Naturgemäß besaßen auch Alaska und der arktische Archipel große Gletschermassen.

Die Herabdrückung der Schneegrenze¹⁾ war ein regionaler Vorgang, so daß auch in den Hochgebirgen der Äquatorialgegenden (z. B. Kilimandscharo, Sierra di Santa Marta in Venezuela, Vulkanberge von Ecuador) das Gletscherphänomen ausgeprägter war als jetzt. In der südlichen Hemisphäre stellen sich natürlich, je mehr man sich den heute noch vereisten antarktischen Breiten nähert, bedeutende diluviale Glazialphänomene (Patagonien, Neuseeland, Kerguelen usw.) ein.

Bekanntlich haben die Gletscher durch die Bewegung den Felsuntergrund geschrämmt und abgeschliffen, sie vermochten sogar flache Felsbecken auszuhobeln, so daß sie sehr charakteristische Formen erzeugten. Für die vergletschert gewesenen Täler ist die U-Form sehr bezeichnend (vgl. auch die Fjorde). Die Moränenwälle, welche die Eismassen nach dem Abschmelzen zurückließen, dämmten häufig die Wasserläufe auf, so daß der Reichtum an Seen, Torfmooren und Sümpfen in den von eiszeitlichen Gletschern bedeckt gewesenen Gebieten groß ist.

Sonstige Kontinentalablagerungen.

In heutigen Wüsten und Halbwüsten äußerte sich die Abkühlung und größere Feuchtigkeit des eiszeitlichen Klimas

¹⁾ In den Alpen war die Schneegrenze zur Haupteiszeit um ca. 1300 m niedriger als heute, was einen Maßstab für die Bewertung der Erscheinungen abgibt. Es muß aber betont werden, daß sich in bezug auf das Ausmaß der klimatischen Veränderung sehr wesentliche Unterschiede zwischen verschiedenen Teilen der Erdoberfläche ergeben; im Himalaja und Tien schan z. B. ist der Größenaustand zwischen den Vergletscherungen der Eiszeit und jenen der Gegenwart bei weitem geringer als in den Alpen.

durch vermehrte Wasserzufuhr und Beschränkung der Verdunstung („Pluvialzeit“). Es bestanden daher große Seen, deren Uferterrassen noch heute über dem Niveau der jetzigen Salzseen oder trockenen Becken zu beobachten sind (z. B. in den Wüsten am Großen Salzsee in Nordamerika, ferner in Zentralasien usw.).

Die gewaltigen Schuttmassen, welche die eiszeitlichen Flüsse zu bewältigen hatten, bewirkten sehr bedeutende Schotter- und Sandablagerungen (Terrassenschotter), deren Anordnung und Wechsellagerung mit Moränen wichtige Grundlagen für die Gliederung des Diluviums bietet.

Großes Interesse besitzen die mächtigen, vorwiegend durch Windwirkung zusammengetragenen Lößablagerungen (kalkhaltige, gelblich gefärbte Lehme), welche in vielen Gegenden, so besonders in Mitteleuropa, weit verbreitet sind und außer Landschnecken (*Helix*, *Pupa*, *Clausilia*) Reste von Mammut, wollhaarigem Nashorn, Höhlenlöwen, Höhlenbär usw., aber auch von jetzt noch in Steppengebieten lebenden Tieren: Ziesel, Lemming, Steppenmurmeltier enthalten. Die ausgedehntesten Lößbildungen Europas stammen aus dem jüngeren Diluvium und wurden in Steppen außerhalb der damaligen Eisregion abgelagert. Auch in Amerika und Asien finden sich ähnliche Lößbildungen in großer Ausdehnung.

Säugetierfaunen.

Die Säugetierfaunen der Diluvialzeit waren über große Teile der Nordkontinente (holarktisches Reich) ziemlich einheitlich. Im Laufe dieser Periode wanderte z. B. das Mammut (*Elephas primigenius*), der Biber, der Moschusochse aus Nordasien über Alaska nach Nordamerika ein; auch der dortige Diluvialbär, das kanadische Renttier und der Elch haben nahe Beziehungen zu den Formen der Alten Welt. Aber eine reiche Fauna, welche vorher Nordamerika bevölkert hatte, verschwand im Laufe der Kältezeit durch Rückzug nach

dem Süden und durch Aussterben. Man kennt aus dem älteren Dilubium noch *Mastodon americanus*, *Elephas imperator*, Pferde, Kamele, Tapire, große Ragen, wie *Felis atrox* und den „Säbeltiger“; aber außer diesen eurasiatischen Typen auch noch südamerikanische Riesenfaultiere (*Myiodon*) und andere zahnarme Säuger, die seit dem Pliozän bis Kalifornien, Texas, Kansas und Florida vorgeedrungen waren.

Der Landzusammenhang zwischen dem Nord- und Südteil des Kontinents gestattete nämlich zur Pliozän- und Dilubialzeit einen großen Faunenaustausch, der andererseits Pferde, Kamele, Hirsche, Mastodonten, Katzenartige Raubtiere, wie *Felis protopanther* und den Säbeltiger *Machaerodus*, als unverkennbare Typen der holarktischen Welt bis Südamerika brachte, wo sie in den Pampas von Argentinien, in Südbrasilien und teilweise selbst im Hochlande von Quito mit den heimischen zahnarmen Säugern (*Myiodon*, *Glyptodon* u. v. a.) aus der Verwandtschaft der heutigen Faul- und Gürteltiere lebten. — Interessant ist es, daß die Pferde vor historischer Zeit in Nord- und Südamerika wieder verschwunden waren.

Wie sich Südamerika durch die zum Teil riesenhaften Vorläufer der heutigen Faul- und Gürteltiere, sowie der Lamas u. a. als ein besonderes tiergeographisches Reich darstellt, zeigt auch Australien seine besondere, lokalisierte Dilubialfauna, welche durch mannigfaltige Beuteltiere, so durch den Beutelwolf: *Thylacoleo*, verschiedene Pflanzenfresser (z. B. das riesige *Diprotodon*), durch Vorläufer des Schnabeltiers usw. charakterisiert ist. Ein dem heutigen Kiwi verwandter, flügelloser Riesenvogel, die *Moa* (*Dinornis*), ragte in Neuseeland als lebendiger Zeuge der Dilubialperiode bis in die historische Zeit hinein.

