

Sammlung Göschen

Paläogeographie

(Geologische Geschichte der Meere
und Festländer)

Von

Prof. Dr. Franz Kossmat

Mit 6 Karten



Naturwissenschaftliche Bibliothek

aus der Sammlung Götschen

Jeder Band gebunden 1 Mark

- Paläontologie und Abstammungslehre** von Prof. Dr. Karl Diener. Mit 9 Abbildungen. Nr. 460.
- Das Plankton des Meeres** von Dr. Gustav Stiasny. Mit 88 Figuren. Nr. 675.
- Der menschliche Körper** von E. Rebmann. Mit Gesundheitslehre von Dr. med. F. Seiler. Mit 47 Abbildungen und 1 Tafel. Nr. 18.
- Urgeschichte der Menschheit** von Prof. Dr. M. Hoernes. Mit 48 Abbildungen. Nr. 42.
- Völkerkunde** von Dr. M. Haberlandt. Mit 51 Abbildungen. Nr. 73.
- Tierkunde** von Prof. Dr. F. v. Wagner. Mit 78 Abbild. Nr. 60.
- Geschichte der Zoologie** von Prof. Dr. Rud. Burckhardt. Nr. 357.
- Entwicklungsgeschichte der Tiere** von Prof. Dr. Johs. Meisenheimer. I: Furchung, Primitivanlagen, Larven, Formbildung, Embryonalhüllen. Mit 48 Figuren. Nr. 378.
- II: Organbildung. Mit 46 Figuren. Nr. 379.
- Abriß der Biologie der Tiere** von Professor Dr. Heinrich Sinroth. I: Entstehung u. Weiterbildung d. Tierwelt. Mit 34 Abbild. Nr. 131.
- II: Beziehungen der Tiere zur organischen Natur. Mit 35 Abb. Nr. 654.
- Tiergeographie** von Prof. Dr. A. Jacobi. Mit 2 Karten. Nr. 218.
- Das Tierreich I: Säugetiere** von Oberstudienrat Prof. Dr. Karl Lampert. Mit 15 Abbildungen. Nr. 282.
- III: Reptilien und Amphibien von Prof. Dr. Franz Berner. Mit 48 Abbildungen. Nr. 383.
- IV: Fische von Dr. Max Rauther. Mit 37 Abbild. Nr. 356.
- V: Insekten von Dr. J. Groß. Mit 56 Abbildungen. Nr. 594.
- VI: Die wirbellosen Tiere von Prof. Dr. Ludwig Böhmitz. I: Ur-tiere, Schwämme, Nesseltiere, Rippenquallen und Würmer. Mit 74 Figuren. Nr. 439.
- II: Krebse, Spinnentiere, Tausendfüßer, Weichtiere, Moostierchen, Armfüßer, Stachelhäuter und Manteltiere. Mit 97 Figuren. Nr. 440.
- Schmarotzer und Schmarotzertum in der Tierwelt** von Prof. Dr. F. v. Wagner. Mit 67 Abbildungen. Nr. 151.
- Die Pflanze** von Geh. Hofrat Prof. Dr. Adolf Hansen. Mit 33 Abbildungen. Nr. 742.
- Die Pflanze** von Prof. Dr. E. Dennert. Mit 96 Abbild. Nr. 44.
- Die Stämme des Pflanzenreiches** von Privatdozent Rustos Dr. Rob. Pilger. Mit 22 Abb. Nr. 485.
- Pflanzengeographie** von Prof. Dr. Ludwig Diels. Nr. 389.
- Pflanzenbiologie** von Prof. Dr. W. Migula. I: Allgemeine Biologie. Mit 43 Abbildungen. Nr. 127.
- II: Blütenbiologie. Mit 28 Abbildungen. Nr. 744.
- Morphologie und Organographie der Pflanzen** von Prof. Dr. W. Nordhausen. Mit 123 Abbildungen. Nr. 141.
- Pflanzenphysiologie** von Prof. Dr. Adolf Hansen. Mit 43 Abbildungen. Nr. 591.

- Zellenlehre und Anatomie der Pflanzen** von Prof. Dr. S. Mehe. Nr. 556.
Mit 79 Abbildungen.
- Exkursionsflora von Deutschland zum Bestimmen der häufigeren in Deutschland wildwachsenden Pflanzen** von Prof. Dr. W. Migula. 2 Bändchen. Mit 100 Abbildungen. Nr. 268, 269.
- Die Pilze. Eine Einführung in die Kenntnis ihrer Formenreihen** von Prof. Dr. G. Lindau. Mit 10 Figurengruppen im Text. Nr. 574.
- Spalt- und Schleimpilze.** Eine Einführung in ihre Kenntnis von Prof. Dr. Gustav Lindau. Mit 11 Abbildungen. Nr. 642.
- Algen, Moose und Sarnpflanzen** von Professor Dr. S. Nebahn. Mit 85 Figurentafeln. Nr. 736.
- Die Flechten.** Eine Übersicht unserer Kenntnisse v. Prof. Dr. G. Lindau. Mit 55 Figuren. Nr. 683.
- Die Nadelhölzer** von Prof. Dr. F. W. Neger. Mit 85 Abbildungen, 5 Tabellen und 3 Karten. Nr. 355.
- Die Laubbölzer** von Prof. Dr. F. W. Neger. Mit 74 Textabbildungen und 6 Tabellen. Nr. 718.
- Das System der Blütenpflanzen** mit Ausschluß der Gymnospermen von Dr. R. Pilger. Mit 31 Figuren. Nr. 393.
- Die Pflanzenkrankheiten** von Prof. Dr. Werner Friedrich Bruch. Mit 45 Abbildungen und 1 farbigen Tafel. Nr. 310.
- Mineralogie** von Prof. Dr. R. Brauns. Mit 132 Abbild. Nr. 29.
- Geologie** von Prof. Dr. E. Fraas. Mit 16 Abbildungen und 4 Taf. Nr. 13.
- Allgemeine Paläontologie** von Prof. Dr. O. Abel. Mit vielen Abbildungen. Nr. 95.
- Petrographie** von Prof. Dr. W. Brühns. Mit vielen Abbild. Nr. 173.
- Kristallographie** von Prof. Dr. W. Brühns. Mit 190 Abbild. Nr. 210.
- Einführung in die Kristalloptik** von Dr. Eberh. Buchwald. Mit 124 Abbildungen. Nr. 619.
- Geschichte der Physik** von Prof. A. Kistner. Mit 16 Fig. 2 Bde. Nr. 293, 294.
- Theoretische Physik** von Prof. Dr. G. Jäger. Mit Abbildungen. 4 Teile. Nr. 76—78 und 374.
- Experimentalphysik** von Prof. Robert Sang. Mit vielen Figuren im Text. Band 1 und 2. Nr. 611, 612.
- Radioaktivität** von Wilh. Frommel. Mit 21 Figuren. Nr. 317.
- Physikalische Messungsmethoden** von Oberlehrer Dr. Wilh. Bährdt. Mit 49 Figuren. Nr. 301.
- Physikalische Aufgabensammlung** von Prof. G. Mahler. Mit den Resultaten. Nr. 243.
- Physikalische Formelsammlung** von Prof. G. Mahler. Nr. 136.
- Physikalische Tabellen** von Dr. A. Leid. Nr. 650.
- Luftelektrizität** von Dr. Karl Kähler. Mit 18 Abbildungen. Nr. 649.
- Physikalisch-Chemische Rechenaufgaben** von Professor Dr. R. Wegg und Professor Dr. O. Cadur. Nr. 445.
- Vektoranalysis** von Prof. Dr. Siegf. Valentiner. Mit 16 Figuren. Nr. 354.
- Allgemeine und physikalische Chemie** von Prof. Dr. Hugo Kauffmann. 2 Teile. Mit 15 Figuren. Nr. 71, 698.
- Elektrochemie** von Dr. Heinr. Dammel. I: Theoretische Elektrochemie und ihre physikalisch-chemischen Grundlagen. Mit 18 Figuren. Nr. 252.
- II: Experimentelle Elektrochemie, Meßmethoden, Leitfähigkeit, Lösungen. Mit 26 Figuren. Nr. 253.

- Stereochemie** von Prof. Dr. E. Wedekind. Mit 34 Fig. Nr. 201.
- Geschichte der Chemie** von Dr. Hugo Bauer. I: Von den ältesten Zeiten bis zur Verbrennungstheorie von Lavoisier. Nr. 264.
- II: Von Lavoisier bis zur Gegenwart. Nr. 265.
- Anorganische Chemie** von Dr. J. Klein. Nr. 37.
- Organische Chemie** von Dr. J. Klein. Nr. 38.
- Chemie der Kohlenstoffverbindungen** von Dr. H. Bauer. 4 Teile. Nr. 191—194.
- Agrikulturchemie. I: Pflanzenernährung** von Dr. Carl Grauer. Nr. 329.
- Das agrikulturchemische Kontrollwesen** von Dr. Paul Krißche. Nr. 304.
- Agrikulturchemische Untersuchungsmethoden** von Prof. Dr. E. Haselhoff. Nr. 470.
- Physiologische Chemie** v. Dr. med. A. Begahn. 2 Teile. Nr. 240, 241.
- Pharmazeutische Chemie** von Prof. Dr. E. Mannheim. 4 Bändchen. Nr. 543—544, 588 und 682.
- Toxikologische Chemie** von Prof. Dr. E. Mannheim. Mit 6 Abbildungen. Nr. 465.
- Neuere Arzneimittel, ihre Zusammensetzung, Wirkung und Anwendung** von Prof. Dr. med. C. Bachem. Nr. 669.
- Analytische Chemie** v. Dr. Johs. Hoppe. 1. u. 2. Teil. Nr. 247, 248.
- Maaßanalyse** von Dr. D. Röhm. Mit 14 Figuren. Nr. 221.
- Technisch-Chemische Analyse** von Prof. Dr. G. Lunge. Mit 16 Abbildungen. Nr. 195.
- Chemisch-technische Rechnungen** von Chemiker H. Deegener. Mit 4 Figuren. Nr. 701.
- Stöchiometrische Aufgabensammlung** von Dr. Wilh. Bahrdt. Nr. 452.
- Meteorologie** von Prof. Dr. W. Traber, neubearb. von Dr. Wb. Defant. Mit 46 Abbildungen und Tafeln. Nr. 54.
- Erdmagnetismus, Erdstrom und Polarlicht** von Dr. A. Nippoldt. Mit 16 Abbildungen und 7 Tafeln. Nr. 175.
- Astronomie** von A. F. Möbius, neubearbeitet von Prof. Dr. Herm. Kobold. I: Das Planetensystem. Mit 33 Abbildungen. Nr. 11.
- II: Kometen, Meteore und das Sternsystem. Mit 15 Figuren und 2 Sternkarten. Nr. 529.
- Astrophysik** von Prof. Dr. W. F. Wislicenus, neubearbeitet von Dr. H. Sudendorff. Mit 15 Abbildungen. Nr. 91.
- Astronomische Geographie** von Prof. Dr. E. Günther. Mit 52 Abbildungen. Nr. 92.
- Physische Geographie** von Prof. Dr. E. Günther. Mit 32 Abbildungen. Nr. 26.
- Physische Meereskunde** von Prof. Dr. Gerhard Schott. Mit 39 Abbildungen und 8 Tafeln. Nr. 112.
- Klimakunde. I: Allgemeine Klimalehre** von Prof. Dr. W. Köppen. Mit 2 Abbildungen und 7 Tafeln. Nr. 114.
- Paläoklimatologie** von Dr. Wilh. R. Eckardt. Nr. 482.
- Klima und Leben (Bioklimatologie)** von Dr. Wilh. R. Eckardt. Nr. 629.
- Luft- und Meeresströmungen** von Prof. Dr. Franz Schulze. Mit 27 Abbildungen und Tafeln. Nr. 551.

Sammlung Göschen

Paläogeographie

(Geologische Geschichte der Meere und
Festländer)

Von

Dr. Franz Kossat

Professor an der Universität Leipzig

Zweite, neubearbeitete Auflage

Mit 6 Karten



Berlin und Leipzig

G. J. Göschen'sche Verlags-handlung G. m. b. H.

1916



Alle Rechte, insbesondere das Übersetzungsrecht,
von der Verlagshandlung vorbehalten.



CZ-I. 106

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	5
Literatur	8
Vorkambrijsches Zeitalter.	
Vorbemerkungen über das kristalline Grundgebirge	9
„Algonkium“	11
Archaische Hauptmassive der Nordkontinente 13, der Südkontinente	14
Paläozoisches Zeitalter.	
1. Kambrium	15
Nord- und Osteuropa 15, Mittel- und Südeuropa 17, Asien 19, Amerika 21, Australien und Antarktis 23, Zusammenfassung 24.	
2. Silur	24
Schwedisch-Russische Region 25, Großbritannien 27, Mittel- und Südeuropa, mit Nordafrika 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 mittelböhmisches Devon und seine Beziehung zum westlichen Mittelmeergebiet 38, Die Um- gebung des westlichen Mittelmeergebietes 40, Fortsetzung der me- diterranen Devonablagerungen nach Hochasien und zur pazifischen Küste 40, Das russische und sibirische Devongebiet 41, Australien 43, Östliches Nordamerika 44, Kanadische Nordwestprovinz und arktischer Archipel 45, Pazifisches Nordamerika und Rocky-Mountains- Provinz 47, Südamerika 47, Südafrika 48.	
4. Karbon	48
Unterkarbon in Europa, Nordafrika und Asien 48, Oberkarbon in Europa, Nordafrika und den asiatischen Kettengebirgen 51, Der nordostasiatische 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 Dyasprovinz 62, Mediterranentwicklung der Dyas 64, Die russische Dyas 65, Asiatische Dyasablagerungen 66, Nordamerika 67, Bemerkungen über das dyadische Klima der Nordhemisphäre 68, Die südlichen Kontinentalgebiete 69.	

Mesozoisches Zeitalter.

6. Trias 73
 Germanischer Triasstypus in Mitteleuropa 73, Nordafrika 75, Rußland 76, Mediterrane Triasprovinz Europas 76, Fortsetzung des mediterranen Triasmeeres durch Asien zum nordpazifischen Randgebiet 79, Sundaregion und süd-pazifisches Randgebiet 80, Arktische 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 86, Westliches Mittelmeergebiet 87, Juraablagerungen in den Alpen und anschließenden Kettengebirgen 88, Das asiatische Festland und die russisch-arktische Transgression 89, Die Verbindung des Mittelmeeres mit dem Pazifischen Ozean 91, Die Umgebung des Indischen Ozeans 93, Jura in Amerika 93.
8. Kreide 95
 a) Untere Kreide: Europa und arktische Gebiete 96, Verbindung mit dem Pazifischen Ozean 99, Indischer Ozean 100, Nordamerika 101, Südamerika 101.
 b) Obere Kreide: Nord- und Mitteleuropa 102, Umgebung des Mittelmeeres 104, Fortsetzung in das indopazifische Gebiet 105, Indischer Ozean 105, Umkreis des Pazifischen Ozeans 106, Atlantische Kreide Nordamerikas 107, Zentral- und südatlantisches Becken 108, Schlußbemerkungen 109.

Känozoisches Zeitalter.

9. Tertiär 109
 I. Alttertiär (Eozän und Oligozän) in Europa und der alten Mittelmeerregion 109
 Vorbemerkungen über die kretazisch-eozänen Grenzbildungen. 109
 Eozän der alten Welt: Atlantisches Europa und Rußland 111, Mediterrangebiet 111, Afrika und indomadagassisches Gebiet 113. Oligozän der Alten Welt: Atlantisches Europa und Rußland 113, Mitteleuropäische Festlandzone 114, Mittelmeerzone 115, Die Übergangszeit zwischen Oligozän und Miozän 117.
 II. Jungtertiär (Miozän und Pliozän) der Alten Welt 118
 Miozäne Meeresbildungen 118, Rückzugsbewegung im oberen Miozän 121, Marines Pliozän im Mittelmeergebiet und in Nordeuropa 122, Bemerkungen über die jungtertiären Kontinentalablagerungen, Vulkane und Gebirge Eurasiens 123, Tertiär der Neuen Welt 125, Kontinentalablagerungen 127, Polargebiete usw. 129.
10. Diluvium 129
 Die Hauptgletschergebiete der Eiszeit 130, Sonstige Kontinentalablagerungen 132, Säugetierfauna 133, Bemerkungen über diluviale Meeresablagerungen 134.

- Schlußbemerkungen 136
 Tafelerklärung 143

Einleitung.

