

Richard Lehmann

Die Gestaltung der
Erdoberfläche



P h y s i s c h e E r d k u n d e

Die Gestaltung der Erdoberfläche

von

Dr. Richard Lehmann

Geh. Regierungsrat, ord. Professor der Universität Münster i. W.
Dr. jur. und med. h. c.



Mit 37 Abbildungen

Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH 1925

ISBN 978-3-663-19901-4
DOI 10.1007/978-3-663-20242-4

ISBN 978-3-663-20242-4 (eBook)

Softcover reprint of the hardcover 1st edition 1925

Alle Rechte vorbehalten

Vorwort.

Der vorliegende erste Teil der Physischen Erdkunde beruht nach Anordnung und Gedankengang wesentlich auf der letzten meiner über diesen Gegenstand an der Universität Münster gehaltenen Vorlesungen. Wie mein im Jahre 1921 erschienenes „Studium der Erdkunde“ (Band 164 und 165 der Sammlung „Wissenschaft und Bildung“), wendet auch er sich vor allem an die Studierenden der Erdkunde auf deutschen Hochschulen als Einführung in das betreffende Gebiet und behufs Erleichterung der eingehenderen Beschäftigung mit demselben. Im übrigen aber will er zugleich denjenigen behilflich sein, die sich zu Zwecken der Allgemeinbildung über die wichtigsten Grundzüge der Sache zu orientieren wünschen.

Ein Hauptgesichtspunkt war dabei im einzelnen stets, soweit es der hier gebotene knappe Rahmen gestattet, in das Verständnis der Vorgänge einzuführen, die die Erdoberfläche so, wie sie heute ist, gestaltet haben und fortwährend weiter an ihr tätig sind. Gerade die Eröffnung dieses Verständnisses der ursächlichen Zusammenhänge ist meines Erachtens dasjenige, worauf es für den Zweck des akademischen Studiums auf diesem Gebiete am meisten ankommt. Zur Wegweisung für weiteres Eindringen ist überall in beschränkter Auswahl auf allerlei hierfür zunächst in Betracht kommende Hilfsmittel hingewiesen. Wer noch mehr Literatur wünscht, findet sie in den aufgeführten größeren Handbüchern und Spezialschriften. Der zweite Teil ist in Arbeit und wird hoffentlich in etwa Jahresfrist nachfolgen können.

Marburg a. d. Lahn, im Oktober 1925.

Der Verfasser.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	1
I. Die Erdrinde und ihre Zusammensetzung	3
<i>Erdrinde und Erdinneres.</i>	<i>3</i>
Die Erdrinde 4. — Die Frage der Tiefenerstreckung der festen Erdrinde 5. — Messung der Bodentemperaturen in tiefen Bohrlöchern 5; desgleichen in Alpendurchquerungstunneln 7. — Frage allgemeinerer Verwendbarkeit der so gewonnenen „geothermischen Tiefenstufe“ für die größeren Erdrindentiefen 7. — Das Erdinnere 8.	
<i>Entstehung und Beschaffenheit der Hauptbestandteile der festen Erdrinde sowie Bestimmung ihres geologischen Alters</i>	<i>10</i>
1. Die Absatz- oder Sedimentgesteine	10
Entstehung der Sedimentgesteine 10. — Schichtenbildung 11. — Einbettung von Organismenresten 12. — Ablagerungen in landfernen Meeresgegenden 13. — Die nicht im Wasser abgesetzten Sedimentgebilde 14. — Die Verfestigung der losen Ablagerungen 15 — Bestimmung des geologischen Alters der Sedimentgesteine 17. — Die geologischen Formationen 19.	
2. Die Ausbruchs- oder Eruptivgesteine	22
Entstehung der Eruptivgesteine 22. — Allgemeine Beschaffenheit derselben 23. — Bestimmung ihres geologischen Alters 24.	
3. Die sogenannten kristallinen Schiefergesteine	25
Die Frage der Entstehung dieser Gesteine 25. — Bestimmung ihres geologischen Alters 26.	
II. Die Hauptvorgänge der Gestaltung der Erdoberfläche.	26
<i>A. Die Vorgänge, die die Grundanlage der großen Bodenebenen schaffen (gestaltende Faktoren erster Ordnung)</i>	<i>27</i>
1. Die Senkungen und ihre Ursachen.	27
Senkungserscheinungen an Meeresküsten 28. — Senkungen im Innern der Landmassen 30. — Vorgang der Senkungen 30. — Ursachen derselben 33.	
2. Die horizontalen Verschiebungen, seitlichen Aufstauungen, Faltungen usw. und ihre Ursachen, sowie die Bestimmung ihres geologischen Alters.	36
Die tatsächlichen Beobachtungen 36. — Ursachen der Aufrichtung, Biegung und Faltung von Schichten 38. — Verbreitung der Gebirgsfaltung 42. — Überschiebungen 42. — Feststellung der Lagerungsverhältnisse der betreffenden Schichten 43. — Bestimmung des geologischen Alters von Faltungen 44.	
3. Die Hebungen	45
Hebungerscheinungen an Meeresküsten 45. — Weite Verbreitung von Hebungen auch im Innern der Landmassen 47. — Die Frage nach den Ursachen von Hebungen 48. — Isostatische Theorie 48.	

	Seite
4. Die vulkanischen Aufschüttungen und der Vulkanismus überhaupt	50
Allgemeines 51. — Unterseeischer Vulkanismus 52. — Zählung der tätigen Vulkane 53; ihre geographische Verbreitung 53. — Tätigkeit von Gasen und Dämpfen in den Eruptionen 55. — Die Eruptionen 57. — Vulkanische Ablagerungen 62. — Bestimmung ihres geologischen Alters 65. — Ursachen des Vulkanismus 66. — Lage der Ausgangsstellen des Magmas 68. — Ursachen des Vulkanismus, Fortsetzung 71. — Reliefgestaltung der vulkanischen Aufschüttungen 73.	
Die Erdbeben	76
Häufigkeit und räumliche Verteilung der Beben 77. — Art der Bewegung des Bodens 78. — Wirkungen der Erdbeben 80. — Wirkungen der Seebeben 81. — Feststellung des Ausgangsgebiets eines Erdbebens 82. — Ursachen der Erdbeben 83. — Vulkanische Erdbeben 83. — Einsturzbeben 84. — Tektonische oder Dislokationsbeben 85. — Die Seismographenaufzeichnungen bei Fernbeben 87.	
5. Die Korallenriffe und Koralleninseln	88
Lebensbedingungen und Bautätigkeit der Rifffkorallentiere 88. — Entstehung von Inseln auf dem Rücken der Korallenriffe 91. — Formen der Korallenriffe 93. — Die Atolle und deren Entstehung 94.	
<i>B. Die Vorgänge, durch die die Einzelgestaltung des Reliefs der Erdoberfläche erfolgt (gestaltende Faktoren zweiter Ordnung)</i>	<i>99</i>
1. Die Verwitterung der Gesteine	99
a) Mechanische Verwitterung 99.	
b) Chemische Verwitterung 102. — Wirkungen beider 104. — Einwirkung der klimatischen Verhältnisse 109. — Bedeutung der Verwitterung für das organische Leben 111.	
2. Die Abtragung des Verwitterungsschuttes (sowie seine Weiterbeförderung und Weiterverarbeitung)	111
Wegführung von der Verwitterungsstelle 112. — Weiterbeförderung durch Winde 114; durch fließende Gewässer 114; durch Gletscher 116.	
3. Die Ausnagungs-(Erosions-)Vorgänge	118
a) Tiefenerosion 118. — Tiefenerosion des fließenden Wassers 118; der Gletscher 121; der Winde 123.	
b) Seitenerosion 124. — Seitenerosion des fließenden Wassers 124. — Entstehung von Durchbruchstätern 126. — Seitenerosion der Gletscher 128. — Erosion der Meeresbrandung 129. — Trichterförmige Ausweitung von Flußmündungen 133. — Meereserosion beim Einsinken größerer Landmassen ins Meer (Abrasion der Gebirge) 134. — Seitenerosion der Winde 135.	
4. Die schließliche Wiederablagerung der fortgeführten Zerstörungsprodukte der Gesteine	136
a) Wiederablagerung durch Wasser 136, in Flußniederungen und Seen 136; in Meeren 138. — Deltabildung 141. — Neubildung von Schichten 142.	

b) Wiederablagerung durch Gletscher und Binneneis-	
massen 143.	
c) Wiederablagerung durch Winde 143. — Dünen-	
bildung 145.	
Zusammenfassung	147
Gletscher und eiszeitliche Vorgänge	152
a) Die Gletscher 152; ihre Entstehung 153; Bewegung 154;	
Moränen 154. — Veränderungen der Lage des Gletscher-	
andes 157. — Ursachen der Gletscherbewegung 158.	
— Heutige Verbreitung von Gletschern 160.	
b) Die eiszeitlichen Vorgänge 161. — Gründe für die An-	
nahme von Eiszeiten 163. — Ausdehnung der diluvialen Ver-	
eisung Nordeuropas 164. — Vereisungen in anderen Erd-	
gegenden 165. — Die eiszeitlichen Ablagerungen 166. —	
Wirkungen der eiszeitlichen Schmelzwasser 167. — Entstehung	
der eiszeitlichen Binneneisdecken 169. — Die Frage nach den	
Ursachen der Eiszeiten 170. — Eiszeit Spuren in der Per-	
periode 172.	
III. Die Hauptreliefformen der Erdoberfläche	173
Die Ebenen, ihre Entstehung und Umwandlung 174. — Die	
Entstehung von Gebirgen 178. — Einteilung der Gebirge 182.	
— Einzelmodellierung ihres Reliefs in Abhängigkeit vom	
Klima 185. — Bildung der Täler 187. — Längstäler und Quer-	
täler 189. — Die Davisschen Fluß- und Talbenennungen 190.	
— Ausebnung der Täler 191. — Die Davisschen Bezeich-	
nungen der Auebnungsstadien der Täler 193. — Talhänge	
und Talterrassen 195. — Einsattelungen von Gebirgsrücken.	
Wettbewerb um die Wasserscheide, Talwasserscheiden 198. —	
Flußablenkungen 199. — Gestaltung der Gebirgsrücken, Gipfel	
und Hänge 199. — Die Rumpfflächen 201. — Vulkanische	
Gebirge 202. — Die Hochflächen 203. — Die großen Haupt-	
gebirgsgürtel der Erde 206. — Die Depressionen des Fest-	
landes 208.	
Küstengestaltung 209. — Deltabildungen 212. — Dünen 214. —	
Wirkungen des Sinkens von Küsten 215. — Entstehung von	
Fjorden und dergl. 216. — Gestaltung felsiger Küsten 217.	
Die Inseln 219. a) Ursprüngliche Inseln 219; b) Abgliederungs-	
inseln 220; c) Restinseln 222. — Kontinental- und ozeanische	
Inseln 223.	
Die Reliefverhältnisse des Meeresbodens und die dortigen	
Ablagerungen 225. — Tiefseelotungen 225. — Isobathen-	
karten 227. — Meeresbodenrelief 228. — Die Ablagerungen auf	
dem Meeresgrunde 230. — Entstehung der Meeresbecken und	
Meeresstraßen 231. — Frage der sogenannten „Permanenz der	
Ozeane“ 232. — A. Wegeners Theorie der Kontinentalver-	
schiebungen 233.	
Gesamtvergleich der Höhen des Landes und der Tiefen	
der Meeresbecken	238
Frage der Permaranz oder Wandelbarkeit des gegenseitigen	
Raumverhältnisses von Land und Meer 238.	

Einleitung.

Seit langem hat es sich in Deutschland mehr und mehr eingebürgert, das Gesamtgebiet der Erdkunde einzuteilen in I. die Allgemeine Erdkunde, II. die Länderkunde. In der ersteren aber ist wiederum zu unterscheiden zwischen 1. der Mathematisch-astronomischen Erdkunde, 2. der Allgemeinen physischen Erdkunde, von der manche noch eine Biogeographie (oder biologische Geographie) abtrennen, und 3. der nach Fr. Ratzels Vorgang sogenannten Anthropogeographie.

Handelt die Mathematisch-astronomische Erdkunde von der Erde in ihrer Eigenschaft als Weltkörper sowie ihren allgemeinen Dimensions- und ihren Bewegungsverhältnissen nebst den sich daraus ergebenden Folgen, so hat sich die Allgemeine physische Erdkunde, auch kurzweg bloß Physische Erdkunde schlechthin genannt¹⁾, mit den allgemeinen physischen Verhältnissen der Erde, besonders aber denjenigen der Erdoberfläche, sowie den darin sich betätigenden Kräften und Vorgängen zu beschäftigen. Ob man dabei die Verteilung der wichtigsten Vegetationsformen sowie der erdkundlich zu berücksichtigenden höheren Tiere in ihrer Abhängigkeit von den darauf einwirkenden natürlichen Bedingungen mit einbeziehen oder sie unter dem Namen einer Biologischen Erdkunde gesondert hinstellen will, ist mehr oder weniger Sache des subjektiven Ermessens. Unter dem Namen „Anthropogeographie“ endlich wird die Erörterung alles desjenigen zusammengefaßt, was die allgemeinen Beziehungen zwischen den natürlichen Bedingungen der Erdoberfläche und dem Menschenleben, die Verbreitung der Menschen und die allgemeinen Verhältnisse ihrer Siedelungen sowie ihrer wirtschaftlichen Betätigung in Abhängigkeit von den allgemeinen erdkundlichen Bedingungen betrifft.

Im Gegensatz zu diesen allgemeinen Teilen des Faches hat sich die Länderkunde mit den einzelnen Erdteilen und Ländern, ihren Naturbedingungen und ihren Bewohnern sowie deren Lebensverhältnissen, den Grundzügen ihrer staatlichen und wirtschaftlichen Verhältnisse, ihren Siedelungen usw. — stets unter besonderer Betonung der in alle dem hervortretenden inneren Beziehungen zur Naturlausstattung der betreffenden Gebiete — zu beschäftigen. Die verschiedenen Zweige der allgemeinen Erdkunde haben hierzu wichtige Vorbedingungen zu schaffen. Vor allem aber fällt hierbei der allgemeinen physischen Erdkunde eine höchst wichtige Rolle zu. Denn sie hat neben der eigenen Bedeutung, die ihr schon

¹⁾ Wenn sie als „allgemeine“ physische Erdkunde benannt wird, so soll das den Gegensatz dazu hervorheben, daß auch bei der Behandlung der einzelnen Erdteile und Länder stets zuerst von deren besonderen physischen Verhältnissen die Rede sein muß.

an und für sich zukommt, zugleich die notwendigen Grundlagen allgemeiner physischer Vorkenntnisse zu vermitteln, ohne die ein wirkliches Verständnis der Naturbedingungen irgend eines bestimmten Erdraums nicht möglich ist. Eine hinreichende Kenntnis des Wichtigsten aus der allgemeinen physischen Erdkunde muß daher zugleich die unerläßliche Voraussetzung für jedes tiefere Eindringen in die Länderkunde bilden.

Im vorliegenden Werke sollen die wichtigsten Grundzüge der allgemeinen physischen Erdkunde mit Einschluß der dazu gehörigen biogeographischen Gebiete in knapper und tunlichst gemeinverständlicher Weise erörtert werden. Und zwar soll der vorliegende erste Teil von der festen Erdrinde und der Gestaltung der Erdoberfläche sowie den dabei beteiligten Kräften und Vorgängen handeln, dann der zweite sich mit der Lufthülle, dem Meere, den Gewässern des Landes und der Verbreitung der Hauptvegetationsformen sowie der erdkundlich wichtigsten Tiere bzw. Tiergruppen beschäftigen.

Die Gestaltung der Erdoberfläche¹⁾.

I. Die Erdrinde und ihre Zusammensetzung.

*Erdrinde und Erdinneres*²⁾.

Die Erde ist überall von einer aus festen Gesteinen bestehenden Hülle umkleidet, die wir als Erdrinde oder Erdkruste bezeichnen können. Auch wo auf dem Lande die oberen Bodenmassen aus losen Materialien bestehen, konnten Bohrungen, sofern sie tief genug eindringen, überall das darunter befindliche feste Gestein erweisen. Ebenso ist nicht zu bezweifeln, daß sich auch auf dem Grunde der Meere überall, wenn auch in der Regel mehr oder weniger stark von losen Ablagerungen überdeckt, als Unterlage der letzteren festes Gestein befindet.

¹⁾ Zu eingehenderer wissenschaftlicher Beschäftigung mit dem Gesamtgebiet der Gestaltung der Erdoberfläche sind hier zu nennen: Die betreffenden Abschnitte aus A. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde, 6. Aufl., Leipzig 1916, sowie H. Wagner, Lehrb. d. Geographie, Bd. 1, Teil 2, Physikalische Geographie, 10. Aufl., Hannover und Leipzig 1922, ferner E. Brückner, Die feste Erdrinde und ihre Formen, ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche, Prag, Wien und Leipzig 1897; A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, 2 Bde., Neudruck, Stuttgart 1910; F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende, Anleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der physischen Geographie und Geologie, Berlin 1886 (Neudruck 1901). S. Passarge, Die Grundlagen der Landschaftskunde, Bd. 3, Die Oberflächengestaltung der Erde, Hamburg 1920; A. Philippson, Grundzüge der Allgemeinen Geographie, Bd. 2, Morphologie, Leipzig 1923 und 1924. Ebenso die bezüglichen Teile der Handbücher der allgemeinen Geologie, z. B. K. v. Fritsch, Allgemeine Geologie, Stuttgart 1888; H. Credner, Elemente der Geologie, 10. Aufl., Leipzig 1906, und besonders E. Kayser, Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, 6. Aufl., 2 Bde., Stuttgart 1921; ferner M. Neumayr, Erdgeschichte, 3. Aufl., neu bearbeitet von Fr. E. Suess, I. Dynamische Geologie, Leipzig 1920; Fr. Frech, Allgemeine Geologie (6 Bde. der Sammlung: Aus Nat. u. Geistesw., Nr. 61 und 207–211), 3. Aufl., 1914–1918; A. Hettner, Die Oberflächenformen des Festlandes, ihre Untersuchung und Darstellung, Leipzig und Berlin 1921; J. Sölch, Die Formung der Landoberfläche, in O. Kende, Handb. d. geogr. Wissenschaft, 1. Teil, Allgemeine Erdkunde, S. 130–227, Berlin 1914. Weitere Literatur siehe bei Philippson, II, 1, 256 ff.

²⁾ Vgl. hierzu auch P. Wagner, Grundfragen der allgemeinen Geologie (Sammlung Wiss. u. Bild., Bd. 91), 2. Aufl., S. 20 ff., Leipzig 1919.

Die Erdrinde. Unsere unmittelbare Kenntnis der festen Erdrinde reicht nur wenig weit in die Tiefe. Die zurzeit größte durch ein Bohrloch erreichte Tiefe beträgt nur etwas über 2200 m¹⁾, die bisher größte Tiefe von Bergwerken soll ganz vereinzelt bis gegen 1600 m gehen. Erheblich tiefer wird bergmännischer Abbau auch in Zukunft schwerlich eindringen können, da — ganz abgesehen von den sehr großen Kosten der Anlage und des Betriebes so tiefer Werke — die in solchen Tiefen herrschenden hohen Temperaturen ein dortiges Arbeiten zu sehr erschweren, ja schließlich unmöglich machen. Vergleicht man damit die mittlere Größe des Erdhalbmessers (6370 km), so ergibt sich, daß die größte derzeitige Bohrlochtiefe nur etwa $\frac{1}{2844}$ des Erdhalbmessers bedeutet.

Allerdings bieten uns zahlreiche geologische Aufschlüsse auch allerlei Anhalt für die Beurteilung der Gesteinsverhältnisse in erheblich größeren Tiefen der festen Erdrinde. Denn infolge der in letzterer vor sich gegangenen Verschiebungen sind durch Aufrichtungs- und Faltungsvorgänge mannigfach auch Schichten und sonstige Gesteinsmassen, die dort ursprünglich in mehr oder minder beträchtlicher Tiefe lagen, in wesentlich höheres Niveau gebracht worden. Ebenso sind häufig, wenn größere zusammenhängende Schollen der Erdrinde von Bruchspalten durchsetzt wurden und ihre verschiedenen Teile an den letzteren ungleichmäßig einsanken, ältere Schichtenkomplexe in höherem Niveau geblieben als jüngere, die daneben in eine wesentlich tiefere Lage kamen. Wenn dann dort langdauernde Abtragung einsetzte, die, wie stets, gerade die höchsten Stellen der jeweiligen Landoberfläche am stärksten betraf, ist es in solchen Fällen oft dahin gekommen, daß schließlich Bildungen, die sich einst in erheblicher Tiefe befanden, infolge starker Abtragung an der heutigen Oberfläche hervortreten. Ebenso sind in Gebirgen durch die Talbildung oft allerlei ältere Bildungen angeschnitten und dadurch sichtbar geworden. So ist von der ganzen Reihe der geologischen Formationen bis zu denjenigen, die uns die ersten Spuren beginnenden organischen Lebens auf der Erde liefern, ja bis zu der noch älteren sogenannten archaischen Formationsgruppe keine, die nicht irgendwo, meist sogar an zahlreichen Stellen, auch an der heutigen Landoberfläche aufgeschlossen zu finden wäre. Indes im Vergleich zur gewaltigen Masse des gesamten Erdkörpers betrifft auch das alles nur sozusagen die verschiedenen Schichten seiner äußeren Haut, etwa ähnlich, wie wenn wir von einem großen Apfel die verschiedenen Schichtenbestandteile seiner Schale kennen.

Einiges weitere über die in den Tiefen der festen Erdrinde vorhandenen Gesteine erfahren wir sodann noch hier und da durch Bruchstücke, die in Vulkanausbrüchen beim Empordringen der heißflüssigen Magmamassen von den Wänden der Ausbruchskanäle losgerissen und mit emporgetragen wurden und die wir dann nach der Erstarrung dieser Massen als fremde Körper in dieselben eingebettet finden. Aus den Eruptionen selbst aber ersehen wir, daß sich in den Erdtiefen, aus denen die bezüglichen Massen herkommen, die Gesteine in einem Glutzustand, jedenfalls in Hitzegraden befinden, die den Schmelztemperaturen unserer Hochöfen nicht nur nicht nachstehen können, sondern diese sogar beträchtlich übertreffen müssen,

¹⁾ 2240 m bei Czuchow in Oberschlesien.

da durch den ungeheuren in jenen Erdtiefen herrschenden Druck auch die Schmelztemperaturen der betreffenden Mineralien entsprechend erhöht werden. Und da sich Vulkane in allen Erdzonen einschließlich der Polarregionen finden, ergibt sich, daß in allen Zonen in der Tiefe der Erde diese Gluttemperaturen vorhanden sind.

Die Frage der Tiefenerstreckung der festen Erdrinde. Wieweit die feste Gesteinsrinde der Erde in die Tiefe reichen und von welcher Tiefe ab ein anderer Aggregatzustand der das Erdinnere erfüllenden Massen beginnen mag, ist völlig ungewiß. Naturgemäß sind für die Beurteilung dieser Frage die Verhältnisse der Temperaturzunahme in der Erdrinde von größter Wichtigkeit. Die von der Sonnenstrahlung abhängigen jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur an der Erdoberfläche vermindern sich, wie bereits jeder etwas tiefere Keller zeigen kann, im Erdboden schon in der Tiefe von wenigen Metern sehr beträchtlich. In Klimaten wie das unsere sind sie bereits in einer Tiefe von etwa 10 bis 12 m nur noch durch sehr feine Messungen überhaupt feststellbar und hören bei uns jedenfalls in Tiefen von etwa 20 bis 25 m völlig auf. In Gegenden mit anderen Klimaten ist die Tiefe, von der ab alle jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur aufhören, eine etwas andere, aber wohl immer eine verhältnismäßig sehr geringe. Sie hängt eben überall von der Größe des Unterschiedes der dortigen Oberflächentemperatur in der wärmsten und kältesten Jahreszeit sowie im übrigen von der Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens ab. In Gebieten mit größerer Jahresschwankung der Oberflächentemperatur wird sie daher im allgemeinen größer, dagegen in solchen mit geringerer entsprechend kleiner sein und dürfte, wie man annimmt, im Innern der Tropenzone im allgemeinen nur etwa 6 m betragen.

Dringt man von der Tiefe, in der die jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur gänzlich aufhören, weiter in den Boden ein, so zeigt sich überall, wo darüber bisher Messungen angestellt wurden, je tiefer man eindringt, eine immer höhere Temperatur. Um das Maß dieser Temperaturzunahme näher festzustellen, ist außer in Bergwerken namentlich bei der Abteufung tieferer Bohrlöcher, die meist zur Aufsuchung von Bodenschätzen und Feststellung ihrer Lagerungsverhältnisse, aber teilweise auch zu rein wissenschaftlichen Zwecken erfolgte, mit möglichster Genauigkeit eine Reihe bezüglicher Messungen ausgeführt worden¹⁾. Die zurzeit tiefsten Bohrlöcher sind die von

¹⁾ Die Messung von Bodentemperaturen in Bohrlöchern erfordert, um wissenschaftlich brauchbare Ergebnisse zu liefern, mannigfache Vorkehrungen. So dürfen die betreffenden Thermometer nicht während des Bohrens eingesetzt sein, da sie ja sonst durch die bei letzterem entstehende Reibungswärme beeinflußt werden würden. Sie müssen daher erst eingesetzt werden, wenn eine längere Pause der Arbeit eintritt, und müssen dann längere Zeit in der betreffenden Tiefe bleiben. Ebenso ist, wenn die Bohrlochswandung durch Einlassen von eisernen Röhren haltbar gemacht werden mußte, mit der wärmeleitenden Eigenschaft der letzteren zu rechnen. Namentlich aber muß dafür Sorge getragen werden, die Thermometer

Paruschowitz bei Rybnik in Oberschlesien (2003 m) und das schon genannte von Czuchow zwischen Gleiwitz und Rybnik in Oberschlesien (2240 m). Bei ihnen sind die Temperaturbeobachtungen mit aller Sorgfalt und Vorsicht ausgeführt. Als höchste gemessene Temperatur ergab sich bei dem Bohrloch von Paruschowitz in 1959 m Tiefe 69,3^o C, bei dem von Czuchow in 2220 m Tiefe 83,4^o C.