Ein interessantes Beispiel für eine lokalisierte Dilubialfauna liefert auch das madagassische Gebiet mit seinen fossilen Riesen-Lemuren: *Megaladapis* und *Hadropithecus*

neben Biberren, verschiedenen Hippopotamusarten und den flügellosen Vögeln Aepyornis.

Bemerkungen über diluviale Meeresablagerungen.

Im Ostseebecken Europas drang schon vor der letzten Vereisung, also während interglazialer Zeit, das Meer stellenweise über seine heutigen Umrisse vor, die Haupttransgression erfolgte aber mit dem endgültigen Rückzug der Gletscher. Ablagerungen mit arktischen Muscheln (*Yoldia arctica*, *Arca glacialis* usw.) breiteten sich nun über Teile von Süd- und Mittelschweden, Finnland und erreichten im Westen die Nordsee, im Osten über die großen nordrussischen Seen das Eismeer. Im mittleren Teile von Skandinavien liegen die Strandlinien dieses Meeres in über 180 m Höhe, senken sich aber gegen die Peripherie; an der norddeutschen Küste fallen sie annähernd in das heutige Meeresniveau. Als Ursache der Erscheinung muß man eine postglaziale, flache Emporwölbung Skandinaviens annehmen,¹⁾ die übrigens nicht gleichmäßig erfolgte, da auch tiefere Terrassenstufen auftreten¹⁾, welche Kaufen in der aufsteigenden Bewegung anzeigen. Die arktische Fauna wird in den jüngsten Meeresterrassen durch die heutigen Mollusken verdrängt (*Vitorinastufe*).

Ähnliche Merkmale einer großen spät- und postdiluvialen Krustenbewegung finden sich auch in Nordamerika, wo marine Ablagerungen im arktischen Archipel mehrere hundert Meter, nördlich vom Lorenzströme etwa 200 m das heutige Niveau überragen.

Auffallend ist die Tatsache, daß im nordatlantischen Randgebiete versenkte Täler (Fortsetzung des Hudson, des Abour, Tajo usw.) bis zu Tiefen von mehr als 2000 m zu verfolgen sind. Sie scheinen jungtertiäres bis altdiluviales Alter zu haben und deuten auf einen obengenannten Bewegungen vorausgegangene Verschiebung,

¹⁾ Vorübergehend wurde nach der Yoldiazeit durch Abspernung des Kattegatt die Ostsee in einen Süßwassersee verwandelt (Schichten mit *Aneylus fluviatilis*), dessen Ablagerungen bis weit nach Schweden hineinreichen.

deren Probleme zu berücksichtigen sind, wenn man nach den Ursachen der Vereisung forscht. Eine polwärts gerichtete Verlagerung der atlantischen Hemisphäre kann sowohl den Niveaubewänderungen als der Vereisung zugrunde gelegen haben (vgl. S. 143).

Aber auch weit außerhalb der Vereisung vollzogen und vollziehen sich Krustenbewegungen noch in jüngster geologischer Zeit. So findet man quartäre marine Terrassen an den Küsten von Algier, Tunis, Sizilien, Kalabrien, dagegen untergetauchte Täler an der dalmatischen Küste. Doch wird es wohl noch lange dauern, bis diese wertvollen Anzeichen jüngster Bewegungen so systematisch untereinander verglichen sind, wie dies für die nordischen geschehen ist. Sehr verbreitet sind quartäre Meeresterrassen auch im Umkreise des Indischen Ozeans, während in großen Teilen des pazifischen Gebietes die zahlreichen Atolle, die ertränkten Flußtäler an der australischen Ostküste usw. das Vorherrschen entgegengesetzter Bewegungsrichtung anzeigen.

Schlußbemerkungen zur Paläogeographie.

Die geologischen Veränderungen in der Gestaltung der Festländer und Meere haben nicht den Charakter plötzlicher, sprunghafter Ereignisse, sondern den einer allmählichen Entwicklung, welcher sich besonders deutlich zeigt, wenn man nicht die sehr unvollkommen rekonstruierbaren Grenzl意思ien, sondern die jeweiligen Hauptgebiete der Erhebungen und Vertiefungen der Erdrinde als Ausgang der Betrachtung wählt.

Paläozoische Zeit. In der nördlichen Halbkugel heben sich während des Kambriums und Silurs zwei Hauptkontinentalkerne heraus, deren westlicher (nearktischer) beiläufig mit dem laurentisch-grönländischen Massiv zusammenfällt und das nordwestliche Europa berührt. Der Kern des östlichen (paläarktischen) Festlandes lag im nördlichen Teile von Hochasien, sein Bereich erstreckte sich bis Osteuropa.