Im Bereiche der Erdrinde treten zwei große Gruppen von geologischen Vorgängen in Wettbewerb, nämlich einerseits die als „exogen“ 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 exogener Vorgänge der Gegenwart, so kommen wir zum Ergebnis, daß die Bildungsgeetze dem Wesen nach die gleichen geblieben sind und eine Enttäufelung 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 „fossilen“ Reste ausgestorbener Tier- und Pflanzengesellschaften eingebettet, deren im großen gesetzmäßige Entwicklung und Verbreitung einen äußerst wichtigen Maßstab für den geologischen Altersvergleich bietet¹. Sie gestattet uns, auch die Ge-

¹ Zur ersten Einführung diene G. Fraas: *Ecologie*, R. Hoernes: *Paläontologie*; Sammlung Götschen — R. Felix: *Die Leitfossilien*, Leipzig 1907.

steinsreihen 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 Kenntniss 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 einem einheitlichen Bilde zusammenfaßt. Der Übelstand ist jedenfalls kleiner, als wenn man bis auf die kleinsten geologischen Zeiteinheiten zurück-

greift 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 enthaltenen Kontinenten besprochen werden können. Beim Entwurf der beigegebenen Kärtchen wurden außer sehr mannigfachen Daten der Spezialliteratur mehrere, aber untereinander in vielen Stücken abweichende Rekonstruktionen von Lapparent, Frech, 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.) Nägele, Stuttgart.
- *Nahser, G., Formationskunde. 5. Auflage. Stuttgart 1913.
- *Sueß, E., Antlitz der Erde. 3 Bände. Tempsky, Wien.
- Neumann, M., Erdgeschichte. 2 Bände. Bibliograph. Institut, Leipzig 1886. 2. Auflage bearbeitet von B. Uhlig 1895.
- Rosen, G., Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte. Tauchnitz, Leipzig 1893.
- Walther, J., Geschichte der Erde und ihres Lebens. Leipzig 1907.
- Urdt, Th., Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebenswelt. Engelmann, Leipzig 1907.
- Dacqué, G., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Fischer, Jena 1915.
- *Lapparent, A. de, Traité de Géologie. 5. Auflage, 3 Bände. A. Colin, Paris 1908—1911.
- *Haug, G., Traité de Géologie. 3 Bände. A. Colin, Paris 1908.
- *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. Chicago 1910.
-

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 Kalke 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 Ergebnis 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 Begleſſchaftung mit emporgedrungenen Granitmaſſen, deren letzte maſſig erſtarren, weil ſie die Faltung noch überdauerten.

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 „archäiſches 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 abgelagerte und Zerſtörungsprodukte derſelben enthält.

Die bekannte Fossilleerheit des Archaiſkums hängt damit zuſammen, daß bei der Regionalmetamorphoſe das Gefüge der Geſteine völlig verändert wird. Wurden alſo z. B. verſteinerungsführende 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 (erfahrungsgemäß organogene Sedimente), kohligter Subſtanz und gelegentlich auch Bitumen in manchen archäiſchen Bildungen hervor. Es ſcheint, daß wir überhaupt keine Ablagerungen aus wirklich „azoischer“ alſo lebenloſer 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 mannigfaltigen und zweifellos ſehr weite Zeiträume umſpannenden Serie von Konglomeraten, Sandſteinen, Schiefern, Kalken, Erzen, Crup-tivgeſteinen uſw. haben noch an den großen Faltungen der vorkambriſchen Zeit teilgenommen, aber in geringerer Tiefe, als das archäiſche Grundgebirge, ſo daß ſie oft verhältnißmäßig 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, Porphyre in 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 Devon) oder der karboniſchen in Mitteleuropa (vgl. Rotliegend) 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 Windlantern). Von ſehr großem Intereſſe iſt die überraiſchende Beobachtung, daß in manchen Gegenden unterhalb der foſſilführenden kambriſchen Ablagerungen Gletſcherſpuren auftreten. Am bekannteſten ſind ſolche von Adelaide in Südaſtralien und von Jangtſekiang in China; auch nördlich vom Huronſee in Nordamerika werden vorkambriſche Blockablagerungen mit gekriſten Geſchieben angegeben.

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

Beſtimmbare Foſſilien waren in den algonktiſchen 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 Krebs-tieres: *Beltina Danai* aus den Belt Mountains von Montana. Immerhin genug, um zu zeigen, daß ſchon vor dem Kambrium ziemlich hoch entwickelte Gruppen wirbelloſer Tiere lebten und daß daher nach dem Entwicklungsprinzip der Anfang der unorganiſchen Welt in unbekanntere Fernen zurückverlegt werden muß.

Vorkambriſche Gebirgsrümpfe.

Es gibt Teile der Erdoberfläche, die ſeit vorkambriſcher Zeit nicht mehr von einer Faltung betroffen wurden, ſo daß wir hier noch die Grundlinien eines uralten Bauplanes verfolgen können. Da dieſe zwar tief abgetragenen, aber im Ge-

füge unverfehrt erhalten gebliebenen Fragmente (Rümpfe) archäiſcher Gebirge für die paläogeographiſche Orientierung eine wichtige Rolle ſpielen, ſeien ihre bedeutendſten erwähnt:

Archäiſche Hauptmaſſive der Nordkontinente.

1. Das laurentiſche Maſſiv in Nordamerika („kana-diſcher Schild“ nach der Bezeichnung von E. Sueß), deſſen archäiſche 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 „Präorientafel“ genannt wurde und ſich im SO bis an die zu paläozoiſcher Zeit gefalteten Appalachen, im W bis an die verhältnißmäßig 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 Präorientafel darſtellt.

3. Das nordoſtſibiriſche Maſſiv liegt größtenteils noch unter den bis in das Kambrium zurückreichenden Schichten der „Angaratafel“ begraben; nur im unteren Jeniſſei- und im Chatangagebiet ſcheint der archäiſche Kumpf in größerer Ausdehnung bloßgelegt zu ſein. Die ebenfalls vorwiegend aus kriſtallinem Grundgebirge beſtehenden Falten der ſajaniſch-baikaliſchen Gebirge („alter Scheitel“ Aſiens nach E. Sueß), welche das Tafelland im Süden ziemlich ſcharf umgrenzen, gehören wohl einer ſpäteren Gebirgsbildungsperiode an als

jene der frühergenannten Rumpfe; vielleicht zeigen ſie gewiſſe Verwandſchaft mit dem ſkandinaviſchen Hochgebirge. — Deutliche Spuren vorkambriſchen Baues kommen wieder im nordöſtlichen China (Schantung uſw.) zutage.

Archäiſche Hauptmaſſive der Südkontinente.

Außer den drei ſehr eigenartig um das arktiſche Gebiet gruppierten archäiſchen 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 braſilianiſche Maſſe, gewiſſermaßen die Kernregion von Südamerika, die im Amazonasgebiet z. T. von horizontal liegendem Silur bedeckt wird und im SW, W und NW unter das Nordillere-Vorland taucht, während ſie im Oſten gegen den Atlantiſchen Ozean abbricht.

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 Norden von den verſchiedenen ſpäteren Faltenzügen der Sahara- ſowie der Atlasländer, im S von den Kapgebirgen eingefaßt wird.

3. Die auſtraliſche Maſſe im Kerne von Auſtralien. Auch hier liegen über gefaltetem Grundgebirge wenig geſtörte paläozoische Ablagerungen, während die Ketten von Oſt-auſtralien jüngerer Entſtehung ſind.

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 Leitfossilien liefert uns die Krustazeenordnung 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*), forallenähnliche Fossilien (*Archaeocyathus*), Medusen usw. Die ganze Zusammensetzung der bisher bekannten kambriischen 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 beobachten 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 deut-

lich 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 mittellambri-schen, durch die Trilobitengattung *Paradoxides* ausgezeichneten Schichten und in der noch jüngeren Stufe mit *Olenus* herrschen aber Ton-schiefer vor, welche beweisen, daß sich das Meer vertieft hat, wenn uns auch gelegentliche gröbere Einschaltungen nicht die Nachbarschaft der Küste vergessen lassen (über deren vermutliche Lage vgl. S. 16). In Nord-schottland 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 ebenerwähnten 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 ausgerichtet 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 „Schild“ 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 Niveauverschiebung 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 („Geosynklinale“) annahm, welche instande war, die vom Festland herabgeschwemmten großen Sedimentmassen aufzunehmen, während es im schwedisch-baltischen Gebiete zu keinen so bedeutenden Niveauverschiedenheiten 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 aufragenden Resten im westlichen Rußland (obere Beresina) und Polen (Kielce). Hingegen vermissen wir die kambrischen Ablagerungen sowohl über dem Urgebirge von Südrußland (Dnjepr- und Buggebiet), als auch entlang der mehr als 20 Breitegrade 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.

Mittel- und Südeuropa.

Die alten Gebirge der Bretagne und Normandie sowie die Ardennen enthalten mächtige Tonsehiefer und Quarzsandsteine, welche nach ihrer Lagerung und ihren allerdings sehr spärlichen Versteinerungen dem Kambrium 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 Paradoxideschichten, 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. Archäocyathuskalke wurden in diesen Gegenden gefunden.

Von der kambriischen See, welche also zweifellos einen großen Teil des südwestlichen Europa überflutete, sind bisher in den östlichen Mittelmeerländern, Italien inbegriffen, keine Spuren 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 wohl-erhaltene Trilobiten (*Paradoxides bohemicus*, *Conocoryphe Sulzeri* usw.) ausgezeichnet ist, besitzt in der ganzen Art der Vergesellschaftung 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 Kambriums 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-skandinavischen Region, denn es fehlt die *Olenellus*-fauna. Auch trat noch vor dem Silur eine Trockenlegung ein, da die *Olenus*-schichten 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 zu beobachten ist. Die Hauptdepression lag also in Nord- und Nordwesteuropa.

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 Ostrußland die kambrischen Ablagerungen nicht bekannt; in Ostsibirien aber bilden sie im Gebiete der großen Flüsse Jenissei, Olenok, 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 Meeres- einbuchtung 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 arktischen Meeres vor, da auch auf der amerika-

nischen 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 Yenabecken 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 eingebrungen sein, denn in den himalajischen Hochgebirgen von Spiti entdeckte man oberkambrische Trilobiten in einer 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 Südennde 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 kambriischen 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 Appalachengebirge erstreckt haben. Wir finden in letzterem die Schichten vom Alter der Olenellus- und Paradoxidesstufe entwickelt, während 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 altkambriischen

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 arktischen 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 nord-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 unter Wasser setzte, in Wechselbeziehung 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 einzigen 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 Trilobiten-gattungen des Kambriums und auch Verwandte der Archäocyathusformen aufgefunden worden sind. Diese Bildungen nahmen 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 Archäocyathinenfalle 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 Grinell-Land bedeckte. Ein großer Teil des arktischen Gebietes der Gegenwart war somit damals schon Meer. Außerdem aber müssen auch größere Festlandgebiete in den nördlichen 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 unterkambriischen Gletscherspuren ein allgemein kühleres Klima oder bloß die nach der archaischen Gebirgsbildung nicht überraschende Existenz gletscherbedeckter Bergmassive 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, Crinoidenkalksteine und verschiedenartige Muschelbänke nehmen einen hervorragenden Anteil an der Gesteinsbildung. Überhaupt ist der Reichtum an der organischen Welt auffallend groß; von wirbellosen Tieren vermissen wir keine der wichtigeren Klassen mehr. Manche von ihnen, wie die mannigfaltigen Formen der nautilusähnlichen Cephalopoden, der Trilobiten und Riesenkrabbe (*Eurypterus*, *Pterygotus*), erreichten den Höhepunkt ihrer Entwicklung. Zugleich erschienen die ersten Wirbeltiere, und zwar verschiedene Formen von Anorpelfischen 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 Asaphiden erscheinen. Ein auffälliger Grundzug des nordischen Untersilur liegt in der weiten Verbreitung von ziemlich gleichartig entwickelten marinen Rallen, welche durch Reichtum an gerade gestreckten Nautiliden (*Endoceras* und

Orthoceras), an Trilobiten und Cystideen 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 Kalkentwicklung 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 Reichtum 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-Kalke Spitzbergens angehören, überflutete große Teile des russischen Tafellandes; es erstreckte sich bis ins polnische Mittelgebirge bei Sandomir und in das Dnjestrgebiet. In letzterem hat man aber schon die Anzeichen der Abflachung des Meeresbeckens, denn die tieferen Silurbildungen fehlen, und erst während des OberSilur drang das Meer über die Granitregion Podoliens vor. Eine ähnliche Erscheinung ist auch im Timanengebirge 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.

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 mächtigen Laven von Porphyriten und Felsiten, welche zusammen mit Tuffen den Meeres sedimenten des Untersilur 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 Untersilur mit Strandkonglomeraten unmittelbar auf alten Untergrund übergreifen. Die stärksten Veränderungen fanden kurz vor Ablagerung des Obersilur statt; die vorher abgelagerten Schichten wurden nämlich gefaltet, erhoben sich über den Meeresspiegel und waren den zerstörenden Wirkungen der Atmosphären ausgesetzt, bevor die See wieder eindrang und die fossilreichen Sandsteine, Mergel und Kalk des Obersilur ablagerte, 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 Devon haben.

In Nordschottland fehlen die Spuren des Silur 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 Shropſhire fanden. Die gewaltigen Faltungen und Überſchiebungen der Geſteinszonen, welche von Südweſt nach Nordoſt das nordſchottiſche Gebiet durchziehen, bilden nur einen Ausſchnitt des größtentheils im Atlantiſchen Ozean begrabenen „kaledoniſchen“ Gebirges, welches mit ſeinen Verwitterungsprodukten jedenfalls einen ſehr erheblichen Anteil an der Entſtehung jener gewaltigen Sedimentmaſſen nahm, 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 Eruptivgeſteine der letzteren Periode großen Veränderungen ausgeſetzt wurden (vgl. die trilobitenführenden kriſtallinen Schichten von Bergen).

Mittel- und Südeuropa, mit Nordafrika.

Wie im Kambrium, 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 Unterſilur).

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 vermißt man dieſe Formation in der Hauptregion des franzöſiſchen Zentralplateaus und trifft ſie erſt auf deſſen Südabdachung in der Montagne Noire wieder an. Portugal und Spanien waren größtentheils vom Meere bedeckt, und ſelbſt auf das nord-

westliche Afrika griff die Überflutung über (Graptolithenschiefer vom Tindesset und Mundir 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 Lausitz 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 Lavas (Diabas), deren Eisengehalt durch Wasser teilweise ausgelaugt und in den verschiedensten Formen abgesetzt wurde. Im Obersilur herrschten meist ruhigere Ablagerungsverhältnisse; feine bezeichnendsten Gesteine sind kohlenstoffreiche, oft auch durch Einlagerungen von organogenen Kieselschichten mit Radiolarienresten ausgezeichnete Graptolithenschiefer und fossilführende Kalke, 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 Tonchiefer. Da ferner in Brabant die Ober-silurbildungen einen litoralen Charakter besitzen und mächtige Einschlaltungen von Eruptivgesteinen zeigen, kann man auf die Vermutung kommen, daß in einer bestimmten Zone, welche heute allerdings unter den jüngeren Bildungen größtenteils begraben liegt, eine — wenn auch nicht geschlossene — 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 Untersilur, 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. Wahrscheinlichkeitsgründe sprechen dafür, daß die silurische See sich auch über die östlichen Mittelmeerländer erstreckte und in Verbindung trat mit der Wasserfläche, welche einen Teil der heutigen Hochgebirgsregion Asiens einnahm.

Asien.

Im Taurusgebirge des südöstlichen Kleinasien 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 europäischen 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 (Mandalay) und vor allem die zahlreichen, in großer Ausdehnung bekannten Silurablagerungen, welche in den Kettengebirgen von Süd- und Westchina — Provinz Nünnan, Gebirge Manschan, östlicher Kwenlun u. a. — sowie in den Stufenländern von Nordostchina (Tschili, 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 Tianschengebiet, wo Silur vertreten scheint.

Im Norden der baikalischen Gebirgsregion erfüllte eine ungeheure, dem arktischen Meere angehörige Bucht den Raum, welcher von den großen ostsibirischen Strömen durchzogen wird (Tafelländer an der Tunguska und Lena). Zur Zeit des Untersilur müssen hier vorübergehend einzelne Teile

¹ Einzelne Landstrecken ragten in Zentralasien aber zweifellos auf: im westlichen Kwenlun z. B. greifen die Basiskonglomerate des Mitteldevon auf altes Gebirge über. Es scheint, daß sich Landstreifen weithin durch das silurische Mittelmeer erstreckten und zu jenen von Mitteleuropa in Beziehung standen.

vom Ozean abgeschnürt gewesen sein, denn man findet Gips und Salz als Verdampfungsrückstände in den Sandsteinen dieser Abteilung sehr verbreitet. Im Oberjilur herrschte aber der Gotländer Typus korallenführender Kalk — als Verbreitungsgebiete sind zu nennen: Olenek, unt. und mittl. Tun-guska, 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, welche nun der Erosion ausgesetzt wurden.