Verfolgt man nun aber, wie sich die Temperaturzunahme mit wachsender Tiefe in den einzelnen Bohrlöchern, von denen brauchbare Beobachtungsreihen vorliegen, sowie in den Bergwerken stellt, so zeigen sich darin mancherlei und teilweise recht erhebliche örtliche Verschiedenheiten. Es kann daher keinem Zweifel mehr unterliegen, daß die größere oder geringere Schnelligkeit dieser Temperaturzunahme bzw. die Dicke der Schicht, auf die im einzelnen Falle eine Temperaturzunahme von 1^o C kommt, in den durch Bohrungen erschließbaren Schichten der festen Erdrinde örtlich von mancherlei Verhältnissen beeinflusst wird¹⁾.

Dahin gehört zunächst das größere oder geringere Wärmeleitungsvermögen der betreffenden Gesteinsmassen, und zwar nicht bloß der von dem Bohrloch durchsunkenen, also derjenigen, in deren Bereich die Temperaturbeobachtungen stattgefunden haben, sondern auch der mehr oder minder tief darunter befindlichen, durch die die Heraufführung der Wärme aus der in der Tiefe liegenden Wärmequelle erfolgt. Diese Heraufführung der Wärme aus der Tiefe wird eben befördert durch gute, dagegen verlangsamt durch schwächere Wärmeleiter. Ferner ist hier von Einfluß: die Wärmekapazität der durchbohrten Gesteine; die Wärmeerzeugung durch

möglichst gegen störende Einwirkungen des im Bohrloch sich ansammelnden und eventuell dort zirkulierenden Wassers bzw. da, wo mit ständiger Wasserspülung gearbeitet wird, gegen die Einwirkung des Bohrspülwassers zu schützen. Denn die Temperatur des letzteren ist selbstverständlich von den jeweiligen jahreszeitlichen Verhältnissen der Oberfläche abhängig. Was aber das im Bohrloch sich von selbst einfindende Sickerwasser anlangt, so wird dasselbe natürlich, je nachdem es aus den höheren oder den tieferen von dem Bohrloch durchsunkenen Schichten stammt, eine sehr verschiedene Temperatur haben. Diese verschiedenen Wassermassen werden sich miteinander zu vermengen streben und würden selbstverständlich, wenn sie zu den Thermometern Zugang hätten, den Stand derselben entsprechend beeinflussen. Die für solche Messung der Tiefentemperaturen in Bohrlöchern benutzten Thermometer aber müssen so eingerichtet sein, daß jedesmal der höchste in ihnen erreichte Stand des Quecksilbers erkennbar bleibt bzw. nach dem Heraufholen festgestellt werden kann. So ist behufs Ermittlung der wahren Bodentemperaturen in Bohrlöchern gegen eine Reihe von Fehlerquellen Vorkehrung zu treffen, und nur in dem Maße, als alles dies gehörig berücksichtigt ist und, sobald sich irgend etwas Besonderes zeigte, sogleich eine auf alle dabei vielleicht mitwirkenden Umstände ausgedehnte Nachprüfung stattgefunden hat, sind die betreffenden Beobachtungsreihen für wissenschaftliche Zwecke brauchbar.

¹⁾ Hu y s s e n, Die Tiefbohrung im Dienste der Wissenschaft, insbesondere zur Ermittlung der Wärme im Innern des Erdkörpers, Verhandl. d. 8. deutsch. Geographentages zu Berlin, S. 225ff., Berlin 1889.

etwaige in manchen Schichten der letzteren vor sich gehende Verkohlungs-, Zersetzungs- und sonstige chemische Prozesse; die Wasserdurchtränkung mancher Gesteine; sodann das etwaige Anbohren warmer oder kalter Quellen oder auch nur die Nähe warmer bzw. heißer Quellen; die Nähe von Vulkanen; andererseits die abkühlende Einwirkung naher und tiefer kalter Seebecken, überhaupt die Nähe großer Wassermassen usw.

So wirkt im einzelnen in den der Untersuchung zugänglichen Schichten der Erdrinde eine Menge von Faktoren örtlich auf die Abstufung der hier in Rede stehenden Temperaturzunahme ein, und die sogenannte „geothermische Tiefenstufe“, d. h. die Anzahl von Metern, die man in die Tiefe dringen muß, um eine Erhöhung der Bodentemperatur von 1°C anzutreffen, ist, wie die Messungen an zahlreichen Stellen ergeben haben, durchaus keine einheitliche, sondern eine von mancherlei Umständen abhängige und örtlich zum Teil erheblich wechselnde Größe. Es kann daher nur als ein aus beträchtlichen Verschiedenheiten gewonnener Durchschnittswert von sehr bedingter Gültigkeit angesehen werden, wenn man dafür als ungefähren Betrag etwa **30 bis 33 m** aufstellen zu können glaubt.

Bekanntlich findet sich, wie vor allem die Anlage der großen Alpendurchquerungstunnels, am meisten die Durchbohrung des Simplons gezeigt hat, ein ähnliches Ansteigen der Temperatur auch beim horizontalen Eindringen in große und hohe Berg- bzw. Gebirgsmassen. Es hat sich dabei ergeben, daß die Geoisothermenflächen sich unter den großen Boden-erhebungen, der Reliefgestaltung der letzteren mehr oder weniger folgend, nach oben zu ausbeulen, und dies um so mehr, je massiger und je höher dieselben sind. Man trifft daher bei der Anlage derartiger Tunnels im Innern der zu durchbohrenden Gebirgsmasse im allgemeinen ein Ansteigen der Temperatur zu um so höheren Graden, je länger der Tunnel ist und je höher sich die Gebirgsmasse über den letzteren erhebt. Doch wirkt im einzelnen offenbar auch hierbei das Wärmeleitungsvermögen der betreffenden Gesteine, das Maß ihrer Wassererfüllung sowie auch die Schichtenstellung und dergleichen auf die schnellere oder langsamere Temperaturzunahme ein.

Es ergibt sich nun die Frage, ob wohl anzunehmen ist, daß sich die Temperaturzunahme auch in den größeren Tiefen der festen Erdrinde ähnlich stellen mag wie in denjenigen, aus denen bezügliche Messungsergebnisse vorliegen. Da dürfte nun zwar nicht zweifelhaft sein, daß auch dort bis hin zu denjenigen Regionen, aus denen die glutflüssigen Magmen der vulkanischen Eruptionen herkommen, mit wachsender Tiefe eine ununterbrochene Zunahme der Temperatur stattfindet. Aber ob diese Temperaturzunahme der größeren Tiefen annähernd in demselben Verhältnis oder aber schneller oder langsamer als in den oberen Schichten erfolgen mag, ist gänzlich ungewiß.

Dürfte man annehmen, daß die oben angegebene Durchschnittszahl von 30 bis 33 m für die geothermische Tiefenstufe auch für die größeren Tiefen Geltung habe, dann müßte eine Temperatur von etwa 1200°C , wie sie schon bei gewöhnlichem Atmosphärendruck mindestens erforderlich sein würde, um Gesteinsmassen in Schmelzfluß zu erhalten, in rund etwa 36 bis 39 km Tiefe unter unseren Füßen zu finden sein. Berücksichtigt man jedoch, wie wahrhaft winzig im Vergleich zum Erdhalbmesser (rund 6370 km) die Tiefe des tiefsten Bohrlochs (2,2 km), wie gering demnach

die Dicke der Schicht ist, auf die sich alle bezüglichen Messungen beschränken, dann muß es — ganz abgesehen von den schon da hervortretenden Verschiedenheiten der geothermischen Tiefenstufe — von vornherein als sehr fraglich erscheinen, ob sich die in dieser überaus dünnen Oberflächenschicht, sozusagen in der Oberhaut, gewonnenen Mittelwerte ohne weiteres auch auf die Verhältnisse jener so viel größeren Tiefen anwenden lassen, aus denen wir überdies über ihre Gesteinszusammensetzung und die Lagerungsverhältnisse der Gesteine sowie über die dort bestehenden Verhältnisse der Wärmeleitung so wenig Bestimmtes wissen.

Dazu kommt, daß ja doch zum Schmelzen der Gesteine bei starkem Druck eine entsprechend höhere Temperatur erforderlich ist als wie bei einfachem Atmosphärendruck, daß aber in jenen größeren Erdtiefen die Druckverhältnisse ganz ungeheure sein, daß sie dort weit über alles, was wir in Laboratoriumsversuchen einigermaßen nachzuahmen imstande sind, hinausgehen müssen und daß wir infolgedessen wenig darüber wissen können, welche Temperaturen in jenen großen Tiefen notwendig sind, um dort die Gesteine in einem flüssigen Zustand zu erhalten. Denn bei den Temperaturen, die an emporquellenden Laven tätiger Vulkane gemessen werden konnten, ist doch stets in Betracht zu ziehen, daß die letzteren bei ihrem allmählichen Empordringen durch die Berührung mit den Wänden des Eruptionsschlots auch bereits eine gewisse Abkühlung erfahren haben müssen und daß sie andererseits beim Emporsteigen in immer geringeren Druck kamen, der bei ihnen die Schmelztemperatur erniedrigen mußte. Auf alle Fälle ist daher sicherlich da, wo sich in der Tiefe der Erdrinde die Temperaturen befinden, bei denen in unseren Hochöfen die Erze schmelzen, die Grenze der festen Erdrinde noch längst nicht anzunehmen. Aber wie weit sie noch darüber hinausliegen mag, läßt sich auch nicht mit annähernder Sicherheit bestimmen.

Das Erdinnere. Ist nach dem Vorstehenden durchaus ungewiß, wie groß wir uns ungefähr die Dicke der festen Erdrinde zu denken haben und ebenso, ob dieselbe überall ungefähr gleich oder aber in verschiedenen Erdgegenden eine etwas verschiedene sein mag, so ist vollends nicht minder unsicher, in welchem Zustand sich wiederum die in größerer Tiefe darunter bzw. im eigentlichen Erdinnern liegenden Massen befinden mögen und auch, wie es mit der stofflichen Zusammensetzung der letzteren stehen mag.

Über die stoffliche Zusammensetzung in den Tiefenregionen, aus denen die uns zugänglichen Eruptivmassen früherer geologischer Perioden wie die Laven heutiger Vulkane stammen, erfahren wir das Hauptsächliche durch diese verschiedenen Eruptionsprodukte selbst. Daß aber in bedeutenderen Tiefen des Erdinnern sehr beträchtliche Massen von wesentlich größerer Schwere vorhanden sein müssen, ergibt sich aus dem spezifischen Gewicht der ganzen Erde, das nach den besten bezüglichen Bestimmungen zu etwa 5,5 oder 5,6 anzunehmen ist¹⁾. Denn da das

¹⁾ Das spezifische Gewicht der ganzen Erdkugel läßt sich mehr oder weniger genau ermitteln, indem man die Wirkungen der Anziehungskraft der Erde mit denjenigen der Massenanziehung bekannter Massen vergleicht oder möglichst genau den Unterschied der Wirkungen

spezifische Gewicht der gesamten uns bekannten festen Erdrinde auf Grund desjenigen der an ihrem Aufbau beteiligten Gesteine wohl nur zu etwa 2,7 (d. h. 2,7mal soviel als das Gewicht einer gleich großen Menge Wasser von + 4^oC) veranschlagt werden kann¹⁾, muß in Anbetracht jenes für das spezifische Gewicht der ganzen Erdkugel gefundenen Wertes das tiefere Innere der letzteren doch wohl zweifellos bedeutende Mengen von Stoffen enthalten, die erheblich schwerer sind als 5,6²⁾. Man vermutet, daß dabei vor allem bedeutende Eisenmengen (spezifisches Gewicht 7,2 bis 7,8) beteiligt sein mögen.

Daß im Innern der Erde auch jenseits der Regionen, aus denen die Lavamassen der Vulkane herkommen, die Temperatur in der Richtung auf den Erdmittelpunkt noch immer weiter sehr bedeutend zunimmt, darüber ist kein Zweifel. Bis zu welchem Höchstbetrage sich aber die heißeste der im Erdkern vorhandenen Temperaturen ungefähr erstrecken mag, darüber gehen in Ermangelung aller dafür irgendwie benutzbaren Anhaltspunkte die Anschauungen sehr weit auseinander. In Anbetracht der außerordentlich hohen dortigen Hitzegrade möchte man nun zunächst als ganz selbstverständlich betrachten, daß die in den großen Erdtiefen befindlichen Massen sich nirgends mehr in festem, sondern nur noch in glutflüssigem Zustand befinden könnten, und manche sind sogar zu der Annahme gekommen, daß dieselben sich in den Regionen der allerhöchsten Temperaturen in einem glühend gasförmigen Zustand befinden müßten. Doch haben die Fragen, die die Aggregatzustände im tiefen Erdinnern betreffen, ihre sehr großen Schwierigkeiten, da wir — ganz abgesehen eben von jener großen Unsicherheit hinsichtlich der dortigen Tem-

zu bestimmen sucht, die die Anziehungskraft der Erde unter etwas verschiedenen Verhältnissen ausübt. Die Versuche mit der Ablenkung eines Lotes aus der genau senkrechten Richtung, wenn die Masse eines zur Seite befindlichen Berges von bekannter Größe und Gesteinszusammensetzung darauf wirkt, sowie der Vergleich der Schwingungszahlen von Pendeln gleicher Länge am Fuße mit derjenigen auf dem Gipfel eines hohen Berges oder von solchen an der Erdoberfläche mit derjenigen in möglichst tiefen nahe gelegenen Bergwerksschächten sind als für diesen Zweck zu unsicher erkannt und kommen heute dafür wohl nicht mehr ernstlich in Betracht. Dagegen sind die Versuche mit der Drehwaage sowie mittels der gewöhnlichen Waage bzw. der „Doppelwaage“ unter Mitverwendung möglichst großer Metallmassen von bekanntem spezifischem Gewicht und genau bestimmtem Volumen immer vollkommener entwickelt worden und haben diejenigen Werte ergeben, die heute als die zuverlässigsten betrachtet werden. (Vgl. Petermanns Geogr. Mitteil., Jahrg. 1895, Literaturbericht Nr. 613 und 614, und Jahrg. 1897, Literaturbericht Nr. 485.)

¹⁾ H. Credner, Elemente der Geologie, 10. Aufl., S. 7. Leipzig 1906.

²⁾ Durch die Annahme, die größere Schwere der dort befindlichen Massen sei lediglich eine Folge des ungeheuren auf ihnen lastenden Druckes, der dieselben dort so stark zusammenpresst, daß schon dadurch Stoffe von sonst weit geringerem Gewicht dort ein bedeutend größeres spezifisches Gewicht erlangten, würden sich die betreffenden Erscheinungen schwerlich genügend erklären lassen.

peraturverhältnisse — vor allem den Einfluß zu wenig kennen, den der ungeheure dort herrschende Druck bei jenen gewaltigen Hitze-graden auf den Aggregatzustand ausübt. Es läßt sich eben selbst nach allem, was wir in dieser Hinsicht überhaupt experimentell nach-zuahmen und zu untersuchen imstande sind, sehr schwer auch nur annähernd beurteilen, wie sich die Wirkungen dieser wahrhaft ungeheuren, mit wachsender Tiefe doch noch immer weiter sehr gesteigerten Druckverhältnisse auf die dortigen Aggregatzustände und deren Änderungen sowie auf die Zusammendrückung von flüssigen Massen und von Gasen gestalten mögen. Über all dergleichen gibt es daher nur Hypothesen, auf die hier nicht weiter einzugehen ist, zumal deren Beurteilung für die an der Erdoberfläche hervortretenden Erscheinungen ganz ohne Belang ist.

Entstehung und Beschaffenheit der Hauptbestandteile der festen Erdrinde sowie Bestimmung ihres geologischen Alters.

Unter den Gesteinen, aus denen der uns bekannte Teil der festen Erdrinde hauptsächlich zusammengesetzt ist, sind vor allem drei große Gruppen zu unterscheiden:

1. die Absatz- oder Sedimentgesteine,
2. die Ausbruchs- oder Eruptivgesteine,
3. die sogenannten kristallinischen Schiefergesteine.

1. Die Absatz- oder Sedimentgesteine¹⁾.

Entstehung der Sedimentgesteine. Die Absatz- oder Sedimentgesteine bilden in den unserer Forschung zugänglichen oberen Teilen der Erdrinde durchaus die Hauptmasse des Ganzen. Ihr Material entstammt fast durchweg²⁾ der Zerstörung von Gesteinen, die sich an der Landoberfläche oder in den von Sickerwasser sowie unterirdischen Wasseradern durchzogenen Regionen ihres Untergrundes befanden. Geradeso, wie es noch heute unablässig geschieht, haben auch in der ganzen geologischen Vergangenheit, seit auf der Erde Landmassen über wasserbedeckte Flächen emporragten, zerstörende Kräfte daran gearbeitet, die jeweils an der Landoberfläche befindlichen Gesteinsmassen, zumal die dort höher emporragenden, allmählich zu zertrümmern. Faktoren der Abtragung, vor allem Wasser und teilweise

¹⁾ Für alles Nähere über die Entstehung sowie den petrographischen Charakter der Gesteine und überhaupt über die Gesteinskunde, soweit sie den Geographen angeht, siehe außer den Handbüchern der Allgemeinen Geologie auch J. Walther, Lithogenesis der Gegenwart, Jena 1894; ferner F. Löwl, Die gebirgsbildenden Felsarten, eine Gesteinskunde für Geographen, Stuttgart 1893; über Meeressedimente auch P. Wagner, Grundfragen d. allgem. Geologie, a. a. O., S. 89ff.

²⁾ Nämlich mit Ausnahme der aus vulkanischen Eruptionen herrührenden feinen Auswurfsmassen, siehe unten S. 23 und 64f.

auch Winde, haben diejenigen Zertrümmerungsprodukte, die sie fortzubewegen vermochten, mehr oder minder weit fortgeführt, wobei die letzteren mannigfach durch Reibungsvorgänge weiter verkleinert wurden und allerlei Glatt- und Rundschleifung erfuhren. Schließlich aber wurden die gesamten so fortgetragenen groben wie feinen Materialien — und zwar die vom Wasser transportierten stets an tieferen Stellen, größtenteils auf dem Grunde von Wasserbecken — wieder abgelagert.

Andererseits haben die an der Landoberfläche abfließenden wie die in den Boden eingedrungenen und teils dort weitergesickerten, teils in Quellen wieder hervorgetretenen Wasser auf ihren Wegen allerlei Gesteinsbestandteile, namentlich leichter lösliche, aufgelöst und in diesem Zustand mit sich fortgetragen. Manches von dem, was die im Boden zirkulierenden Sickerwässer gelöst und mitgenommen haben, ist bereits in tieferen Bodenlagen wieder abgesetzt und dort zu neuen Mineralverbindungen verwendet worden. Von den in Lösungen weiter fortgeführten Mineralstoffen aber ist ein beträchtlicher Teil dann später, sei es in den Flüssen, sei es in Seen und ganz besonders im Meere, von Organismen aufgenommen, besonders von Tieren zum Aufbau ihrer festen Körperteile, der Gehäuse von Muscheln und dergleichen, verwendet und nach dem Absterben dieser Organismen auf dem Boden der Gewässer wieder abgelagert worden. Ein anderer Teil ist unter dafür geeigneten Bedingungen, namentlich in abflußlosen Seen und in Meeren oder abgeschnürten Meeresteilen, als chemischer Niederschlag wieder ausgeschieden und auf dem Boden abgesetzt. So sind schließlich auch die in der Form von Lösungen fortgeführten Materialien auf die eine oder die andere Weise wieder zur Ablagerung gekommen und dadurch zu Neubildungen verwendet worden¹⁾.

Schichtenbildung (Fig. 1). Die große Hauptmasse aller vermittelt des Wassers gebildeten Ablagerungen ist im Meere erfolgt, und das Meer ist auch in der Gegenwart beständig die Hauptstätte derartiger geologischer Neubildungen. Diese im Wasser erfolgten Ablagerungen sind nun — besonders wenn die Absetzung dort in einigermaßen ruhiger Weise vor sich ging und das Material nicht hauptsächlich aus großen Steinen bestand — in der Regel deutlich geschichtet, d. h. sie bestehen aus dünneren oder dickeren Lagen bzw. Platten, die von parallelen (oder annähernd parallelen) ebenen Flächen begrenzt sind. Die Dicke oder, wie man diese im geologischen Sprachgebrauch auch bezeichnet, die Mächtigkeit der verschiedenen so übereinander gelagerten Schichten kann eine sehr

Fig. 1.

Sedimentschichten in ungestörter Lagerung. Die unterste ist die älteste, die oberste die jüngste.

¹⁾ Über diese gesamten Vorgänge der Zerstörung des Gesteins, der Weiterbeförderung der Zerstörungsprodukte und ihrer schließlichen Wiederablagung siehe Näheres in Abschnitt II B, 1—4.

verschiedene sein; sie kann sich auf wenige Millimeter beschränken, aber auch bis zu mehreren Metern betragen. Sie bleibt jedoch bei jeder einzelnen von ihnen selbst auf weitere Strecken gleich oder annähernd gleich und pflegt nur gegen ihre Ränder hin sich zu verringern oder, wie das genannt wird, „sich auszukeilen“.

Die gegenseitige Abgrenzung der verschiedenen Schichten erfolgt entweder dadurch, daß die aneinandergrenzenden Lagen überhaupt verschiedenes Material enthalten, daß also z. B. über einer Sandstein- oder Kalksteinschicht eine solche von mehr tonigem bzw. mergeligem Material liegt, auf die dann vielleicht abermals eine Sand- oder Kalksteinschicht folgt usw. Dann hat sich also in dem Wasser, in dem diese Schichtenbildung vor sich ging, zu verschiedenen Zeiten Material von verschiedener Beschaffenheit abgelagert¹⁾. Liegt aber eine derartige größere Materialverschiedenheit in einer Schichtenfolge nicht vor, dann ist in der Regel doch jede einzelne der betreffenden Schichten durch eine deutliche Grenzfläche gegen die darauf folgende abgegrenzt. Es ist das wohl so zu erklären, daß sich vorübergehend auch irgendwelche sonstigen geringen Absätze aus dem Wasser auf der betreffenden Schicht niederschlugen und hierdurch eine Trennungsfläche schufen, bis die Ablagerung wieder ganz in der früheren Zusammensetzung erfolgte.

Einbettung von Organismenresten. Daß die betreffenden Materialien im Wasser bzw. durch Vermittelung von Wasser abgelagert sind, wird außer durch die Schichtung meist auch schon durch ihre Zusammensetzung sowie bei den durch mechanische Ablagerung gebildeten Schichtgesteinen überdies durch die Art der Einbettung ihrer verschiedenen Bestandteile, namentlich der gröberen, ersichtlich. Im übrigen aber geben bei diesen Gesteinen auch die mannigfach eingelagerten Pflanzen- und Tierreste oder Abdrücke von solchen mehr oder minder deutlich Kunde, aus denen, wenn es sich dabei um Wasserpflanzen und -tiere handelt, in der Regel auch zu ersehen ist, ob die betreffenden Ablagerungen in Süß-, in Brack- oder in Salzwaserbecken erfolgt sind. Denn gradeso, wie heute in den bezüglichen Ablagerungen zwischen die mineralischen Sedimente auch allerlei auf

¹⁾ Man denke z. B. an die Fortbewegung von Material bei den verschiedenen Wasserständen eines größeren Flusses. Bei Hochwasser und heftigem Fließen führt er auf dem Grunde beträchtliche Sandmengen und, wo das Gefälle nicht ein ganz geringes ist, vielleicht auch mehr oder minder groben Kies, ja selbst gröbere Steine mit sich und wird dann bei seiner Mündung in einen See oder ins Meer dementsprechende Ablagerungen dort bilden. Bei niedrigem Wasserstand und schwachem Fließen dagegen wird er dorthin wesentlich nur feinen Schlamm mitbringen und als tonige oder mergelige Lage absetzen. Auch bei den durch chemische Niederschläge entstandenen Gesteinen (z. B. Gips, Steinsalz usw.) konnte das jeweils zum Absatz kommende Material öfters wechseln, indem je nach den wechselnden Temperatur- und Verdunstungsverhältnissen sowie dem derzeitigen Mineralgehalt der betreffenden Wassermassen bald dieser, bald jener Bestandteil aus der Lösung ausschied, so daß sich auf diese Weise auch dabei ein Wechsel verschiedener Schichten entwickelte.

irgend eine Weise dorthin gelangte Teile von Pflanzen sowie die widerstandsfähigeren Reste von Tieren, die dort gelebt haben, mit eingebettet werden, so ist es natürlich auch in allen früheren geologischen Perioden geschehen, seit es überhaupt organisches Leben auf der Erde gegeben hat. Von den so mit eingelagerten Organismenresten aber ist unter günstigen Verhältnissen auch mancherlei — hier und da, wo das Material der betreffenden Schichten dafür besonders geeignet und die Fossilablagerung eine massenhafte war, sogar recht viel —, und zwar meist in Versteinerungen¹⁾ oder Abdrücken erhalten geblieben. Aus diesen ergibt sich dann meist zugleich, ob es sich bei den betreffenden Schichten um Ablagerungen in Gewässern des Landes oder um solche in Meeren handelt.