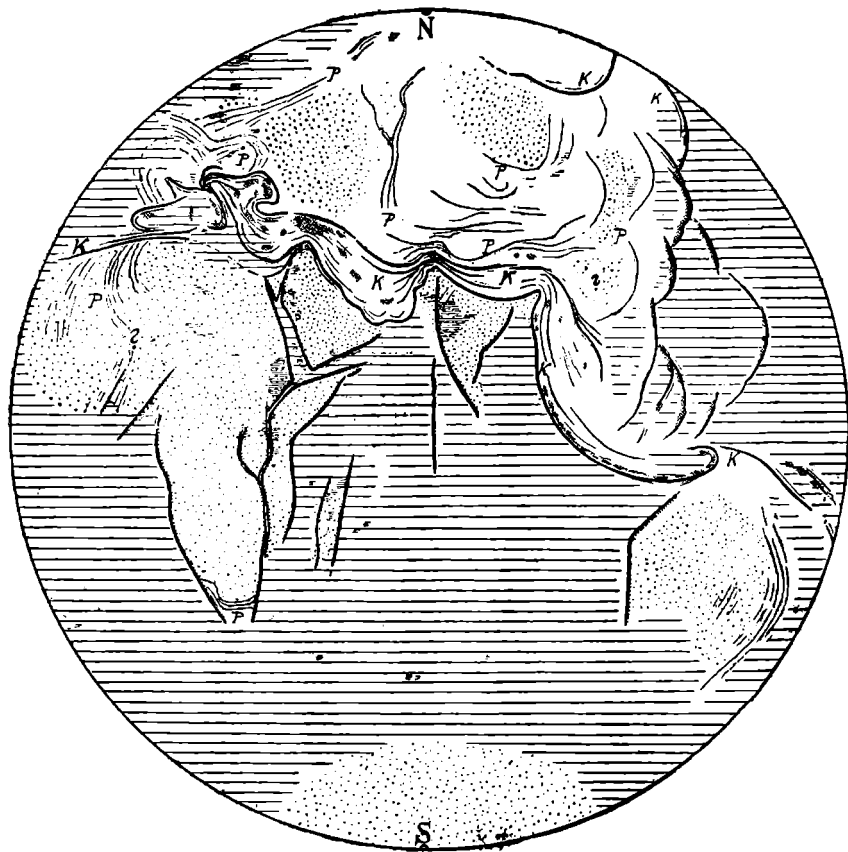


Fig 7. Bauplan der eurasiatischen und indoafrikanischen Region.

- Punktiert sind die Bruchstücke der alten Südkontinente (Indoafrika, Australien, Antarktis) und die alten vor-kambrischen Kontinentalkerne in Nordeuropa und Nordostasien.
- Gezähnte starke Linien bezeichnen die großen jungen Schollenbrüche der Südkontinente.
- Geschwungene kräftige Linien stellen die jungen Kettengebirge (*K*) dar.
- Etwas schwächere Linien außerhalb der *K*-Zonen entsprechen den wichtigsten paläozoischen Faltenzügen (*P*).
- Gekreuzte feine Schraffen stellen die jungen Vulkangebiete in den jungen Kettengebirgen dar.
- Horizontale feine Schraffen bedeuten junge Vulkangebiete außerhalb der jungen Kettengebirge.

Man vergleiche in dieser Kartenskizze das ungefähre Zusammenfallen des Verlaufs der jungen eurasiatischen Kettengebirge mit der Verbreitung des großen Mittelmeeres der mesozoischen und tertiären Zeit auf den betreffenden paläogeographischen Kärtchen.

Weiter ist folgendes zu bemerken. Das Herandrängen der Fragmente der alten Südkontinente an die eurasiatische Faltenregion kommt deutlich zum Ausdruck. Der Faltenfluß der letzteren zeigt Abhängigkeit von der Anordnung der ersteren, z. B.: der weit in den östlichen Indischen Ozean hereinsiegender burmanische Bogen ist aufgehängt an der australischen und indischen Scholle; in gleicher Weise dringt zwischen letzterer und der arabischen Scholle der iranische Bogen ein; westlich des Abbruchs der arabischen Scholle zum Mittelmeer tritt ähnlich der taurische und syrische Bogen vor.

Man sieht, daß die Falten zwischen den sich ihnen entgegenstimmenden Festlandsschollen förmlich hineinspülen in die tiefliegenden Areale. Es erscheint hier eine Invasion der jungen Falten in versenkte und von Sedimenten überschüttete Regionen, die ehemals zum Bereich der Südkontinente gehörten, angeedeutet.

In ähnlicher Weise dringen die Faltenwellen auf der ostasiatischen Seite in den pazifischen Bereich vor.

Infolge der Krustenbewegungen der Devon- und Karbonzeit wurde allmählich ein großer Teil von Nord- und Nordwesteuropa dem nearktischen Kontinentalblock angegliedert; zwischen ihm und der paläarktischen Landmasse stellte die breite ostrussische Depression eine Verbindungsstraße von dem Nordmeere bis zu einem großen Mittelmeere dar. Letzteres grenzte in der Erstreckung zwischen dem mittelatlantischen Becken und dem Pazifischen Ozean den breiten Gürtel der damals weit größeren Südkontinente (Südamerika, Indo-Afrika, Australien, Antarktis) gegen die nördliche Festlandsgruppe ab.

In die mesozoische Zeit fällt die Herausbildung des gegenwärtigen Verteilungsprinzips der Ozeane und Kontinente. Die nearktische Landmasse zerfiel in einen nordamerikanischen und skandinavischen Block (vgl. Verteilung des Jura), von welchen letzterer zu Zeiten mariner Rückzugsbewegungen wiederholt durch Tieflandgebiete mit der auf Kosten des Mittelmeeres sehr bedeutend angewachsenen asiatischen (paläarktischen) Kontinentalmasse in Verbindung trat.

Im Gegensatz zur Vergrößerung der nördlichen Festländer wurden die südlichen mehr und mehr zerstückelt. Der breite Mozambique-Kanal und seine nördliche Fortsetzung trennte schon zur Trias- und Jurazeit das indomadagassische Gebiet vom afrikanischen Block als Insel oder Halbinsel ab. Der weit größere östliche Teil des Indischen Ozeans war bereits seit dem jüngeren Paläozoikum vorhanden und griff im Jura zeitweilig auf den Rand des damals schon selbständig gewordenen australischen Kontinents über. Merkwürdigerweise zeigen die Meerregionen des südlichen Atlantiks erst seit der mittleren Kreidezeit ähnliche Spuren. Es ist auch aus Gründen floristischer und faunistischer Natur nicht unwahrscheinlich, daß dieser Teil des Ozeans erst verhältnismäßig spät den Zusammenhang zwischen Afrika und Südamerika vollständig unterbrach (vgl. S. 94, 108).