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 jilurischen 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 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 akadischen Provinzen (vgl. S. 21) zeigt das ganze Silur

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

nähere faunistische Beziehungen zu England als die übrigen Vorkommnisse in Nordamerika; Einlagerungen von Graptolithenschiefen finden sich in den verschiedensten Horizonten. Das starke Hervortreten von Abschwennungsmaterial 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 Silur; es beginnt daher im Staate NeuYork u. a. D. die obere Abteilung der Formation mit sehr mächtigen Konglomeraten und Sandsteinen („Dneidastufe“), welche gegen Westen auskeilen, so daß im Untergrunde der Prärien die küstenernen Ablagerungen überwiegen.

Die Mächtigkeit der Silurschichten nimmt z. B. von mehr als 4000 m in Pennsylvania und NeuYork auf etwa 150 bis 200 m in Minnesota ab, wobei auch in dieser geringen Vertikal- ausdehnung 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 also um Bildungen verschiedener Meeressteile,

deren Kommunikation häufig durch Erhebungen in der Meerenge zwischen den Paläoappalachen und dem Labradorland eingeschnürt wurde.

Westliches Nordamerika.

Im westlichen Teile der Prärien sind die alten Ablagerungen unter den mesozoischen Schichten weithin 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) mehr dafür, daß Festlandsaufragungen bestanden. Im gebirgigen Teile Alaskas kennt man mächtige Ablagerungen von Trümmergesteinen in Begleitung von Eruptivmassen, welche nach ihren Lagerungsverhältnissen dem Silur entsprechen 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, Schiefeln 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“ — wohl Trilobitenfährten —, welche auch im unter-silurischen Sandstein Westeuropas vorkommen.

Die großen Tafelländer 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 randlichen, 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 Vitoralsfaunen im allgemeinen eine ununterbrochene Küstenzone voraussetzt, entlang welcher sich der Formenaustausch vollziehen konnte.

Australien.

In Ostaustralien: besonders in Neu-Südwaless, 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 all-

gemein verbreitete „Kettenforalle“ Halysites), Brachiopoden (z. B. Pentamerusformen des englischen Silur), Trilobiten usw., welche zeigen, wie ungeheure Verbreitung manche Typen besaßen.

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

Schlußbemerkungen.

Die arktischen Meere bildeten in der Silurzeit kein Hinderniß 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 Risse im ganzen arktischen Umkreis und sind z. B. an den Ufern der Hudsonbai nicht minder entwickelt wie 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 Devon 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 in ihrer Fauna sehr erheblich von der normalen Formationsentwicklung abweichen. Der Übergang in das Silur vollzieht sich ganz 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: *Cephalopsis*, *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 bei Koroa 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. Das arktische Gebiet setzte der Verbreitung des Old Red keine Grenze, da auf Spitzbergen sowie auf der Väreninsel Fische und Pflanzen in dieser Fazies bekannt sind. Borgreifend möge bemerkt sein, daß auf der amerikanischen Seite des alten nordatlantischen Kontinents der gleiche Ablagerungstypus mit allen wesentlichen Merkmalen der europäischen Vorkommnisse wieder erscheint.

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 Reichthum der Faunen die bisher erwähnten Gebiete weit übertrifft. Besonders bekannt sind die Kalk der Eifel mit ihren zahlreichen Korallen (*Cyathophyllum*, *Calceola*), Crinoiden, 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 Diabaseruptionen, welche besonders im mittleren und oberen Devon mit ihren Tuffen einen bemerkenswerten Bestandteil der Gesteinsreihe ausmachen.

Das mittelböhmische Devon und seine Beziehung zum westlichen Mittelmeergebiet.

Während in der ganzen Devonshire-Entwicklung der Formation die untere Abteilung aus sandig-schiefrigen Schichten besteht, was mit dem Bestehen von Landbarren in Zusammen-

hang gebracht wird (vgl. S. 30), setzt sich in der altpaläozoischen Schichtmulde von Mittelböhmen die Kalkentwicklung des Obersilur nach oben fort, so daß man lange Zeit die ganze Schichtmasse als Gebilde einer einzigen Formation betrachtete.

Die Fauna des sandig-schieferigen Unterdevon des rheinischen Typus bietet naturgemäß wenige Vergleichspunkte mit den unter wesentlich anderen Lebensbedingungen entwickelten Faunen Mittelböhmens (z. B. unterdevonische Korallenriffe bei Konjeprus); aber die Kenntniss der fossilführenden Kalk einschaltungen, 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 allgemein verbreiteten 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 Ostrand gelegenen Ablagerungen bei Graz mehr mit dem Sudetengebiet übereinstimmen. Eine Rückzugsbewegung vor Ende der Formation fand nicht statt, da die charakteristischen Olymenienkalk des Oberdevon an mehreren Stellen gefunden sind.

In der heutigen Region der Westalpen scheint Land bestanden zu haben, das Devon fehlt hier. Weiter nördlich, in den Bogesen, liegen erst die jüngeren 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, auf der Spanischen Halbinsel (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 Tassili-plateau, 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 ein weiterer Beleg für die Existenz eines mittelatlantischen Ozeanbeckens der damaligen Zeit sind.

Fortsetzung der mediterranen Devonablagerungen nach Hochasien und zur pazifischen Küste.

In den Ländern der Balkanhalbinsel sind Zonen von paläozoischen Tonshiefen, welche sich im südlichen Osterreich an die Vorkommnisse der Ostalpen angliedern, sehr verbreitet und deuten einen Verbindungsweg nach Osten an. In neuerer Zeit wurde das Devon bei Zvovik (Serbien) und in der Dobrudscha versteinерungsführend 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.

Firpunkte bilden hier Russisch-Armenien, das Elbursgebirge, der Hindukusch (Chitralpässe), vor allem aber die Ketten des Tianschan und Westkuenlun, während der Himalaja erst wenige Andeutungen geliefert hat. In der Regel zeigen die zentralasiatischen Vorkommnisse eisenschüssige Basiskonglomerate als Zerstörungsprodukte des Urgebirges und darüber mitteldevonische Kalksteine mit der Fauna des Eisler Kalks — es trat hier also die Überflutung vorwiegend 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 Jangtsekiang, 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 Mitteldevon von Sedimenten bedeckt, in welchen fischführender Old Red mit marinen Vitoralbildungen in Wechsellagerung 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 Unterdevonkalksteine aufweist, welche nach ihrer Fauna mit dem Ural in Verbindung gestanden

sein müssen. Dagegen ragte im Donezgebiet eine Granitmasse auf, welche erst gegen Ende der Devonzeit überflutet wurde („Njowscher Horst“).

Ein großes Depressionsgebiet stellt 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 nord-südliche 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 neusibirischen 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 Semipalatinsk, 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 fishführenden Old-Red-Bildungen taucht in den Gebirgen der nordwestlichen Mongolei (Umgebung des Ubsa Nor) auf. Nach Sueß' Zusammenstellung der russischen Forschungen spielt das baikalisch-sajanische Gebiet in der devonischen Gestaltung Asiens eine ähnliche Rolle, wie das skandinavisch-nordatlantische Gebirge im Plane Europas.

Es ist interessant, die Küstenverschiebungen zu beobachten, welche durch die silurisch=altdevonischen Bodenbewegungen hervorgerufen wurden. Während Scandinavien und Westrußland — die frühere Verbindung zwischen dem arktischen und dem Mittelmeere — emporstieg, senkte sich die uralisch=westsibirische Zone und übernahm nun die Rolle der Hauptscheide zwischen der nearktischen und der paläarktischen Kontinentalmasse für lange Zeit; sogar im geographischen Bild des Tertiär kam sie noch zum Ausdruck.

Der Kontinentalbereich ist hier im Anfangsabschnitt des Devon 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 Mitteldevon 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, welche diese Übereinstimmung deutlich hervortreten lassen. — Die Hauptmasse des übrigen Australiens scheint ein Festland gewesen zu sein; aber

es finden sich im nordwestlichen Teile des Kontinentes am Fizeyflusse (Oberdevon mit *Rhynchonella cuboides*) und im Kimberleydistrikt jüngere Devonablagerungen, welche nach ihrem Fossilinhalt gleichfalls 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 der „Helderbergsschichten“ 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. Bismlich 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 von Labrador spielten gegenüber Akadia eine ähnliche Rolle wie die nordkaledonischen gegenüber Wales.

b) Appalachenregion und Mississippigebiet. Während des Unterdevon 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-Mountain-Provinz und im Norden von den ausgedehnten Festlandregionen des östlichen Kanada begrenzt war; letztere entsandten einen flachen Aus-

läufer, die „Cincinnati-Uplift“, weit nach Süden bis Tennessee, so daß damals eine Spaltung zwischen der Mississippi- und Appalachenprovinz bestand. Nahe der Nordgrenze der Unterdevonbucht herrscht in den Ablagerungen der litorale Charakter vor. Außerdem aber ragten auch auf der östlichen Seite in dem zur paläozoischen Zeit überhaupt unruhigen Faltengürtel Landhebungen 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 Catskillsandsteine 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 Kohlenschmizzen 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 Burtni*, 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 Barryinseln und im südlichen Ellesmere-land (ca. 76—77°). Auch hier transgrediert das Mitteldevon mit seiner uniformen Fauna; dann folgt Verlandung, eingeleitet durch typische Old-Red-Ablagerungen mit *Coccosteus*, *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 akadischen Gebiet die Verbindungen gegen den Atlantischen Ozean hemmte, unverkennbare gemeinsame Züge der Prärien- und Appalachenprovinz sowie der europäischen Ablagerungsregion vorhanden sind, wird nun leicht verständlich durch die infolge der Transgression eintretende breite Vereinigung über das arktische Gebiet hinweg mit dem nordosteuropäischen (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.

Paziſches Nordamerika und Rocky-Mountains-Provinz.

Die Meeresbedeckung des nördlichen Amerika reichte, wie die Funde im Yukongebiet, in Maſſa, in den Nordilleren von Britiſch-Kolumbien, Kalifornien und Nevada zeigen, mit weſentlich unveränderten Merkmalen bis zum Paziſchen 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 Kolorado ſtellenweiſe ſogar die Beſchaffenheit von Old Red mit Panzerfiſchen annehmen. Es waren in dieſen Gegenden und in der Plateauregion am Koloradofluſſe 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.

Das Devonmeer, deſſen Spuren noch im Indianerterritorium vorhanden ſind, erſtreckte ſich wahrſcheinlich über Zentralamerika, wo in der Sierra Madre paläozoiſche, aber nur in ihren jüngerer Abteilungen durch Fossilien feſtgelegte Ablagerungen auftreten, nach Südamerika. In Bolivien (Umgebung des Titicacaſees), im unteren Amazonaſtiefland, auf den Plateaus von Matto groſſo, von Paraná, in Argentinien und auf den Falklandinſeln ſind in dieſer Formation glimmerig=ſandige Zerſtörungsprodukte von Urgebirge ſehr verbreitet und führen Faunen, welche außer einigen

Trilobiten (Homalonotus, Phacops) mit bemerkenswerter Einförmigkeit charakteristische Brachiopodenformen (*Vitulina pustulosa*, *Tropidoleptus carinatus* usw.) des nordamerikanischen Unter- und Mitteldevon 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 Devon behauptete.

Südafrika.

Auch die Unter- bis Mitteldevonschichten in der Kapkolonie (Boskeveldschichten) haben einen den südamerikanischen Flachseebildungern ähnlichen Faunencharakter, können also wohl kaum durch ozeanische Tiefen von ihnen getrennt gewesen sein. Die Annahme größerer Landmassen südlich des damaligen mittelatlantischen Beckens hat daher viel Wahrscheinlichkeit für sich und wird durch die Einheitlichkeit der südlichen Floren bekräftigt, welche die nachfolgende jungpaläozoische Zeit auszeichnet.

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, Nordafrika 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 „Kohlenfalks“ (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 *Possidonomya Becheri*, *Goniatiten*, *Radiolarien* und pflanzenführende Ablagerungen mit *Lepidodendron*, *Archaeocalamites* u. a. vereinigt sind.

Im europäischen Festlande hat der Kohlenfalk 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 Vorphyreruptionen begleiteter Zug litoraler und pflanzenführender Bildungen des Kulm zieht in der Bretagne von Brest über Laval und setzt sich in einzelnen Vorkommnissen des nördlichen Zentralplateaus (Mutun, Roanne) fort. Auch am Südrand dieser Region, in der Montagne Noire und in den südlichen Vogesen, finden sich solche Bildungen als Andeutungen eines unregelmäßig zwischen Landauftragungen eindringenden Meeres, dessen Abfälle disjunkt den vorher aufgerichteten älteren Gesteinen — sogar Gneisen — aufgelagert sind. Auch in der erzgebirgischen und

sudetischen Umwallung Böhmens sind außer Schiefen besonders häufig pflanzenführende Grauwacken und verschiedene Konglomerate verbreitet, während Kalkschichten selten sind.

Gingegen hatte im russischen Tafellande das Meer eine riesige Ausdehnung und bildete Kalkablätze 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 Guelva Kulmbildungen mit *Posidonomya Becheri* ab.

Ähnliche Verhältnisse wie in Südwest- und Mitteleuropa herrschten im großen Atlas; aber auch in der Sahara finden sich bei Tgdi 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 (Bleiberg), in die Schieferzone des bosnischen Erzgebirges (goniatitenführende Kulmbildungen bei Sarajevo) und schließlich hinüber nach Kleinasien, wo im pontischen Bereich bei Heraklea die entsprechenden Ablagerungen auftreten. Wir gelangen weiterhin zu den Kohlenkalken am Urages in Hocharmenien, in Nordpersien, und finden dieselben vertreten in den Schichtmassen des zentralen Himalaja.

Die zahlreichen Fundstellen im Jangtsekianggebiet und die Vorkommnisse von Kalm 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, Semipalatinzk, Omzk) 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 Tianschan und Kuenlun z. B. greift das marine Unterkarbon gelegentlich mit pflanzenführenden Basisbildungen auf Grundgebirge über, ganz wie im damaligen mitteleuropäischen Archipel und in der zentralen Sahara.

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 Karbon knüpfte hier an jene des Kohlenkalks und Kulm in der Regel ganz konkordant an¹; aber das Meer wich, wohl infolge der bedeutenden Sedimentzufuhr, allmählich zurück. Das neugewonnene sumpfige

¹ Die Aufrichtung von karbonischen Faltengebirgen trat hier also später ein als weiter im Süden (vgl. S. 49).

Tiefeland bedeckte sich mit üppigen Beständen von Sigillarien, Lepidodendren, Kalamiten, mit welchen die Farne in ungewöhnlicher Formenmannigfaltigkeit vergesellschaftet waren. Die bedeutenden Ansammlungen pflanzlicher Stoffe in diesen Sumpfwäldern bildeten durch langsame Faulung 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 Tiefeland 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 Donezkrevier, welches sich in mancher Beziehung als die Fortsetzung der ebengenannten Zone darstellt, aber im Norden nicht vom Festland, sondern vom freien Karbonmeer des mittleren Rußland 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 („armori-

Spanisch=variskisches Gebirge" nach Sueß¹. Talssysteme durchzogen das Land, Seebecken füllten manche Vertiefungen und in diesen wurden von den Flüssen die oft sehr groben Zerstörungsprodukte der benachbarten Hochländer zusammengeschwemmt. 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 eigentümlichen Bodenverhältnissen gebildeten Flöze der nördlichen Zone.

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 Kohlentalk in vieler Beziehung ähnliche Entwicklung vorhanden, welche nur ein randlicher Teil der gewaltigen mediterranen Wasserbedeckung ist.

e) 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 der

¹ Zu diese Zeit fällt auch das Emporbringen zahlreicher großer Granitstöcke, welche in alten Sedimenten Mittel- und Westeuropas stecken, z. B. im Erzgebirge, Schwarzwald, Harz, in der Bretagne, in Cornwall usw.

Sinaihalbinsel über den sandigen, z. T. 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 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 behalten 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 Oberkarbon 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 Fusulinenkalks 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 eines Festlandstreifens, 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 Ketten-

gebirge, 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 und 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 Karbon 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, Setschuen, Hupé usw.). Auch hier erfolgten lokale Einbrüche des Meeres, wie sie im europäischen Kohlegürtel zu beobachten sind.

Ein weiter westlich liegendes Gebiet, das Kuznezkijsche Kohlenrevier südlich von Tomsk, zeigt gleichfalls die große Rückzugsbewegung.