Eine besondere Stellung nehmen unter den im Wasser abgesetzten Sedimenten diejenigen Ablagerungen ein, die sich in weiter Entfernung von Landmassen in tieferen Meeren gebildet haben, wie sich solche in letzteren auch heute ständig weiter bilden. Dort finden sich, wie es ähnlich die neuere Tiefseeforschung in den heutigen Ozeanbecken gezeigt hat, nicht mehr die gleichen Ablagerungen, wie sie in größerer Nähe der Landmassen die Regel bilden und in der großen Hauptmasse ihres Materials deutlich auf unmittelbare Herkunft aus Zerstörungsprodukten des Landes hinweisen. Vielmehr setzen sich die dortigen Ablagerungen teils aus einem organischen Tiefseeschlamm zusammen, der durch massenhafte Anhäufung der festen Gehäuse oder festen Körpergerüste winzig kleiner Organismen, die in den betreffenden Meeren gelebt haben, entstanden ist. Teils spielen dort auf sehr weite Strecken tonige (Tiefseeton) und gewisse eigenartige andere Massen eine große Rolle. Zwar bestehen über die Herkunft der letztgenannten Sedimentarten noch manche Fragen. Doch ist immer wahrscheinlicher geworden, daß dieselben zum großen Teil ebenfalls organischer Herkunft sind, nämlich der Zersetzung organischer Sedimente entstammen, während dabei andererseits auch weit fortgeführter Staub aus den Trockengebieten der Festländer (vgl. z. B. den sogenannten Passatstaub) sowie Zersetzungsprodukte loser vulkanischer Auswurfsmassen beteiligt sind, die von unter- wie von überseeischen Vulkanen stammen und vermöge ihrer Feinheit bzw. ihres leichten Gewichts weit in der Luft oder im Wasser vertragen werden konnten. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß auch die Stoffe, die jene marinen Lebewesen zum Aufbau ihrer festen Teile dem Wasser des Meeres entnahmen, an letzter Stelle

¹⁾ Bei der sogenannten Versteinerung von Organismen oder Organismenresten sind entweder einzelne besonders widerstandsfähige Bestandteile derselben noch erhalten geblieben und nur die leicht zerfallenden bzw. minder widerstandsfähigen zersetzt, ausgelaugt, weggeführt und durch an ihre Stelle hinzugetragene Mineralteile ersetzt. Oder aber es ist die ganze Masse des ursprünglichen organischen Körpers zersetzt, entführt und der dadurch entstandene Hohlraum völlig durch aus der Umgebung hinzugeführte Mineralmasse gefüllt, die die ganze Form der betreffenden Organismen mehr oder minder genau nachbildet. Im letzteren Falle besteht also das Ganze lediglich aus mineralischer Masse, die aber unter Umständen, wenn sie von recht feiner Beschaffenheit ist, selbst die innere Struktur der ursprünglichen organischen Teile genau erkennen läßt.

gleichfalls im wesentlichen dem Lande entstammen und von dorthier ständig in Lösungen zugeführt und ergänzt werden. So rührt also auch das Material jener spezifischen Tiefseeablagerungen mit Ausnahme der unmittelbar aus vulkanischen Eruptionen stammenden Bestandteile direkt oder indirekt von der Zerstörung der Landmassen her. Analoge Bildungsvorgänge wie diese der geologischen Gegenwart angehörig, werden sich aber natürlich unter ähnlichen Verhältnissen auch in früheren geologischen Perioden vollzogen haben, und so erscheint es glaubhaft, daß auch die Entstehung gewisser Sedimentgesteine der älteren geologischen Perioden auf eben solche Weise zu erklären ist.

Von bedeutenderen Bildungen sedimentärer Entstehung sind außerdem hier noch die glazialen und speziell die eiszeitlichen, sowie die durch Anhäufung loser vulkanischer Auswurfsmassen auf dem Lande entstandenen und endlich die durch Winde bewirkten Ablagerungen zu erwähnen¹⁾. Bei allen diesen kommt jedoch eigentliche Schichtung nur hier und da vor. So z. B. bei losen vulkanischen Auswurfsmassen von feinerer Art und geringem Gewicht (also feinen vulkanischen Aschen und Sanden, Bimssteinbrocken und dergleichen), die durch Winde oder Regengüsse weiter verbreitet wurden und bei denen zwischen den einzelnen bezüglichen Eruptionen mehr oder minder lange Pausen eintraten, sowie auch wohl öfters ein gewisser Wechsel hinsichtlich der Zusammensetzung des Materials oder der Korngröße des letzteren stattfand. Denn dann konnte auch durch solche Ablagerungen eine Aufeinanderfolge förmlicher deutlich unterscheidbarer Schichten entstehen.

Die sonstigen durch Windwirkung vermittelten Ablagerungen, sei es von Sand, sei es von feineren staubartigen Mineralteilen, wie z. B. denjenigen, aus denen der Löß²⁾ gebildet ist, sind dagegen meist völlig ungeschichtet. Sie setzen natürlich stets voraus, daß die Winde die betreffenden Materialien an der Landoberfläche aufzugreifen und fortzutragen vermochten, daß also diese kleinen Gesteinstrümmer nicht nur dafür klein bzw. leicht genug, sondern auch lose genug gelagert und nicht durch starke Bodenfeuchtigkeit gebunden oder durch eine dichte Vegetationsdecke festgehalten waren. In großem Maßstab erfolgen Ablagerungen durch die Tätigkeit der Winde, abgesehen von der Dünenbildung an sandigen Meeresküsten, vor allem in Gebieten mit trockenen Klimaten oder doch mit langen Zeiten großer Trockenheit und infolgedessen sehr geringer bzw. sehr undichter und lückenhafter Vegetationsdecke. Es ist daher auch, wo sich so entstandene Bildungen aus früheren geologischen Perioden finden, stets zu schließen, daß zur Zeit ihrer Entstehung dort ein verhältnismäßig trockenes Klima geherrscht haben muß.

Die Art der Entstehung ist auch bei diesen letztgenannten drei Kategorien von Sedimentbildungen meist deutlich zu ersehen. Bei den

¹⁾ Auch über die bei allen diesen Bildungen in Betracht kommenden Vorgänge siehe Näheres in Abschnitt II B, 4 (Die Wiederablagerung der Zerstörungsprodukte der Gesteine), sowie im Abschnitt Gletscher und eiszeitliche Vorgänge.

²⁾ Der Löß ist eine lichtgelblichbraune Bodenart, die aus sehr feinen staubartigen Mineralteilchen besteht und von so losem Gefüge und geringem Zusammenhalt ist, daß sie in trockenem Zustand sich mehlartig zwischen den Fingern zerreiben läßt und im Wasser zerfällt. Über die Entstehung und Bedeutung desselben siehe gleichfalls später.

losen Ablagerungen von rein vulkanischem Ursprung ergibt sie sich einfach schon aus der unzweideutigen Natur des sie zusammensetzenden Materials. Bei den glazialen und besonders den speziell eiszeitlichen Bildungen liefert die Form der betreffenden Ablagerungen, die bei ihnen sehr häufige völlig regellose Einbettung gröberer Geschiebe in die feinerdigen Massen, sowie auch die öfters vorhandene starke örtliche Anhäufung von groben Geschieben, ferner das Vorhandensein gewisser charakteristischer Glattschleifungen an vielen Geschieben, ebenso die Größe der mit transportierten Gesteinsblöcke und mancherlei Anderes eine Reihe mehr oder minder deutlicher Kennzeichen. Und auch bei den durch Windtätigkeit entstandenen Ablagerungen ergibt sich außer der Beschaffenheit des sie zusammensetzenden sandigen oder noch feineren, in Staubform fortgetragenen Materials, der meist schichtungslosen Ablagerungsform und der Art, wie sich darin die etwa eingebetteten Pflanzenreste finden, häufig noch allerlei sonstiger Anhalt für die Beurteilung ihrer Entstehung, wie z. B. wenn darin in größerer Zahl die Reste ausgesprochener Steppentiere vorkommen und dergleichen.

Die Verfestigung der losen Ablagerungen. Alle vorstehend genannten Vorgänge der Sedimentbildung im Wasser sowie durch Tätigkeit des Eises und der Winde und endlich durch den Auswurf loser vulkanischer Massen, wie wir sie sämtlich auch noch heute sich vollziehen sehen, liefern zunächst nur lose Ablagerungen¹⁾.

Wenn wir daher die entsprechenden, durchaus in analoger Weise entstandenen Bildungen früherer geologischer Perioden heute größtenteils zu festen Gesteinsbänken erhärtet bzw. verkittet finden, so muß mit diesen nach erfolgter Ablagerung noch etwas, was sie zu festen Massen zusammenfügte, geschehen sein. Betrachten wir z. B. ein Stück Sandstein, so erkennen wir darin, sei es schon mit bloßem Auge, sei es mittels einer Lupe, deutlich die einzelnen mehr oder minder abgerundeten Sandkörner, aus denen er zusammengesetzt ist. Daraus ergibt sich deutlich, daß der Stein wirklich aus einer Anhäufung solcher Sandkörner entstanden sein muß. Aber diese einst losen Sandkörner sind auf irgend eine Weise fest miteinander verbunden. Wenn jedoch Sandsteine verwittern, kann man mannigfach beobachten, wie sie wieder in die Sandkörner, aus denen sie zusammengesetzt waren, zerfallen.

Wie auf künstliche Weise aus losem Sande leicht Sandstein gemacht werden kann, zeigt einfach die Tätigkeit des Maurers. Denn wenn derselbe behufs Mörtelbereitung den Sand mit gelöschtem Kalk und Wasser vermengt und der Mörtel dann nach erfolgter Verwendung allmählich zu fester Steinmasse erhärtet, dann ist in ihm so aus dem losen Sande durch die Bindekraft des Kalkes richtiger Sandstein mit kalkigem Bindemittel geworden. Besser aber kann den Vorgang der Verfestigung, wie er sich ähnlich vielfach in der Natur vollziehen und vollzogen haben dürfte, ein

¹⁾ Vielleicht mit Ausnahme eines Teiles der bei sehr starker Verdunstung als chemische Niederschläge langsam aus Lösungen auf dem Grunde von abflußlosen Seen abgesetzten Massen, da diese chemischen Niederschläge sich wohl größtenteils von Anfang an als zusammenhängende feste Gesteine gebildet haben mögen.

kleiner Versuch verdeutlichen. Ein Glas füllt man etwa bis zur kleineren Hälfte mit losem Sande, legt darüber Stücke von gewöhnlichem Kalkstein (kohlen saurem Kalk) und gießt über das Ganze so viel Wasser, daß auch die Kalksteinstücke völlig davon bedeckt sind. Dann läßt man das so längere Zeit ruhig stehen, und wenn durch Verdunstung des Wassers die Kalksteinstücke allmählich mehr und mehr aus dem Wasser hervorragen, füllt man wieder soviel Wasser nach, daß auch sie wieder von dem letzteren überdeckt werden. Nach einiger Zeit zeigt sich dann, wie der lose Sand mehr und mehr zusammenbäckt, und die Verfestigung desselben nimmt immer mehr zu, je länger der Versuch fortgesetzt wird. Das Wasser löst eben aus dem Kalkstein Kalkteile auf und führt sie zwischen die Sandkörner, die hierdurch allmählich fest miteinander verbunden werden.

Auch in den auf dem Grunde von Wasserbecken gebildeten Ablagerungen von Sand und dergleichen zirkuliert Wasser, und wenn dieses stärker mineralhaltig ist bzw. Gelegenheit hat, Mineralteile aufzulösen, dann führt es solche Lösungen auch mehr oder weniger zwischen jene Ablagerungsmassen. Dort können diese Bestandteile sich dann aus den Lösungen absetzen oder andere Verbindungen eingehen und so als Bindemittel zur allmählichen Verkittung der losen Ablagerungsmassen beitragen. Kalkteile aber als Bindemittel können schon die mit abgelagerten kalkigen Schalen von Muscheln und sonstige kalkhaltige Reste von Wassertieren durch allmähliche Zersetzung liefern.

Das Bindemittel, durch das z. B. Ablagerungen losen Sandes in festen Sandstein verwandelt werden, braucht jedoch nicht wie im obigen Beispiel ein kalkiges, es kann auch ein toniges, mergeliges, kieseliges oder eisenschüssiges sein. Immer aber muß dabei wesentlich das in den Ablagerungen zirkulierende Wasser der Faktor sein, der das Bindemittel herbeiführt und absetzt. Doch vollziehen sich diese Verfestigungsvorgänge in der Natur wohl meist mit sehr großer Langsamkeit. Auch dürfte dazu noch mancherlei Sonstiges mehr oder weniger mit beitragen; namentlich wird hierfür, wenn die tieferen Ablagerungen durch immer neue darüber hinzukommende Massen stärker und stärker belastet werden, der so auf dieselben wirkende immer zunehmende Druck sicherlich nicht ohne Einfluß sein. Indes auch nach erfolgter Verfestigung hört die Tätigkeit des Wassers in den Gesteinen keineswegs auf, sondern geht darin, wenn auch überaus langsam, unablässig fort. Denn kein Gestein ist für Wasser völlig undurchdringlich, und das in den Gesteinen zirkulierende Wasser kann je nach Umständen in ihnen im Laufe sehr langer Zeiträume noch immer weiter mancherlei allmähliche Veränderungen, chemische Umwandlungen und dergleichen vermitteln.

Betrachten wir ebenso ein Stück eines Konglomeratgesteins¹⁾, so ergibt sich auch da ganz leicht die Entstehungsgeschichte desselben. Denn deutlich sehen wir da die gerundeten und mehr oder weniger glatt geschliffenen Rollsteine, die gerade so sind, wie wir sie heute in Fluß- oder Bachbetten der Gebirge oder an steinigen Meeresufern sehen. Da alle Bruchstücke von Gesteinen von Hause aus stets scharfe Kanten und mehr oder weniger rauhe Seitenflächen haben, können auch diese gerundeten Steine ihre Rundung und Glättung nur durch vielfältiges Fortschieben

¹⁾ Unter dem Namen Konglomerat versteht die Geologie ein Gestein, das aus größeren abgerundeten Geschieben besteht, die durch ein feineres Bindematerial miteinander verkittet sind.

bzw. Fortrollen und dadurch bedingte Schleifung auf dem Grunde stärker bewegten Wassers erhalten haben, ehe sie durch die dauernde Ablagerung zur Ruhe kamen. Bei oder nach der Ablagerung wurden dann sandige und schlammige Massen in die Zwischenräume zwischen ihnen gespült, und schließlich ist in der oben erwähnten Weise durch irgend ein Bindemittel die Verfestigung des Ganzen zu einer zusammenhängenden Gesteinsmasse erfolgt.

Wo dagegen ganz feine, mehr oder minder tonhaltige Schlamm-massen in größerer Mächtigkeit zusammen abgelagert wurden, da entstanden daraus, wenn sie später unter dem Einfluß des Druckes beträchtlicher überlagernder Massen sowie durch von dem in ihnen zirkulierenden Wasser herbeigeführte Bindemittel, vielleicht auch durch manche gleichfalls von letzterem vermittelte chemische Umsetzungen allmählich fest wurden, allerlei Tongesteine (Schiefer-ton, Tonschiefer usw.). Wo ferner sich massenhafte Ablagerungen kalkiger Materialien — z. B. von Kalkschalen und anderen kalkhaltigen Resten von Wassertieren sowie in Kalkschlamm verwandelten Zersetzungsprodukten solcher Reste — anhäuften, da entstanden, indem das in ihnen zirkulierende, mehr oder minder mit Kalklösung beladene Wasser die ursprünglich losen Massen mehr und mehr verkittete sowie auch allerlei chemische Umsetzungen vermittelte, wohl ebenfalls unter der Mitwirkung beträchtlichen Druckes, allmählich feste Kalkgesteine. Lagerten sich aber über jene kalkigen Massen, vielleicht infolge der Wirkung wechselnder Strömungen, öfters feine Sedimente von anderer Art, z. B. mergelige Materialien, dann entstand auf solche Weise ein Wechsel von Kalksteinbänken mit mergeligen Zwischenschichten, wie wir sie häufig finden, usw.

So ist es neben der Wirkung des Druckes beträchtlicher überlagernder Massen immer hauptsächlich das Wasser, das durch Zuführung bindender Bestandteile sowie teilweise auch durch Vermittlung dieser und jener chemischen Umwandlungen allmählich die Erhärtung loser Sedimente zu festen Gesteinen bewirkt.

Bestimmung des geologischen Alters der Sedimentgesteine. Was die Bestimmung der Altersverhältnisse der Sedimentgesteine anlangt, so ist zunächst klar, daß, wenn wir in einem Aufschluß, z. B. einem Steinbruch, eine Reihe von Schichten in ungestörtem Lagerungsverhältnis übereinander liegend finden, jedesmal die unteren Schichten die früher gebildeten, also die älteren, die darüberliegenden die später entstandenen, also die jüngeren sein müssen. Doch gibt das natürlich immer nur einen Anhalt für die Beurteilung des gegenseitigen Altersverhältnisses der dort aufgeschlossenen Schichten. Soll dagegen festgestellt werden, wie alt gewisse Schichten überhaupt, d. h. in welchem geologischen Zeitalter sie gebildet sind, so kann man sich dabei keineswegs bloß an den Gesteinscharakter der betreffenden Schichten halten. Denn geradeso wie heute an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche gleichzeitig die allerverschiedensten Ablagerungen entstehen, so muß es auch in allen früheren geologischen Perioden geschehen sein, seit auf der Erdoberfläche die Bedingungen für die Bildung von Sedimentgesteinen vorhanden waren. Und immer waren es wesentlich die ver-

schiedenartigen Zerstörungsprodukte der die Landmassen zusammensetzenden Gesteine, die direkt oder indirekt das Material für die neuen Sedimentbildungen lieferten. So finden sich denn auch oft aus einer und derselben geologischen Periode sehr verschiedene Schichtgesteine und andererseits einander sehr ähnliche aus ganz verschiedenen geologischen Perioden¹⁾. Aus dem Gesteinscharakter an sich ist daher das geologische Alter dieser Gesteine im allgemeinen nicht zu erschließen²⁾. Vielmehr kann eine allgemein gültige Grundlage für die geologische Altersbestimmung von Schichten immer nur durch das Auffinden erhaltener Reste, Abdrücke oder sonstiger Spuren von darin eingebetteten Pflanzen und Tieren gewonnen werden.

„Geradeso, wie in die heutigen Ablagerungen auf dem Grunde der Wasserbecken auch allerlei Pflanzen oder Pflanzenteile und Körper von Tieren, die dort gelebt haben oder auf irgend eine sonstige Weise dort hineingelangt sind, mit eingebettet werden, so muß es“, wie bereits erwähnt wurde, „natürlich auch in allen früheren Entwicklungsperioden geschehen sein, seit es auf der Erde Pflanzen und Tiere gegeben hat. Von diesen Organismenresten ist dort selbstverständlich außerordentlich viel durch Verwesung, Zersetzung oder sonstwie zerstört, von den weicheren Teilen der Tiere auch vieles, ehe es überdeckt wurde, durch andere Tiere aufgezehrt worden. Aber es ist doch, wo die Verhältnisse dafür günstig waren, auch nicht wenig, namentlich in Abdrücken oder Versteinerungen erhalten geblieben, ganz besonders von den ihrer Natur nach widerstandsfähigeren festen Teilen der betreffenden Organismen³⁾. Nun hat das eifrige vergleichende Studium solcher Reste der ehemaligen Lebewelten, mit dem sich speziell die Paläontologie⁴⁾ beschäftigt, mehr und mehr Belege darüber geliefert, was für Pflanzen und Tiere in den verschiedenen geologischen Perioden auf der Erde gelebt haben. Zugleich hat es gezeigt, daß darin im Laufe der gewaltigen Zeiträume ein mannigfacher Wechsel, eine stark bewegte Entwicklung mit vielen Änderungen stattgefunden hat. Dadurch ist es möglich geworden, aus der großen Zahl der allmählich bekannt ge-

¹⁾ So finden sich z. B. in der Silurformation (s. S. 19) sowohl Sandsteine und Konglomerate als Quarzite, Kieselschiefer, Tonschiefer, Kalksteine u. a., oder in der sogenannten Kreideformation ebensowohl wirkliche Schreibkreide und sonstige Kalkgesteine als verschiedene Arten von Sandsteinen, ferner Mergel, Tone usw. Andererseits finden sich Sandsteine, Konglomerate, Kalksteine usw., und zwar häufig solche von sehr ähnlicher Beschaffenheit, in den verschiedensten geologischen Formationen.

²⁾ Nur wenn in einer Gegend die geologischen Altersverhältnisse der dort vertretenen Sedimentgesteine bereits gut erforscht sind, kann man, wenn man da bestimmte deutlich charakterisierte Schichten immer wieder in neuen Aufschlüssen auftreten sieht, schon nach dem Gesteinscharakter annehmen, daß sie mit den gleichartigen aus der betreffenden Gegend bereits bekannten Schichten identisch sind.

³⁾ In manchen Fällen ist der Erhaltungszustand dieser Reste oder Abdrücke usw. nur ein kümmerlicher, in manchen aber auch, besonders wenn das umgebende Material ein feineres war, von vortrefflicher Deutlichkeit der Formen.

⁴⁾ D. h. die Wissenschaft von den alten Lebewesen.

wordenen Pflanzen- und Tierarten jener früheren Lebewelten jedesmal gewisse Arten als für die einzelnen geologischen Zeitperioden speziell bestimmend, als sogenannte Leitfossilien derselben, zu erkennen. Nur auf Grund der Auffindung solcher in ihnen eingebetteter Leitfossilien ist daher das geologische Alter von Schichten und Schichtengruppen, die wir irgendwo aufgeschlossen finden, näher bestimmbar¹⁾.

Die geologischen Formationen. Mittels derartiger Grundlagen der geologischen Altersbestimmung ist ein allgemeines System geologischer Perioden und sogenannter Formationen als ihrer Unterabteilungen aufgestellt worden. Eine Formation bezeichnet dabei einerseits die Gesamtheit der durch die betreffenden Leitfossilien als zu ihr gehörig bestimmten Schichtenkomplexe, andererseits aber auch die Zeit, während deren die betreffenden Schichten durch Ablagerung gebildet wurden. Die Namen der einzelnen Formationen sind größtenteils aus allerlei zufälligen Umständen entnommen. Hier und da knüpfen sie an Gesteine an, die in ihnen da, wo sie zuerst näher untersucht wurden, ganz besonders hervortraten (z. B. Steinkohlen-, Buntsandstein-, Muschelkalk-, Kreideformation). In anderen Fällen wurden sie nach Gegenden, in denen sie besonders bedeutend entwickelt auftreten, oder nach dem Landesteil, in dem sie zuerst eingehender durchforscht wurden, oder auch nach einst dort wohnenden Völkern benannt usw. Was aber die Länge der den einzelnen Formationen entsprechenden Zeitdauer betrifft, so ist es bei keiner von ihnen möglich, darüber auch nur annähernd etwas Bestimmtes zu sagen oder irgendwie anzugeben, um wieviel Zeit sie wohl ungefähr hinter uns liegen mag. Doch kann es keinem Zweifel unterliegen, daß es sich dabei immer um ganz gewaltige Zeiträume handelt, und daß selbst die noch gegenwärtig fortdauernde jüngste Abteilung der Quartärperiode bereits sehr lange vor den frühesten derjenigen Zeiten begonnen hat, in denen die ersten schwachen Anfänge unserer geschichtlichen Kenntnis einsetzen.

Das so aufgestellte System der geologischen Perioden und Formationen ist folgendes:

Archaische Periode (die Urzeit der Erde).

I. Primär- oder paläozoische Periode [d. h. das Zeitalter der ältesten bekannten Lebewesen]²⁾:

1. kambrische Formation³⁾,
2. silurische Formation⁴⁾,

¹⁾ Aus meinen „Vorlesungen über Hilfsmittel und Methode des geographischen Unterrichts“ II, 244, Halle a. d. S. 1913.

²⁾ Diejenige Periode, die uns die ältesten sicheren Tier- und Pflanzenreste überliefert hat, während noch dunkel ist, wann und wie die allerersten Anfänge organischen Lebens auf der Erde aufgetreten sind.

³⁾ So benannt nach Cambria, einem alten lateinischen Namen für Wales, wo diese Formation zuerst näher studiert wurde.

⁴⁾ Benannt nach dem alten keltischen Volke der Silurer, das die Teile von Wales bewohnte, in denen diese Formation besonders stark entwickelt auftritt.

3. devonische Formation¹⁾,
4. karbonische oder Steinkohlenformation²⁾,
5. permische oder Dyasformation³⁾, eingeteilt in
 - a) Rotliegendes;
 - b) Zechstein.

II. Sekundär- oder mesozoische Periode (d. h. die Periode des Mittelalters der Lebewelten auf der Erde):

1. Triasformation⁴⁾, eingeteilt in
 - a) Buntsandstein,
 - b) Muschelkalk,
 - c) Keuper.
2. Juraformation⁵⁾, eingeteilt in
 - a) unterer oder schwarzer Jura, Lias;
 - b) mittlerer oder brauner Jura, Dogger;
 - c) oberer oder weißer Jura, Malm.
3. Kreideformation⁶⁾ (oder cretaceische Formation), eingeteilt in
 - a) untere Kreide, mit den Unterabteilungen:
Neocom oder Hils nebst Wealden,
Gault;

¹⁾ So genannt nach der Grafschaft Devon im südwestlichen England.

²⁾ So benannt, weil in ihr verhältnismäßig häufig und namentlich die ergiebigsten und ausgedehntesten Steinkohlenlager vorkommen.

³⁾ Permische nach dem russischen Gouvernement Perm; Dyas nach der Zweiteilung in Rotliegendes und Zechstein genannt.

⁴⁾ Den Namen Trias hat diese Formation darum erhalten, weil sie in Deutschland, wo sie zuerst näher durchforscht wurde, in scharf ausgesprochener Weise in die drei voneinander ganz verschiedenen Abteilungen Buntsandstein (untere Trias), Muschelkalk (mittlere Trias) und Keuper (obere Trias) zerfällt. Man darf jedoch aus derartigen von einzelnen örtlich bzw. regional in ihnen ganz vorherrschenden Gesteinsarten entnommenen Benennungen durchaus nicht folgern, daß diese Gesteinsarten die betreffenden Formationsglieder überall zusammensetzen oder auch nur allgemein darin vorherrschen.

⁵⁾ Benannt nach dem Juragebirge, wo diese Formation besonders gut entwickelt ist und zuerst als ein selbständiges Glied zwischen der Trias und der Kreideformation erkannt wurde. Da die Namen „schwarzer, brauner, weißer Jura“ sich auf Gesteinsfärbungen beziehen, die nur in manchen Gegenden (z. B. im Schwäbischen und Fränkischen Jura) so zutreffen, so werden dafür vielfach die englischen Benennungen Lias, Dogger und Malm, eben weil sie solche von Farben entnommene Gesteinsbezeichnungen nicht enthalten, vorgezogen.