Angesichts der Entstehung neuer Meeresdepressionen im Gebiete früherer Kontinentalräume ist es auffallend, daß trotzdem auch in mesozoischer Zeit Transgressionen wiederholt bedeutende Teile der übrigen Festländer überfluteten. Deformationen des Wasserspiegels durch Veränderungen in der Rotationsgeschwindigkeit des Erdkörpers können die Erscheinung nicht erklären, denn wir sehen z. B. die große Transgression des Oberjura gleichzeitig in arktischen, gemäßigten und in tropischen Breiten herrschen, während Verzögerung oder Beschleunigung der Rotation ein Steigen des Wassers bald in zirkumpolaren, bald in äquatorialen Breiten bewirkt haben müßte. Die großen Meeresverschiebungen der paläozoischen Zeit ließen sich direkt oder indirekt auf Krustenbewegungen zurückführen, da die Entstehung von Faltengebirgen sowie von flachen Kontinentalwölbungen der Überflutung anderer Räume gegenüberstand (vgl. z. B. die Wechselbeziehung zwischen den Bewegungen im Kohlegürtel der Nordkontinente und den marinen Transgressionen im arktischen, sowie südmediterranen Gebiet). Etwas Ähnliches können wir bei den mesozoischen Vorgängen meist nicht unmittelbar feststellen, denn auf den ersten Blick scheint dieses Zeitalter nicht durch besonders auffallende Bewegungen der Erdkruste ausgezeichnet zu sein. Die neueren Studien der Kettengebirge Eurasiens berichtigten aber bereits diese Anschauung. Gewaltige Eruptionen und Gesteinsfaltungen, welche in die mesozoische Zeit fallen, zeichnen große Gebiete des pazifischen Umrisses (so die ganze amerikanische Seite) aus. Vielleicht bestanden damals einige Kontinentalgebiete¹⁾ in Teilen dieses Ozeans, deren Veränderungen Einfluß auf die Lage des Wasserspiegels nahmen. Auch darf man nicht vergessen, daß gerade die tiefsten Tröge des Pazifiks an den

¹⁾ Man bringt die Gruppierung zahlreicher Koralleninseln in diesem Ozean mit dem Verlauf versunkener Faltenzüge in Zusammenhang. Auf den Marianen und auf Viti Levu wurden Grundgebirgsparcien, zum Teil mit Granit, entdeckt.

Rand von Kettengebirgen gebunden sind, die erst bei der tertiären Faltung entstanden, so daß die Möglichkeit nahe liegt, für die vorhergehende Zeit eine geringere Tiefe des pazifischen Wasserreservoirs anzunehmen.

Der Eintritt der Tertiärzeit ist im allgemeinen gekennzeichnet durch den Rückzug der kretazischen Transgressionen und durch die Besiedlung der jetzigen Kontinente mit reichen Säugetierfaunen, deren fast unvermitteltes Erscheinen zu den auffälligsten Eigentümlichkeiten dieser Epoche gehört.

Die Hauptzoene der Gegenwart sind im Tertiär sämtlich vorhanden und greifen an vielen Stellen über Teile ihrer Umrandung hinweg, nur das nordische Meer ist schon seit der oberen Kreide in seiner Ausdehnung stark eingeschränkt. Die großen Küstenverschiebungen der Tertiärzeit, welche aber im allgemeinen auf Vergrößerung der jetzigen Kontinente hinauslaufen, stehen wohl in Zusammenhang mit den Faltungs- und Eruptionsvorgängen, welche besonders den eurasiatischen Gürtel des Mittelmeeres sowie die pazifischen Randgebiete betrafen und die weithin geschlossenen Zonen der heutigen großen Kettengebirge erzeugten. Im Gebiete der heutigen Beringstraße traten die ostasiatischen Ketten mit den nordamerikanischen in Verbindung, und so ist es z. B. nicht auffallend, daß noch bis in das Diluvium ein Austausch von Säugetierfaunen auf diesem Wege stattfand. So wohl in der Alten als auch in der Neuen Welt drückt aber besonders die Vereinigung der nördlichen und südlichen Kontinentalgebiete den letzten Abschnitten des Tertiärs ein besonderes Gepräge auf. So erklärt sich der afrikanische Typus in der europäischen Säugetierfauna des Pliozäns und Altdiluviums, der südamerikanische Einschlag in den entsprechenden Faunen des südlichen Nordamerika.

Probleme der paläogeographischen Synthese.

Die paläogeographische Betrachtung befaßte sich früher fast ausschließlich mit der Rekonstruktion der früheren Meere und Festländer auf Grund stratigraphischer und faunistisch-floristischer Beziehungen. Die so kombinierten Grenzen zwischen Land und Meer hatten naturgemäß ein großes Maß von Unsicherheit. — Mehr und mehr festigten sich aber die Vorstellungen, als sich zeigte, daß die Verbreitung und Ausbildungsart der geologischen Formationen in engem Zusammenhang mit den strukturellen Grundzügen der Erdrinde steht. Es kommt gar nicht so sehr darauf an, die Lage der doch oft recht zufälligen und launenhaften Uferlinien zu ermitteln. Viel wichtiger ist es, die Ablagerungstypen festzustellen, um vor allem die Gebiete kontinentaler Sedimentation, die flachen Epikontinentalüberflutungen, die Zonen geosynklinaler Meere und die Regionen der Tiefsee in ihrer tektonischen Gebundenheit zu erkennen.

Man darf sagen, daß die neuesten Fortschritte der geologischen Erderschließung in dieser Beziehung nur mehr wenige Überraschungen prinzipieller Art gebracht haben. Wir können daraus eine gewisse Beruhigung über die Brauchbarkeit und Fülle des uns zu Gebote stehenden paläogeographischen Tatsachenmaterials schöpfen.

Die Paläogeographie ist jetzt in ein Stadium eingetreten, in dem das Streben nach Erfassung der ursächlichen Zusammenhänge der in großen Zügen festgelegten Tatsachen seine Rechte geltend machen muß.