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 Arim Fusulinenkalk 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 nordsibirischen Küste (Neusibirien, unteres Lenagebiet) sind brachiopodenreiche typische 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 Kohlenkalk mit europäischen Fossilien (*Productus semireticulatus* usw.) und wird vom Grundgebirge durch Grauwackenkonglomerate mit einer *Lepidodendron*-flora 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

(„Pocono“schichten Pennsylvaniens), in welche nur vereinzelt marine Lagen eindringen; es herrschten also ähnliche Verhältnisse wie im mitteleuropäischen Perm. Je weiter man nach Westen geht, desto mehr nehmen die Trümmer- und Sedimente 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 Wasserspiegel 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 Landauftragungen 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 Rock-Mountain-Gebiet und in den Plateaus am Colorado-Flusse große Ausdehnung. Sie sind in Kalifornien (Shasta cy., Calaveras cy.), in den Cordilleren von Britisch-Kolumbien in gleicher Weise vertreten (6000 bis 7000' mächtig) und wurden im Aufongebiet 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-Kolum-

bien, 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 Unterkarbon in der Alten Welt eintritt, äußert sich in Nordamerika mit den gleichen Merkmalen. Die obere, produktive Entwicklung der Serie in Neu-*schottland* 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 nun mit dem nordatlantischen Kontinent und wurde von der normalen 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, Kokebue-Sund) reichten. Auch hoch im Norden war Elles-

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

mereland überflutet. Kohlenführende Randbildungen des laurentischen Kontinents finden wir hingegen im Barryarchipel.

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 Plateauprovinz des Coloradostrusses 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.

Konglomeratige 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 Südpaläolen in Verbindung zu bringen sind. Hingegen 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 Inselgirlanden in der Nordillerenregion das inneramerikanische Ablagerungsgebiet als Randmeer vom Pazifischen Ozean abgliederten.

Südliche Hemisphäre.

Aus dem Unterkarbon kennt man in Südamerika und Südafrika bis jetzt bloß vereinzelte Pflanzenschichten (Archäo-

Kalamiten und Lepidodendren von Retamito in Argentinien, Lepidodendronsandsteine in der Kapkolonie). Gleichalterige Ablagerungen treten in der australischen Nordillere (Queensland bis Viktoria) zusammen mit marinen Lagen als Randbildungen des Pazifischen Ozeans 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 Karbon finden sich am Zambesi. In Südamerika stellen die z. T. 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 erwähnenden Glossopterisvegetation (vgl. S. 70); auch die Flora von Mendoza am Osthang der argentinischen Nordillere gehört hierher.

Im westlichen Südamerika (Anden von Bolivien, Ostperu, Chile) herrschte eine Meeresstransgression, welche durch die auf S. 59 berührten Zusanfalten Zentralamerikas an die Vorkommnisse des westlichen Nordamerika anknüpft und über das schon von den Überflutungen des Oberjilur- und Devonmeeres betroffene Amazonasgebiet¹ das atlantische Becken erreicht. Das Amazonasmeer bildet ein Gegenstück zum 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-Süd-

¹ Interessant sind die Lepidodendron-führenden Basisbildungen des marinen Oberkarbonalks von Itaituba (Tapajoz).

wales 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 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 herabdriückt. 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 arktischen Ozeans eine große Rolle gespielt haben müssen. Besonders zur Zeit ausgedehnter Transgressionen (z. B. im Obersilur, 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. 71.

5. Dyas (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 im allgemeinen das Erscheinen der Ammoniten und 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 Dyasprovinz.

Auf dem durch die Gebirgsbewegungen der Karbonzeit bedeutend vergrößerten europäischen Festland dauerte die Bildung von limnischen Kohlenflözen noch im Anfange der älteren Dyaszeit 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

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

zwischen den Sudeten und dem böhmischen Plateau eingeschlossenen Zuge (Kohle von Kossitz). Sie sind stellenweise, so bei Lebach im Nahegebiet, Niederhäslich 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 Araucarien 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 Dyas greifen in Deutschland und England über die verschiedensten Teile des damals bereits stark eingeebneten Faltengebirges, aus dessen Zerstückelungsmaterial ihre eisenhüssigen Sandsteine und Konglomerate bestehen („Rotliegend“). Nirgends hat man in diesen Schichten Spuren von marinen Fossilien gefunden.

In der oberen Dyas 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, Meck-

lenburg, Brandenburg, und setzt sich von hier in das nordwestliche Rußland fort. Er umringt den damals schon isolierten Harz, dringt in das „thüringische Becken“ (am Fuß des Erzgebirges und Thüringer Waldes) 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 Südenland 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, Thüringen usw. zum Absatz gelangten.

Mediterran-Entwicklung der Dhas.

Auch in den südlicheren Teilen Europas ist die hier behandelte Formation durch geringe Ausdehnung mariner Ablagerungen ausgezeichnet. — Die untersten Dhaschichten mit der Araucarie *Walchia piniformis* und Farnen finden sich in der spanischen Meseta, in den Pyrenäen, ferner als langer Sandsteinzug in den ligurischen Alpen („Veruccano“-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 Schichtentwicklung ausgezeichnet waren. Eine besonders prächtige Fauna mit zahlreichen wohl erhaltenen Ammoniten, Gastropoden, Brachiopoden (darunter eigentümlich korallenähnlich wuchernde Formen wie „*Richthofenia*“) u. a. haben die Kalkklippen des Val Sosio 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 Ober-Rotliegenden als Konglomerate und fossililere Sandsteine entwickeln; man findet analoge Bildungen in Südtirol (Grödener Sandstein), wo in ihrer Unterlage die mächtigen Porphyrgänge von Bozen ein Seitenstück zu den Eruptivmassen des mittleren Deutschland bilden. Ähnliche Bildungen erscheinen auch in den Westalpen („Beruccano“ 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 Bellerophonkalle 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 Caspischen Meer 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-Kotliegendenstufe machte sich auch hier geltend, es kamen pflanzenführende Schichten mit Süßwassermuscheln (*Unio*) zum Absatz. Erst in der obersten Dyas 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 inner-russischen Perm auf weite Erstreckung keine entsprechenden Ablagerungen bekannt sind.

Asiatische Dyasablagerungen.

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-Dyas des Urals nach Nowaja Semlja und Spitzbergen fortsetzte. Auf der anderen Seite stehen die uralischen und mediterranen Vorkommnisse der Formation mit zentralasiatischen in enger faunistischer Verbindung. Von allgemeiner Bedeutung sind die Vorkommnisse in Armenien (*Djulfä*) und in der indischen Saltrange, welche letztere in ihrer außerordentlich reichhaltigen, die ganze Dyas umfassenden Fauna zahlreiche gemeinsame Formen mit den südalpinen, sizilischen und uralischen Lokalitäten aufzuweisen hat. Die Productussschiefer des Himalaja, ferner ähnliche Vorkommnisse im Gebirge von Bochara, im westlichen Kwenlun und in der Dsungarei (Turfan) zeigen, daß die Verbreitung im allgemeinen demselben Prinzip folgte wie jene der vorhergegangenen Stufe. Die Ver-

bindung reichte über Tongking und Südchina (Yunnan, Kanton) zum Pazifischen Ozean, in dessen Bereich einerseits Japan, andererseits der ostindische Archipel (u. a. ammonitenführende Dyas auf Timor) die große Verbreitung der uralisch-mediterranen Faunenprovinz beweisen. Um die Niveau-schwankungen zu verfolgen, welche man im europäischen Verbreitungsgebiete der Formation feststellen kann, fehlt aber noch das Material. Es müssen große Trockenlegungen zeitweilig stattgefunden haben, sonst wäre es nicht möglich, daß Bestandteile der südlich des Mediterrangebietes verbreiteten Landfaunen und Floren diesen Gürtel überschritten und sich stellenweise in Nordeuropa finden (S. 72).

Nordamerika.

Im akadischen Gebiet findet sich Rotliegend und Zechstein in europäischer Fazies und wohl als Randbildung des gleichen mittelatlantischen Meeresbeckens. — Für das Appalachengebiet bedeutet die Dyaszeit eine Vervollständigung der karbonischen Rückzugsbewegung des Meeres; 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 Dyaszeit 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“ (Prärieregionen, Rocky Mountains, Plateaugenden des Colorado) sehr verbreiteten, oft salzimpregnierten „Red beds“ kennzeichnen Dyas und untere Trias.

Damals wurde also jenes eigentümliche, gegen den Pazifischen Ocean gewendete Randmeer, welches schon im Oberkarbon stark eingeschrumpft war, trockengelegt.

Tiergeographisch interessant ist die Tatsache, daß die berühmten Wirbeltierschichten 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 angehören 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 Hauptkohलगürtels (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 Mediterrangebiet 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 Schuttaußstreuungen, welche in Trockengebieten durch sporadische Gußregen bewirkt werden. Nicht selten findet man verkieselte, in Sand oder auch in vulkanischen Tuffen begrabe-

bene Baumstämme und „versteinerte Wälder“, während die Kohlenbildung an Bedeutung zurücktrat 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 arktischen 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 feichten Meeresbecken durch Ketten von Bodenerhebungen im westlichen Nordbillerengebiet vom Pazifischen Ozean getrennt waren. Nach Richthofens Beobachtungen war auch das nördliche China zur gleichen Zeit eine Wüste, welche der Gebirgswall des Kuenlun gegen den östlichen Abschnitt des eurasiatischen Mittelmeeres abspernte. Es verdient Beachtung, daß sich auf diese Weise die damaligen Trockengebiete in zonerar Anordnung um das heutige Polargebiet gruppieren.

Die südlichen Kontinentalgebiete und deren Randüberflutungen.

Inmitten der alten Gesteine von Zentralindien liegen flache Mulden von kohlenführenden Schichten der unteren „Gondwanafornation“¹, welche zahlreiche Farnreste, dar-

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

unter die charakteristischen zungenförmigen Blätter von *Gan- gamopteris* und *Glossopteris*, ferner Nadelhölzer und Palm- farne (*Cycadeen*), vereinzelt auch Reptilien (*Dichnodonten* u. a.) enthalten. Ausläufer dieser Gesteinsgruppe reichen in den Himalaja von Sikkim und Kaschmir, sowie nach Kam- bodscha.

Die an der Basis der zentralindischen Gondwanaserie be- kannten Talchirkonglomerate gehören ungefähr der Über- gangszeit vom Karbon in die Dyas an und erweisen sich mit- unter durch die unregelmäßige Anordnung des Trümmer- materials sowie durch das Vorkommen gekritzter Geschiebe in einem feintonigen Bindemittel als Grundmoränengebilde. In der Saltrange am Indus treten als Unterlage der marinen Productuskalke gleichfalls Blocklager mit zahlreichen, z. T. facettenähnlich geschliffenen und deutlich gekritzten Ge- schieben von Porphyren, Graniten usw. auf, die wahrschein- lich aus den südlicheren Gebirgen stammen.

Bildungen, die der Gondwanaserie in jeder Beziehung ähnlich sind, bilden in Südafrika (Kap-, Oranjeskolonie, Transvaal) die Sandstein- und Schieferablagerungen der Karrooformation. Wieder erscheinen an der Basis der Glossopteris- und Dichnodontenschichten Vorkommnisse von Blocklehmen („Dwykafonglomerat“), mitunter auf einem prachtvoll geschrammten Felsgrund ruhend, der von einem jungen Gletscherboden nicht zu unterscheiden ist. Die Äqui- valente der Karrooschichten in Deutsch-Ostafrika und Mada- gaskar (mit *Glossopteris*) enthalten keine Gletscherspuren; wohl aber werden solche aus Katanga im Kongo Becken und aus Kamaland angegeben. Letzteres hat übrigens bei Gibeon auch Molluskenschalen geliefert, welche an den ersten ma- rinen Horizont über der Blockzone der Saltrange (Konularien- schicht) erinnern und auf den Bestand einer südatlan- tischen Meeresregion hinweisen.

Reste der Glossopterisflora kennt man auch aus Teilen von Südamerika (São Paulo, Paraguah, Mendoza), doch scheint im nördlichen und westlichen Teile noch das „Amazonasmeer“ bestanden zu haben. (Vgl. S. 60.)

Besondere Ausdehnung haben die Ablagerungen des Gondwanathypus im östlichen Australien, wo sie in Neu-Süd-wales die Träger der Kohlenflöze und der Glossopterisflora sind. In ihrem tiefften 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 Dyas und wohl auch Oberkarbon bei Kimberley, am Fibroy- und Gascoignesflusse einen wertvollen Beleg für den Bestand der östlichen Hälfte des Indischen Ozeans abgibt, kennt man glaziale Drift im Gebiete des zuletzt genannten Flusses.

Obwohl die Verbreitungsgebiete der Gondwanaablagerungen, deren tieffte, blockführende Schichten von vielen als oberes Karbon, von anderen als älteste Dyas 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 Dyas 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. Unbekannt ist noch die Rolle der Antarktis, die kontinentale

Sandsteine über einem Grundgebirge zeigt und sich wahrscheinlich an Südamerika angeschlossen, da auf den Falklandinseln pflanzenführende Dyas 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, Kambodscha) vermittelt worden sein, so daß sich ein großer, wenig unterbrochener Kontinentalgürtel damals um den südlichen Indik und Atlantik in ähnlicher Weise geschlossen haben dürfte wie in der neueren Erdgeschichte 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 z. T. 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 Magmaunterlage 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 nach Nordrußland und Schottland (Glein) gelangt sind. Es scheint doch, daß hier, ebenso wie bei den gewaltigen Klimaunterschieden zwischen Tertiär und Quartär die Änderungen des Reliefs und der Zusammenschluß großer Kontinentalmassen in zirkumpolaren Regionen sehr große Bedeutung für das Erdklima hatten, wie von mehreren Seiten ausgesprochen wurde.

Mesozoisches Zeitalter.

6. Trias¹.

(Karte 4.)

„Germanischer Triasstypus in Mitteleuropa.“

In Deutschland und fast allgemein auch im 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 Flugsandgebiete und Schotterebenen entstanden; Verhältnisse, für welche in der Gegenwart das aralokaspische Gebiet Wiens 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.), Trockenrisse auf den Schichtflächen und zahlreiche andere Merkmale zeigen, vorwiegend in Senken der Landoberfläche entstanden. Die Hauptmasse des böhmisch-judetischen Gebietes und des französischen Zentralplateaus ragte inselartig aus diesen Ablagerungsgebieten auf; dasselbe gilt vom Kern der spanisch-portugiesischen Meseta und vielleicht noch von manchen mitteldeutschen Gebirgen. 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

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

zwischen den älteren Gesteinen von Wales und der mesozoischen Platte bildet.

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 (*Enerinus liliiformis*), Brachiopoden (*Terebratula vulgaris*), Muscheln (*Gervillia socialis* usw.), und in einem relativ hohen Horizont die bekannte Ammonitengruppe 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. 64 genannten europäischen Festlandgebiete bildeten Aufragungen, deren Einfluß sich durch den Litoralcharakter der benachbarten Sedimente verrät. Durch das Auftreten lokaler Gips- und Salzablagerungen sind vorübergehende Abschnürungen einzelner Meeresteile angedeutet, welche jenen der Zechsteinphase des Perm ähneln.

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

Sehr häufige Vorkommnisse im 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 vorausgegan-

genen Schwankungen wieder eine größere Überflutung des europäischen Kontinents. Die einzelnen Senken und Binnenseen verbanden sich zu einer mehr zusammenhängenden Meeresbuch, 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, Constantine und Tunis wurde Muschelfalk von germanischem Typus gefunden; sonst herrschen meist gips- und salzführende Mergel oder Sandsteine des Keuper mit seltenen Bivalvenresten. Eine ähnliche Entwicklung zeigt sich in Marokko, wo auch marines Rhät in der Schauhah 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 Eruptivgesteine in der nordafrikanischen und spanischen Trias.

Kontinentale Trias in Rußland.

Die breite Tiefenzone, welche während des Karbon und der Unter-Dyas 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 weit über 1000 m mächtigen Kalk- und Dolomitmassen der oberen Trias (Dachsteinkalk und Hauptdolomit) in auffälligem Gegensatz zum Vorherrschenden 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 Kalksteine mit ihren zahlreichen Brachiopoden, Bivalven, Ammoniten usw. abgelagert wurden. Nahe dem nördlichen Kalkalpenrande erinnern uns aber mächtige sandige Einschlaltungen, so vor allem die kohlenführenden Lunzer Sandsteine mit

ihrer Keuperflora (Farne, Eucadeen, Equiseten 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 hinweist.