⁶⁾ So genannt, weil in ihr da, wo diese Formation zuerst erkannt und näher studiert wurde, die weiße Schreibkreide als ein besonders charakteristisches Glied hervortritt. — Der Name Neocom stammt von Neocomum, dem lateinischen Namen für Neuchâtel, Hils von dem gleichnamigen Bergücken westlich der Leine. Die Namen Wealden und Gault stammen von lokalen englischen Benennungen, Cenoman von Cenomanum, dem lateinischen Namen von Le Mans, Turon von der Landschaft Touraine (Frankreich), Senon von dem Namen der alten Völkerschaft der Senonen in der Gegend von Sens (Frankreich).

- b) obere Kreide, mit den Unterabteilungen:
 - Cenoman,
 - Turon,
 - Senon.

III. Känozoische Periode (d. h. die Periode der Neuzeit der Lebewelten auf der Erde):

1. Tertiärformation, eingeteilt in
 - a) Alttertiär, mit den Unterabteilungen:
 - Eocän¹⁾,
 - Oligocän;
 - b) Jungtertiär, mit den Unterabteilungen:
 - Miocän,
 - Pliocän.
2. Quartärformation, eingeteilt in
 - a) Diluvium²⁾,
 - b) Alluvium.

Die einzelnen Formationen und ihre oben genannten Abteilungen werden von den Geologen noch wieder mannigfach und oft in verschiedenen Ländern verschieden gegliedert. Doch muß für alles Nähere hierüber sowie über das vielgestaltige Wesen der verschiedenen Formationen und die für sie charakteristischen Fossilien auf die Handbücher der Geologie verwiesen werden. Die zeitliche Abgrenzung der Formationen gegeneinander ist keine scharfe; der Übergang von der einen zur anderen erfolgte vermutlich in der Regel durch ganz allmähliche und meist sehr langsame Änderung der Verhältnisse. Übrigens findet sich, wo ausgedehntere Einblicke in den geologischen Schichtenbau möglich sind, wohl selten eine längere zusammenhängende Reihe von Formationen oder Formationsgliedern lückenlos vertreten. Vielmehr zeigen sich darin sehr vielfach Unterbrechungen, häufig von beträchtlicher Ausdehnung. Es ergibt sich dann immer die doppelte Möglichkeit, daß entweder während der Zeitperioden, aus denen dort entsprechende Ablagerungen fehlen, solche sich dort überhaupt nicht bildeten, oder aber daß vorhanden gewesene dort später wieder zerstört und abgetragen wurden. Im ersteren Falle würde in der Regel anzunehmen sein, daß die betreffenden Gebiete dann Land

¹⁾ Die Namen Eocän, Oligocän, Miocän, Pliocän sollen das Maß des Auftretens neuzeitlicher Tierformen in den betreffenden Abteilungen andeuten, und zwar bedeutet Eocän die Morgenröte der neuzeitlichen Lebewelten, Oligocän wenig neu (also nur erst geringe Anfänge des Neuen), Miocän weniger neu (d. h. zwar mehr als im Oligocän, aber weniger als im Pliocän), Pliocän mehr neu. Zwar bringt die Wortedeutung dieser Namen die in dieser Hinsicht bestehenden wirklichen Verhältnisse nur sehr mangelhaft zum Ausdruck, doch sind diese einmal eingebürgerten Benennungen in Ermangelung von besseren allgemein beibehalten worden. Sie wollen aber tatsächlich nur Altersstufen der Tertiärformation bedeuten.

²⁾ Der Name Diluvium bedeutet eigentlich Überschwemmung, Flut, aufgeschwemmtes Land; der Name Alluvium Anschwemmung, das Angeschwemmte. Beide Benennungen wollen aber gleichfalls nur Altersstufen in der Quartärformation bezeichnen. — Im Diluvium treten die ersten sicheren Spuren der Anwesenheit des Menschen auf.

waren, da auf den Landflächen — abgesehen von dem Bereiche der Flüsse, Seen, Gletscher und Vulkane, sowie von Trockengebieten, in denen die Winde eine beträchtliche Transport- und Ablagerungstätigkeit ausüben — im allgemeinen erhebliche Ablagerungen nicht stattfinden. Auch haben wir ja tatsächlich mannigfache Belege dafür, daß heutige Landgebiete in früheren geologischen Perioden zu wiederholten Malen vom Meere überdeckt gewesen und nach mehr oder minder langer Meeresüberdeckung auch wieder zeitweilig Land geworden sind. Andererseits haben wir zahlreiche Beispiele, welche zeigen, daß namentlich von Gebirgen, natürlich im Laufe ungeheurer langer Zeiträume, sehr ausgedehnte Gesteinsmassen, ja ganze große Schichtenkomplexe zerstört und abgetragen worden sind.

Erschwert wird die Feststellung der zu einer bestimmten Formation bzw. einer bestimmten Unterabteilung derselben gehörigen Bildungen vielfach in beträchtlichem Maße dadurch, daß eben zu einer und derselben Zeit an verschiedenen Stellen Ablagerungen von oft sehr verschiedener Art stattfanden, gerade so, wie es ja auch heute der Fall ist. Indes auch da kann die Altersbestimmung immer nur mit Hilfe von Leitfossilien erfolgen. Wenn dann die unter sehr verschiedenen Bedingungen (z. B. hier in Süßwasserseen, dort in flachem Meere in der Nähe der Küste oder in tiefem Meere und weiter Entfernung von der Küste usw.) erfolgten Ablagerungen dementsprechend beträchtlich verschiedene Fossileinschlüsse enthalten, dann muß untersucht werden, welche Leitfossilien bzw. Leitfossiliengruppen der verschiedenen betreffenden Bildungen als miteinander gleichzeitig oder ungefähr gleichzeitig anzusehen sind usw. Wenn sich aber in manchen Schichten und Schichtengruppen keine Leitfossilien finden, dann kann ihr geologisches Alter doch vielfach durch solche, die in darüber- und darunterliegenden Schichten vorhanden sind, mehr oder weniger genau oder mindestens annähernd bestimmt werden.

2. Die Ausbruchs- oder Eruptivgesteine.

Entstehung der Eruptivgesteine. Während das Material für die Bildung der Sedimentgesteine teils von unmittelbaren Produkten der mechanischen Zerstörung der jeweiligen Landoberfläche, teils (direkt oder indirekt) von einer Auslaugung der obersten Schichten der festen Erdrinde durch das darin zirkulierende Wasser herrührt, stammt das Material der Eruptivgesteine stets aus dem Erdinnern und ist in heißflüssigem Zustande von dort emporgedrungen. Die bezüglichen Bildungsvorgänge sehen wir zum Teil noch heute bei tätigen Vulkanen, wenn dort heißflüssiger Gesteinsbrei, sogenanntes Magma, ausfließt oder, durch heftig empordringende Gase und Dämpfe in gröbere oder feinere Teile zerblasen, ausgeworfen wird und die betreffenden Massen bei ihrer Abkühlung erstarren¹⁾. Während jedoch heute derartige Ausströmungen und Auswürfe von Magma meist nur durch engere Ausbruchsschlote und in verhältnismäßig beschränktem Maße stattfinden, ist anzunehmen, daß in Zeiten, als die feste Erdrinde noch wesentlich dünner und infolgedessen minder widerstandsfähig war, durch in ihr sich öffnende Spalten häufig ungleich gewaltigere

¹⁾ Näheres über die vulkanischen Vorgänge s. S. 50ff.

Massenergüsse erfolgten, bei denen das emporgedrungene Magma sich in bedeutenden zusammenhängenden Decken an der Oberfläche ausbreitete. Andererseits fehlt es nicht an Belegen, daß auch mannigfach heißflüssige Massen aus dem Erdinnern emporgedrungen sind, die die Erdoberfläche nicht erreichten, sondern sich nur in Spalten und Hohlräumen innerhalb der festen Erdrinde ausbreiteten, um dort ebenfalls infolge allmählicher Abkühlung schließlich zu erstarren. Endlich sind auch öfters Massen, die ursprünglich an der Erdoberfläche ausgeflossen waren, dort später durch Sedimentbildungen, die sich darüber legten, mehr oder weniger überdeckt worden.

Allgemeine Beschaffenheit der Eruptivgesteine. Die Eruptivgesteine sind, wenn sie durch einfaches Emporquellen und Ausfließen des Magmas gebildet wurden, nicht geschichtet, sondern von massiger Struktur, weswegen man sie auch als Massengesteine bezeichnet. Doch zeigen manche von ihnen, wie z. B. der Granit, häufig jene durch die Zusammenziehung des allmählich erstarrenden Magmas bedingte bank- oder plattenartige Absonderung, die bei der Verwitterung solcher Gesteine dazu beiträgt, allerlei stärker widerstandsfähige Teile als eigenartige Haufwerke loser Platten oder Blöcke zurückbleiben zu lassen. Nur wenn bei heftigen Eruptionen das zu feinen bzw. feinkörnigen Sand- und Aschenmassen zertriebene Magma in mehrfachem Wechsel der Korngröße oder der sonstigen Beschaffenheit sowie mit Zwischenpausen in die Luft geblasen wurde und diese Massen durch Winde sowie Niederschlagswasser und dergleichen weiter verteilt wurden, zeigt sich unter Umständen auch da eine schichtungsähnliche Abwechslung verschiedener Lagen.

Fossileinschlüsse können selbstverständlich die Eruptivgesteine zunächst überall da, wo sie unmittelbar durch das Ausfließen und Sichausbreiten des heißflüssigen Magmas gebildet sind, überhaupt nicht haben, da alles, was an Pflanzen und Tieren oder Resten solcher von dem letzteren erreicht wurde, dabei sofort ganz vernichtet werden mußte. Und auch bei dem Auswurf und der Ablagerung loser vulkanischer Massen dürften, falls die letzteren von größerer Art und beim Niederfallen noch erheblich heiß waren, wohl selbst widerstandsfähigere von ihnen überdeckte Organismenreste meist zugrunde gegangen sein. Nur in ganz feinen vulkanischen Auswurfsmassen, die von Winden und Regengüssen mannigfach weiter vertragen wurden, dann aber natürlich auch nicht mehr heiß waren, konnten sich ähnlich wie in anderen Sedimenten eingebettete Fossilreste erhalten.

Hinsichtlich der Weiterentwicklung des petrographischen Zustandes der Eruptivmassen macht es einen beträchtlichen Unterschied, ob sie bis zur Erdoberfläche emporgedrungen sind und sich dort als Decken ausgebreitet, oder ob sie die Erdoberfläche nicht erreicht haben, sondern in mehr oder minder beträchtlicher Tiefe der festen Erdrinde geblieben und dort allmählich erstarrt sind. Denn im ersteren Falle ging die Abkühlung und Erstarrung verhältnismäßig schnell vor sich, im letzteren dagegen selbstverständlich sehr viel langsamer, und zwar um so langsamer, je größer die Tiefe war, in der das Empordringen des heißflüssigen Magmas sein Ende fand. Zur Unterscheidung bezeichnet man die Gesteine der ersteren Kategorie, also diejenigen, die aus an der Erdoberfläche stromartig ausgeflossenem oder zu losen Massen zerblasenem, daher dort verhältnismäßig schnell erstarrtem Magma entstanden sind, als vulkanische, dagegen

diejenigen, deren Magma beim Empordringen die Erdoberfläche nicht erreichte, sondern in der Tiefe der festen Erdrinde verblieb und dort unter hohem Druck sich nur sehr langsam abkühlte und entsprechend langsam erstarrte, als plutonische¹⁾. Wenn wir heute an zahlreichen Stellen auch plutonische Gesteine (z. B. Granite u. a.) an der Erdoberfläche hervortreten sehen, so ist das die Folge starker Abtragung, die — natürlich im Laufe gewaltig langer Zeiträume — die ursprünglich darüber gelagerten beträchtlichen Gesteinsmassen zerstört und weggeführt hat.

Zu den vulkanischen Gesteinen werden außer den Laven und sonstigen Eruptionsprodukten der noch heute tätigen Vulkane auch die älteren Basalte, Trachyte, Phonolithe, ferner die Porphyre, Melaphyre u. a., zu den plutonischen vor allem die Granite, ferner die Syenite, Diorite u. a. gerechnet. In den vulkanischen Gesteinen ist wegen der bei ihnen weit schneller vor sich gegangenen Abkühlung und Erstarrung des Magmas nur teilweise die Ausscheidung besonderer Kristalle aus der dichten Grundmasse erfolgt, während die plutonischen Gesteine infolge ihrer in der Tiefe und unter den dortigen Druck- und Temperaturverhältnissen sehr langsam vor sich gegangenen Erstarrung eine mehr oder weniger gleichmäßig körnige, vollkristalline Struktur aufweisen. Aber auch in allen diesen Gesteinen sind nach erfolgter Festwerdung immer noch mannigfach, wenn auch äußerst langsam, allerlei weitere chemische Prozesse tätig gewesen, wobei immer wieder das in ihnen eingeschlossene bzw. in ihnen zirkulierende Wasser eine sehr wichtige Rolle gespielt hat.

Bestimmung des geologischen Alters der Eruptivgesteine. Das geologische Alter kann auch bei den Eruptivgesteinen nicht aus ihrem Gesteinscharakter an sich irgendwie näher erschlossen werden. Da sie nun mit der erwähnten Ausnahme — nämlich wenn feine und hin-

reichend erkaltete vulkanische Auswurfsmassen durch Winde oder Niederschlagswasser weiter verbreitet und dann wie sonstige Sedimente abgelagert werden — Fossil-einschlüsse nicht haben können, muß sich bei ihnen die Altersbestimmung meist auf andere Grundlagen stützen. Da ist nun ohne weiteres klar, daß die Eruptivgesteine stets jünger sein müssen als die jüngsten der Gesteinsmassen, die von ihnen durchbrochen oder überlagert sind,

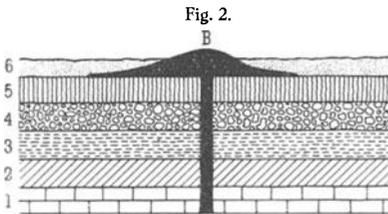


Fig. 2.
B
1 bis 6 Sedimentärschichten. B Basalt. Der Basaltdurchbruch ist jünger als 1 bis 5, älter als die ihn überlagernde Schicht 6.

dagegen älter als diejenigen, die wiederum sie überlagern (Fig. 2). Wenn also das geologische Alter dieser unter sowie über den Eruptivgesteinen liegenden Gesteinsmassen bestimmbar ist, dann ist damit auch eine untere sowie eine obere Grenze für die Zeit des Empordringens der betreffenden Eruptivmassen gegeben. Gehört beispielsweise die jüngste der von den letzteren durchbrochenen oder deckenförmig überlagerten Schichten der obersten Abteilung der Silurformation an und werden die Eruptivmassen wiederum von Schichten überlagert, deren älteste der unteren Abteilung

¹⁾ Benannt nach Pluton, dem griechischen Gott der Unterwelt.

der Formation des Rotliegenden angehören, dann muß das Empordringen des Magmas, dem diese Eruptivmassen entstammen, in der Zeit zwischen dem Obersilur und dem Unterrotliegenden stattgefunden haben usw. Weiteres aber läßt sich dann über das geologische Alter dieser Eruptivmassen dort nicht feststellen.

3. Die sogenannten kristallinen Schiefergesteine.

Während über die Entstehung der vorstehend behandelten beiden Hauptgruppen von Gesteinen keinerlei Zweifel obwalten können, bieten die sogenannten kristallinen Schiefergesteine in dieser Hinsicht noch mannigfache Schwierigkeiten. Man faßt unter diesem Namen die Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite und andere zusammen. Die Gesteine dieser Gruppe haben mit den alten Eruptivgesteinen die kristallinische Struktur gemeinsam, setzen sich auch größtenteils aus den gleichen Mineralien wie jene zusammen, unterscheiden sich aber von ihnen durch ihre Lagerungsverhältnisse, indem sie nicht, wie die Eruptivgesteine, massig auftreten, sondern bankförmige und zum Teil schichtähnliche Lagerung zeigen, die von manchen Geologen als wirkliche Schichtung angesehen wird.

Die Frage der Entstehung der kristallinen Schiefergesteine. Es wird vermutet, daß manche Gneise, namentlich die untersten, der ersten Erstarrungsrinde der Erde angehören. Bei manchen anderen Gneisen sowie sonstigen kristallinen Schiefen liegen dagegen allerlei Anzeichen vor, die darauf hinweisen, daß sie ursprünglich aus Sedimentgesteinen hervorgegangen sein müssen, die später in kristallinische Struktur umgewandelt wurden. Vollends aber ist dies klar bei manchen jüngeren kristallinen Schiefen, die als Glieder von deutlich sedimentären Schichtenkomplexen auftreten. Endlich scheinen manche Gesteine dieser Gruppe auch durch Umwandlung aus alten Eruptivgesteinen entstanden zu sein.

Als Hauptursachen solcher Umwandlung ursprünglich reiner Sedimentgesteine sowie auch ursprünglich massiger Eruptivgesteine in die Strukturverhältnisse der kristallinen Schiefergesteine können neben sehr langer Zeitdauer derartiger Vorgänge in Betracht kommen und sind mehr oder weniger in Betracht gezogen worden: sehr großer Druck, sei es durch starke Überlagerung, sei es namentlich auch durch sehr heftige Pressung bei den gebirgsbildenden Vorgängen; Wirkung der hohen Temperaturen in größeren Tiefen der Erdrinde bei starker Überlagerung; ferner örtlich auch starke Erhitzung durch in der Nähe empordringende Massen glutflüssigen Magmas; endlich die Tätigkeit des überall in den Gesteinen zirkulierenden, namentlich bei höherer Temperatur mannigfach mit gelösten Stoffen beladenen und vielfältig allmähliche Umsetzungen vermittelnden Wassers. In Wirklichkeit dürften wohl in der Regel mehrere derartige Faktoren bei solchen Umwandlungen zusammengewirkt haben. Auch fehlt es tatsächlich nicht an Beispielen dafür, daß z. B. normale Sedimentärgesteine an Stellen, wo sie durch energische Faltung, Stauchung, Einkeilung und dergleichen einem besonders starken Gebirgsdruck aus-

gesetzt waren, in die Struktur der kristallinen Schiefergesteine übergeführt sind. Es bleibt aber auch in zahlreichen Fällen alter kristallinischer Schiefergesteine zweifelhaft, ob die betreffenden Gesteine in ihrer jetzigen kristallinen Ausbildung Produkte einer Umwandlung oder ursprüngliche Bildungen sind, wie denn überhaupt in dieser Hinsicht vieles noch ungeklärt ist¹⁾.

Die Bestimmung des geologischen Alters der kristallinen Schiefergesteine. Die Bestimmung des geologischen Alters ist selbstverständlich bei denjenigen jüngeren kristallinen Schiefen, die sich in Schichtengruppen von deutlich sedimentärer Entstehung befinden, ohne weiteres durch das geologische Alter dieser Schichten gegeben. Bei den anderen aber ergibt sich dafür eine obere Grenze durch das Formationsalter der ältesten über ihnen liegenden Sedimentärschichten, und wo verschiedene kristalline Schiefergesteine übereinander liegen, ist selbstverständlich auch hier das bei ungestörter Lagerung tiefer liegende stets das ältere.

II. Die Hauptvorgänge der Gestaltung der Erdoberfläche.

Um die mannigfachen Gestaltungen der Erdoberfläche sachgemäß zu verstehen, ist eine gehörige Kenntnis mindestens der Hauptzüge der bei ihrer Entstehung beteiligten Vorgänge unerlässlich. Es empfiehlt sich daher, die letzteren zunächst etwas im einzelnen für sich zu betrachten, und hierbei ist es zu klarer Übersicht zweckmäßig, zu unterscheiden zwischen:

- A. den Vorgängen, die die Grundanlage der großen Bodenunebenheiten schaffen, durch die also auf der Erdoberfläche sozusagen der Rohblock der Verteilung von Hoch und Tief²⁾ entsteht (gestaltende Faktoren erster Ordnung), und
- B. den Vorgängen, durch die daselbst die Einzelgestaltung der Reliefformen erfolgt (gestaltende Faktoren zweiter Ordnung).

¹⁾ Für alles Nähere über die Eruptiv- sowie die kristallinen Schiefergesteine muß natürlich vollends auf die Handbücher der Geologie verwiesen werden.

²⁾ Man könnte diesen in gewisser Hinsicht dem rohen Gesteinsblock vergleichen, aus dem der Bildhauer in seiner Werkstatt die Einzelformen des geplanten Bildwerkes herausmeißelt. Doch kann selbstverständlich solcher Vergleich nur teilweise zutreffen. Denn der Rohblock des Bildhauers ist, wenn letzterer seine Arbeit beginnt, als solcher etwas Abgeschlossenes. Der Gesteinsblock der großen Grundzüge der Bodenunebenheiten dagegen ist niemals wirklich abgeschlossen, da die Kräfte, die ihn geschaffen, unablässig, wenn auch langsam, an ihm weiter tätig sind. Auch haben die Faktoren, die aus ihm die Einzelgestaltungen der Erdoberfläche herausarbeiten, diese ihre Arbeit an ihm schon begonnen, seit sich überhaupt auf der Erde Landmassen über die Meeresflächen erhoben, und setzen sie gleichfalls rastlos weiter fort.

Erst nachdem diese verschiedenen Hauptvorgänge zunächst jeder für sich gesondert betrachtet sind, ist dann auch auf ihr Ineinandergreifen und die so entstandenen Ergebnisse einzugehen.

A. Die Vorgänge, die die Grundanlage der großen Bodenunebenheiten schaffen (gestaltende Faktoren erster Ordnung).

Hier sind vor allem in Betracht zu ziehen:

1. die Senkungen und ihre Ursachen;
2. die horizontalen Verschiebungen, seitlichen Aufstauungen, Faltungen usw. und ihre Ursachen, sowie die Bestimmung ihres geologischen Alters;
3. die Hebungen;
4. die vulkanischen Aufschüttungen und der Vulkanismus überhaupt;
5. die Korallenbauten.

1. Die Senkungen und ihre Ursachen.

Die Grundanlage der großen Bodenunebenheiten der Erdoberfläche ist weitaus am meisten durch Verschiebungen in der Erdrinde bedingt. Unter diesen Verschiebungen aber sind zunächst vor allem die Senkungen von höchster Bedeutung, die zugleich zu den deutlichsten, zweifellosesten und auch am leichtesten verständlichen aller bezüglichen Erscheinungen gehören. Sie fehlen in keiner Erdgegend, und die mannigfachsten Belege zeigen, daß sie wohl auch überhaupt in keiner der geologisch überschaubaren Erdperioden gefehlt haben. Wenn vormaliges Land vom Meere überdeckt und zu Meeresgrund wurde, so waren es stets wesentlich Einsenkungsvorgänge, die das verursachten. Die Meeresbecken, namentlich diejenigen der tiefen Meere, sind wohl zweifellos insgesamt als durch Einsenkungen entstanden zu denken. In manchen Fällen läßt sich sogar die Zeit näher bestimmen, in der gewisse heutige Meeresteile durch Einsinken früherer dort bestandener Landmassen gebildet sein müssen. So sind z. B. weite Gebiete des Mittelländischen Meeres, besonders seines östlichen Teiles, erst durch in der Diluvialperiode erfolgte Einbrüche entstanden. Die Inseln des Mittelländischen Meeres aber sind, mit Ausnahme derjenigen von rein vulkanischem Ursprung, wohl sämtlich als in höherem Niveau stehen gebliebene Reststücke eingesunkener größerer Landmassen anzusehen. Auch anderwärts verdankt eine sehr große Zahl, ja wohl die sehr überwiegende Hauptmasse aller derjenigen Inseln, die nicht von rein vulkanischem oder korallinischem Ursprung sind, ihre Entstehung als Inseln dem Umstand, daß diese Landstücke mehr oder minder hoch über dem Meeresspiegel stehen blieben, während die größeren Landmassen, die sie einst umgaben und deren Teile sie waren, in die Tiefe sanken und vom Meere überdeckt wurden.

Senkungserscheinungen an Meeresküsten¹⁾. Wenn an gebirgigen Küsten beträchtlichere Senkungen erfolgten, dann wurden in dem Maße des Einsinkens ihre Täler und sonstigen Furchen und Einkerbungen mehr und mehr von Wasser überdeckt. Dadurch konnten dann allerlei äußere Gebirgstteile zu küstennahen Inseln werden, wie wir das in Europa z. B. bei den dalmatischen Inseln oder den Inseln des norwegischen Schärenürtels und anderen sehen, die eben auf solche Weise einst zu Inseln geworden sind. Die vom Wasser überdeckten Talstrecken aber wurden je nach ihrer Gestalt zu entsprechenden mehr oder minder langgestreckten Buchten und Meeresarmen, wie das z. B. in anschaulichster Weise die Fjorde Norwegens und viele entsprechende Bildungen an der Westseite Schottlands zeigen, in denen wir einfach ins Meer getauchte Talstrecken zu sehen haben. Ähnliches zeigt sich vielfach anderwärts, so z. B. an der Westseite Grönlands und British-Columbias, ebenso an der Westküste des südlichsten Teiles von Chile sowie an der Nordwestseite des südlichen Teiles der Südinsel von Neuseeland usw. Immer haben wir es da mit den Folgen beträchtlicher Küstensenkung zu tun. Doch ist damit durchaus nicht gesagt, daß die letztere sich an solchen Stellen auch gegenwärtig noch fortsetzen müsse. Sie kann später sogar, wie dies z. B. zahlreiche heute mehr oder minder hoch über dem Meeresspiegel liegende ehemalige Ufermarken an der Westseite Norwegens zeigen, in das Gegenteil übergegangen sein, so daß dort nur eben jene Folgen der früheren Senkung noch überwiegen, indem die inzwischen eingetretene Hebung noch nicht imstande gewesen ist, die einst tief ins Meer getauchten Talstrecken wieder völlig aus dem letzteren emportauchen zu lassen.