Schon lange, seit Hall und Dana, weiß man, daß die großen Kettengürtel der Erde, die sich als endlose, geschlungene Bänder zwischen den starren Krustensfeldern durchwinden, jeweils an die Vorexistenz von Geosynklinalen (vgl. dazu z. B. S. 17) geknüpft sind. In letzteren hat langdauernde Senkung und dementsprechende Sedimentaufspeicherung die durch

vorherige Faltungen und Intrusionen versteinerte Kruste tief hinabgezogen, sie in die plastische Tiefe gebracht und dadurch neue Faltung ermöglicht.

Der durch neuen Faltungsvorgang und die mit ihm verknüpften granitischen Magmaintrusionen verdickte Wulst der Erdrinde taucht durch sein Gewicht tief in die plastische Unterlage ein: Streben nach Herstellung des Gleichgewichts (Isostasie), und zieht dabei einen benachbarten Vorlandstreifen als „Randsenke“ mit sich hinab. Daher erfolgt starke Sedimentanhäufung in letzterer; man vgl. z. B. den europäischen Kohlegürtel, S. 52, die tertiären Randsenken am Außensaum der alpinen Kettengebirge S. 118 usw.

Außerdem aber vollzieht sich bei diesen Vorgängen ein weitgehender unterirdischer Plaktausgleich in der zähflüssigen Tiefe. Es werden unter dem eintauchenden, aus angehäuften leichten Rindenteilen bestehenden Faltenwulst und unter seiner Randsenke schwere Massen unterirdisch verdrängt und wandern seitlich ab¹⁾. So entsteht Hand in Hand mit der Faltung ein koordinierter Gürtel von Überschwere. Letztere ruft neue Senkung hervor, um das gestörte Gleichgewicht herzustellen. Die Abwaschungsprodukte des Falten-gürtels finden somit nicht nur in der Randsenke, sondern auch in dem Überschweregebiet Aufnahme. Es geht neue Geosynklinalbildung vor sich. Damit wird aber wieder künftige Faltung vorbereitet. Auf diese Weise wandern Faltung und Geosynklinalbildung ständig und zwar in wechselseitiger Bedingtheit. Wenn wir die Geschichte sowohl der großen eurasiatischen Mittelmeere und Kettengebirge, als auch jene der zirkumpazifischen Gürtel verfolgen, treten uns die erwähnten Erscheinungen deutlich vor Augen.

Bedeutend ist, daß der Prozeß der Verlegung des Faltungsz-

¹⁾ Kossmat: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde, Abhandl. Sächs. v. Akademie d. Wiss., Math.-nat. Kl. XXXVIII, 2, Teubner, Leipzig 1921.

vorganges oft durch enorme Zeiträume eine gewisse Tendenz erkennen läßt. Im eurasiatischen Gürtel schränkte sich der Faltung- und Geosynklinalprozeß seit dem Paläozoikum im allgemeinen mehr auf die südlicheren Zonen ein. Die Nordkontinente (Europa-Asien) wuchsen dabei, die Südkontinente (Indo-Afrika) bröckelten ab. Es ist somit eine Verschiedenheit im Verhalten der Kruste nördlich und südlich des Rettengürtels vorhanden. Nehmen wir dazu, daß gerade die Südkontinente von ungeheuer langen, vorwiegend meridionalen Rissen (vgl. die indo-afrikanischen Brüche und Gräben) durchschnitten sind, die erst in den südlichen Falten des Rettengürtels erlöschen, so sprechen hier wichtige Gründe dafür, daß die Erdrinde Gleitbewegungen auf ihrer Unterlage ausgeführt hat. Da die Erde Ellipsoïdform hat, ist eine mehr oder minder meridionale Zerspaltung der wandernden Kruste leicht verständlich, ja unausbleiblich.

Die Faltungsgürtel wurden zwischen Krustenfeldern aufgeworfen, die eine Annäherung erfuhren. Letzteres kann auch in der Weise erfolgt sein, daß die beiderseitigen Krustenfelder zwar ähnlich gerichtete Bewegungstendenz, aber verschiedene Beschleunigung hatten.

Die paläoklimatischen Veränderungen seit dem Paläozoikum (man denke z. B. an paläozoische Korallentüffe in den nördlichen Regionen der Alten und der Neuen Welt, ferner an die paläozoischen Vereisungsspuren in den Südkontinenten u. a.) unterstützen die Vermutung, daß sich auf der Halbkugel der größten Landmasse im Laufe der geologischen Zeiträume eine gegen den Nordpol gerichtete Verlagerung ergab. Für den Nordpol alter geologischer Zeiten wäre eine Lage im nördlichen Pazifik anzunehmen. In der quartären Eiszeit scheint ein wichtiger Wendepunkt in der Verlagerungstendenz erreicht zu sein, denn vieles spricht dafür, daß sich seitdem der Nordpol wieder vom atlantischen Gebiet entfernte.

Nach meiner Ansicht liegt eine Krustenvanderung, nicht

eine Verlegung der Erdachse vor. Der Anlaß zu dem Vorgang ist in Störungen der Massenverteilung zu suchen, die mit dem Prozeß der Erdabkühlung zusammenhängen. Letztere bewirkt nicht nur Volumänderungen und damit Krustenstörungen, sondern sie stört direkt und indirekt (d. h. durch die Krustenbewegungen) auch das physikalisch-chemische Gleichgewicht der Magmen und macht sie aktiv. Die in riesigen Vulkanzügen erfolgende Entgasung muß bei langer Dauer die Magmaregion auf weite Erstreckung in Konvektionsströmungen versetzen. Wir haben auch gesehen, daß jeder Faltungsvorgang mit weitgehenden unterirdischen Massenwanderungen verbunden ist. Wir dürfen nicht vergessen, daß diese auf einer rotierenden Erde vor sich gehen. Fliehkraft und Erdzeiten wirken auf die immer wieder neu erzeugten Inhomogenitäten der Erdrinde ein und müssen tangentiale Bewegungsmomente hervorrufen. Die Erdrinde wird diesen Impulsen folgen, denn sie ist wegen der großen Plastizität ihrer Unterlage nicht unberrückbar mit dem Kern verbunden. Dabei ist die enorme Länge der zu Gebote stehenden Zeiträume zu berücksichtigen. Wir sind natürlich noch weit davon entfernt, die Gesetze der Rindenverschiebung aufzustellen. Wir haben aber reichlich Anlaß, uns mit einer Wandlung so mancher unserer früheren Anschauungen zu befreunden.