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 nordschweizerischen „Alippen“ (z. B. Gifwylser Stöcke, Mythen, Zberger Stöcke) dem ostalpinen weit mehr nähert; der Übergang zwischen beiden Entwicklungsarten liegt also innerhalb der Westalpen selbst.

In den Karpathenländern zeigen der Bakonywald und das innerungarische Bergland am Sajó ganz ostalpinen Typus, während in der Umrandung der Tatra und anderer granitischer Gebirge ein sehr lückenhaftes Triasprofil vorhanden ist, welches oft nur aus roten Sandsteinen, Rauchwacken und Spuren von

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

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

In den ungarisch-siebenbürgischen Grenzgebieten, den Ost-Karpathen (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 Werfenerschichten 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 Teplajaflusse im südlichen Jenisseigebiet angehörten.

Eine südliche Reihe mediterraner Triasvorkommnisse beginnt in Spanien auf der Süabdachung 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 Nordkorsika, 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 Triasystem im östlichen Mittelmeer den Rand des afrikanischen Kontinents nicht erreicht zu haben.

Fortsetzung des mediterranen Triasmeeres durch Asien zum nordpazifischen Randgebiet.

Obwohl die Triasformation Kleinasiens nur im nordwestlichen Teile der Halbinsel (Golf von Izmid, Balia Maden) 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-Bochara 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 Pankhanda 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 Reichthum an glattschaligen, keratitischen 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).

Die Triassschichten der jungen Faltengebirge von Tongking, Nord-Annam und Yunnan 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 Kwenlun-Systems erstreckte. Wo Triassschichten hier abgelagert wurden, gehören sie der kontinentalen, mitunter pflanzenführenden „Angara-Formation“ an.

Sundaregion und süd-pazifisches 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 (Shanstaaten), die Malaiische Halbinsel, Nord- und West-Sumatra sicher zusammenhing. Eine fast vollständige und durch ihren Reichthum 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 Neukaledonien und auf der Südinself von Neuseeland erhalten sind. Noch immer befinden 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 Schotzkischen 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 Meeres Spuren reichten über die Väreninsel 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 Uferzone der pazifischen Meeresablagerungen läßt sich von Kap Lisburne, Alaska, in vielen Vorkommnissen (z. T. *Pseudomonotis*-Schichten, z. T. 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 Humboldt-range in Nevada; aber 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 z. T. indopazifisch, z. T. ostalpin. Bemerkenswert erscheint es, daß besonders in der Obertrias von Nordkalifornien die Ammonitenschichten von Shasta cy. eine Reihe ganz auffallender Übereinstimmungen mit den Hallstätterfalken 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, der nördlich der kontinentalen, pflanzenführenden Triaszone von Chiapas und Honduras lag.

Sehr wenig bekannt ist von dem südamerikanischen Verbreitungsgebiet; doch finden sich bei Chaperal in Kolumbien und am Utkubambasflusse in Peru Meeresablagerungen mit Pseudomonotis der Ochoticagruppe 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 einer amerikanischen Landmasse, die mindestens zeitweilig 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 Trias-schichten 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 Gondwana-schichten Indiens und vor allem in den entsprechenden Teilen der Karoo-Ablagerungen reichlich entwickelt. Pflanzen- und kohlenreich sind die Vertreter in Neu-Südwest; 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 Landſaunen ungleich größere Schwierigkeiten als jene der Meeresablagerungen, ſo daß ſie ein weit lückenhafteres Material liefert als das ſchon weit vorgeschrittene Studium der letzteren.

7. Jura¹.

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 oſtruffiſche 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 deren permotriadiſchen Saumes der Jura in ununterbrochenem Streifen von der Südküſte bis Yorkſhire und taucht gegen Oſten unter die jüngereren Schichten.

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

Die Hauptmasse der Formation, welche in ihrem unteren Teile („Lias“) vorwiegend durch dunkle, von Belemniten und Ammoniten erfüllte Schiefertone und Mergel, im mittleren („Dogger“) durch polithische Kalkabfälle, im oberen („Malm“) durch Mergel, Tone und Korallenrasen besonders ausgezeichnet ist, stellt sich als marine Ablagerung dar, nur verrät sich im Norden (Yorkshire) zur Doggerzeit die unmittelbare Festlandnähe durch Einschaltung von Ablagerungen eines Flußästuariums mit Farnen, Cycadeen und Flußmuscheln.

Gegen Ende der Jurazeit erfolgte in Südenland ein Meeresrückzug, welchem die „Purbeck“-Schichten (mit Cycadeenbeständen, Resten von Landreptilien und primitiven Säugtieren) ihre Entstehung verdanken.

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 Russisch-Polen (Czenstochau) und Galizien und weiter in das süd-russische Dniepr- und Donezgebiet, welches entschiedene Beziehungen zu den mitteleuropäischen Meeresfaunen hat.

Die Überflutung ging in diesem riesigen Gebiete nicht gleichzeitig vor sich. Zur Liaszeit wurde Zentralrußland, Oberschlesien und Polen noch nicht vom Meere erreicht, und 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 zur Malmzeit, vom Wasser des erwähnten Meeresarms bespült wurde.

Pariser Becken, Schweiz und Süddeutschland.

Die englische Jurazone setzt sich jenseits des Armeekanal's 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 Zentralplateau, 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 Liassbildungen 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 = Liasschiefer, Sandsteine, Kalk u. s. w., brauner J. = eisenschüssige Doggeroolithe, Sandsteine, Tone u. s. w., 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 der Rückgang des Meeres am Ende der Jurazeit: die jüngsten Ablagerungen sind brakisch bis lakustrisch (Südenland, Norddeutschland, Nordfrankreich, Schweizer Jura) oder fehlen (Schwaben).

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

Westliches Mittelmeergebiet.

Zwischen dem Südweststrand des französischen Zentralplateaus und den sehr unregelmäßigen Aufragungen der spanischen Zentralgebirge öffnete sich eine breite Verbindung 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 Lagunentypus 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 ein dritter Hauptweg 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 Hebungsphase des „Purbeck“ eintrat wie in Mitteleuropa, bilden in den meisten Teilen des Mediterranbereichs marine Schichten des obersten Jura („Tithonstufe“ mit *Terebratula diphyia*, *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 mancher Küstenstriche 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 Juratypus 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 Giaskonglomerate 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 vermutlich 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 Ägäische 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.

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

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

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 Grestenerschichten (Zünfkirchen, Banat, Ost-Serbien) und durch Fehlen älterer Jurabildungen zwischen den Malmfalten 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 *Dytoceras*-typen sowie durch das Auftreten von Lithonschichten; sie bilden weitere Posten auf dem Wege zum Indischen und Pazifischen Ozean. Vor Besprechung des Verlaufes dieser Wasserverbindung ist es jedoch empfehlenswert, einen Blick auf die nördlicheren Gebiete zu werfen.

Das asiatische Festland und die russisch-arktische Transgression.

Zur Liaszeit 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.), Cycadeen (*Zamites*, *Ptero-*

phyllum) 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 (Donezgebiet), Krim, Kaukasus gehören hierher; aber auch am Osthange des Urals, an den Hängen der Tianschanketten, vor allem aber im Angaratafessland (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 Juratypus. 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, Mangyschlak), führte als erster M. Neumayr auf klimatische Unterschiede zurück. — Der russische oder boreale Faunentypus herrscht im ganzen periarktischen Gebiete.

Auf Spitzbergen und Franz-Josefs-Land, auf der Ostseite des Ural, in den nördlichen Randteilen von Sibirien¹ sind die Mucellenschichten mit ihrer besonderen Ammonitenfauna verbreitet. In den bereits der untersten Kreide angehörigen, oft mit Basalten vergesellschafteten Pflanzenschichten, die auf Franz-Josefs-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, Kuhninsel) und sogar im nördlichen England (Yorkshire) hat der obere Jura nicht die normale europäische Ausbildung, sondern führt die Birgatiten, Mucellen usw. der Wolgastufe. Der Landzusammenhang zwischen dem nordwestlichen Europa und dem nordöstlichen Amerika, welcher während des Keuper bestand, war also damals sicher schon durchbrochen.

An den pazifischen Küsten von Asien (Wladiwostok, Ussuri) und Amerika (Alaska, Britisch-Kolumbien, vgl. S. 94) 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 Sy-

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

rien nach Innerasien fortsetzte, gehörte auch der größte Teil der nördlichen Gebirgsumwallung Indiens an. Im tibetanischen Grenzgebiet des zentralen Himalaja (Chitichun) wurden rote Ammonitenkalk des Lias entdeckt, welche mit jenen der Ostalpen fast völlig übereinstimmen. Seit langem bekannt sind Doggerschichten und besonders die an Ammoniten (*Perisphinctes*, *Spiticeras* usw.) reichen oberjurassischen Spitischiefer, deren weite Verbreitung nun auch in der Umgebung von Lassa festgestellt wurde. Meeresspuren kennt man aus Nünan und endlich von der pazifischen Region, wo z. B. Lias-schichten mit europäischen Zeitformen im westlichen Borneo und in Japan besonders zu nennen sind.

Am 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 „hima-malaiisches Faunenreich“ bezeichnet. Vgl. auch S. 81. Ein großer Teil des heutigen Archipels gehörte also dem Meeresboden an; auch Aptychenkalk 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. Andererseits berührte das Meer im Oberjura die Ostküste Indiens bei Sripermatour (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. indo-madagassischen Insel zur Ablagerung. Auf afrikanischem Boden reichte die See über große Teile von Somaliland und Abessinien, griff von hier in das Küstengebiet von Südarabien (Shugra) ein und überschwemmte weit südlich die Litoralzone 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 Nordamerikengürtel¹. Auf der Halbinsel Alaska, im Quellgebiete des

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

Nur 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 *Mucellen* im oberen Jura, also ein Merkmal der arktischen Juraregion. In Kalifornien und im westlichen Teile des Wüstenbeckens erstreckte sich das Meer weit gegen das Innere, es erreichte — aber erst zur oberen Jurazeit — die Blackhills von Dakota, ja selbst Colorado 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 *Mucellen*. Sie zeigen somit, daß Kommunikationsfreiheit auf die Verbreitung der jurassischen Leitfossilien unter Umständen größeren Einfluß hatte als klimatische Faktoren.

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 Cordilleren 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 Küstenmuscheln (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 beschränkte Vorkommnisse von vulkanischen Gesteinen 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 Erdkruste aufzufassen. Vielleicht hängen die großen Transgressionen der Jura-Kreidemeere in den verschiedensten Breiten der Alten Welt 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-Neokom. 2. Ober-Neokom. 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 Bra- und Südwasserseen bedeckt, bezeichneten viele der großen Gebiete, welche zur Jurazeit als Hauptverbindungsstrecken zwischen den nord- und südeuropäischen Jurameeren fungiert hatten.

a) Wealdenprovinz. In Südengland 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

¹ Von Fossilien sind besonders erwähnenswert Süßwassermollusken (Unio, Limnaeus, 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 Bernissart in Belgien gefundenen Skelette Berühmtheit erlangt hat.

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 noch zur Unterneokomzeit unter den Meeresspiegel. Es lagerten sich nun die „Hilsschichten“ ab, welche in ihrem tieferen Teile besonders durch das Vorkommen von Nucellen und russischen Ammonitentypen der Gattung *Olcostephanus* (Untergattung *Simbirskites*, *Polyptychites*) als Musläufer 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 Meeresschichten zeigt. — Erst im obersten Neokom und im Gault führte das allgemeine Steigen des Wasserspiegels 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 von mergeligen und kalkigen Schichten, welche zum Teile als Bildungen tieferen Wassers und größerer Küstenferne anzusprechen sind. *Aptychen* (z. B. *A. Didayi*) sind in manchen Schichten geradezu Leitfossilien; unter den Ammoniten sind die Gattungen *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Desmoceras*, *Holcodiscus* sehr verbreitet. Unter den Bildungen ge-

ringer Meerestiefen sind besonders bezeichnend die Kalkmassen der sogenannten „Argonfazies“, welche besonders aus eigenartigen Muscheln der Chamiden- und Rudistenfamilien 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 Österreich-Ungarn sehr verbreitete Entwicklung erreichte auch den Atlantischen Ozean in Portugal und Nordspanien. Gingegen 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 mitteleuropäischen Landmassen mächtige fossilarme Sandsteine und Mergel (Flhschfazies 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 Eismeeres schließen sich die Mucellenschichten des Neokom (vgl. S. 90) 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 Wolga-

gebiet und lagerte die Serie von Schichten ab, deren Alucellen und Olcostephanusformen zum Teil auch in den Hils- und Speeton-schichten 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 Manghyschlak und in die Krim.

Als sich nach dem unteren Neokom das Meer aus dem Petschoraland zurückzog und dadurch die Verbindung mit den arktischen Gebieten abgeschnitten wurde, siedelte sich in Rußland die normale mitteleuropäische Fauna der Aptstufe 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 Kleasiens hat das Meer seine Ablagerungen hinterlassen, zum Teil in Form von echten Urgonkalken. Die zahlreichen, in Iran und Bochara 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 Trias-schichten.

Über die Saltrange, wo die Gruppe des europäischen *Olcostephanus Astierianus* 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, mit ihr also freikommunizierten. (Hima-malaiisches Faunenreich; vgl. S. 92.)

Im östlichen Australien (Queensland und Neu-Süd-wales) sind Ammonitenschichten bekannt, welche wohl dem oberen Teile der Unterkreide entsprechen.

Indischer Ozean.

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

Breite Randzonen hat der westliche Teil des Indischen Ozeans an der afrikanischen Küste von der Kapkolonie angefangen (Witenhagesfauna mit *Trigonia ventricosa*, *Tr. vau*, *Olcostephanus* sp. usw.) bis über die portugiesischen Kolonien, Deutsch-Ostafrika und Somaliland hinterlassen; dasselbe gilt von der Westküste Madagaskars und von der Halbinsel Kutch. Die breite Verbindung mit dem Mittelmeergebiet im Norden gestattete einen sehr erheblichen Faunenaustausch, und so treffen wir z. B. in Madagaskar eine Sedimentreihe, 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 Tendaguruberge, im Hinterlande von Lindi (Deutsch-Ostafrika), wo marine und kontinentale Ufersedimente der unteren Kreide miteinander verzahnt sind.

Nordamerika.

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

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 Kootanieschichten Britisch-Kolumbiens oder den Potomacschichten auf der atlantischen Abdachung, welche als Seitenstück zum europäischen Wealden von Karolina bis Maryland zu verfolgen ist und sogar an der grönländischen Westküste (Rome) noch eine Fortsetzung findet.

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 Magelhaensstraße 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 z. T. 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.

An 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 (*Acanthoceras 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 folgt (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 Cenoman, welche nach oben in graue Mergel und schließlich in die bekannte feuersteinführende Schreibkreide des Turon und Senon (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 Rande 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 werden, daß die Schreiekreide 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 Wechselagerung 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 Sudetengebiete von Schlesien, Mähren ausbreitete, spielt das sandige Zerstückungsmaterial des Grundgebirges eine hervorragende Rolle — vgl. die Quadersandsteingebirge der böhmisch-sächsischen Schweiz und der Weckelsdorfer Gegend —. Häufig sind die cenomanen Basisschichten pflanzenführend (mit Magnolien, *Uralien*, *Ficus*), während im Turon Inoceramenschichten überwiegen.

Obere Kreide in der Umrandung des heutigen Mittelmeeres.

Durch die Vermehrung der Wasserverbindungen wurden naturgemäß die Grenzen zwischen den nördlichen und südlichen Ablagerungsprovinzen teilweise verwischt (vgl. auch Oberneokom), aber trotzdem hat die Mediterrangegend im großen ihre selbständigen Merkmale¹. Eigentümlich ist vor allem die weite Verbreitung der Flyschfazies (mächtige Sandsteine, Mergel und hydraulische Kalk mit Furoiden, Kriechspuren, Wellenmarken, einzelnen Inoceramuschalen) an der Grenze der mediterranen „Geosynklinalzone“ gegen die mitteleuropäischen Kontinentalfragmente, aber auch in der Umrandung von Inseln im Mediterrangebiet selbst, z. B. in Süditalien, Ostungarn. — Besonders charakteristisch ist aber die Häufigkeit von Rudistenschichten (mit Raprinen, 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 (Sofotra) 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 In Salaj, Tabankort, Tamaské (Osten des Niger) vorkommt und einen Verbreitungsgürtel anzeigt, der in die Guineabucht zu münden scheint, wo wir die Oberkreide von Kamerun kennen.

¹ Unter den Ammoniten sind in der ganzen Provinz weit verbreitet die „Kreideceratiten“ (mit reduzierten Loben).