Schwieriger dagegen ist häufig die sichere Feststellung von Senkungen an flachen Küsten. Gingen die Senkungen verhältnismäßig schnell vor sich, dann müßte man natürlich an ganz flachen Küsten, wenn sie im Sinken begriffen sind, ein entsprechend schnelles Vorrücken des Meeres gegen das Land durch Überflutung der niedrigsten Teile des letzteren und dergleichen beobachten. Die Senkungen erfolgen aber (ebenso wie die Hebungen und überhaupt alle Verschiebungen in der Erdrinde) meist sehr langsam²⁾, und Einbrüche des Meeres können bis zu einem gewissen Grade an ganz flachen, aus losem und leicht beweglichem Boden (Sand, Ton oder sonstigem weichem Erdreich) bestehenden Küstenstrecken auch ohne wirkliches Sinken des Landes schon durch schwere Sturmfluten mit Wegwaschung größerer Mengen losen Materials usw. zustande kommen. Ebenso kann an solchen Küsten auf lockerem, durch Sedimentablagerung gebildetem Boden — zumal wenn dort Entwässerungsarbeiten stattfinden, die durch Tieferlegung des Grundwasserspiegels die oberen Bodenschichten trockener machen — auch einfach schon durch bloßes Sichsetzen dieser

¹⁾ Allerlei Näheres über die Erscheinungen von Senkungen und Hebungen an Meeresküsten findet sich in den größeren Handbüchern der allgemeinen Geologie. Eine übersichtliche kleine Erdkarte zur Veranschaulichung der Verbreitung „wahrscheinlicher positiver“ und „wahrscheinlicher negativer Niveauveränderungen“ der Küsten gibt Andrees Handatlas, 6. Aufl., 1914, S. 3f.

²⁾ Man bezeichnet solche ganz langsame Senkungen, Hebungen usw., deren Wirkungen eben infolgedessen erst in längeren Zeiträumen deutlich spürbar werden, auch als säkulare (von saeculum, Jahrhundert).

losen Massen der Schein eines mäßigen Sinkens entstehen. Wenn sich aber vor niedrigen Küsten auf seichtem Meeresgrunde — wie z. B. auch an einer Reihe von Stellen der deutschen Ost- und Nordseeküsten — die Spuren von Wäldern oder Torfmooren finden, so ist, ehe man daraus den Schluß auf erfolgte Landsenkung ziehen darf, immer noch erst zu prüfen, ob im ersteren Falle die Stümpfe der Bäume dort wirklich in größerer Zahl aufrecht stehen und im Boden zu wurzeln scheinen (also nicht etwa losgerissene Stämme dort zusammengespült sind) und ob es sonst wahrscheinlich ist, daß diese Bäume einst dort gewachsen, ebenso die betreffenden Torfmoore einst dort entstanden, ob diese verschiedenen Bildungen nicht vielleicht lediglich durch Abrutschungen oder bei Einbruch von Sturmfluten durch Wegspülung an die jetzige Stelle gelangt sein können¹⁾.

¹⁾ Da die Beurteilung der Ursachen der an Küsten hervortretenden Veränderungen des gegenseitigen Höhenverhältnisses von Land und Meer — zumal wenn es sich dabei nur um geringere Höhenveränderungen der Strandlinie handelt — oft mancherlei Schwierigkeiten bietet, schlug E. Suess (Das Antlitz der Erde II, 29, Wien 1888) mit Rücksicht darauf, daß ja doch an den Küsten eine Senkung des Landes sich ganz ebenso äußern wird wie eine Hebung des Meeresspiegels und umgekehrt eine Hebung des Landes ebenso wie eine Senkung des Meeresspiegels, für diese Verschiebungen der gegenseitigen Höhenlage beider eine mehr neutrale Benennungsweise vor. Man solle statt des Ausdruckes „Senkung des Landes“ sagen: „positive Verschiebung der Strandlinie“, und statt „Hebung des Landes“: „negative Verschiebung der Strandlinie“, geradeso wie man bei Pegelmessungen die aufwärts gerichteten Verschiebungen des Wasserstandes als die positiven, die abwärts gerichteten als die negativen bezeichne. Durch solche Benennungsweise solle dann eben nur zum Ausdruck kommen, daß und in welchem Sinne an der betreffenden Stelle eine Veränderung der gegenseitigen Höhenlage von Land und Meer stattgefunden habe; dagegen solle dabei in jedem einzelnen Falle offen bleiben, welcher von beiden Teilen, ob das Land oder der Meeresspiegel, sich dort tatsächlich auf- oder abwärts bewegt habe. Wenn aber Suess ferner versucht hat, wahrscheinlich zu machen, daß in sehr ausgedehntem Maße vermeintliche Hebungen und Senkungen des Landes vielmehr auf Veränderungen der Höhenlage des Meeresspiegels zurückzuführen seien, so haben weitere Erörterungen auf diesem Gebiete gezeigt, daß die durch mancherlei Umstände bedingten tatsächlichen Verschiebungen der Höhe des Meeresspiegels sich im allgemeinen — zumal bei dem gegenseitigen Zusammenhang aller Meere und Meeresteile und dem hierdurch von selbst gegebenen Streben nach allgemeinem Ausgleich aller erheblichen Niveauunterschiede ihrer Wasserspiegel — nur auf verhältnismäßig geringe Beträge beschränkt haben können, daß jedenfalls durch sie von der großen Fülle nachweislicher Veränderungen der gegenseitigen Höhenlage von Land und Meeresspiegel nur kleinere Teilbeträge erklärt werden können, und daß in allem Wesentlichen es doch immer Bewegungen des Landes sein dürften, auf die diese mannigfachen Erscheinungen vertikaler Verschiebungen der Strandlinie zurückgeführt werden müssen. Berücksichtigt man dann ferner die vielen ganz offenbaren Beweise sehr bedeutender vertikaler Verschiebungen und speziell sehr beträchtlicher

Senkungen im Innern der Landmassen. Aber auch im Innern der heutigen Landmassen sind überaus viele sehr wesentliche Züge ihres Reliefs vor allem durch verschieden starke Einsenkungen, oft von bedeutenden Beträgen, entstanden. Mitteleuropa selbst bietet dafür zahlreiche Beispiele. Wenn das norddeutsche Flachland, vollends aber sein mehr oder minder tief unter der Decke loser Ablagerungen befindlicher fester Untergrund im allgemeinen so viel niedriger liegt als fast alle übrigen Teile Deutschlands, so ist die Ursache davon ein großer Senkungsprozeß, der einst diese Schollen im Vergleich zu den ihnen südlich benachbarten Gebieten in ein soviel tieferes Niveau geführt hat. Speziell ist z. B. auch das Münsterländische Becken sowie die sogenannte Köln-Bonner Tieflandsbucht durch Einsenkung entstanden. Beträchtliche Einsenkungen haben ferner es bedingt, daß das heutige Thüringische Hügelland soviel niedriger liegt als die an seinen Rändern in höherem Niveau stehengebliebenen Gebirge des Harzes und des Thüringer Waldes. Andere Gebiete beträchtlicher Einsenkungen sind das Hessische Bergland, die Oberrheinische Tiefebene, das Böhmisches Becken, das Deutsche Alpenvorland (die Schwäbisch-Bayerische Hochfläche), das Wiener Becken, die Ungarischen Becken, die Po-Ebene usw. Ebenso haben wir auch in Deutschland selbst mancherlei Belege dafür, daß Schollen in der geologischen Vorzeit sogar zu wiederholten Malen unter den Meeresspiegel getaucht, zum Teil sogar Grund erheblich tiefer Meere geworden und später wieder emporgestiegen und Land geworden sind.

Fig. 3.

Vorgang der Senkungen. Was den Vorgang der Senkungen anlangt, so können solche zwar in mäßigem Grade auch ohne Zerreißung des Zusammenhanges der betreffenden Schichten erfolgen (sogenannte Flexur, vgl. Fig. 3). Meist aber wird derselbe

Flexur. a abgesunkener Teil.

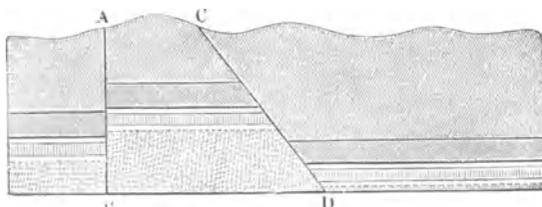
dabei wohl mehr oder weniger zerrissen, indem sich in den Schichten Spalten [Bruchspalten, Verwerfungsspalten]¹⁾ bilden und längs dieser Spalten sogenannte Verwerfungen vor sich gehen, d. h. Schollenteile tiefer absinken, während andere in höherer Lage stehen bleiben

Senkungen, die wir im Binnenlande haben, dann ist nicht einzusehen, warum nicht ähnliches auch für die Küsten gelten sollte. So bürgert es sich mit Recht immer mehr ein, auch da wieder einfach von „Senkungen“ und „Hebungen des Landes“ als dem allein wesentlich in Betracht Kommenden zu sprechen, statt jener stets sehr unbequemen und auch mißdeutigen Ausdrücke „positive“ und „negative Verschiebung der Strandlinie“, die man nach Supans zweckmäßigem Vorschlag gut tun wird, lediglich auf genetisch zweifelhafte Fälle zu beschränken. — (Von den Veränderungen der Höhenlage des Meeresspiegels und ihren möglichen Ursachen ist im übrigen noch in Bd. 2 in dem Abschnitt über das Meer zu sprechen.)

¹⁾ Da die Bruchspalten sich, wenn sie zur Erdoberfläche ausgehen, dort als Linien äußern müssen, werden sie gelegentlich auch als Bruchlinien oder Verwerfungslinien bezeichnet.

[Fig. 4]¹⁾. Häufig kommt es vor, daß sich in nicht großer gegenseitiger Entfernung eine Mehrzahl mehr oder weniger paralleler Bruchspalten

Fig. 4.

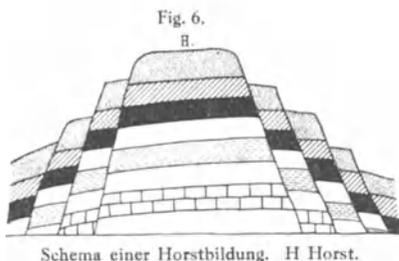
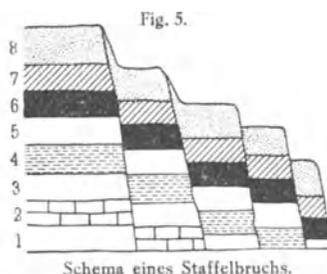


Verwerfungen. AB und CD Verwerfungsspalten.

bildet und längs derselben ein treppenförmiges Absinken erfolgt; man spricht dann auch wohl von einem Staffelbruch (Fig. 5).

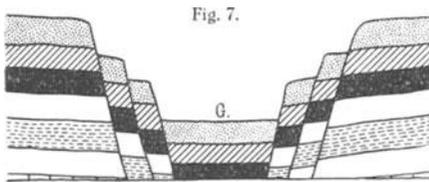
Bleibt inmitten eines von (annähernd parallelen) Verwerfungen durchsetzten Gebietes ein Teil in höherem Niveau stehen, während zu beiden Seiten desselben die Schollenteile tiefer absinken, dann nennt man ihn einen Horst (Fig. 6). Auf diese Weise können, wenn der in höherem Niveau verbliebene Teil (also der Horst) von erheblicher Ausdehnung ist und die zu seinen Seiten abgesunkenen Massen beträchtlich überragt, auch ganze Gebirge entstehen, wofür in Deutschland der Harz, der Thüringer Wald und andere deutsche Mittelgebirge typische Beispiele liefern.

Sinkt aber zwischen mehreren nicht weit voneinander entfernten und annähernd parallelen Verwerfungsspalten ein im Vergleich zu seiner Länge verhältnismäßig schmaler Schollenstreifen erheblich tiefer ab, so daß er infolgedessen auf beiden Seiten von beträchtlich höheren Rändern umgeben ist, so entsteht ein sogenannter geologischer



¹⁾ Dies zeigt sich auch vielfach z. B. im Kohlenbergbau, indem ein in Abbau befindliches Flöz bei weiterem Vordringen eines Stollens plötzlich aufhört. Der Kundige weiß dann aber, daß es sich da nur um eine Verwerfung handelt, und vermag auf Grund der Kenntnis der dortigen Schichtenfolge in der Regel auch annähernd zu bestimmen, um wie viel höher oder tiefer die Fortsetzung des betreffenden Flözes jenseits der Verwerfung zu finden sein wird.

Graben (oder Grabenbruch, eine Grabenversenkung) (Fig. 7). Ein ausgezeichnetes Beispiel solcher Grabenversenkung bietet in Deutschland die durch staffelförmiges Einsinken zwischen ihren beiderseitigen Randgebirgen (Schwarzwald—Odenwald sowie Wasgenwald—Hardt) entstandene Oberrheinische Tiefebene. Andere bedeutende Grabenversenkungen sind z. B. in Nordschottland die tiefe Furche des Glenmore, durch die der Caledonische Kanal zieht, ebenso in Palästina diejenige, in der das Jordantal, das Tote Meer, und weiterhin das Wadi el Araba sowie der Golf von Akaba liegen; ferner das Becken des Roten Meeres und des Golfs von Suez; ebenso der sogenannte zentralafrikanische Graben, in dem der Tanganjikasee, sowie der Kiwu-, der Albert-Edward- und der Albertsee liegen, der sogenannte ostafrikanische Graben, der sich von dem Becken des Rudolfsees



Schema eines geologischen Grabens. G Graben.

im Norden über eine Reihe kleinerer abflußloser Seen hin nach Süden erstreckt¹⁾ und in dem Becken des Njassasees eine Fortsetzung findet usw. Auch auf dem Grunde der ozeanischen Becken, namentlich im Großen Ozean, sind solche tief eingesenkte grabenartige Furchen festgestellt worden, und gerade die größten bekannten ozeanischen Tiefen liegen dort in solchen. — Haben endlich Senkungsfelder von nicht zu großem Umfang eine im großen und ganzen mehr rundliche, annähernd kreisähnliche oder auch polygonale Umrißgestalt, dann bezeichnet man sie als Kesselbrüche. So sind z. B. große Kesselbrüche bei der Entstehung der Donauebene in Österreich und Ungarn beteiligt gewesen, ebenso eine ganze Reihe von Kesseleinbrüchen bei der Entstehung der verschiedenen Becken des Mittelländischen Meeres; ähnlich wohl im östlichen Teile des Malaiischen Archipels bei den Becken der Sulusee, Celebessee und Bandasee usw.

Überall auf der Erde spielt die Bildung von Bruchspalten und entsprechenden vertikalen Verschiebungen in der Erdrinde, namentlich aber das Einsinken größerer wie kleinerer Schollen an Bruchspalten eine Hauptrolle für die Entstehung der Grundanlage der großen Unebenheiten der Erdoberfläche. Bruchspalten und Verwerfungen im Großen wie im Kleinen durchsetzen den Untergrund der Landmassen häufig selbst da, wo an der heutigen Oberfläche infolge später dort erfolgter Ausebnung oder Überdeckung davon nichts zu bemerken ist oder doch wenigstens keinerlei nennenswerte Unebenheiten darauf hinweisen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß derartige Verschiebungen nicht nur an den Küsten, sondern ebenso im Innern der Landmassen auch heute stattfinden. Darauf weisen schon viele Erdbeben²⁾ hin, von denen eine sehr große Zahl, wohl weit aus die Hauptmasse, sich nach dem heutigen Stande unseres bezüglichen Wissens

¹⁾ Es ändert natürlich die Auffassung jener afrikanischen „Gräben“ durchaus nicht, daß in ihnen der Zusammenhang fortlaufender Furchen des heutigen Reliefs verschiedentlich durch später dort erfolgte vulkanische Aufschüttungen unterbrochen ist.

²⁾ Über die Erdbeben siehe später (S. 76 ff.).

nur als Folge von Verschiebungen oder Auslösung von Spannungen in der Erdrinde erklären läßt. Allerdings kommen dabei nicht bloß vertikale, sondern auch horizontale Verschiebungen sowie die Auslösung von Spannungen bei Aufrichtungs- und Faltungsvorgängen in Betracht. Aber z. B. die zeitweilig sehr häufigen Erschütterungen in der Oberrheinischen Tiefebene (namentlich in den Jahren 1869 und 1870 in der Gegend von Groß-Gerau zwischen Mainz und Darmstadt und viele andere) dürften im wesentlichen doch wohl als zweifellose Folgen fortdauernder Abwärtsbewegungen des festen Untergrundes dieses Senkungsfeldes anzusehen sein. Da aber offenbar auch solche Senkungsvorgänge sich — abgesehen von Einbrüchen der Decken beschränkter durch Auswaschung in leicht löslichen Gesteinen entstandener unterirdischer Hohlräume und dergleichen — in der Regel sehr langsam vollziehen, ist die tatsächliche Feststellung dieses ihres Fortdauerns im Binnenlande meist mit großen Schwierigkeiten verknüpft ¹⁾.

Ursachen der Senkungen. Für die Frage nach den Ursachen der Senkungsvorgänge sind zunächst gleich die soeben angedeuteten Fälle auszunehmen, wo es sich einfach um das Niederbrechen der Decken von Hohlräumen handelt, die in verhältnismäßig geringer Bodentiefe in der Regel durch die Auswaschungstätigkeit unterirdisch fließenden Wassers in leicht löslichen Gesteinsarten (Kalk, Gips, Dolomit, Steinsalz) gebildet sind, da dort die Sache ohne weiteres klar liegt. Da ist eben von der Decke der Hohlräume allmählich ein Bruchstück nach dem anderen heruntergefallen und schließlich der Niederbruch bis zur Oberfläche vorgeschritten ²⁾. Indes diese namentlich in Kalkgebirgen sehr häufigen Einbrüche sind meist von beschränktem bis zu ganz geringem Umfang; um sie handelt es sich hier nicht.

Da nach zahlreichen Belegen Senkungen größerer Schollen der Erdrinde — und zwar mit mancherlei Wandlungen während der verschiedenen geologischen Zeitalter — wohl in allen Erdgegenden erfolgt sind, müssen natürlich auch die Ursachen dieser Senkungen in allen Erdzonen vorhanden sein bzw. vorhanden gewesen sein und ihren

¹⁾ Die hier und da in deutschen Gebirgsgegenden gesammelten Beobachtungen von der Art wie z. B., daß man dort von bestimmten Stellen aus nach Aussage glaubwürdiger Zeugen früher gewisse entfernte Objekte habe sehen können, die jetzt von dort aus nicht mehr sichtbar seien, oder umgekehrt, daß jetzt von dort solche sichtbar seien, die es früher dort nicht gewesen und dergleichen, können natürlich eine irgendwie zuverlässige Unterlage für die Beurteilung etwaiger Höhenverschiebungen nicht geben. Dagegen wird es, wenn nach langer Zeit einmal wieder ein System von Präzisions-Nivellements durch unser Land gelegt wird, von erheblichem Interesse sein, dann die Ergebnisse derselben mit denjenigen der früheren Nivellements auf etwaige Veränderungen früher gemessener Höhen zu vergleichen.

²⁾ Ähnlich natürlich, wenn über abgebauten Kohlenflözen, bei denen die dadurch entstandenen Hohlräume nicht etwa durch Schutt oder Schlacken wieder zugefüllt sind, die Deckenschichten allmählich niedergehen.

Einfluß ausgeübt haben. Hierfür aber muß immer als die Hauptgrundlage aller bezüglichen Vorgänge die Zusammenziehung der Erde in Betracht kommen. Denn da die Senkungen tatsächlich, und zwar zum Teil in sehr bedeutendem Grade erfolgt sind, muß doch dafür die Möglichkeit bestanden haben. Es muß also in der Tiefe unter den sinkenden Schollen der für das Einsinken der letzteren erforderliche Raum vorhanden gewesen sein, indem sich dort entweder wirkliche Hohlräume oder doch Räume befanden, in denen die sie erfüllenden Massen minder dicht gelagert waren¹⁾, so daß durch stärkere Zusammendrückung derselben dort für nachsinkende Massen Platz werden konnte, oder es müssen die dortigen Massen sonst stärker nachgiebig gewesen sein. Und das alles muß in den verschiedensten Erdgegenden so im tieferen Untergrunde vorhanden gewesen sein. Das läßt sich in befriedigender Weise nur als Folge einer Zusammenziehung der Erde erklären.

Bei der nach allem, was wir wissen, im gesamten Weltall bestehenden ungeheuren Gleichartigkeit unterliegt es doch wohl keinem Zweifel, daß auch der im Vergleich zum unermeßlichen Weltganzen wahrhaft winzige planetarische Körper unserer Erde den Entwicklungsgang durchgemacht hat, dessen verschiedene Stadien wir bei den anderen großen Himmelskörpern mehr oder weniger wahrnehmen können, daß sie sich also jedenfalls aus einem früher bis zu ihrer Oberfläche reichenden Glühzustande durch allmähliche Abkühlung zu dem gegenwärtigen Zustande entwickelt hat. Daß die Erde einst — natürlich in ungeheuer fernem Vorzeit — auch an ihrer gesamten Oberfläche eine sehr beträchtliche Temperatur hatte und daß die jetzigen, lediglich von den Verhältnissen der Bestrahlung durch die Sonne abhängigen klimatischen Unterschiede der verschiedenen Erdoberflächenzonen sich erst später, nach entsprechender Abkühlung der obersten Schichten der Erdrinde, allmählich herausgebildet haben, darauf weist ja, wiewohl auf diesem Gebiete im einzelnen noch mannigfache Fragen bestehen, auch eine Reihe geologischer und paläontologischer Tatsachen mehr oder minder deutlich hin. Im übrigen aber haben wir doch in den ausfließenden vulkanischen Magmen den unmittelbaren Beweis des in großen Tiefen des Erdinnern noch jetzt vorhandenen Glutzustandes.

Die allmähliche Abkühlung der Erdkugel aber mußte, wenn sie auch zunächst nur erst die äußersten Teile derselben betraf, selbstverständlich auch eine entsprechende Volumenverminderung zur Folge haben. Und nachdem sich an der Oberfläche erst eine feste Kruste erstarrten Gesteins gebildet, mußte diese, wenn sich die darunter liegenden Massen infolge fortschreitender Abkühlung weiter zusammenzogen, durch die Schwer-

¹⁾ Daß die Erdrinde tatsächlich nicht überall die gleiche Dichte aufweist, sondern in dieser Hinsicht in verschiedenen Erdgegenden und oft selbst in den einzelnen Teilen eines und desselben Landes, wie namentlich auch Mitteleuropas, bemerkenswerte Verschiedenheiten bestehen, haben die an zahlreichen Stellen mit feinen Pendelapparaten ausgeführten neueren Schweremessungen immer deutlicher gezeigt. Sie haben dazu geführt, daß man für Stellen erheblicherer Schwereverminderung auf sogenannte Massendefekte in der Erdrinde geschlossen hat.

kraft das Bestreben bekommen, entsprechend dem Maße dieser Zusammenziehung auf die gegen das tiefere Erdinnere hin zurückweichende Oberfläche jener noch nicht starren Massen nachzusinken. Infolge ihrer Starrheit konnte aber die feste Kruste diesem Bestreben nicht gleichmäßig folgen. Es mußten daher in ihr Spannungen wie in einem Gewölbe entstehen, die schließlich namentlich an Stellen minder starker Festigkeit auch zu allerlei Brüchen und zu mehr oder minder beträchtlichem Einsinken der durch letztere aus dem Zusammenhang gelösten Teile führen mußten. Das mußte sich nun im unablässigen Fortgang des Abkühlungsprozesses und der entsprechenden Zusammenziehung immer aufs neue wiederholen. Doch mußte sich bei der sehr geringen Wärmeleitung der Gesteine¹⁾ mit zunehmender Dicke der festen Erdrinde das weitere Fortschreiten der Abkühlung zu den tieferen Massen hin immer mehr verlangsamen. Als die feste Kruste noch verhältnismäßig dünn und entsprechend minder widerstandsfähig war, mögen infolge starken Gasauftriebs auch vielfach große Massen glutflüssigen Magmas durch die Bruchspalten emporgedrungen sein und sich an der Oberfläche ausgebreitet haben, was natürlich gleichfalls erheblich zur Wärmeabgabe des Erdinnern beitragen mußte. In dem Maße aber, als die feste Erdrinde immer dicker wurde, dürfte auch dieses massenhafte Empordringen großer Magmamengen bis zur Oberfläche sich allmählich mehr und mehr vermindert haben, und unter den heutigen Verhältnissen dürfte sich die weitere Abkühlung der Erde und namentlich des Erdinnern sowie dementsprechend auch die weitere Zusammenziehung desselben nur noch mit äußerster Langsamkeit fortsetzen.

Man wird sich jedoch im allgemeinen wohl auch für sehr alte geologische Perioden nicht vorstellen dürfen, daß die durch Bruchspalten aus dem Zusammenhang gelösten Schollen jemals gleich in erhebliche Tiefen gesunken seien. Sondern geradeso, wie sich die Bruchspalten selbst in der Regel nur allmählich, bald hier bald dort ein Stück, gebildet haben dürften, wird auch das Absinken längs derselben meist in sehr vielen Absätzen, bald hier bald dort ein Stück, erfolgt sein, zumal ja doch auch der Raum, in den die Schollen nachzusinken strebten, im allgemeinen je tiefer, desto enger sein mußte. Und je mehr die Dicke der festen Erdrinde zunahm, desto mehr dürften sich auch die damaligen Senkungsvorgänge in der Regel auf eine mehr oder weniger große Zahl von Einzelrutschungen verhältnismäßig geringen Grades verteilt haben, indem jetzt untere Teile der sinkenden Massen ein wenig sanken, später höhere Teile nachfolgten usw. Auch mochte häufig die Senkung auf der einen Seite stärker, auf der anderen in schwächerem Maße erfolgen usw.