Die Idee der Krustenwanderung ist nicht neu; A. Wegener hat sie frisch in Fluß gebracht und zu einer Theorie der Schollentrist ausgestaltet (Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 3. Aufl., Bierweg 1922). Ich kann ihm zwar auf Grund von Erwägungen über den Kettengebirgsverlauf nicht in der Ansicht folgen, daß die weiten Ozeanböden als freigelegte Oberfläche der schweren Magmazone („Sima“) zu deuten sind, von der die in Schollen zerlegte leichtere Rinde („Sial“) abgetristet ist. Ich glaube, es liegen eher Anhaltspunkte dafür vor, daß durch subkrustale Massenströmungen große Rindenteile überschwer wurden und zu ozeanischen

Tiefen absanken. Auch die Geosynklinalen sind ja überschwer geworden und durch enorme Zeiträume gesunken, bis die Faltung wieder die leichte Rinde verdickte und sie emporwachsen ließ.

Jedenfalls aber bin ich mit Wegener der Meinung, daß tangentielle Krustenverlagerung stattfindet. Die Vorstellung von einer bloß der Kontraktion und Magmaintusion unterliegenden, ortständigen Erdrinde gibt keine ausreichende Erklärung der paläogeographischen und tektonischen Entwicklung des Erdreliefs. Von großem Interesse ist der geradezu rhythmische, nichtkontinuierliche Ablauf der Krustenumformungen. Er ist wohl eine Folge der großen Rindendicke und der Trägheit ihrer plastischen Unterlage. Es bedarf einer beträchtlichen Summierung der Impulse, um eine Auslösung des orogenetischen Effekts zu bewirken. Davon leitet sich wohl auch der Wechsel von „epeirokraten“ und „thalatokraten“ Zeiten der Erdgeschichte ab. In ersteren Perioden heben sich die orogenetischen Züge des Erdreliefs und damit in der Regel wohl auch die Klimagürtel scharf heraus. In letzteren Perioden legen sich flache Transgressionen in auffallend weiter Erstreckung wie ein Schleier über abgetragene Rumpfe. Man vergleiche z. B. den im allgemeinen epeirokraten Charakter des Algonkiums, der unteren Dhas, der obersten Kreide (Danien), des Altquartärs und dagegen den stark betonten thalattokraten Typus des Kambriums, des Oberjuras, großer Teile des Mesozoikums (besonders Oberjura und Oberkreide), des Eozäns.

Die Verbreitungsmöglichkeiten der marinen und vor allem der kontinentalen Lebewelt wurden dadurch stark beeinflusst. Die wunderbare Ausbreitung der Säugetiere am Ende des Mesozoikums knüpft sich an einen epeirokraten Zeitabschnitt.

So führt uns die Paläogeographie zu den wichtigsten Problemen der Geologie. Bis zur Lösung ist freilich meist noch ein weiter Weg.

Tafelerklärung.

Allgemeines: In jeder Karte sind die beiläufigen Meeresgrenzen a) für die älteren Abschnitte der betreffenden Formation durch gestrichelte, b) für die jüngeren durch punktierte Linien angedeutet. Wo kein Unterschied der Abteilungen gemacht wurde, ist die Grenzlinie aus abwechselnden Punkten und Strichen zusammengesetzt.

Horizontal schraffiert wurden die Meeresareale zur Zeit des jüngeren Abschnittes der Formation; unterbrochene Schraffen bedeuten für diese Abschnitte das Zueinandergreifen von Land- und Meeresablagerungen; punktierte Flächen: Landablagerungen.

Fig. 1. Silur. a) Unter-, b) Ober-silur.

Fig. 2. Devon. a) Unter-, b) Mitteldevon. Punktiert wurden die wichtigsten Ob-Red-Gebiete; Punkte innerhalb schraffierter Areale bedeuten das Zueinandergreifen von Meeresstrangression und Ob-Red-Fazies (z. B. Nordwestrußland).

Fig. 3. Karbon. a) Unterkarbon, b) Oberkarbon. Unterbrochene Horizontalschraffen bedeuten paralische Ausbildung der oberen Stufe, nämlich Wechsel von kontinentalen und marinen Ablagerungen (z. B. im produktiven Karbon des großen europäischen Kohlengebirges), punktierte Flächen reine Land- und Süßwasserentwicklung.

Fig. 4. Trias. Hier wurde im allgemeinen die Verbreitung der oberen Trias zum Ausgang genommen. Unterbrochene Schraffen bedeuten Wechsellagerung von marinen und kontinentalen Bildungen (Typus Deutschland); punktiert wurden die Gebiete kontinentaler Ablagerung.

Fig. 5. Kreide. a) Beginn der Kreidezeit. b) Obere Kreide. Eingestreute Punkte bedeuten große terrestrische Einlagerungen in der Oberkreide.

Fig. 6. Alttertiär. a) Eozän (und zwar vorwiegend Miozän). b) Älteres Oligozän (horizontal schraffiert mit punktierter Grenze). Die punktierten Flächen deuten größere Areale alttertiärer Kontinentalablagerungen an.

Die Verbreitung des Jura, des Jungtertiärs und des Diluviums konnte aus Raummangel nicht dargestellt werden.

Verteilung von Land und Meer während der wichtigsten Formationen.

Fig. 1.

Silur.