Im westlichen Mittelmeere müssen ziemlich bedeutende Landauftragungen bestanden haben, denn die Musternfauna 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 (Samarland und Ferghana) Musternbänke 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, wohl in den von den älteren mesozoischen Meeren vorgezeichneten Bahnen, weiter: die Cenomanschichten von Hazara im Westhimalaja, die reiche, mediterrane Oberkreide von Kampa in Zentraltibet (Cenomane — Senon) bezeichnen wichtige Bindeglieder mit den Vorkommnissen, welche bereits in indopazifischen Meeren liegen, wie z. B. die rudisten- und nerineenführenden Schichten von Martapoera (Westborneo) und die Fundstellen in Sumatra.

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 (Rudistenkalk u. a. in Sokotra und in der Küstenzone von Deutsch-Ostafrika, Kalk mit algerischen

Seeigeln in Arabien und am Arabada). Auffallend ist, daß im südlichen und östlichen Teile des Indischen Ozeans: in Natal, Westmadagaskar und Ostindien (Trichinopoly, 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 indo-madagassischen Gebietes unschwer in Parallele bringen; besonders zahlreiche Ammonitentypen aus den Gattungen *Gaudryceras* (*Lytoceras*), *Pachydiscus* teilen sie mit letzteren. An der asiatisch-pazifischen Küste mögen die transgredierenden Kreidebildungen von Jesso und Sachalin genannt sein, an der amerikanischen Seite die reichen Fundstellen von Vancouver und Kalifornien (*Chico*- und obere *Horsetown*-Schichten). Auch in den Küstenfordillern von Peru, Chile (transgredierendes Senon auf der *Quiriquin*-Insel) ist diese Formationsabteilung entwickelt und reichte in Südpatagonien während des Senon 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 *Seymour*-Insel im antarktischen *Grahamland* unverkennbar indopazifisches Gepräge haben. Bestand vielleicht ein Wanderweg südlich der indoafrikanischen Region bis Südamerika?

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 Küstzone bis Newjersey im Norden, vorwiegend in Form von Grünsandstein mit einer der mitteleuropäischen sehr ähnlichen Fauna. Sie drang als tiefer Golf in die westlichen Prärien, die Rocky Mountains, das Gebiet des Koloradoplateaus ein und reichte in Britisch-Kolumbien bis in das Gebiet des Mackenzieflusses. Zuerst griff diese marine Transgression nur in die südlicheren Prärien ein (Texas bis Kansas), während weiter nördlich das Cenoman noch durch die pflanzenführenden Dakotasandsteine mit zahlreichen Magnolien und Uraliaceen vertreten ist. Erst im Turon-Senon war der Hochstand erreicht. Der Wasserspiegel 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 Landsschranke, 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 und vielen anderen) bilden vom unteren Mackenzie bis Mexiko das jüngste

Glied. Eine breite Senke trennte also noch immer den nordöstlichen Kontinentalblock Nordamerikas von den westlichen Cordilleren, welche ihm wie eine ungeheure Girlande vorlagen.

Das zentral- und südatlantische Becken.

In Mexiko bestand noch zur Neozänzeit freie Verbindung mit dem Pazifischen Ozean; später hingegen schied sich infolge von Hebungsercheinungen 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 mexikan.-texanischen Kreide mit der europäischen Mediterranregion. Die Rudistenkalken spielen eine hervorragende Rolle; Nerineen- und Musternformen, welche von südeuropäischen oft kaum zu unterscheiden sind, bilden wichtige Bestandteile der Fauna. Ganz mediterranes Gepräge haben auch die Rudistenkalken der Antillen und die Schichten der nördlichen Anden von Südamerika. Hier — entsprechend dem Streichen der heutigen Gebirge — drangen Charakterformen des damaligen Mittelmeeres (Kreideceratiten, afrikanische Mustern) sogar bis Peru.

Da im Saharagebiet (Temassinin, Tegama, Südagypten) ebenso wie im östlichen Südamerika (Dinosauriersandsteine 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 brasilianischen und sahariischen beide Erdteile zueinander in Beziehung setzte. Eine geschlossene Barriere ist undenkbar, denn im südlichen Atlantik weist die

nord- und mittelbrasilianische Küste einerseits, die zentral-afrikanische (Kamerun, unterer Kongo, Angola) andererseits litorale Kreideablagerungen mit vielen in Europa bekannten Fossiltypen 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 Aucellen-schichten die Ablagerungen der oberen Kreide nur in einzelnen Gegenden (Franz-Josefs-Land?, Nord-Alaska am Colvillefluß, Mackenzieebene, 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, obwohl die Gestaltung der Küstenlinie kein Hindernis für die Verbreitung bilden würde.

Känozoisches Zeitalter.

9. Tertiär.

(Karte 6.)

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

Vorbemerkungen über die oberen Grenzbildungen der Kreideformation.

Der Schlußabschnitt der Kreideformation (Danienhorizont mit *Nautilus danicus*), welcher durch das Verschwinden der

Ammoniten und durch sonstige Veränderungen der Molluskenfauna schon bedeutende Anflänge 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 austritt, ist nicht mehr nachweisbar, aber möglich. Sicher abgeschlossen gegen Osten war die südwestfranzösische Bucht, da sich im oberen Garonnegebiet Braß- und Süßwasserschichten einstellen, welche auch im Becken von Aix den Übergang in die tertiäre Formationsreihe bilden. Eine ganz ähnliche Stellung nimmt in den österreichischen Küstenländern die braßisch-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, Wyoming 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 Kontinentalflächen 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 Ausdrucke. — 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 Säugtierfauna des europäischen Tertiär mit *Neoplagiaulax*, *Arctocyon*, *Phenacodus* u. a. von Cernay 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 *Mammuliten*- und *Alveolinenkalle* 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 Mammulitenkalk- und Konglomerate diskordant auf verschiedenen älteren Schichtgruppen. Dieselben Erscheinungen findet man im Apennin, in den Alpen- und Karpathenländern, wo die Mammulitenschichten zwar in ausgedehnter Weise am Aufbaue der Falten teilnehmen, aber schon Gerölle verschiedener älterer Gesteine einschließen. Eine große Rolle spielt das litoral entwickelte Gozän in den alpin-karpathischen Flyschzonen, welche das mitteleuropäische Festland im Süden begleiteten.

Die Fortsetzung des Gozänmeeres geht über das Balkangebiet und die Krim. Sehr verbreitet sind fossilreiche Mammulitenschichten in Kleinasien, besonders an der pontischen Küste, wo sie oft von mächtigen, z. T. bis in die obere Kreidezeit zurückreichenden Eruptivmassen begleitet werden. Über die Flyschregion eines Teiles von Armenien reicht die Verbreitungszone nach Zentralasien, wo z. B. in Ferghana die siebenbürgische Gryphaea Esterhazyi auftritt.

Ein südlicher Ast desselben Gozänmeeres, mit Ablagerungen von Mammulitenkalk und Flysch, läßt sich von der gegen Italien gewendeten Alpenabdachung¹ (die zentraleren Teile der Alpen lagen größtenteils trocken), durch die österreichischen Karstländer und Griechenland nach Südkleinasien, Südperisien, Beludschistan verfolgen und bedeckte auch das Gebiet der Indusketten (Sind). Das Meer drang über Rawalpindi-Leh in das Hinterland der Himalajaketten (Mammulitenkalk süd-

¹ Hierher gehört die Umgebung von Vicenza, wo marine Ablagerungen mit prachtvoll erhaltenen Mollusken, Mammuliten und Alveolinen von Süßwasserablagerungen, Basaltlaven und Tuffen begleitet werden; berühmt sind die in Tuffen begrabenen Bestände der Palme *Sabal major*.

lich von Lassa). Es reichte im Sinne des Streichens der jetzigen Faltengebirge, also auf der alten Straße der mesozoischen Meere, über das Irawaddygebiet in den Sundarchipel: Java, Halmahera, 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 beobachten.

Cozän Afrikas und des indomadagassischen Gebietes.

Die südlichen Randzonen des Mittelmeeres überfluteten 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-Louis¹. Über die Libysche Wüste, Syrien und Palästina zieht sich die Verbreitung mächtiger Nummulitenkalkmassen durch Arabien, welches mit Ausnahme einer Erhebungszone in 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 Cozänzeit zurück; in ersterem Gebiete wurden

¹ Eine Bucht des Atlantischen Ozeans bestand in Kamerun.

die Gipse 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 Dnjepr-, das mittlere und untere Wolgagebiet, die aralo-kaspische Niederung und über die westsibirischen Ebenen (Obgebiet) zum Eismeer, allenthalben über die Grenzen des Eozän bedeutend hinausgreifend. Besonders groß war die Überflutung im mittleren Oligozän (Schichten mit *Natica crassatina*, *Cytherea inerassata*), denn damals drang sie von Norden her zwischen den Mittelgebirgen in das Mainzer Becken und von hier durch die elsässische Rheinebene, 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 Brak- und Süßwasserseen (vgl. S. 117).

Bemerkungen über die mitteleuropäische 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. brakische Terri-

¹ Am atlantischen Litorale bringt aber marines Oligozän bei Rennes, Bourdeaux, Biarritz in das Land ein.

thienschichten und Gips bereits die Nachbarschaft der südlichen Meereszone verraten. Auf den Karstflächen der Ebenen, im Schweizerischen und Schwäbischen Jura lagerten sich „Terra rossa“ ähnliche Landbildungen mit Bohnerzen, lokal auch Phosphoriten, ab, deren Säugetierfaunen z. T. noch dem Cozän, z. T. dem Oligozän angehören.

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 (Num. Fichteli), welche für diese Formationsabteilung im Mittelmeergebiet besonders bezeichnend sind. Die zur Cozänzeit 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 Flyschbildungen mit ihren kleinen Nummuliten 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 Zueinander-

greifen von Sedimentation und Gebirgsbildung in diesen Faltengebirgen erschwert die Übersicht natürlich sehr bedeutend. — Die weitere Fortsetzung des Meeres lag in der mäh=risch=galizischen Sandsteinzone der Karpathen.

Eine große Verbreitung hatten die Ablagerungen auch im innerungarischen Gebiet, von wo aus sie bis in manche der östlichen Alpen Täler (z. B. Save) hineinreichten, ohne die adriatische Wasserscheide zu überschreiten¹. Über Nordbosnien (oligozäner Flisch und Meeresmolasse), Bulgarien und Thes=salien (reiche Korallen= und Mammulitenfauna von Trikala) führen die Fundpunkte zur armenischen Abdachung des Kau=kasus. Eine geschlossene Landscheide gegenüber dem süd=russischen Oligozän war wohl kaum vorhanden, ebensowenig wie am Rande der Westkarpathen gegenüber dem deutschen Oligozän.

In den südlichen Kettengebirgszügen — durch lange Reihen von Faltenachsen gegen den nördlichen Mediterran=streifen abgegrenzt — verlief der Oligozänbereich vom italie=nischen Alpenrand (Schichten von Priabona und Korallen=falke von Castel Gomberto im Bizantinischen Gebiet) über die adriatischen Regionen nach Südkleinasien. Er erstreckte sich über Armenien und Persien (Teheran) nach Beludschistan und Sind, wo u. a. die normale mediterrane Foraminiferenfauna mit kleinen Mammuliten und Orbitoiden erscheint. Die mäch=tigen Bewegungen, welche auch den Himalaja in der älteren Tertiärzeit betrafen, hatten zwar die Verbreitung mariner Bildungen noch mehr als früher eingeschränkt, aber die süd=lichen Flischzonen weisen doch noch hinüber nach Hinter=indien. — Im übrigen aber verlor das Mittelmeer damals schon rasch an Boden; enorme Flächen des nordamerikanisch=

¹ In Mittelbosnien bildeten sich Süßwasserablagerungen (Kohlenbeden von Zenica u. a.), die auch im Prominengebiet von Norddalmatien vor=kommen — hier allerdings in Verbindung mit marinen Schichten.

arabisch-syrischen Tafellandes und der indomadagassischen Region lagen trocken. In Agypten treten am Fajum über marinem Cozän mit Mollusken, Haiischresten und Zahnwalen noch ästuarine Oligozänsschichten auf, in denen z. T. riesige, ganz eigenartige Säugetiere vorkommen; hier entdeckte man die ältesten Elefantentypen: Moeritherium und Palaeomastodon, ferner das ganz fremdartige, gehörnte Arsinoetherium, die ältesten anthropomorphen Affen: Propithecus u. a.

Die Übergangszeit zwischen Oligozän und Miozän.

Es wurde schon angedeutet, daß die marinen oligozänen Schichten Europas häufig von Brak- 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, brakische Cyrenenschichten 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. Trisail in Steiermark, Schyftal in Siebenbürgen) die noch verbleibenden Senken. Erst an der Wende zur Miozänzeit steigt der Wasser Spiegel, 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-

¹ Niveau der Schnecke *Melongena Lainei* und der Foraminiferengattung *Lepidocyclina* = aquitanische Schichten im engeren Sinne = Basis des Neogen.

österreichischen Alpenvorland erscheinen wiederum braunisch-marine Grenzbildungen (Schichten von Molt mit *Cerith. margaritaceum*, *lignitarum*). Sie und die beiläufig gleichalterigen Bildungen in Ungarn (*Pectunculus*-Sandstein von Ofen) und Krain (Melongenenschichten und *Lepidocyclinen*-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 Delfin- und Walskeletten) ins nördliche Deutschland bis Mecklenburg. Mitteldeutschland war Bestandteil der Kontinentalregion, welche sich aus Nord- und Osteuropa ununterbrochen nach Spanien erstreckte und Großbritannien wohl mit umfaßte, da beiderseits des Armeekanal's seit 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 „Guadaluivirstraße“ (Andalusische Ebene von Cadix-Alicante)¹ und durch das nordwestliche Afrika in das Mediterrangebiet ein,

¹ Im mittleren Spanien (z. B. Ebrotal) war das Miozän durch fluviatile Kontinentalbildungen und salzablagernde Lagunen ausgezeichnet.

wo es fast allgemein — wenn man vom ägäischen und dalmanischen Gebiet absieht — 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 Barna angefangen über die Krim und bis in das aralokaspische Gebiet herrscht die eigenartige, auf einen Meeresgolf von abnormalem Salzgehalt hinweisende Fauna der Spaniodonschichten.

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 Innenrand der Karpathen bespülte und in einzelne Längstäler (Drau, Save) tief eindrang. Über Ostserbien und Bulgarien (Plewna, Barna) vereinigte sich dieses innere Becken mit dem äußeren 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 Rhonefenke mit dem eigentlichen Mittelmeere zusammenhing. Innerhalb Österreichs bestand zwar keine Verbindung über die dinarischen Gebirge hinweg, hingegen ist es denkbar, daß die marinen Miozän-

ablagerungen der albanisch-ionischen Küste mit jenen von Thessalien (Kalambaka) irgendwie 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 miozäne Meerengen bestanden.

Die südlichere Kette 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 Kalk seit langem bekannt sind. Weithin griffen diese Meeresbildungen in Nordsyrien, ferner in die Gebirgsländer 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 Kalk mit dem Seeigel *Clypeaster* bei Zoff im nördlichen Mesopotamien kennt, ferner Muschelbänke mit mediterraner Fauna bei Mossul, Buschir und Bander Abbas. Aber diese wichtige Verbindung, welche die Beziehung zwischen Mittelmeer und Indischem Ozean herstellte (das Rote Meer ist ein jüngerer Einbruch), bestand nicht ununterbrochen. Es lagerte sich vielmehr, etwa im Laufe des unteren Miozän, die mächtige mesopotamisch-persische Gips- und Salzformation ab, die man auch noch in Mittelsyrien kennt. Die Verhältnisse erinnern an jene der sub-karpathischen Salzformation (vgl. S. 119).

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 Sivalikschichten, die in ihrem oberen Teile eine prachtvolle Säugetierfauna des Pliozän enthalten. Im westlichen Indien kennt man über marinen Übergangsschichten der Oligo-Miozänzeit fluviatile Ablagerungen mit miozänen Säugetieren aus den Gattungen *Dinotherium*, *Mastodon*, *Rhinoceros* usw.

Rückzugsbewegung im oberen Miozän und unteren Pliozän.

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 Braßwasser abgelagerten „sarmatischen“ Cerithien- und *Mastraschichten* und schließlich die in gewaltigen Süßwasserseen abgelagerten „pantischen“ 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 braßische Cerithienschichten 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

¹ In diese Zeit der Landhebung fällt wohl die erste Anlage der Flußrinne zwischen dem damals in ein großes Binnenseegebiet verwandelten

Verbindung mit dem Atlantischen Ozean lag nach den vorhandenen Meeres Spuren in der algerischen Küstenregion und im Becken von Fez; die Gibraltarstraße entstand erst im Pliozän.