Im einzelnen mag bei diesen großen Einsenkungsvorgängen immerhin im Verhältnis von Ursachen und Wirkungen oft noch mancherlei sonst verändernd und komplizierend hinzugetreten sein. Mögen ferner bei der sogenannten Kontraktionstheorie über dies und jenes noch zahlreiche Fragen offen bleiben und manches noch Schwierigkeiten bereiten — immer ist festzuhalten, daß ja doch die Senkungen an sich offenbare und nach-

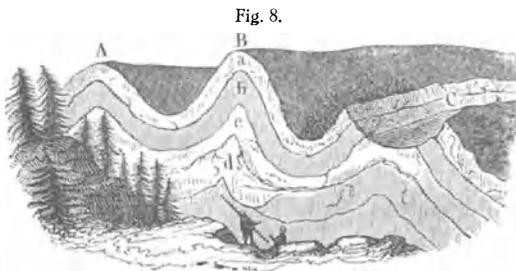
¹⁾ Vgl. z. B., daß man über die Decke der Kammern eines Ziegeleiringofens, in denen die Ziegel sich in Rotglühhitze befinden, ruhig gehen kann, obwohl man dort nur durch eine Mauer von kaum 1 m oder noch geringerer Dicke von dem Innern dieser Kammern getrennt ist. Der Boden fühlt sich dort nur mäßig warm an.

weisbare Tatsachen sind, und die eigentlichen Haupt- und Grundvorgänge des Ganzen, von denen alles übrige abhängen mußte, können auf wesentlich andere Weise nicht gedacht werden.

2. Die horizontalen Verschiebungen, seitlichen Aufstauungen, Faltungen usw. und ihre Ursachen, sowie die Bestimmung ihres geologischen Alters.

Von sehr großer Wichtigkeit für die Entstehung des Rohblocks der großen Bodenunebenheiten sind ferner die Vorgänge der seitlichen Zusammenschiebung, Aufstauung und Faltung von Schichten. Sie sind die Hauptursache sehr vieler Gebirge in den verschiedensten Erdgegenden, und häufig finden sich selbst in Gebieten, in denen das Relief der heutigen Landoberfläche infolge späterer Ausbuchtung und Überdeckung durch jüngere Ablagerungen davon wenig oder gar nichts vermuten lassen würde, gleichwohl in der Tiefe mancherlei Belege, daß einst auch dort beträchtliche Zusammenstauungsvorgänge stattgefunden haben.

Die tatsächlichen Beobachtungen. Bei Wanderungen in Gebirgen bzw. Bergländern können wir oft zahlreiche Beispiele von



Schichtenfaltung.

A und B Sättel. Zwischen A und B sowie B und C Mulden.

Schichten sehen, die mehr oder minder steil gestellt, häufig auch gebogen sind, und nicht selten können wir dort, zumal in den Alpen, auch deutliche Faltung, gelegentlich sogar von sehr starker Zusammenbiegung, ja förmlicher Knickung von Schichten beobachten. Wir können uns da überzeugen, daß es wirklich Schichten von derselben Art wie die sonstigen im Wasser gebildeten sind, und eine nähere Untersuchung kann in der Regel auch Belege dafür aufzeigen, daß sie tatsächlich nur durch Ablagerung im Wasser entstanden sein können¹⁾. Aber sie stehen eben steil aufgerichtet, zeigen gegebenenfalls auch mehr oder minder starke Biegung bis zu völliger Faltung, Knickung und dergleichen (Fig. 8). Die im Wasser bzw. durch Tätigkeit des Wassers entstandenen wie die sonstigen Sedimentärbildungen sind jedoch von Hause aus stets horizontal oder doch annähernd horizontal gelagert und ²⁾ ebenflächig oder nahezu ebenflächig ausgebildet. Die steile Stellung

¹⁾ Beweise dafür sind außer der regelmäßigen Schichtung die Zusammensetzung der Schichten und die Lagerungsverhältnisse der betreffenden feineren oder gröberen Materialien in ihnen, ferner die etwa darin enthaltenen Fossilieninschlüsse sowie die Art ihrer dortigen Einbettung.

²⁾ Mit Ausnahme der in stark strömenden Flüssen abgelagerten.

sowie die etwaige Biegung, Faltung, Knickung usw. jener Schichten müssen also erst später durch andere Vorgänge entstanden sein. Und zwar können diese Veränderungen der ursprünglich horizontalen oder annähernd horizontalen Stellung sowie der ursprünglichen Ebenflächigkeit erst nach dem Festwerden dieser Schichten erfolgt sein. Denn auch wo die letzteren jetzt ganz steil aufgerichtet dastehen, sind sie in der Höhe von derselben Dicke wie unten, und ebenso sehen wir vielfach selbst in erheblichen Biegungen von Schichten keine Veränderung der Dicke der letzteren¹⁾. Wären in ihnen zur Zeit der Aufrichtung bzw. Biegung die ursprünglich lose zusammengelagerten Bestandteile nicht bereits völlig zu festen Gesteinsbänken erhärtet bzw. verkittet gewesen, dann würden sie bei der Aufrichtung das Bestreben gehabt haben, nach unten zu sacken, und die aufgerichteten Schichten würden dann unten dicker sein als in der Höhe. Ebenso würde sich dann bei den Biegungen das gleiche Bestreben sowie ein mannigfaches inneres Nachgeben und Sichverschieben der Massen innerhalb einer und derselben Schicht gezeigt haben. Auch ersieht man öfters aus allerlei sonstigen Erscheinungen, wie z. B. aus manchen Umformungen eingebetteter Fossilien und dergleichen, daß die betreffenden Schichten bei der Biegung bzw. Faltung wirklich bereits fest gewesen sein müssen.

Häufig zeigen sich die gebogenen Schichten von allerlei Adern, groben wie feineren und auch ganz feinen, durchsetzt. Es sind das Risse, die bei der Biegung gebildet, aber durch die Tätigkeit des in den Gesteinen zirkulierenden Wassers wieder mit Mineralmasse gefüllt wurden und dadurch sozusagen wieder zuheilten. Die Biegung hatte also in solchen Fällen zunächst allerlei Zerreißen zur Folge, die später wieder verkittet wurden, und es finden sich mannigfache Beispiele, wo solche Zerreißen und allerlei Verschiebungen der Bruchstücke in gebogenen Schichten in sehr erheblichem Maße stattgefunden haben müssen. Aber ebenso ist die Biegung auch sehr häufig durchaus ohne Bruch erfolgt, und dieselben gebogenen Schichten, die an der einen Stelle durch Aderbildung der erwähnten Art die unzweideutigen Spuren mannigfacher Zerbrechung zeigen, sind an anderen Stellen vollkommen bruchlos gebogen. Auch ist die bruchlose Biegung nicht etwa auf einzelne bestimmte Gesteinsarten beschränkt, sondern kommt bei den verschiedensten Gesteinen, selbst bei an sich sehr spröden, vor²⁾.

¹⁾ Die hier und da bei starker Faltung durch ganz besonders heftigen seitlichen Druck erfolgten starken Zusammenpressungen und teilweisen Ausquetschungen von Schichten können nach der ganzen Sachlage nicht auf noch vorhanden gewesene Weichheit der betreffenden Schichten gedeutet werden.

²⁾ Sehr lehrreich ist hierüber A. Heim, Über die Stauung und Faltung der Erdrinde (eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Resultate aus des Verfassers Werk: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung), S. 17 ff. Basel 1878.

Selbstverständlich bereitet namentlich die Erklärung solcher völlig bruchlosen Schichtenbiegungen mancherlei besondere Schwierigkeiten. Doch „fehlt es nicht ganz an Beobachtungen, welche zeigen, wie selbst völlig starre Gesteinskörper — und zwar in ganz kurzer Zeit und ohne starke Belastung — durch Druck nicht unerhebliche Biegungen erfahren können, die sich bei Aufhören dieses Druckes auch wieder ausgleichen, die also doch eine gewisse Elastizität und Biegsamkeit jener Gesteinskörper erweisen. So wissen z. B. an Meeresküsten die Leuchtturmwärter auch auf sehr fest gebauten hohen steinernen Leuchttürmen von ganz beträchtlichen Schwankungen zu sagen, die sie bei heftigen Stürmen dort durchzumachen haben; und ebenso kann man auf hohen steinernen Fabrikschornsteinen bei starkem Sturme sehr fühlbare Schwankungen beobachten. Die Schichtenbiegungen der Erdrinde aber sind als in gewaltig langen Zeiträumen äußerst langsam und sehr allmählich vor sich gegangen zu denken. Auch ist darüber heute wohl kein Zweifel, daß sie, selbst wo sie jetzt zutage treten, doch einst unter starker Belastung durch darüber gelagerte mächtige Gesteinsmassen, die später durch Abtragung mehr und mehr entfernt wurden, erfolgt sind und daß durch solche starke Belastung die Biegsamkeit der Schichten wesentlich gefördert worden ist. Dazu kommt ferner, daß doch fortwährend auch Wasser in den Gesteinen zirkulierte und in deren Gefüge während jener langen Zeit mannigfache langsame Umbildungen bewirken konnte . . . Jedenfalls ist, so schwer es auch fallen mag, sich das Zustandekommen der soviel zu beobachtenden starken Zusammenfaltungen der starren Gesteinsschichten vorzustellen, an der Tatsächlichkeit dieser Vorgänge nicht zu zweifeln, und eine beträchtliche Zahl von Gebirgen in den verschiedensten Erdgegenden ist wesentlich auf solche Weise infolge starker Zusammenschiebung größerer Schichtenkomplexe durch gewaltigen Seitendruck entstanden“¹⁾.

Ursachen der Aufrichtung, Biegung und Faltung von Schichten. Was die Ursachen der Aufrichtung, Biegung und Zusammenfaltung von Schichten anlangt, so kann die Steilstellung und Biegung einzelner Schichten zwar teilweise auch wohl durch einseitiges Einsinken der letzteren entstanden sein, indem die eine Seite beträchtlich einsank, während die andere in wesentlich höherem Niveau stehen blieb, wobei sich unter Umständen auch mäßige Biegungen dieser Schichten mit ergeben konnten. Bei allen größeren Biegungen jedoch, sowie vollends bei den eigentlichen Faltungsvorgängen und ebenso überhaupt bei ausgedehnterer Aufrichtung größerer Schichtenkomplexe kann, wie bereits angedeutet, nur gewaltiger, in horizontaler Richtung zusammenschiebender Seitendruck die Ursache gewesen sein, ähnlich wie wir mehr oder minder starke Biegungen sowie auch

¹⁾ Aus meinen Vorlesungen über Hilfsmittel und Methode des geographischen Unterrichts II, 247 ff., Halle a. d. S. 1913. — Eine übersichtliche Darstellung der Verbreitung von Faltungsgebirgen, deren Entstehung meist aus den beiden jüngsten der großen Faltungsperioden, gegen Ende des paläozoischen und im Tertiärzeitalter, stammt, gibt A. Supan, Grundzüge d. phys. Erdkunde, 5. Aufl., 1911, Tafel II; vgl. hierzu daselbst S. 37 ff. Siehe ebenso die Karte zu A. Philippon, Grundz. d. Allg. Geogr. II, 1, Leipzig 1923.

Zusammenfaltungen entstehen lassen können, wenn wir z. B. einige Lagen von Papier oder dergleichen auf einem Tische übereinander legen und diese nun mit den Händen einem entsprechenden seitlich zusammenschiebenden Drucke aussetzen.

Fragen wir aber weiter nach den letzten Ursachen jenes in der Erdrinde wirkenden Seitendruckes, so muß auch da wiederum auf die Kontraktionstheorie (s. oben S. 34f.) zurückgegriffen werden¹⁾. Denken wir uns die zusammengeschobenen und hierbei mannigfaltig gebogenen Schichten eines Faltengebirges — einschließlich derjenigen oberen Teile der letzteren, die dort bereits zerstört und abgetragen sind, deren ehemalige Größe wir uns aber aus den unten noch erhaltenen Stücken der betreffenden Schichten sowie des ganzen Faltensystems annähernd rekonstruieren können — eben ausgebreitet, so nehmen sie in der Breitenrichtung einen erheblich größeren Raum ein. Einen um so viel breiteren Raum müssen sie also vor der Faltung tatsächlich eingenommen haben, da ja doch auch sie wie alle Sedimentärgebilde einst durch annähernd horizontale und ebenflächige Ablagerung entstanden sein müssen.

Albert Heim suchte auf Grund bestimmter Profile, soweit die betreffenden tektonischen Verhältnisse genügend bekannt waren, das Maß der dort erfolgten Zusammenschiebung für den Schweizer Jura sowie die Schweizer Alpen zu bestimmen, und kam dabei zu dem Ergebnis, daß diese dort für den Jura etwa 5 bis 5,3 km, für die Alpen etwa 120 km betragen haben müsse. Zieht man jedoch die neuerdings gerade in den Schweizer Alpen immer klarer festgestellten gewaltigen Überfaltungen und Überschiebungen in Rechnung, dann muß der Gesamtbetrag der dortigen Zusammenschiebung noch viel höher veranschlagt werden. Denken wir uns aber vollends die Schichten der gesamten aus den verschiedenen Erdgegenden bekannten Faltengebirge — der jetzt noch bedeutend hervortretenden wie auch der ehemaligen, von denen infolge sehr starker Abtragung und Einebnung sowie teilweise auch ausgedehnter Senkungsprozesse und späterer Überdeckung durch jüngere Ablagerungen nur noch beschränkte Reste oder gar nur vereinzelte Bohrungsergebnisse Kunde geben — so in der Ebene ausgebreitet, so ergibt sich notwendig der Schluß, daß der Erdumfang vor den betreffenden Faltungen mindestens um so viel größer gewesen sein muß, als sich beim Ausebnen sämtlicher Falten an Überschuß gegenüber jetzt ergeben würde.

Hat sich aber einst der ganze Erdkörper in einem Glühzustand befunden und ist er erst durch allmähliche Abkühlung auf den gegen-

¹⁾ Es ist nützlich, hierbei an das dafür viel benutzte Beispiel eines Apfels anzuknüpfen, dessen Haut sich im Frühjahr immer stärker runzelt, je mehr sich durch Verdunstung des Flüssigkeitsgehalts seines Innern die Masse des letzteren verkleinert. Das Zellgewebe des Innern zieht sich da, entsprechend der Verminderung des Zellsaftes, ungefähr gleichmäßig zusammen; die Haut aber kann infolge ihrer so viel größeren Festigkeit und Zähigkeit das nicht. Infolgedessen sinkt sie zwar auf das sich immer mehr zusammenziehende Innere zurück, muß sich aber in dem Maße, als sie nun für das letztere zu groß ist, mehr und mehr in Runzeln und Falten legen.

wärtigen Stand gelangt, so muß er sich mit zunehmender Abkühlung immer mehr zusammengezogen haben. Nachdem sich jedoch infolge der letzteren außen allmählich eine feste Erstarrungsrinde von immer größerer Dicke gebildet hatte, konnte diese vermöge ihrer dadurch bedingten Festigkeit nicht mehr gleichmäßig dem sich weiter zusammenziehenden Innern folgen. Es mußten daher in ihr außer dem durch die Schwerkraft bedingten gemeinsamen Streben aller Teile, nach unten zu sinken, zugleich, ähnlich wie in einem Gewölbe, horizontale Spannungen, also seitlicher Druck, seitliche Pressung entstehen.

Nun ist aber doch die starre Erdrinde — mindestens soweit sie unserer Erforschung zugänglich ist — nicht wie ein gemauertes Gewölbe aus durchweg gleichem bzw. gleich widerstandsfähigem Material zusammengesetzt, sondern zeigt hinsichtlich ihrer Festigkeit in verschiedenen Erdgegenden, ja nicht selten sogar in demselben Landstrich und auf verhältnismäßig geringe Entfernung beträchtliche Verschiedenheiten. Ebenso ist ihr inneres Gefüge ganz und gar nicht wie bei einem gemauerten Gewölbe von durchweg einheitlicher, gleichmäßiger Beschaffenheit; sondern es weist auch in seinen Aufbauverhältnissen, und zwar wiederum häufig selbst auf verhältnismäßig kleinem Raume, erhebliche Mannigfaltigkeit auf. Es entstanden ja doch, seit auf der Erdoberfläche überhaupt Landmassen sich über wasserbedeckte Flächen erhoben, durch Zerstörung der ersteren und Ablagerung der dort abgetragenen Zerstörungsprodukte an tieferen Stellen immer wieder mannigfach verschiedene Neubildungen, die allmählich ebenfalls zu festen Bänken erhärteten, während andererseits hier und da auch emporquellende Eruptivmassen sich dazu gesellten, die ausgeworfen wurden oder ausflossen, um hierauf gleichfalls allmählich zu erstarren. Bei dieser so mannigfaltigen Zusammensetzung und der so vielfach wechselnden Beschaffenheit und Widerstandsfestigkeit des Gefüges, namentlich der oberen Teile der festen Erdrinde, wird es aber nicht wundernehmen können, daß darin während der ungeheuren Zeiträume, von denen uns die lange Reihe der geologischen Formationen Kunde gibt, zahllose Zerbrechungen von verschiedenstem Umfang erfolgten und zahlreiche Stücke zerbrochener Schollen allmählich mehr oder weniger tief einsanken, während an anderen Stellen, oft nahe dabei, durch seitlichen Druck eine Zusammenschiebung mehr oder minder großer Schichtenkomplexe erfolgte.

Es ist wohl anzunehmen, daß es örtlich in der Regel, wenn nicht immer, Schichtenkomplexe von verhältnismäßig geringerer Widerstandsfähigkeit, sozusagen die schwächeren Stellen des Gesamtgewölbes waren, die in den verschiedenen geologischen Perioden durch Nachgeben und Ausweichen gegenüber dem gewaltigen Seitendruck die großen Zusammenschiebungen und vollends die Faltungen erfuhren. An solchen Stellen konnte dann allmählich durch immer neues bzw. immer weitgreifendes Nachgeben und Ausweichen eine Anzahl von Falten in mehr oder minder dichter Scharung nebeneinander bzw. hintereinander entstehen. Da der ungeheure Gesamtseitendruck sich natürlich in sehr weiten Teilen der festen Erdrinde annähernd gleichförmig geltend machen mußte, konnten demgemäß auch

annähernd gleichzeitig in sehr verschiedenen, selbst weit voneinander entfernten Gegenden an Stellen minderer Standfestigkeit bzw. größerer Nachgiebigkeit der Schichten solche Faltungsprozesse entstehen. Ebenso konnte je nach Umständen der Zusammenschub und die Faltung in einer Gegend tiefer greifen und die Schichten stärker zusammenpressen, dadurch aber auch steilere und höhere Falten erzeugen, während er in anderen die Schichten nur bis zu geringerer Tiefe erfaßte, sie minder stark zusammendrückte und daher minder steile und weniger hohe Falten entstehen ließ. So hat z. B. die Faltung der Alpen größtenteils weit tiefer gegriffen und die betreffenden Schichten im allgemeinen weit stärker zusammengepreßt, während diejenige des Schweizer Juras im Vergleich dazu weit minder tief griff und die betreffenden Massen im allgemeinen weit weniger stark zusammenpreßte, daher auch weit weniger hohe Falten schuf.

Was aber da, wo sich Faltungen und beträchtliche Einsenkungen verhältnismäßig nahe beieinander finden, in etwaigem Zusammenwirken beider das Primäre und was das Sekundäre gewesen sein mag, das dürfte sich nicht ohne weiteres für die verschiedenen bezüglichen Fälle gemeingültig in demselben Sinne entscheiden lassen. Häufig mag da wohl beides mehr oder weniger miteinander Hand in Hand vor sich gegangen sein, zumal ja doch beides in der Regel als in sehr langen Zeiträumen, häufig auch mit mancherlei Unterbrechungen durch Zeiten verhältnismäßiger oder völliger Ruhe, ganz allmählich erfolgt zu denken ist. Doch dürfte wohl immer bei einem bedeutenderen Einsinken zugleich ein entsprechend verstärkter Seitendruck auf benachbarte Schollenmassen ausgeübt worden sein.

Die Richtung, aus der der zusammenschiebende Seitendruck kam bzw. in der er wirkte, muß in jedem einzelnen Falle als zu der Längsrichtung (der sogenannten Streichrichtung) der Falten ungefähr senkrecht gedacht werden, und zwar scheint dieser Druck meist nur von der einen Seite gekommen zu sein. So geschah er z. B. bei den mittleren und östlichen Alpen von Süden, also von der italienischen Seite, bei dem Schweizer Jura von Südosten, also von der Schweizer Seite her. Was aber das Zustandekommen der Schichtenfaltungen und der dabei häufig zu beobachtenden mannigfach komplizierten Windungen anlangt, so bildeten dieselben sich, wie bereits (S. 38) erwähnt, wohl, abgesehen von der gewaltigen Stärke des Seitendrucks, auch stets unter großer Belastung durch mächtige, darüber lagernde Gesteinsmassen, von denen wir nur eben heute sehr vieles dort nicht mehr sehen, weil es inzwischen längst durch Zerstörung und Abtragung entfernt ist. Mancherlei Laboratoriumsversuche haben ergeben, daß tatsächlich selbst feste und anscheinend recht spröde Gesteine mehr oder weniger biegsam und plastisch werden können, wenn sie unter einer weit über ihre Festigkeit hinausgehenden Belastung einem sehr starken seitlichen Druck ausgesetzt werden, und allerlei Beobachtungen über langsame Verschiebungen und eine gewisse Plastizität des Gesteins durch die Wirkung des gewaltigen Gebirgsdruckes in tiefen Bergwerken sowie vollends bei der Anlage der großen Eisenbahntunnel im Hochgebirge haben dazu Bestätigungen geliefert. Nur mit Hilfe solcher die Festigkeit der betreffenden Gesteine weit übersteigenden Belastung ist es daher zu erklären, daß der dieselben unwiderstehlich zusammenschiebende mächtige Seitendruck, unter Mitwirkung des in ihnen zirkulierenden und allerlei langsame Umbildungen vermittelnden, auch Risse und innere Verschiebungen der Massenteile immer wieder durch Verkittung ausgleichenden

Wassers, sowie begünstigt durch die in den betreffenden Tiefen vorhandene Wärme, aus den ursprünglich ungefähr horizontal gelagerten Schichten im Laufe ungeheurer langer Zeiträume allmählich diese Faltungen mit allen ihren mannigfaltigen Erscheinungen zustande bringen konnte.

Allerdings bleibt bei der reinen Kontraktionstheorie im einzelnen noch mancherlei übrig, was für die Erklärung der gesamten tatsächlichen Erscheinungen in ihrer großen Mannigfaltigkeit Schwierigkeiten bereitet. Es mögen in allerlei Einzelheiten noch manche andere Faktoren mehr oder weniger wesentlich mitgewirkt haben. Aber daß in der Tat eine Schrumpfung der Erde, eine Verkleinerung ihres Volumens stattgefunden haben muß, kann unmöglich bestritten werden, und für die Hauptsache der Faltungen, für die großen Grundzüge des Ganzen gibt es keine andere einigermaßen einleuchtende Möglichkeit einer Erklärung als diejenige einer teilweisen Runzelung der festen Erdrinde infolge der durch Abkühlung weiter fortschreitenden Zusammenziehung des tieferen Erdinnern¹⁾.

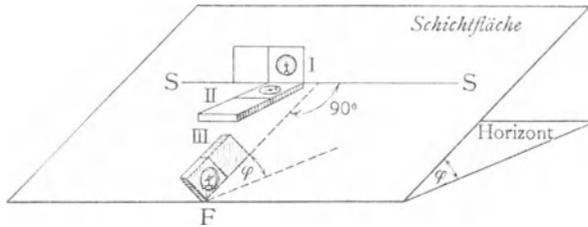
Verbreitung der Gebirgsfaltung. Es ist eine sehr große Zahl von Gebirgen, die auf solche Weise durch Faltung entstanden sind. So z. B. außer den Alpen und dem Schweizer Jura, die bereits genannt wurden, auch die Apenninen, Pyrenäen, Karpathen, ferner der Ural, Kaukasus, Hindukusch, Himalaja, Kuenlun, ebenso der Atlas, die Alleghanies usw. Aber auch in vielen unserer deutschen Mittelgebirge, so z. B. im Rheinischen Schiefergebirge, Wasgenwald, Schwarzwald, Odenwald, Spessart, Harz, Thüringer- und Frankenwald, Böhmerwald, Erzgebirge und in den Sudeten, liegt ursprünglich ein uralter, dem Ende der paläozoischen Periode entstammender Faltenwurf vor. Auch dort befand sich einst ein gewaltiges zusammenhängendes Faltengebirge von alpinen Höhenverhältnissen. Doch wurde es in der ungeheurer langen seitdem darüber hingegangenen Zeit allmählich so stark zerstört und abgetragen, daß heute dort nur noch mehr oder minder geringe Ruinenstücke des ehemals dort vorhanden Gewesenen erhalten geblieben sind, etwa wie wenn von ehemaligen Gebäuden nur noch die untersten Teile oder selbst nur die Fundamente übrig sind. Auch wurde durch ausgedehnte Einsenkungen ihr einst zweifellos weithin vorhandener Zusammenhang zerstückelt, sowie auch die heutige Umgrenzung der genannten Gebirge, der Reste jenes einstigen großen Hochgebirges, durch große Verwerfungen bestimmt ist. Ähnlich ist es in der Bretagne, in Cornwall, Wales, Schottland, Norwegen u. a. Auch hinsichtlich der an verschiedenen Stellen der Alpen festgestellten sogenannten Überschiebungen, bei denen sich ältere Schichtenmassen weithin über zweifellos jüngeren gelagert finden, so daß sie dort, wie man sich ausgedrückt hat, gleichsam wurzellos sind, ist, wiewohl die Erklärung derartiger Vorkommnisse im einzelnen noch manche Schwierigkeiten bietet, doch jedenfalls klar, daß auch sie an letzter Stelle auf den Folgen ungeheuren seitlichen Druckes beruhen müssen, der die betreffenden Schichten örtlich zu so hohen und steilen Falten zusammenpreßte, daß deren obere Teile sich auf die Seite legten und nun in dieser Stellung weiter geschoben wurden oder auch auf geneigten Flächen weiter rutschten.

¹⁾ Vgl. A. Supan, Grundz. d. phys. Erdkunde, 5. Aufl., 1911, S. 370ff. Für alles Nähere über diese Dinge muß im übrigen auf die Handbücher der allgemeinen Geologie verwiesen werden, z. B. E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geol., 4. Aufl., 1912, S. 800ff.