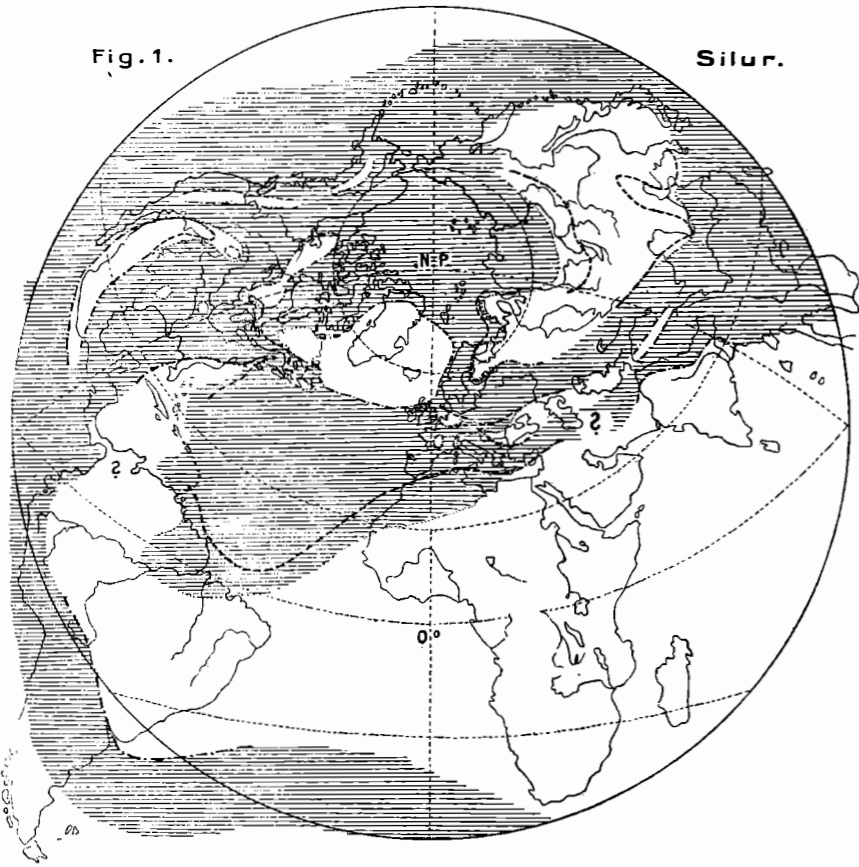


Fig. 2.

Devon.

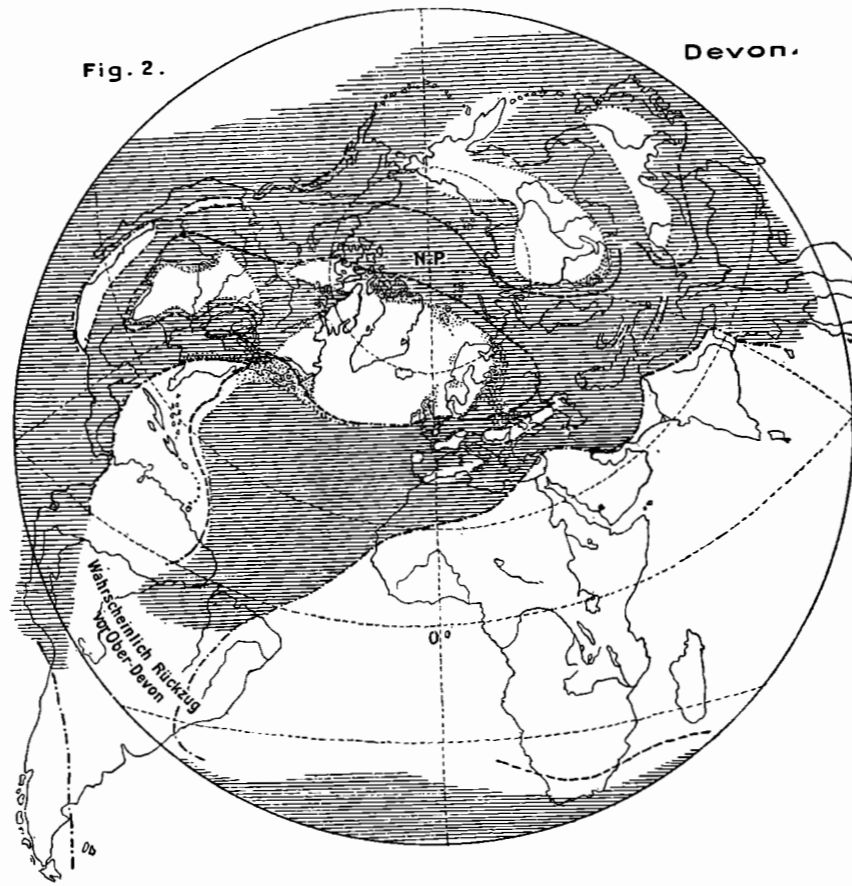


Fig. 3.

Karbon.