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 Guadalquivir ebene vorhanden; an der Mittelmeerküste bildete das untere Rhonetal eine Bucht, welche zeitweilig bis Lyon reichte. Größere Bedeutung haben die Meeresbildungen der italienischen „Subapennininformation“, 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 Adriaspiegel herab und an der dalmatinischen Seite sogar unter den letzteren. Die Po ebene bildete einen tiefen Golf der damaligen Adria, deren Achse also etwas westlicher lag als heute; erst von Skutari an schneidet sich ihr Ostufer mit dem heutigen und reicht über dieses noch etwas landeinwärts.

Vom östlichen Mittelmeer drang eine Bucht in das Orontestal (Syrien) und bis Palmhyra ein, aber im heutigen ägäischen Meeresgebiet herrschen die auch in den unteren Donauländern verbreiteten Süßwasserbildungen (Levanti-nische Paludinschichten), es war also hier ähnlich wie in der

pontisch-kaspischen Becken und dem östlichen Mittelmeer. Die spätere bis quartäre Senkung machte diese Furche zur Meeresstraße Bosporus-Dardanelen. (Vergl. auch die submarinen Täler im Atlantik, S. 135.)

östlichen Adria das damalige Meeresgebiet kleiner wie das heutige. — Hingegen sind übergreifende Pliozänstrandbildungen in den Küstenzonen der Atlasländer sehr verbreitet, sie finden sich weiter östlich auch im Niltal, 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 Mediterrangebietes 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 Frankreich 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 Gozänbildungen 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, Vulkane und Gebirge Eurasiens.

In der norddeutschen Ebene und in vielen Teilen des mitteldeutschen Hügellandes bestanden nach der Oligozän-Transgression Süßwasserbecken und Sümpfe, in denen mächtige Braunkohlenflöze gebildet wurden (Brandenburg, Hessen, Rheinbucht bei Köln und Bonn), welche zusammen mit den oligozänen Flözen von Westsachsen, 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, Südsteierische Andesitzone), welche z. T. schon vor dem Tertiär 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 Eurasion 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 Neogen 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 Bifermissauna 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 Eurasion wurde zweifellos durch den während des Obermiozän und Pliozän erfolgten bedeutenden Rückzug des früher trennenden Mittelmeeres ermöglicht.

Auch die berühmte pliozäne Sivalikfauna aus den Vorbergen des Himalaja gehört dem gleichen Faunenreich an, erscheint aber durch eine Reihe eigenartiger Formen (verschiedene Elephanten der Gattung *Stegodon*, große Giraffiden 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.

Tertiär der Neuen Welt.

Marine Bildungen.

In Nordamerika ist neben der atlantischen Küste von Neu-Jersey 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 Mittelerranhabitus auf den Antillen, in Florida, Ostmexiko und Zentralamerika. Leider weiß man noch recht wenig über das nördliche Südamerika, doch kann es sein, daß fischähnliche Bildungen in den Nordillern 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 (Nufongebiet 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 Kontinentalräumen 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 Miozän 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. 134.

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 (z. T. wohl abflußlos) zwischen den Felsengebirgen, welche seit Ende der Kreidezeit ihre Hauptaufrichtung erfuhren. Der Reichtum an Säugetierresten verleiht der tertiären Formationsgruppe hier eine große Bedeutung.

Die dem tiefsten Eozän angehörigen Puerco- und Torrejonsschichten von Neu-Mexiko führen noch Multituberculaten (*Neoplagiaulax*) und *Phenacodus*, erinnern daher an Cernah in Frankreich. Auch in den untereozänen Wasatchablagerungen (mit *Coryphodon*, *Hyracotherium*, *Phenacodus*) sind nahe Beziehungen zu Europa vorhanden. Aber im Ober-eozän gehen die beiden Faunengebiete weit auseinander (vgl. das fremdartige *Dinoceras*, den vierhörnigen *Eobasileus* 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 *Protohippus* zu *Equus* führte. Solange wir aber nicht die alttertiären Faunen von Zentral- und Ostasien kennen, dessen Festlandmasse während des Oligozän und jüngeren Eozän durch den westsibirischen Meeresarm von Europa getrennt wurde, hingegen mit Nordamerika offenbar zusammenhing, ist es schwierig, die Verteilungsurfachen der Faunen richtig zu beurteilen.

In Südamerika (Umgebung der San-Jorge-Bucht in Patagonien) liegen alttertiäre Faunenreihen vor, deren älteste an die kretazischen Dinosaurierschichten anschließen und Beziehungen zu den Puercoschichten haben. Dann aber ent-

wickelte sich die höchst eigenartige Cozänfauna mit dem Rüssel-tier Pyrotherium, mit den ältesten bekannten Edentaten (Gürteltiere und Faultiere), die den Bestand eines südameri-kanischen Faunenreiches dartun. Ausläufer des letzteren reich-ten jedoch zeitweise nach Nordamerika, wie die Auffindung von Verwandten der Gürteltiere im dortigen Mitteleozän zeigte.

In den säugetierführenden miozänen Santa-Cruz-Schichten ist die Sonderstellung Südamerikas ebenfalls deut-lich. Als sich aber im Pliozän der Isthmus erhob, wanderten nicht nur zahlreiche südamerikanische Edentaten (Mylodon usw.) nach Nordamerika, sondern umgekehrt auch Paarhufer, fagenartige Raubtiere usw. der nördlichen Re-gionen nach Süden (vgl. auch S. 134). — 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 zeit-weisige Überbrückung des südlichen Atlantik, vielleicht in der Ver-bindungsstrecke: Nordilleren von Venezuela — Atlas, möglich scheinen. — Sicher aber war die tertiäre Kettengebirgs-bildung von größter Bedeutung für die Tierverbrei-tung 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 Auftreten von Beuteltieren im At-tertiär von Tasmanien, Europa, Nord- und Südamerika.

Vulkanische Phänomene waren während der Tertiärzeit auf der pazifischen Seite des Kontinents in Nord- und Süd-amerika verbreitet; besonders erwähnt sein mögen die enor-men 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 in paläoklimatischer Beziehung von hohem Interesse. Man findet z. B. in Grönland noch unter 70° n. Br. Reste von Pappeln, Platanen, Nadelbäumen (Sequoien u. a.); man hat ähnliche Florenreste in Spitzbergen, Bäreninsel, und sogar auf Grinnelland erscheinen unter 82° n. Br. Pflanzen, die auf ziemlich gemäßigtes Klima hinweisen. Manche Arten des nordischen Tertiärs sind identisch mit solchen des europäischen Neogen, doch ist es möglich, daß sie im Norden früher auftraten, da zur Neogenzeit das im Cozän noch tropische Klima Europas mehr und mehr einem gemäßigten wich, so daß wir auch für die arktischen Breiten eine entsprechende Abkühlung annehmen müssen.

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

10. Diluvium¹.

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 Plio-

¹ Ausführlich behandelt von G. Werth: Das Eiszeitalter, Sammlung Götschen 1909.

zän 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, z. T. 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 Diluvium in die Jetztzeit hereinkommen (auch der Mensch tritt schon in der 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 — Nischnij Nowgorod — Dongebiet — Tula südlich von Moskau — Dnjepr — Beskidengrand — Hang der Sudeten — Lausitz — 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 ausgedehnter (15 Millionen Quadratkilometer) war die Vereisung in Nordamerika, wo das laurentische Bergland, Labrador und das heutige noch von Inlandeis bedeckte Grönland die Zentralgebiete bildeten. Die Eismasse reichte, wie die Verbreitung der Grundmoränen und der Verlauf der alten Stirnwälle beweist, 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 war auch Alaska und der arktische Archipel von großen Gletschermassen bedeckt.

Die Herabdrückung der Schneegrenze¹ war ein allgemeiner

¹ In den Alpen war die Schneegrenze zur Haupteiszeit um ca. 1300 m niedriger als heute was einen Maßstab für die Bewertung der Erscheinungen

Vorgang, so daß auch in den Hochgebirgen der Äquatorialgegenden (z. B. Kilimandscharo, Sierra di Santa Marta in Venezuela, Vulkanberge von Ecuador) das Gletscherphänomen ausgedehnter 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 geschrammt 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 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),

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 Tianschan z. B. ist der Größenabstand zwischen den Vergletscherungen der Eiszeit und jenen der Gegenwart bei weitem geringer als in den Alpen.

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, Steppemurmeltier 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 Rentier 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 Diluvium noch *Mastodon americanus*, *Elephas imperator*, Pferde, Kamele, Tapire, große Katzen, wie *Felis atrox* und den „Säbeltiger“; aber außer diesen eurasiatischen Typen auch noch südamerikanische Riesenfaultiere (*Mylodon*) und andere zaharme Säuger, die seit dem Pliozän bis Texas, Kansas und Florida vorgeedrungen waren.

Der Landzusammenhang zwischen dem Nord- und Südteil des Kontinents gestattete nämlich zur Pliozän- und Diluvialzeit 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 zahnrarmen Säugern (*Myloodon*, *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 z. T. riesenhaften Vorläufer der heutigen Faul- und Gürteltiere, sowie der Lamas u. a. als ein besonderes tiergeographisches Reich darstellt, zeigt auch Australien seine besondere, lokalisierte Diluvialfauna, 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 Diluvialperiode bis in die historische Zeit hinein.

Ein interessantes Beispiel für eine lokalisierte Diluvialfauna liefert auch das madagassische Gebiet mit seinen fossilen Riesenlemuren: *Megaladapis* und *Hadropithecus* neben Biverren, verschiedenen Hippopotamusarten und den flügellosen Vögeln *Aepyornis*.

Bemerkungen über diluviale Meeresablagerungen.

Im baltischen Gebiet Europas drang schon vor der letzten Vereisung, also während interglazialer Zeit, das Meer stellen-

weise 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, welche übrigens nicht gleichmäßig erfolgte, da auch tiefere Terrassenstufen auftreten¹, welche Pausen in der aufsteigenden Bewegung anzeigen. Die arktische Fauna wird in den jüngsten Meeresterrassen durch die heutigen Mollusken der angrenzenden Meere verdrängt (*Vitorina*stufe).

Ähnliche Merkmale einer großen spät- und postdiluvialen Meeresausdehnung finden sich auch in Nordamerika, wo marine Ablagerungen im arktischen Archipel mehrere hundert Meter, nördlich vom Lorenzströme etwa 200 m das heutige Niveau überragen, während sie sich weiter im Süden dem Meeresspiegel nähern.

Auffallend ist die Tatsache, daß im nordatlantischen Randgebiete verenkte 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 eine den obengenannten Bewegungen vorausgegangene Verschiebung, deren Wirkungen zu berücksichtigen sind, wenn man nach den Ursachen der Vereisung forscht.

Aber auch weit außerhalb der Vereisung vollzogen und vollzogen sich Krustenbewegungen noch in jüngster geolo-

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

gischer 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 Theilen des pazifischen Gebietes die zahlreichen Atolle, die ertränkten Flußtäler an der australischen Ostküste usw. das Vorherrschende entgegengesetzter Bewegungsrichtung anzeigen.

Schlußbemerkungen.

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 Grenzlinien, sondern die jeweiligen Hauptgebiete der Erhebungen oder Vertiefungen der Erdrinde als Ausgang der Betrachtung wählt.

Paläozoische Zeit. In der nördlichen Halbkugel heben sich während des Kambrium und Silur 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.

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 der Polarsee 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 Konsolidierung 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 Uferregionen des südlichen Atlantik 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. 108, 128).

Ungeachtet der Entstehung neuer Meeresdepressionen im Gebiete früherer Kontinentalräume ist es auffallend, daß trotzdem auch in mesozoischer Zeit Transgressionen wiederholt bedeutende Teile der übrigen Festländer übersluteten. Deformationen des Wasserspiegels durch Veränderungen in der Rotationsgeschwindigkeit des Erdkörpers können die Erschei-

nung 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 äquatoralen Breiten bewirkt haben mußte. 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 Kohlendübel der Nordkontinente und den marinen Transgressionen im arktischen, sowie südmediterranen Gebiet). Etwas Ähnliches können wir bei den mesozoischen Bildungen meist nicht unmittelbar feststellen, denn auf den ersten Blick scheint dieses Zeitalter nicht durch besonders auffallende Bewegungen der Erdkruste ausgezeichnet zu sein. Nun wissen wir aber nicht, was z. B. in den weiten Räumen der pazifischen Hemisphäre vor sich ging. 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 Pazifik an den 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 Transgres-

¹ Man bringt die Gruppierung zahlreicher Koralleninseln in diesem Ozean mit dem Verlaufsvorsuntener Faltenzüge in Zusammenhang. Auf den Marianen wurden Urgebirgspartien entbedt.

sionen 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 arktische 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. Sowohl in der Alten als auch in der Neuen Welt drückt aber besonders die Vereinigung der nördlichen und südlichen Kontinentalgebiete den letzten Abschnitten des Tertiär ein besonderes Gepräge auf. So erklärt sich der afrikanische Typus in der europäischen Säugetierfauna des Pliozän und Altdiluviums, der südamerikanische Einschlag in den entsprechenden Faunen des südlichen Nordamerika.

Bei allen Bewegungen, welche die Erdkruste im Laufe der uns bekannten Formationen betroffen haben, tritt uns der Gegensatz zwischen weithin fortlaufenden faltbaren Zonen und verhältnismäßig starren, blockförmigen Schollen der Erdrinde entgegen. Erstere entwickeln sich in solchen Gürteln (Geosynklinalen), in denen langdauernde Senkung und dementspre-

chend mächtige Sedimentansammlung die starren oberen Krustenteile tief genug verschwinden läßt, um ihnen eine höhere Plastizität zu geben und dadurch eine Faltung als Auslösung des bestehenden Tangentialdrucks zu begünstigen. Mit der Faltung verändert sich die Lage der „Geosynklinale“; das entstandene Gebirge, in dessen Kern auch die Magmazone der Tiefe emporgedrückt wurde und schließlich erstarrte, ist nunmehr versteift und neue Depressionen übernehmen die Rolle der früheren: die Gebirgsbildung wandert. Von einer absoluten Konstanz der Ozeane und Kontinente kann unter diesen Umständen keine Rede sein.

Schon angesichts der gewaltigen Magmamassen, die im Laufe geologischer Zeit immer wieder, sei es nun im Sockel der Faltengebirge, sei es in den Spalten der starren Schollen, erstarrten, wird doch die Abkühlung der Erde trotz der Einwände, die gegen ihre Bedeutung oft erhoben werden, als Haupterregender der gebirgsbildenden Vorgänge in Betracht zu ziehen sein. Nur innerhalb eines kleinen Ausmaßes dürften auch Achsenschwankungen, verursacht durch Massenverlagerung, vielleicht auch Änderungen der Rotationsgeschwindigkeit u. a. als tektonische Faktoren eine Rolle spielen.

In neuerer Zeit hat A. Wegener (Geolog. Rundschau, Leipzig 1912) die Hypothese vertreten, daß die Kontinente als leichte Krustenteile auf einer schweren Magmasphäre selbstständig trifteten. Sie seien dabei in Schollen zerrissen, die vor sich die Faltenketten aufstauten, während hinter ihnen die Ozeane als tiefe, breite Rinnen mit zutage tretender Magmasphäre klappten. So wären z. B. Nordamerika und Europa, Brasilien und Afrika in geologisch ziemlich junger Zeit auseinander gerissen. Über die Kraft, die diese Erscheinungen hervorrufen würde, besteht völlige Unklarheit.

Gegen Wegeners Ansicht sprechen verschiedene Gründe. So zeigt Ostasien Faltenfronten aus tertiärer Zeit, die gegen

Südwesten und Westen (burmanischer Bogen), andere, die gegen Osten (pazifische Randbögen) gewendet sind; außerdem lernt man mehr und mehr auch im Norden einen jungen Faltenbogen, das Berchojanskische Gebirge, kennen; man kommt also hier mit der Drifttheorie zu keiner Erklärung. Auch sehen wir mitten aus dem Pazifischen Ozean Inselgirlanden aufsteigen, die alle Merkmale von Kettengebirgen haben und vor allem von den auch bei Kettengebirgen des Kontinentalrandes vorhandenen „Bortiefen“ (trugförmige abhssische Vertiefungen) begleitet werden. Die einfache Vorstellung, daß die Ozeanbecken gesunkene Krustenteile sind, wird wohl ihre Berechtigung behalten.

Sehr viele Schwierigkeiten bietet das paläoklimatische Problem¹. Die alte Meinung, daß in früheren Formationen die weniger stark vorgeschrittene Krustenbildung der Erde und größere Sonnenwärme eine oft ziemlich gleichmäßige Verteilung von Organismen bis in arktische Breiten gestattete, ist schon hinsällig, wenn man bloß auf die Gletscherspuren aus vor-kambri-scher und aus spät-paläozoischer Zeit Rücksicht nimmt.