In sehr stark abgetragenen ehemaligen Faltengebirgen ist der ursprüngliche Faltenbau natürlich nur aus den noch vorhandenen Resten seiner unteren Teile feststellbar, und auch wo die Zerstörung und Abtragung noch nicht so weit vorgeschritten ist, sind Einblicke in die Architektur der Schichten in der Regel nur an einzelnen mehr oder weniger beschränkten Stellen möglich. Auf Grund desjenigen, was in den einzelnen, sei es durch natürliche Vorgänge, sei es durch menschliches Eingreifen (Anlegung von Steinbrüchen, Einschnitte bei Straßenanlagen, Tunnelbauten und dergleichen) geschaffenen Aufschlüssen erkennbar ist, muß dann das Gesamtbild der betreffenden Aufbauverhältnisse zu konstruieren versucht werden.

Zu diesem Zwecke gilt es, an solchen Stellen neben der Feststellung der Art, Zusammensetzung, Entstehung und, soviel möglich, des geologischen Alters der betreffenden Schichten (und zwar nicht bloß der Formation,

Fig. 9.



Messung von Streichen und Fallen der Schichten.
 SS Streichlinie. IF Falllinie. φ Neigungswinkel.

(Aus H. v. Höfer, Anleitung zum geologischen Beobachten.)

sondern auch der Unterabteilung der letzteren mit Rücksicht darauf, welcher Stelle sie innerhalb der daraus etwa in der betreffenden Gegend bereits anderweitig bekannten Schichtenkomplexe angehören), vor allem das Lagerungsverhältnis der dort aufgeschlossenen Schichten durch Messung ihres sogenannten Streichens und Fallens mittels des bergmännischen Kompasses zu bestimmen (Fig. 9). Unter dem Streichen einer Schicht versteht man die Himmelsrichtung, in der eine auf der Schichtungsfläche gezogene (bzw. als gezogen gedachte) wagerechte gerade Linie (SS in Fig. 9) verläuft, in der sich also die Schicht in ihrer Längsrichtung erstreckt. Diese Himmelsrichtung bestimmt man möglichst genau mit dem eigens dafür eingerichteten bergmännischen Kompaß. Unter dem Fallen (oder Einfallen) der Schicht aber versteht man die Neigung derselben gegen die Horizontalebene. Es ist dabei sowohl die Richtung der Neigung, als die Größe des Neigungswinkels zu bestimmen. Letzteres geschieht mittels des am bergmännischen Kompaß zugleich angebrachten Klinometers, d. h. Neigungsmessers¹⁾.

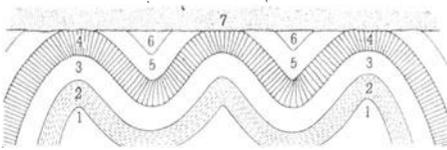
Untersucht man dergestalt, was in allen den einzelnen geologischen Aufschlüssen eines Gebietes sichtbar ist, so erkennt man da an den ver-

¹⁾ Bei Schichten dagegen, die völlig wagerecht liegen, gibt es natürlich kein Einfallen und ebensowenig ein bestimmtes Streichen, da sich eben ihre Schichtflächen nach allen Richtungen in gleicher Weise erstrecken.

schiedenen Stellen mannigfach Fortsetzungen derselben Schichten bzw. Schichtengruppen, die bereits von anderen dortigen Aufschlüssen her bekannt sind. Kombiniert man daher, wie dieselben in all den verschiedenen Aufschlußstellen gelagert sind, so ergeben sich damit die Grundlagen, aus denen sich je nach Umständen ein mehr oder minder ausgiebiges Bild von der Gesamtarchitektonik des Schichtenbaues des betreffenden Gebirgstheiles, sowie mehr oder minder auch dessen, was dort infolge von Zerstörung und Abtragung nicht mehr erhalten ist, gewinnen läßt. Dieses Bild wird natürlich jedesmal um so mehr auf Zuverlässigkeit Anspruch haben, je zahlreicher, je günstiger gelegen und je ausgiebiger die einzelnen Aufschlüsse sind, auf die es sich zu stützen vermag.

Bestimmung des geologischen Alters der Faltungen (Fig. 10). Was das geologische Alter von Faltungen anlangt, so leuchtet von selbst ein, daß dieses bei einem einheitlich gefalteten Schichtenkomplex stets jünger sein muß als die jüngsten der dort

Fig. 10.



Bestimmung des geologischen Alters von Faltungen. Die Faltung ist jünger als die jüngste mit gefaltete Schicht 6, aber älter als die nach längerer Abtragung des obersten Teils horizontal, also diskordant darüber abgelagerte Schicht 7.

von dieser Faltung mitbetroffenen Schichten, da dieselben eben damals nicht nur schon gebildet, sondern, wie S. 37 erwähnt, vor der Faltung auch bereits zu festen Gesteinsbänken erhärtet gewesen sein müssen. Gehört also z. B. in Fig. 10 die oberste, d. h. die jüngste der Schichten jener einheitlich gefalteten Schichten-

gruppe der obersten Abteilung der Juraformation an, so kann die Faltung dieser Gruppe jedenfalls erst nach dem Abschluß der Juraformation erfolgt sein bzw. begonnen haben. Das gilt jedoch zunächst immer nur für diese Gruppe bzw. diesen Teil des betreffenden Gebirges. Es schließt nicht ohne weiteres aus, daß nicht in anderen Teilen desselben Gebirges, zumal wenn dieses von größerer Ausdehnung ist, die Faltung auch schon erheblich früher eingesetzt haben kann. In ausgedehnten Faltengebirgen kann eben der Zusammenstauungs- und Faltungsprozeß für den einen Teil früher, für andere erst später begonnen, er kann sich z. B. ganz allmählich von der Seite, wo er zuerst anhub, nach der anderen fortgesetzt, also allmählich immer weiterhin die Schichtenmassen ergriffen haben. Ebenso können darin auch mehr oder minder lange Pausen eingetreten sein, während deren die Faltung zeitweilig ruhte, um später aufs neue einzusetzen und sich noch immer weiter auszudehnen.

Eine obere Grenze für die Zeit der Faltung ergibt sich dagegen, wenn sich irgendwo über den gefalteten Schichten bzw. bei inzwischen erfolgter teilweiser Abtragung über den erhaltenen Resten derselben oder doch über sie übergreifend jüngere Bildungen in anderer, sogenannter diskordanter Lagerung finden, die nicht von der Faltung

mit ergriffen sind. Denn dann erhellt daraus deutlich, daß die Faltung dort vor der Ablagerung der untersten, also ältesten jener die gefalteten Schichten diskordant überlagernden jüngeren Bildungen erfolgt sein muß. Und diese Schlußfolgerung verliert selbst dann nichts von ihrer Gültigkeit, wenn von jenen jüngeren Bildungen infolge starker Zerstörung und Abtragung derselben nur noch hier und da einzelne beschränkte Bruchstücke erhalten geblieben sind. Gehört also z. B. in Fig. 10 die Schicht 7, d. h. die unterste der die gefalteten Schichten (1 bis 6) diskordant überlagernden Bildungen dem mittleren Tertiär an, dann muß die Faltung der Schichten 1 bis 6 jedenfalls in der Zeit zwischen dem Ende der Juraperiode und dem mittleren Tertiär stattgefunden haben und zum Abschluß gekommen sein. Nun ergibt sich aber aus Fig. 10 zugleich, daß vor der Ablagerung von Schicht 7 an dem gefalteten Schichtenkomplex 1 bis 6 auch bereits eine starke Abtragung gearbeitet hatte. Es würde daher auf Grund eines solchen Profils anzunehmen sein, daß die Faltung dieser Schichten sich wohl kaum bis in den Beginn der Tertiärperiode hinein erstreckt, sondern vielleicht bereits in der Kreideperiode stattgefunden haben mag¹⁾.

Es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß, wie schon durch manche Erdbeben wahrscheinlich wird, diese und jene Aufrichtungs- und Faltungsvorgänge auch heute fort dauern mögen. Doch pflegen auch alle derartigen Vorgänge sich mit einer Langsamkeit zu vollziehen, gegenüber der selbst die Jahrtausende geschichtlicher Kenntnis eine viel zu kleine Zeitspanne sind, um den Bewohnern erhebliche in solcher Zeit erfolgte Veränderungen sehr deutlich erkennbar werden zu lassen (vgl. im übrigen oben, S. 33, Anmerkung 1).

3. Die Hebungen.

Daß mit jeder Aufrichtung und Faltung von Schichten insofern von selbst auch gewisse Hebungen verbunden sind, als die durch den seitlichen Druck emporgepreßten bzw. aufgebauchten Schichtenteile eben hierdurch mehr oder weniger stark aus ihrer ursprünglichen Lage in die Höhe getrieben werden, bedarf keiner weiteren Erörterung. Es gibt aber außerdem auch sehr zahlreiche Vorkommnisse, die sich nur so erklären lassen, daß dort ganze zusammenhängende Erdrindenschollen von mehr oder minder großer Ausdehnung in ein höheres Niveau gehoben sind.

Hebungserscheinungen an Meeresküsten. Besonders deutlich und auch mannigfach gut erforscht sind die bezüglichen Erscheinungen z. B. in Skandinavien. Da finden sich an den steilen Felsküsten der Westseite Norwegens an zahlreichen Stellen und in mannigfaltig verschiedenen Höhen über dem jetzigen Meeresspiegel, auch öfters zu mehreren

¹⁾ Das geologische Alter der Schichten an sich und dasjenige der Faltungen, von denen diese Schichten betroffen wurden, bzw. das Alter der etwa hierdurch entstandenen Gebirge, sind also durchaus verschiedene Dinge, die man klar auseinanderhalten muß.

übereinander, horizontale Einschnitte im anstehenden Gestein, die sich, wo sie (im nördlichen Norwegen) auf längere Strecken hin verhältnismäßig gut erhalten sind, öfters von weitem fast wie durch Einsprengung in den Felshang angelegte horizontale Wege ausnehmen und die nur durch eine ehemalige Ausnagungstätigkeit des Meeres dort entstanden sein können¹⁾. Ebenso finden sich dort vielfach — meist in den Ausgängen der in die Fjorde einmündenden Täler, hier und da aber auch abseits der Talmündungen an den Küsten und im nördlichen Norwegen teilweise in direkter Beziehung zu jenen alten Strandlinien — gleichfalls in sehr verschiedenen Höhen und öfters zu mehreren übereinander horizontal verlaufende, im Querschnitt aber schwach seewärts geneigte, aus losen Geröllen, Sand und feinerem Material bestehende terrassenartige Ablagerungen (alte Strandterrassen), die auch durch die darin eingebetteten Reste von Meeresorganismen unzweifelhaft einen marinen Ursprung, und zwar aus der jüngsten geologischen Vergangenheit, erweisen.

Was die Höhenlage dieser alten Meeresufermarken anlangt, so liegt unter den von den Küsten Norwegens bekannten ehemaligen Strandlinien in anstehendem Fels diejenige, die wohl die höchste ist (die obere der beiden Linien westlich von Drontheim), nach den besten Bestimmungen etwa 178 m über dem Meeresspiegel, während alte marine Strandterrassen der oben bezeichneten Art sich in den Gegenden von Kristiania und Drontheim bis zu Höhen von etwa 200 m finden. In Schweden reichen ähnliche Bildungen wie diese alten marinen Strandterrassen verschiedentlich noch höher hinauf, bis etwa 270 m über dem jetzigen Meeresspiegel. Die Versuche, die Gesamtheit derartiger Erscheinungen durch die Annahme zu erklären, daß wesentlich das Meer dort seine Niveaulage verändert habe, oder daß nach Abschmelzen der gewaltigen Eisdecke, die in der Eiszeit über Skandinavien gelegen hatte, das Land sich infolge der Entlastung und Wiedererwärmung des Bodens so stark nach oben ausgedehnt habe und dergleichen mehr, sind sämtlich als mißlungen zu betrachten. Es hat sich gezeigt, daß dort auf solche Weise nur verhältnismäßig geringe Beträge einer Veränderung des gegenseitigen Niveauverhältnisses von Land und Meer erklärbar sein würden. Es bleibt daher nur der notwendige Schluß, daß Skandinavien zur Zeit der Entstehung jener alten Meeresufermarken tatsächlich entsprechend tiefer gelegen und seitdem — d. h., wie die in die erwähnten alten Strandterrassen eingebetteten Fossilien zeigen, in spätglazialer und postglazialer Zeit — eine wirkliche beträchtliche Hebung erfahren haben muß.

Doch ist diese Hebung offenbar nicht für den ganzen gewaltigen Raum eine gleich starke gewesen. Sondern wenn die höchsten noch erhaltenen Reste jener alten Strandlinien in anstehendem Fels sowie der alten marinen Strandterrassen in verschiedenen Teilen Skandinaviens verschieden hoch liegen, so ist nach der ganzen Lage der Verhältnisse wohl als wahrscheinlich anzunehmen, daß dort die Hebung auch eine verschieden hohe gewesen

¹⁾ Zur näheren Erörterung der Entstehungsfrage vgl. unter anderem meine Abhandlungen „Über ehemalige Strandlinien in anstehendem Fels in Norwegen“ (Progr.), Halle a. d. S. 1879, und „Neue Beiträge zur Kenntnis der ehemaligen Strandlinien in anstehendem Gestein in Norwegen“ (Sonderabdruck aus der Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1881), Halle a. d. S. 1881

ist¹⁾. Im übrigen scheinen manche Anzeichen darauf hinzudeuten, daß sie gegen das Innere des Landes hin stärker gewesen sein dürfte als an den Küsten. Auch ist der Vorgang der Hebung nicht als ein durchweg gleichmäßiger und stetiger, sondern als ein bald schnellerer, bald langsamerer und zeitweilig auch wohl durch kürzere oder längere Ruhepausen unterbrochener zu denken. Es dürften wohl jedesmal Zeiten etwas längeren verhältnismäßig ruhigen Verharrens in demselben Niveau gewesen sein, in denen die tieferen Einschnitte der alten Strandlinien in anstehendem Fels entstanden, worauf dann wieder Zeiten schnellerer Hebung folgten, wie ja auch hier und da bei heutigen Erdbeben ruckweise Hebungen beobachtet worden sind.

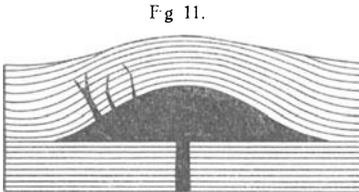
Ähnliche Bildungen, namentlich alter mariner Strandterrassen, aber auch alter in anstehendes Gestein eingeschnittener Strandlinien in sehr verschiedener Höhenlage über dem heutigen Meeresspiegel finden sich mehr oder minder deutlich erhalten auch mannigfach in anderen Erdgegenden. So z. B. an den Küsten Schottlands, ferner an der Nordseite der Halbinsel Kola, am Weißen Meere, auf Nowaja Semlja, Franz-Josefsland, Spitzbergen und ganz besonders an den Küsten Grönlands; ebenso an verschiedenen Küstenstrecken, namentlich der nördlichen Teile von Nordamerika, aber auch z. B. auf Feuerland und an mannigfachen Stellen der Küsten von Südamerika usw. Überall ergibt sich da, daß wir es in allen diesen Fällen im wesentlichen mit wirklichen Hebungen des Landes zu tun haben, und zwar, wie die in die Terrassenablagerungen eingebetteten Fossilien erweisen, mit solchen aus geologisch sehr junger, meist nacheiszeitlicher Vergangenheit. Nicht selten liefern dabei auch die Reste mariner Bohrmuscheln, die sich mehr oder minder hoch über dem jetzigen Meeresspiegel in den Uferfelsen finden, den bündigen Beweis, daß die betreffenden Felsteile sich einst unter dem Meeresspiegel befunden haben müssen.

Beziehen sich die Belege der vorgenannten Art meist auf Hebungen von verhältnismäßig geringem geologischem Alter, so tritt hierzu weiter jene ungeheure Menge von Beispielen auch im Innern der großen Landmassen, wo Schichten der verschiedensten geologischen Perioden, die einst unbedingt durch Ablagerung auf dem Grunde mehr oder minder tiefer Meere entstanden sein müssen, sich heute mehr oder weniger hoch über dem Meeresspiegel befinden, ohne daß dies durch Faltungsvorgänge oder sonstige seitliche Aufrichtung erklärt werden könnte. Unser deutscher Boden liefert dafür Belege genug, und sie finden sich ebenso äußerst zahlreich in den verschiedensten Erdgegenden. Auch bei ihnen kann es sich in den allermeisten Fällen wesentlich nur um wirkliche Hebungen handeln. Sie zeigen deutlich, daß in den verschiedensten geologischen Perioden neben den Senkungsvorgängen und den Faltungen auch reine Hebungen eine beträchtliche Rolle gespielt haben. Ja häufig ergibt die geologische Forschung,

¹⁾ Es würde auch wohl schwer zu denken sein, daß eine so ausgedehnte, über mehr als 15 Breitengrade sich erstreckende Landmasse wie die ganze skandinavische Halbinsel (eine Fläche, die nahezu $1\frac{1}{2}$ mal so groß ist als das Deutsche Reich in seinem bis 1918 bestandenen Umfange) überall gleichmäßig gehoben werden sollte wie eine Tischplatte.

daß in einer und derselben Gegend ein mehrfacher Wechsel von Sinken und Aufsteigen stattgefunden haben, daß eine Scholle im Laufe der gewaltigen Reihe der geologischen Perioden wiederholt unter Meeresbedeckung gelegen haben und nach mehr oder minder langer Zeit dann wieder Land geworden sein muß. Auch die Erdteile und Länder haben ihre heutige Gestalt nicht von allem Anfang an so gehabt, sondern es haben darin vielfach durch Senkungs-, wie Faltungs- und reine Hebungsvorgänge allmählich mannigfache Wandlungen stattgefunden.

Die Frage nach den Ursachen der Hebungen. Aber so wenig heute ernstlich bestreitbar sein dürfte, daß es tatsächlich auch reine Hebungen von Schollen der festen Erdrinde gibt und daß sie in den verschiedensten Perioden der Erdgeschichte eine beträchtliche Rolle gespielt haben, so viel Schwierigkeiten bietet doch die Frage nach ihren Ursachen. Da erscheint es zunächst denkbar, daß bei starkem seitlichem Druck auch hier und da Schollen, statt zusammen-



Schema eines Lakkoliths (nach H. Credner).
Schwarz Eruptivmasse. Hell Sedimentärschichten.

geschoben und je nach Umständen entweder schräg aufgerichtet oder mehr oder weniger gefaltet zu werden, vielmehr an Bruchspalten nach oben ausweichen und in die Höhe gedrängt werden, ohne daß es hierdurch in ihnen überhaupt zu Biegungen kommt, oder doch so, daß dabei in ihnen nur geringere Verbiegungen eintreten. Andererseits erscheint es, wie

A. Supan¹⁾ geltend macht, auch denkbar, daß, wenn irgendwo in tieferen Schichten eine Faltung erfolgt, ohne daß die darüber lagernden oberen Schichtenmassen von derselben mitergriffen werden, hierdurch die letzteren ohne wahrnehmbare (oder doch ohne wesentliche) Biegung entsprechend gehoben werden. Ebenso ist darauf hingewiesen worden, daß, wenn in der Erdrinde ein mächtiges Empordringen großer Massen heißflüssigen Magmas stattfand, das die Erdoberfläche nicht erreichte, sondern in der Tiefe erstarrte, unter Umständen auch dadurch ein gewisses Aufwärtsdrücken und Emporheben der darüber befindlichen Gesteinsmassen erfolgt sein könne²⁾. Von manchen anderen bezüglichen Vermutungen sei hier abgesehen.

Isostatische Theorie. Die sogenannte Gleichgewichts- oder isostatische Theorie darf jedoch hier nicht unerwähnt bleiben. Diese geht von folgenden Erwägungen aus: Schon die unregelmäßige, nur annähernd einem Rotationsellipsoid entsprechende Gestalt der Erdoberfläche,

¹⁾ A. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde, 5. Aufl., S. 371, Leipzig 1911.

²⁾ Es liegen dafür tatsächlich Beispiele vor. Man nennt solche Massenansammlung von in der Tiefe erstarrtem glutflüssigem Magma Lakkolith (siehe Fig. 11).

die neben den großen festländischen Erhebungen die tiefen ozeanischen Becken aufweist, nötige zu dem Schlusse, daß manche Teile der festen Erdrinde leichter, andere dichter und schwerer sein müssen und daß sich da, wo die großen Aufwölbungen sind, leichtere bzw. minder dicht gelagerte, dagegen an den Stellen der großen Vertiefungen schwerere bzw. dichtere Massen befinden müssen, da sonst das erforderliche Gleichgewicht nicht vorhanden sein würde. Auch haben, wie bereits (S. 34, Anm. 1) erwähnt, zahlreiche in sehr verschiedenen Erdgegenden sowohl im Binnenlande wie auch auf Inseln und auf dem Meere angestellte Schwere messungen — deren Ergebnisse behufs allgemeiner Vergleichbarkeit sämtlich auf den Meeresspiegel reduziert wurden — tatsächlich gezeigt, daß hinsichtlich der Verteilung der Schwerkraft in der Erdrinde zahlreiche lokale und regionale Ungleichheiten bestehen, die sich nur durch die Annahme einer unregelmäßigen Verbreitung dichter und minder dichter bzw. minder dicht gelagerter Massen daselbst erklären lassen. Da sich nun hierbei vielfach — freilich nicht ohne manche Ausnahmen und Ungleichheiten — für niedrige Landgebiete und namentlich auch auf dem Meere eine größere¹⁾, für höhere Gebiete und namentlich für die Sockel von Faltengebirgen eine geringere Schwere ergeben hat, so scheint es tatsächlich, daß sich größtenteils (vielleicht kann man sogar sagen im großen und ganzen) unter Tieflanden und ganz besonders unter den großen Meeresbecken dichtere, unter den höheren Landesteilen und namentlich unter Gebirgen minder dichte Massenlagerung befindet, und daß hierdurch im allgemeinen ein den Unebenheiten des Erdoberflächenreliefs die Wage haltendes Gleichgewicht gegeben, also eine gewisse Isostasie hergestellt ist. Hieraus ergibt sich dann zugleich die Vermutung, daß zwischen dieser ungleichen Schwereverteilung in der Erdrinde und den großen Unebenheiten des Erdoberflächenreliefs ein gewisser ursächlicher Zusammenhang bestehen dürfte, indem, wenn in Gegenden größerer Schwere, also dichterer Massenlagerung, Depressionen oder doch Gebiete von verhältnismäßig geringer Höhenlage vorhanden sind, dagegen zum Ausgleich in Gebieten geringerer Schwere, also leichter Massen bzw. geringerer Dichte der Lagerung die Neigung entsteht, durch entsprechende Hebungen bzw. Aufwölbungen des Reliefs das gegenseitige Gleichgewicht herzustellen²⁾.

1) Für den Bereich der Meere muß dann also die soviel geringere Dichte des Wassers durch eine entsprechend größere Dichte der darunter liegenden Massen ausgeglichen sein.

2) Auf die spezifisch leichteren bzw. minder dichten und für die betreffende Erdrindenzone sozusagen eine unternormale Schwerebesitzenden Massen wird sich der Einfluß der Zentrifugalkraft des rotierenden Erdkörpers entsprechend stärker geltend machen. Es wird demnach bei ihnen aus diesem Grunde, zumal in den äußeren Teilen der Erdrinde, ein gewisses Streben nach oben, also die Neigung, an der Oberfläche Erhöhungen zu bilden, entstehen, während sich umgekehrt an Stellen, wo sich in größerer Häufung Massen von sozusagen übernormaler Schwere befinden, die Neigung zur Entstehung entsprechender Depressionen der Erdrinde ergeben wird. So soll sich nach der isostatischen Theorie eben aus jener ungleichen Schwereverteilung in der Erdrinde vermöge des in der letzteren waltenden Strebens nach Isostasie ebensowohl — mindestens in den großen Grundzügen — die Entstehung der tiefen ozeanischen Becken wie diejenige der großen Massenerhebungen der Landflächen erklären.

Nun findet aber beständig auf den Erhöhungen des Landes, namentlich denjenigen, die ihre Umgebung beträchtlich überragen, Abtragung, also Massenverminderung, und dagegen in beckenartigen Eintiefungen, ganz besonders auf dem Grunde der Meere, Ablagerung der dorthin getragenen Zerstörungsprodukte der Höhen, also Massenvermehrung statt. Dadurch wird an den Abtragungsstellen das Gewicht entsprechend vermindert, an den Ablagerungsstellen vermehrt. Infolgedessen werde sich, so lehrt die isostatische Theorie, da die Erdrinde stets nach Erhaltung des gehörigen Gleichgewichts ihrer einzelnen Teile streben müsse, in ihr immer aufs neue die Neigung ergeben, gegen die an den Stellen starker Massenablagerung entstehende Schwerevermehrung an anderen Stellen durch Emportreiben von Aufwölbungen entsprechende Gegengewichte zu schaffen. Nur dürfte auch dabei das örtlich verschiedene Maß von Starrheit oder Nachgiebigkeit der Massen in der Erdrinde ebenfalls eine Rolle spielen, so daß das Gleichgewichtsverhältnis nicht etwa auf kleinerem Raume bis ins einzelne, sondern nur im großen und ganzen und mit mancherlei lokalen bzw. regionalen Ausnahmen erreicht werden wird.

So würde also auch auf solche Weise eine Möglichkeit der Erklärung von Hebungen, vielleicht eine recht wichtige, gegeben sein. Doch bleibt in dieser Hinsicht noch außerordentlich vieles dunkel. Jedenfalls scheint soviel klar, daß man durchaus davon absehen muß, für die Gesamtheit reiner Hebungen nur eine einzige einheitliche und alles erklärende Ursache zu suchen. Vielmehr dürfte dabei wohl zweifellos mit der Möglichkeit verschiedener Ursachen zu rechnen sein, von denen die einen hier, die anderen dort in erheblichem Maße und vielleicht häufig mehrere miteinander gewirkt haben mögen. Daß indes tatsächlich auch reine Hebungen ziemlich beträchtlicher Schollen der Erdrinde ohne sehr erhebliche Verbiegungen stattgefunden haben müssen, kann wohl heute einem wesentlichen Zweifel kaum unterliegen.