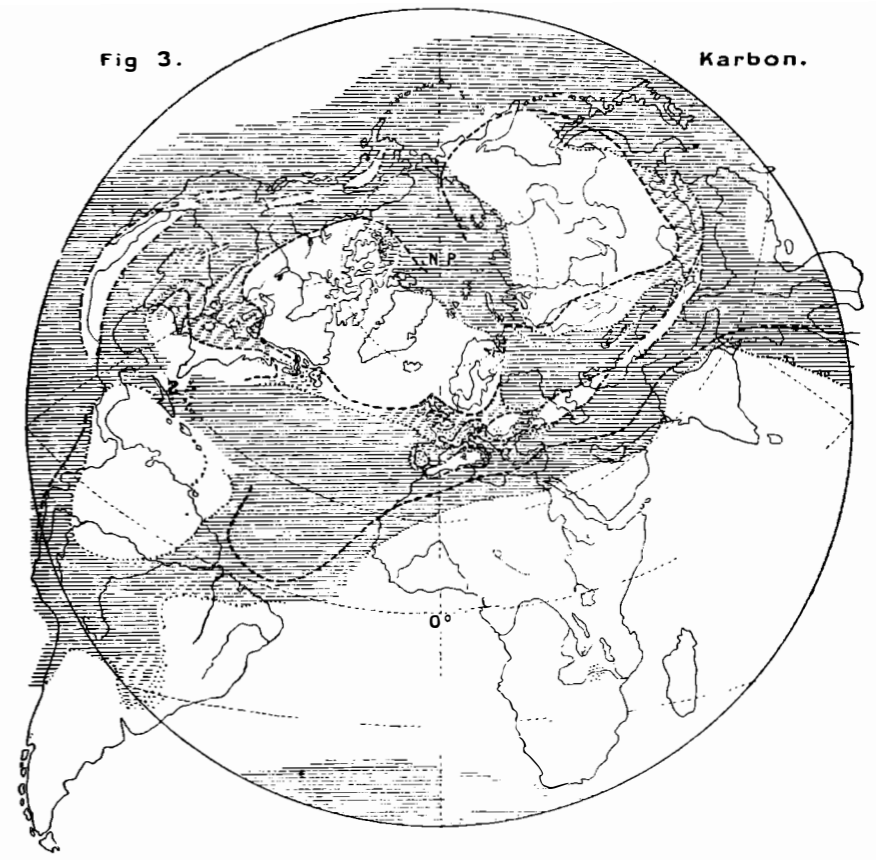


Fig. 4.

Trias

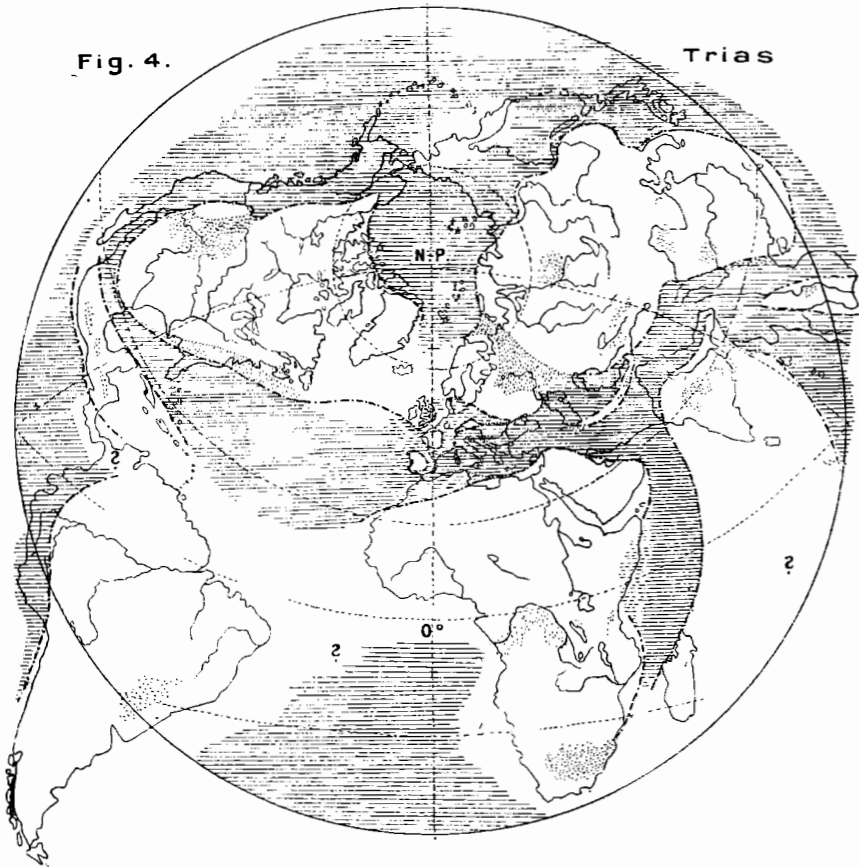


Fig. 5.

Kreide.

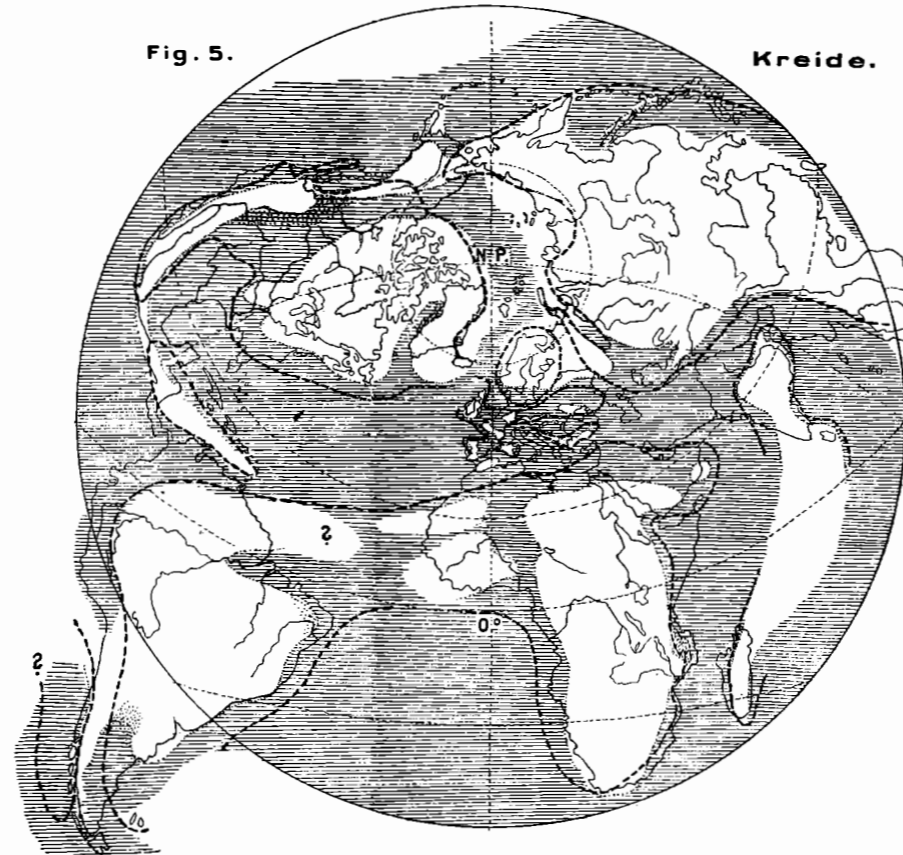


Fig. 6.

Alt-Tertiär.