Bei der Kugelform des Erdkörpers können zonare klimatische Unterschiede keineswegs erst ein Merkmal der jüngsten Formationen sein, desgleichen der Jahreszeitenwechsel; allerdings hängt die Größe des letzteren von der Schiefe der Ekliptik ab, deren Unveränderlichkeit aber nicht erwiesen ist.

Die meisten der marinen Tiere, welche unsere Leitfossilien bilden, sind für die Beurteilung des Klimas ungeeignet, da die gleichmäßigeren Temperaturverhältnisse der größeren Wassertiefen, warme Meeresströmungen u. dgl. eine größere Verbreitung von Bewohnern der offenen See begünstigen.

Die Tatsache bedeutender Klimaänderungen steht außer Zweifel. Die Existenz von Pflanzentypen gemäßiger Breiten im Tertiär arktischer Gebiete ist einer der besten Be-

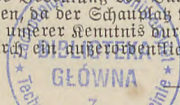
¹ Vgl. W. R. Gardt: Das Klimaproblem, Braunschweig 1909.

lege dafür, besonders wenn man bedenkt, daß in der nächstfolgenden Periode kühles Klima viel größere Teile der Erde beherrschte als jetzt.

Man hat diese Klimaschwankungen z. T. durch astronomische Theorien zu erklären versucht (Theorie der Polschwankungen; Theorie von Croll¹ u. a.), man hat ferner Veränderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre in den Kreis der Erwägung gezogen (Theorie von Arrhenius-Frech: Kohlensäure, welche zu Zeiten lebhafterer vulkanischer Tätigkeit² in größerer Menge der Luft einverleibt wird, verringert die Wärmeausstrahlung in den Weltraum). Man verweist ferner auf den bedeutenden Einfluß, welchen die großen Veränderungen in der horizontalen und vertikalen Gliederung der Erdkruste auf die verschiedensten klimatischen Faktoren ausüben müssen. Selbstverständlich darf man nicht erwarten, daß eine einzige Theorie den Schlüssel für alle paläoklimatischen Probleme bietet. Wie schwierig es ist, die zahlreichen sich bietenden Erklärungsmöglichkeiten gegeneinander abzuwägen, zeigt der Umstand, daß es bis heute noch nicht gelungen ist, eine nach jeder Richtung befriedigende Erklärung der großen Klimaschwankungen innerhalb der Diluvialzeit zu geben. So viel steht fest, daß Reliefveränderungen der Erde, besonders in hohen Breiten, geeignet sind, das Gesamtklima tiefgreifend zu beeinflussen.

¹ Croll geht davon aus, daß in bestimmten großen Intervallen bald die nördliche, bald die südliche Hemisphäre Winter im sonnenfernen Abschnitte der elliptischen Erdbahn hat und daß die Exzentrizität der letzteren veränderlich ist; bei sehr großer Exzentrizität der Erdbahn würde die betreffende Halbkugel die Erscheinungen der Eiszeit zeigen.

² Als Zeiten besonders starker Tätigkeit gelten Karbon und Tertiär: F. Frech bringt daher deren üppige Vegetation mit dem Vulkanismus und die folgenden Glazialzeiten mit der Kohlenstoffabsorption durch die in den Flözen aufgestapelte Vegetation in Verbindung. Es ist übrigens sehr schwer, die relative Bedeutung des Vulkanismus in den einzelnen Perioden richtig einzuschätzen, da der Schauplatz wechselt; z. B. war die Jurazeit in der Alten Welt nach unserer Kenntnis durch ein sehr heftiges Anvazisches in der Neuen durch ein außerordentliches Maß eruptiver Tätigkeit ausgezeichnet.



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) Oberjilur.

Fig. 2. Devon. a) Unter-, b) Mitteldevon. Punktiert wurden die wichtigsten Old-Red-Gebiete; Punkte innerhalb schraffierter Areale bedeuten das Zueinandergreifen von Meeresstransgression und Old-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 Kohlengürtels), 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 Mittel-eozän). b) Älteres Oligozän (horizontal schraffiert mit punktiertes Grenze). Die punktierten Flächen deuten größere Areale alttertiärer Kontinentalablagerungen an.

Die Verbreitung des Jura, des Jungtertiär und des Diluvium konnte aus Raumangel nicht angedeutet werden.

Fig. 1.

Silur.

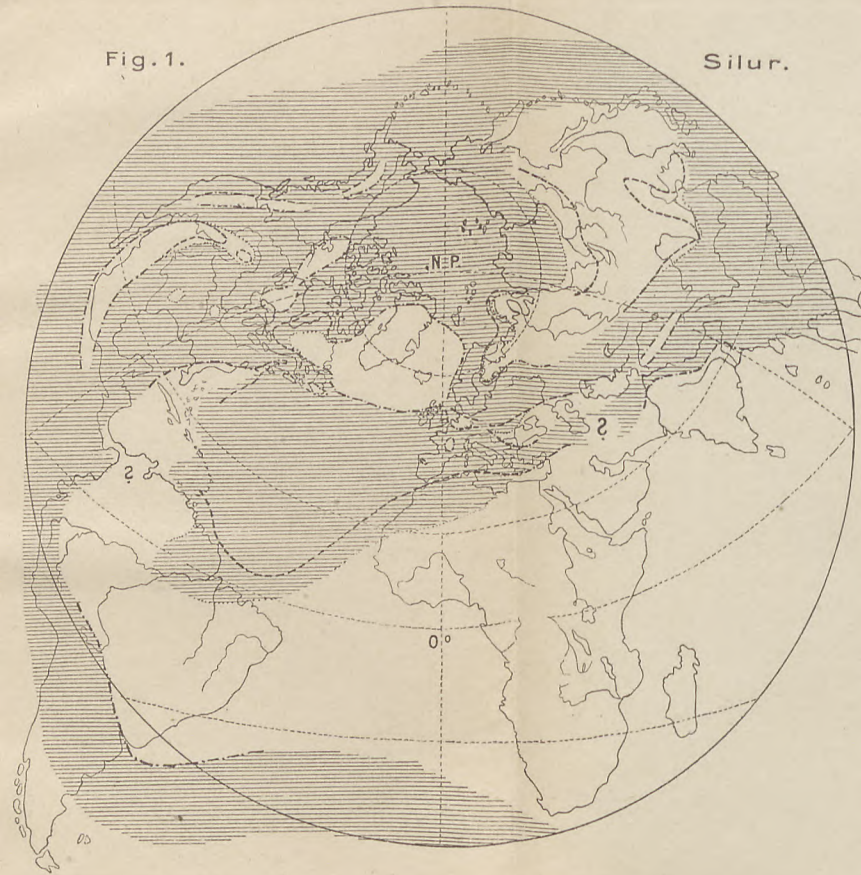


Fig. 2.

Devon.

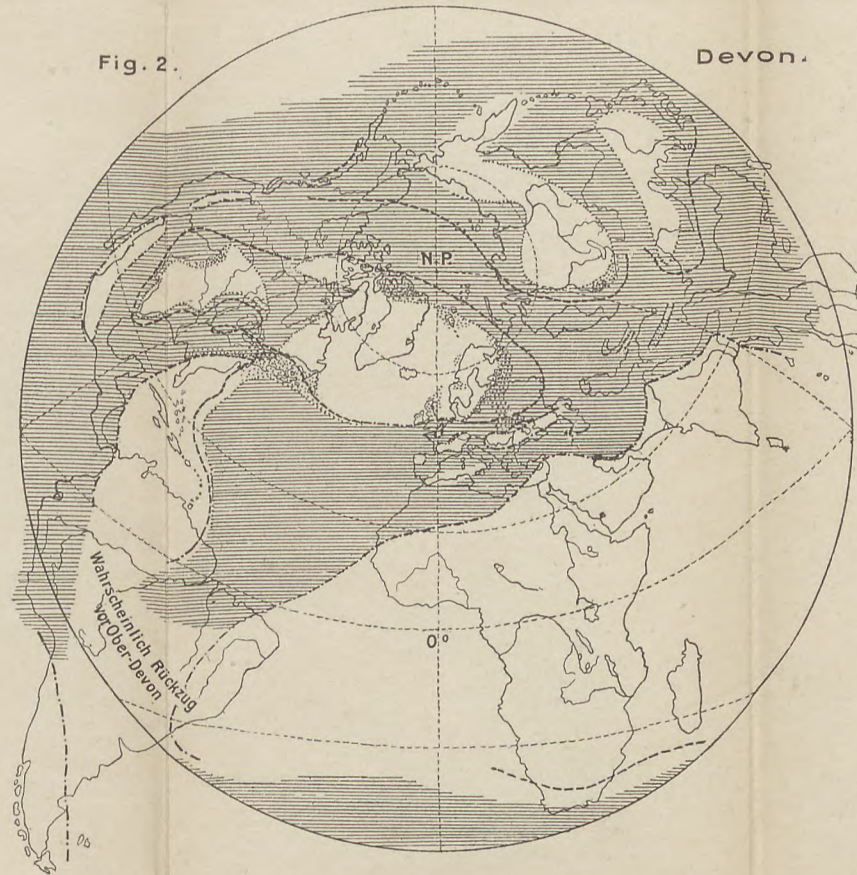


Fig. 3.

Karbon.

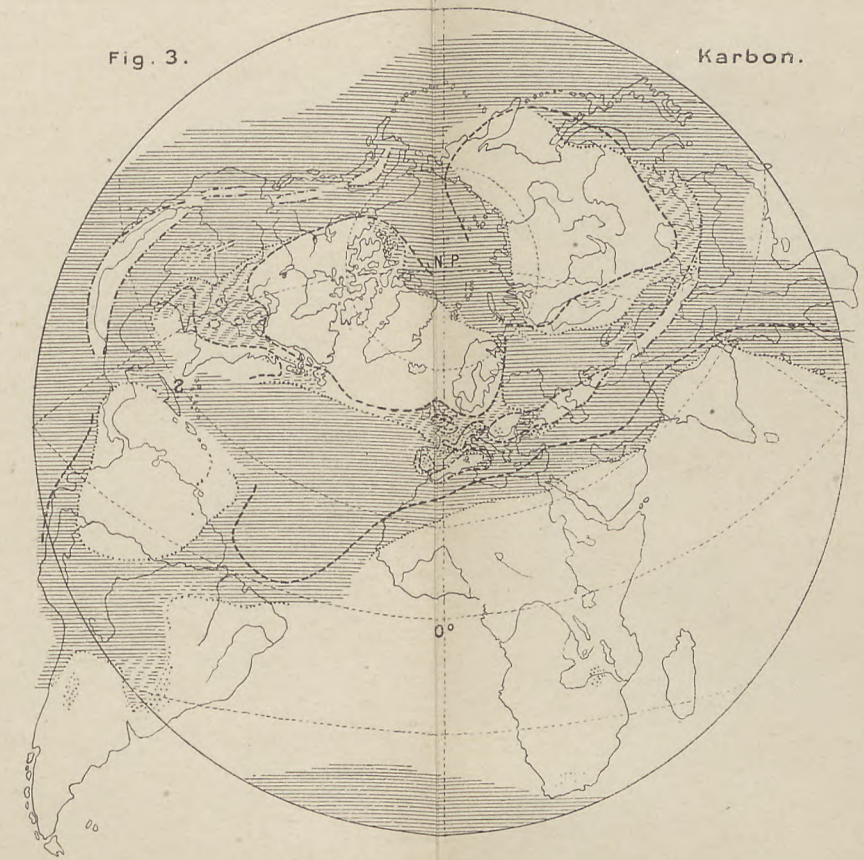


Fig. 4.

Trias

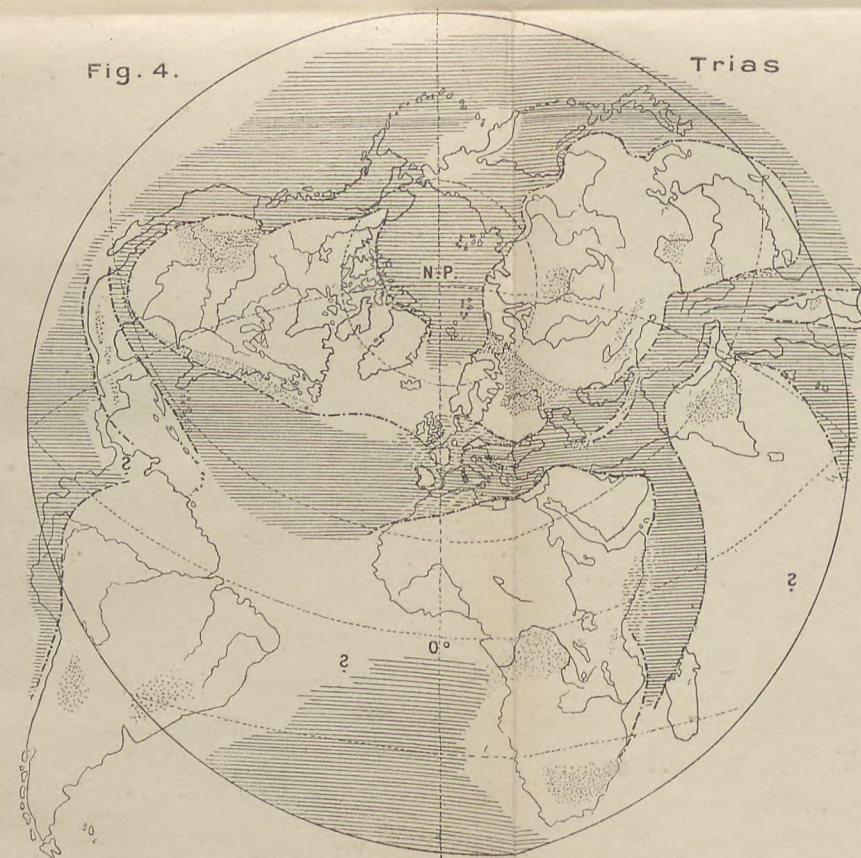


Fig. 5.

Kreide.

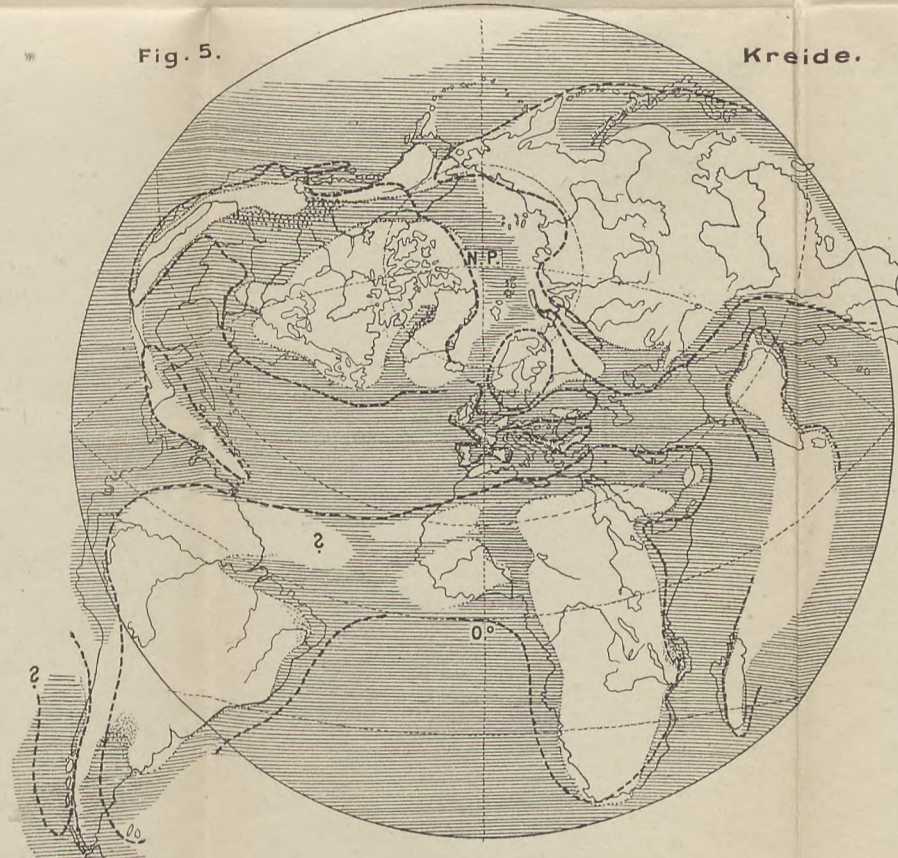


Fig. 6.

Alt-Tertiär.