4. Die vulkanischen Aufschüttungen und der Vulkanismus überhaupt¹⁾.

Den Vulkanismus im ganzen können wir mit Alexander v. Humboldt als eine Reaktion des Innern der Erde gegen ihre Oberfläche bezeichnen. Diese Reaktion kann sich äußern durch bloße, aus der Erdtiefe kommende Aushauchungen und Ausströmungen von Gasen und Dämpfen, ferner durch heiße Quellen und dergleichen, vor allem aber in örtlichem Empordringen feurig-flüssiger Gesteinsmassen

¹⁾ Eine vortreffliche elementare Einführung in die Lehre von den Vulkanen gibt R. Brauns, *Vulkane und Erdbeben*, Leipzig 1913. Siehe ebenso F. Frech, *Allgemeine Geologie*, I, *Vulkane einst und jetzt*, 3. Aufl., Leipzig 1917 (*Aus Nat. u. Geistesw.*, Bd. 207); H. Haas, *Die vulkanischen Gewalten der Erde und ihre Erscheinungen*, Leipzig 1909 (*Wiss. u. Bild.* Bd. 38), und in P. Wagner, *Grundfragen der allgemeinen Geologie*, die Abschnitte über das Magma und die Vulkane. Zur eingehenderen Beschäftigung mit der Sache ist neben den betreffenden Abschnitten der Handbücher der allgemeinen Geologie vor allem: F. v. Wolff, *Der Vulkanismus*, 2 Bde., Stuttgart 1914 u. 1923, geeignet.

durch die feste Erdrinde hindurch, sowie zeitweiligem Ausfließen oder Auswerfen solcher Massen in den Vulkanen¹⁾.

Diesen in glutflüssigem Zustand aus der Tiefe der Erde empordringenden Gesteinsbrei pflegt man im allgemeinen als Magma²⁾ zu bezeichnen, während die bei neuzeitlichen Vulkanausbrüchen ausfließenden oder ausgeworfenen Magmamassen Lava³⁾ genannt werden. In den ältesten geologischen Perioden, als die Erstarrungskruste der Erde erst von verhältnismäßig geringerer Mächtigkeit war, muß nach der außerordentlichen Menge und Ausdehnung, in der Eruptivgesteine in den Bildungen jener Perioden auf der ganzen Erde vertreten sind, solches Empordringen und Ausfließen heißflüssigen Magmas ganz besonders stark und vielfach in ungeheuren Massenergüssen stattgefunden haben. Nach einer anscheinend bedeutenden Verminderung der Eruptionstätigkeit während des ganzen Sekundärzeitalters erfolgte dann fast überall ein erneutes gewaltiges Anschwellen derselben in der Tertiärperiode. Auch in Mitteleuropa fanden damals an zahlreichen Stellen Ausbrüche statt, bei denen teilweise auch wieder ansehnliche zusammenhängende Decken dichter Eruptivgesteine gebildet wurden⁴⁾. In nachtertiärer Zeit aber hat die Eruptionstätigkeit im allgemeinen beträchtlich abgenommen und beschränkt sich in der geologischen Gegenwart hauptsächlich auf die Tätigkeit einer großen Zahl einzelner Vulkane, die sich — allerdings in sehr ungleicher Verteilung⁵⁾ — auf alle Erdteile erstrecken und auch in den großen Meeresbecken nicht fehlen.

1) Der Name Vulkan knüpft an Vulcanus, den alten italischen Gott des Feuers an, der wie der griechische Hephaistos auch mit dem Feuer der Feuerberge in Verbindung gebracht wurde und von dem man annahm, daß er im Innern eines der Feuerberge des Mittelmeergebietes (z. B. Vulcano, Stromboli, Ätna) seine unterirdische Schmiedewerkstatt habe.

2) Magma (griechisch) bedeutet eine knetbare oder geknetete Masse.

3) Die Bezeichnung als Lava stammt aus dem Italienischen.

4) So z. B. im Vogelsberg, in der Rhön, im Westerwald, im Kaiserstuhlgebirge (Breisgau), im Böhmischem Mittelgebirge und anderen. — Dagegen sind die überaus zahlreichen Kuppen von basaltischen und verwandten Gesteinen in der Eifel, im nördlichen Teile des Hessischen Berglandes usw. die inneren festen Kernstücke, namentlich der nach beendigter Eruption zu sehr harten Massen erstarrten Schlotausfüllungen ehemaliger tertiärer Einzelvulkane, die eben vermöge ihrer starken Widerstandskraft als Erhöhungen über ihrer Umgebung stehen blieben, während die einst sie umgebenden loseren Aufhäufungen von Schlacken und sonstigem minder widerstandsfähigem Material längst zerstört und weggeführt sind.

5) Eine Karte der „Verbreitung der eruptiven Magmen seit dem Jungtertiär und der Erdbebengebiete“ gibt Neumayr, Erdgeschichte, 3. Aufl., bearbeitet von Fr. Suess, I, S. 102f.; vgl. ebenso die große Karte der Verbreitung tätiger oder erloschener Vulkane sowie tektonischer Linien usw. von E. Rudolph und S. Szirtes in Petermanns Geogr. Mitt. 1914, I, Taf. 27 u. 28. Darstellungen der Verbreitung der Vulkane finden sich auch in Andrees Handatlas, 6. Aufl., S. 3f., Bielefeld und Leipzig 1914, sowie in R. Lehmann und W. Petzold, Atl. f. Mittel- u. Oberklassen

Unterseeischer Vulkanismus. Da die Spuren von vulkanischer Eruptionstätigkeit ebenso wie aus der geologischen Gegenwart sich auch aus früheren geologischen Perioden in den verschiedensten Teilen der Landmassen aller Zonen finden und wohl kaum in irgend einem großen zusammenhängenden Landraum gänzlich fehlen, wäre es von vornherein höchst verwunderlich, wenn die Vorbedingungen dafür auf dem Grunde der Meere, die im ganzen etwa 71 Proz. der gesamten Erdoberfläche einnehmen¹⁾, nirgends vorhanden sein sollten. Auch weisen ja schon die zahlreichen aus tiefem Meeresgrunde aufragenden und ganz aus vulkanischen Gesteinen bestehenden Inseln, gleichviel ob auf ihnen noch tätiger Vulkanismus besteht oder nicht, unzweideutig darauf hin, daß sie durch Aufhäufung solcher Eruptivmassen vom Meeresgrunde her allmählich entstanden und auf diese Weise schließlich über den Meeresspiegel emporgewachsen sind. Daß aber derartige Eruptionen in mehr oder minder beträchtlichen Meerestiefen auch heute noch vorkommen, daß also verschiedentlich glutflüssiges Magma aus tieferen Erdregionen fortdauernd auch dort nicht nur den Weg bis zum Meeresgrunde emporzufinden vermag, sondern die Kräfte der in ihm enthaltenen und es emportreibenden heißen Gase auch stark genug sein müssen, selbst den Widerstand des gewaltigen Druckes der darüber lagernden (überdies in großen Tiefen sehr kalten) Wassermassen zu überwinden, haben öftere einwandfreie Schiffsbeobachtungen²⁾ gezeigt. So konnte an einer Reihe verschiedener Meeresstellen ein tatsächliches Vorhandensein noch fortdauernder untermeerischer Vulkantätigkeit mit Sicherheit festgestellt werden. Ja, im Jahre 1831 konnte nach vorausgegangenen mehrfachen Erdbeben eine etwa vier Wochen dauernde vulkanische Eruption aus vorher etwa 200 m tiefem Meere zwischen Sizilien und der afrikanischen Küste von einem auf Sizilien anwesenden deutschen Geologen unmittelbar beobachtet werden. Durch die ausgeworfenen losen Massen wurde dabei allmählich ein kleiner vulkanischer Kegel mit einem Krater aufgeschüttet, der schließlich bis etwa 60 m über den Meeresspiegel emporwuchs. Doch war die so entstandene, Ferdinanda oder Julia genannte neue Insel, die auch betreten werden konnte, nach einigen Monaten wieder unter dem Meeresspiegel verschwunden, offenbar weil sie eben aus

höh. Lehranst., 5. Aufl., S. 9f., Bielefeld und Leipzig 1912; H. Fischer und M. Geistbeck, Oberstufenatlas, S. 6f., Bielefeld und Leipzig 1912; Diercke, Atl. f. höh. Lehranst., große Ausg., 45. Aufl., S. 8f., Braunschweig 1909; Derselbe, Mittelausg., S. 10—12, Braunschweig 1918. — A. Supan, Grundzüge d. phys. Erdkunde, 5. Aufl., Leipzig 1911, Taf. XVII veranschaulicht die Verbreitung der Vulkangebiete; ebenso A. Geikie, Kurzes Lehrb. d. physikal. Geogr., deutsch von Br. Weigand, 2. Aufl., Taf. XI, Straßburg 1908.

¹⁾ H. Wagner, Lehrb. d. Geogr., 8. Aufl., I, 264, Hannover u. Leipzig 1908.

²⁾ So z. B. mehr oder weniger hohe Emporwallungen des Meeres infolge heftig aufsteigender vulkanischer Dämpfe über der Ausbruchsstelle; ebenso Dampfsäulen, die aus dem Wasser kamen, ja Feuerschein über demselben; sehr starke Erhitzung des Wassers und damit Vernichtung der dort befindlichen Fische, die dann in Menge tot auf dem Wasser schwammen; Ausschleuderung von vulkanischer Asche und Bimssteinmassen, die dann auf dem Wasser trieben; vielfach auch ein dumpfes, donnerartiges unterseeisches Geräusch sowie stoßartige Erschütterungen des Schiffes u. dgl.

locker aufgehäuften Schlacken bestand, die unter den Angriffen des Meeres bald wieder zusammensanken¹⁾. Ebenso sind im Jahre 1891 unweit der Insel Pantellaria in der Straße von Tunis die deutlichsten Zeichen eines unterseeischen Vulkanausbruchs beobachtet worden usw.

Da die Spuren unterseeischer Vulkanausbrüche, die sich in landfernem Meere ereignen, natürlich immer nur dann einigermaßen sicher beobachtet werden können, wenn sich zufällig Schiffe an der betreffenden Stelle oder in deren unmittelbarer Nähe befinden, so ergibt sich von selbst, daß dergleichen weit mehr vorkommen mag, als es tatsächlich beobachtet wird, daß die Zahl unterseeischer Vulkane also beträchtlich größer sein dürfte, als es bekannt und auf den Karten dargestellt ist.

Zählung der tätigen Vulkane. Die verschiedentlich versuchte Zählung aller tätigen Vulkane hat selbstverständlich manche Schwierigkeiten. Einerseits kann bei manchen Vulkanen fraglich sein, ob man sie noch zu den tätigen rechnen darf, wenn seit ihrer letzten bekannten Tätigkeit lange Zeit verflissen ist und sie sich seitdem, soweit bekannt, ganz ruhig verhalten haben. Ebenso kann, zumal in wenig erforschten Gebieten, bei Bergen, die zwar von zweifellos vulkanischer Entstehung sind, von denen aber seit Menschengedenken überhaupt keinerlei vulkanische Betätigung bekannt ist, oft zweifelhaft sein, ob bei ihnen die vulkanische Tätigkeit wirklich als erloschen zu betrachten ist, namentlich wenn sich in der betreffenden Gegend noch sonstige Vulkantätigkeit findet. Denn es fehlt nicht an Beispielen, daß bei solchen Bergen selbst nach jahrhundertelanger Ruhe plötzlich aufs neue eine lebhaftere Tätigkeit begonnen hat. In Gebieten, wo sich verschiedene noch tätige Eruptionsstellen ganz nahe beieinander befinden, kann ferner hier und da auch wohl ein Zweifel entstehen, ob gewisse Krater als selbständige Vulkane zu zählen oder aber vielleicht nur als sogenannte parasitische oder Nebenkrater von anderen zu betrachten sind. Endlich sind ja doch manche sehr entlegene und schwer zugängliche Erdgebiete überhaupt noch nicht so eingehend durchforscht, daß sich da nicht noch einzelne bezügliche Neuentdeckungen ergeben können. Ganz abgesehen von dem oben betreffs der untermeerischen Vulkane Gesagten sind daher alle Ergebnisse derartiger Zählungen nur als unsichere Annäherungswerte anzusehen. So auch die von K. Schneider²⁾, der in seinem Katalog der in historischer Zeit³⁾ tätigen Vulkane im ganzen 367 aufführt.

Verbreitung der tätigen Vulkane. Betrachtet man die geographische Verteilung der als noch tätig bekannten Vulkane (hier und da unter einiger Mitberücksichtigung derjenigen, die zwar jetzt wohl als erloschen anzusehen sein dürften, aber offenbar noch in jüngster geologischer Vergangenheit tätig gewesen sein müssen), so treten darin deutlich gewisse ganz bestimmte Züge hervor.

¹⁾ R. Brauns, a. a. O. S. 58f.; E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geologie, 4. Aufl., S. 651, Stuttgart 1912.

²⁾ K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde, Berlin 1911.

³⁾ Dabei ist natürlich zu berücksichtigen, daß die historische Zeit für die verschiedenen Erdgegenden von sehr verschiedener Länge, für die erst in den letzten Jahrhunderten erforschten erst entsprechend kurz ist.

1. Das Innere der großen zusammenhängenden Festlandgebiete abseits eines Teiles der Randgegenden weist in der geologischen Gegenwart meist nur eine sehr kleine Zahl tätiger Vulkane auf.

Das europäische Festland hat solche mit Ausnahme des Vesuvgebietes überhaupt nicht; das Festland von Australien scheint davon sogar ganz frei zu sein. Sehr wenig hat davon ferner, soweit bekannt, das Innere Asiens. Ebenso hat in Nord- und Südafrika der weitaus größte Teil des Innern keinerlei tätigen Vulkanismus. Die kleine Zahl tätiger Vulkane des Innern von Äquatorial-Ostafrika knüpft sich an solche Gebiete, wo in junger geologischer Vergangenheit starke tektonische Störungen, besonders große Einbrüche stattgefunden haben, und das gleiche gilt von dem noch tätigen Vulkanismus des abessinischen Gebietes. Bei Nord- und Südamerika endlich tritt sehr deutlich hervor, wie dort auf dem Festlande der Vulkanismus sich ganz auf den der Küste des Großen Ozeans parallellaufenden westlichen Gebirgsgürtel beschränkt.

2. Die große Hauptmasse der tätigen Vulkane befindet sich entweder auf Inseln oder aber, wenn auf dem Festland gelegen, doch ebenfalls in der Nähe oder in nicht sehr großer Entfernung von der Meeresküste, wobei sich zugleich ein starkes Vorwiegen reihen- oder zonenförmiger Anordnung der Vulkane zeigt.

3. Die weitaus bedeutendste Anhäufung tätiger Vulkane mit ausgedehntestem Auftreten reihenförmiger Anordnung derselben zeigt sich in der ganzen Umgebung des Großen Ozeans und auf Inseln innerhalb desselben, sowie daran anschließend im Malaiischen Archipel.

Vom Feuerland an zieht mehr oder minder dicht, jedoch mit verschiedenen größeren Lücken, über die Gebirge der ganzen Westseite Süd-, Mittel- und Nordamerikas bis zur Halbinsel Alaska hin in großenteils reihenförmiger Anordnung ein Gürtel tätiger Vulkane und setzt sich über die Halbinsel Alaska und die Aläuten in dichter Reihe zur Ostseite von Kamtschatka, sowie von hier über die Kurilen zu den japanischen Hauptinseln, von da wiederum über die Riu-kiu-Inseln und Formosa zu den Philippinen hin fort. Er erstreckt sich über die ganze Philippinengruppe und geht von da einerseits südlich bis zur Nordosthalbinsel von Celebes. Andererseits geht eine Fortsetzung östlich von letzterer über Halmahera und die Inseln südlich von Ceram zur Gruppe der Kleinen Sundainseln, über die er nun in Umbiegung nach Westen und schließlich nach Nordwesten, auf Java in ganz besonders dichter Reihe, bis Sumatra hin verläuft. Ja, eine weitere Fortsetzung führt von da sogar über die Andamanengruppe bis zur Westküste von Barmä. Ebenso setzt auf den Inseln an der Nordostseite von Kaiser-Wilhelms-Land (Neuguinea) eine Zone tätiger Vulkane an, die sich in mehr oder weniger ausgesprochen linearer Anordnung ihrer einzelnen Glieder über die Salomoinseln und Neuen Hebriden bis nach Neuseeland fortsetzt. So wird der Große Ozean fast allseitig von Zonen tätiger Vulkane umsäumt. Aber auch in seinem Innern fehlt es nicht an solchen, bei denen ebenfalls wieder mannigfach die reihenförmige Anordnung begegnet. So z. B. auf den Inseln, die von der Mitte der Ostseite der japanischen Hauptinsel Hondo südwärts ziehen, ferner auf den Marianen, den Tonga- sowie den Samoainseln usw. Von besonderer Bedeutung sind auch die tätigen Vulkane auf Hawaii.

Ganz anders beim Atlantischen Ozean. Hier findet sich in den östlichen und westlichen Randgebieten nur an wenigen Stellen tätiger Vulkanismus, und zwar, abgesehen von dem nur noch wenig vulkanische Tätigkeit aufweisenden Kamerungebirge, nur auf Inseln, nämlich im Osten auf den Kanarischen Inseln, im Westen auf den Kleinen Antillen, bei welchen letzteren auch wieder eine reihenförmige Anordnung der Vulkane hervortritt. Dagegen erscheint als ein sehr bedeutsamer Zug, daß sich in der Mitte des Atlantischen Ozeans, seiner Längsrichtung folgend, wenngleich mit starken Zwischenräumen, von Jan Mayen nach Süden über das sehr stark vulkanisch tätige Island sowie die Azoren und die Kapverdischen Inseln eine Zone tätiger Vulkane erstreckt, zu der sich auch mehrere unterseeische gesellen. Auch scheint bemerkenswert, daß die einander entsprechenden Bruchzonen des europäischen und des amerikanischen Mittelmeeres beide auf ihren Inseln — im amerikanischen Mittelmeer eben auf den Kleinen Antillen — eine Anzahl tätiger Vulkane aufweisen.

Der Indische Ozean hat nur auf seiner Nordostseite jene schon erwähnte, über die Kleinen Sundainseln sowie Java und Sumatra bis zur Westküste von Barma laufende, teilweise sehr dichte Reihe tätiger Vulkane. In seinen übrigen Randgebieten sowie auch in seinem Innern findet sich nur ganz vereinzelt tätiger Vulkanismus (so auf den Komoren und auf der Maskareneninsel Réunion).

4. Im übrigen zeigt sich, daß die Hauptmasse der tätigen Vulkane den niederen geographischen Breiten angehört. Nach den höheren Breiten hin findet sich im allgemeinen eine, wenn auch nicht gleichmäßige Verminderung derselben, und jenseits der beiden Polarkreise ist tätiger Vulkanismus nur von einigen wenigen Stellen bekannt.

Vor aller Erörterung der Frage nach den tieferen Ursachen der Vulkantätigkeit ist es notwendig, zunächst auf die Eruptionsvorgänge selbst sowie die dabei entstehenden Ablagerungen und sonstigen Folgen einzugehen.

Den Begriff eines Vulkans definiert H. Credner¹⁾ folgendermaßen: „Ein Vulkan ist ein der früheren Erdoberfläche aufgesetzter Berg, der durch einen Kanal mit der Erdtiefe in Verbindung steht oder gestanden hat, aus welcher das ihn aufbauende Material in glutflüssigem, zum Teil durch Gas- und Dampfexplosionen zerspratztem Zustande emporgedrungen ist.“

Tätigkeit von Gasen und Dämpfen in den Eruptionen. Daß das Empordringen der glutflüssigen Masse (des sogenannten Magmas) sowohl an sich, wie hinsichtlich seiner jeweiligen Stärke, wesentlich durch den Auftrieb der in der Masse eingeschlossenen und daraus mehr oder weniger frei werdenden Gase und Dämpfe bewirkt wird, unterliegt keinem Zweifel. Diese Gase machen sich in mehr oder minder gewaltigem Maße bei den Eruptionen selbst fühlbar; sie spürt auch jeder lebhaft, der den Krater eines noch tätigen Vulkans in einer Zwischenzeit zwischen größeren Eruptionen besucht oder auch

1) Elemente der Geologie, 10. Aufl., S. 14, Leipzig 1906.

nur in die Nähe frischer Lavaströme kommt. Auf sie weist ebenso die blasige Struktur vieler noch frischer erhaltener vulkanischer Auswurfsmassen hin. Daß aber dabei hochgespannte Wasserdämpfe größtenteils eine sehr beträchtliche Rolle spielen, beweisen schon die bei lebhaften Eruptionen häufig eintretenden starken Regengüsse. Denn diese können im wesentlichen nur so entstanden sein, daß bei den Eruptionen große Mengen heißer Wasserdämpfe hoch in die Luft emporgetrieben wurden und dort infolge der starken Abkühlung sich zu heftiger Wolkenbildung und entsprechenden Niederschlägen verdichteten. Doch scheint eine Mitwirkung hochgespannter Wasserdämpfe bei den Eruptionen nicht immer stattzufinden. Jedenfalls können selbst die heftigsten Eruptionsvorgänge auch ohne sie durch die Tätigkeit der anderen dabei empordrängenden Gase zustande kommen.

Eine besondere Frage knüpft sich an die Herkunft jener überhitzten Wasserdämpfe, ob sie nämlich alle aus eingesickertem bzw. durch Spalten zu den Eruptionswegen des Magmas gelangtem Oberflächenwasser sowie aus jenen Wassermengen stammen, die, soweit unsere Kenntnis der festen Erdrinde reicht, dort auch in der Tiefe überall zu finden sind und gewiß ebenso noch in wesentlich größeren Tiefen in den Gesteinen vorhanden sein dürften, oder ob ihr Ursprung, sei es ganz, sei es teilweise, ein anderer ist. Gegen die Herkunft aus den vorgenannten Wassermengen, die man zusammenfassend als „vadose“¹⁾ bezeichnet hat, spricht, daß die vulkanischen Eruptionen doch nur ganz unregelmäßig und oft mit sehr langen Zwischenzeiten völliger oder doch verhältnismäßiger Ruhe erfolgen, während der Zugang solchen vadosen Wassers als für die betreffende Stelle der Erdtiefe lange Zeit hindurch im wesentlichen ununterbrochen und ziemlich gleichmäßig anzunehmen sein würde. Auch würden diese Wässer durch die nach unten immer mehr zunehmende Hitze der tieferen Erdrindenschichten schon lange vor Erreichung der Ausgangsstätten des Magmas in Dämpfe von immer höherer Temperatur verwandelt werden und müßten dadurch vielmehr das Bestreben bekommen, nach oben zu dringen, statt ein weiteres Einsickern oder Fließen nach unten fortzusetzen.

Es gibt aber noch die andere Möglichkeit, daß jene bei den Eruptionen oft, ja vielleicht kann man sagen meist so überaus wichtigen überhitzten Wasserdämpfe, sei es ganz, sei es zum großen Teil, überhaupt nicht von Sickerwasser bzw. von in der festen Erdrinde befindlichem Wasser stammen, sondern in den Regionen der Herkunft des Magmas ihren Ursprung haben; daß ihre Bestandteile dort, geradeso wie diejenigen der anderen Gase, in der gewaltigen Hitze und unter dem ungeheuren dortigen Druck gebunden im Magma eingeschlossen vorhanden waren und sich erst vor oder während der Eruption infolge des Eintretens von Druckverminderung sowie eines gewissen Maßes von Abkühlung miteinander zu Wasser vereinigt haben. E. Suess, der mit manchen anderen Forschern der Ansicht ist, daß auch die Wässer mancher heißen Quellen, die nach ihrem jahreszeitlich kaum beeinflussten ständig großen Zufluß sowie ihrer stofflichen Zusammen-

¹⁾ Vom lat. vadere, gehen, wandern, mit Bezug auf ihr mannigfaches Herumwandern in der festen Erdrinde wie auch in der Luft.

setzung offenbar aus beträchtlichen Erdtiefen herkommen, mindestens zum Teil auf ähnliche Ursachen zurückgeführt werden müssen¹⁾, bezeichnet Wässer von derartiger Entstehung als „juvenil“²⁾. Doch ist diese ganze Frage wissenschaftlich noch durchaus unerledigt³⁾.

Die Eruptionen. Auch bei tätigen Vulkanen finden durchaus nicht fortwährend Eruptionen statt. Sondern auf die einzelnen Eruptionen oder auch ganze Eruptionsperioden folgen vielfach Zeiten völliger oder doch verhältnismäßiger Ruhe. Beide können außerordentlich verschieden lang sein⁴⁾. Ob sie aber im einzelnen Falle nur kurz oder lang bzw. wie lang sie sein werden und wie sich sonst dabei alles verhalten wird, das läßt sich nie im voraus bestimmen. Ebenso nicht, wie, wenn nach einer Ruhepause wieder eine Eruptionstätigkeit beginnt, die letztere sich verhalten wird. Oft ist, gerade wenn die vorangegangene Ruhepause sehr lang war, die nächste darauf folgende Eruption ganz besonders heftig.

„Die normale Tätigkeit der Vulkane besteht in dem Auf- und Absteigen, in der wallenden Bewegung der glutflüssigen Lava innerhalb des Kraterschlundes, in dem ruhigen, zum Teil kontinuierlichen Ausfließen der Lava mancher Vulkane, in dem Ausströmen von Gasen und Dämpfen aus Spalten des Vulkans oder aus dem mit flüssiger Lava gefüllten Kanal, und im letzteren Falle aus Auswürfen von Lavafetzen. Die gewöhnlichsten Merkmale stetiger vulkanischer Tätigkeit innerhalb der Vulkane sind die Exhalationen gasförmiger Produkte“, wobei teils in Verbindung mit Wasserdampf, teils ohne solchen allerlei Schwefelverbindungen sowie direkt Schwefeldämpfe, Chlorwasserstoff, Kohlensäure, Wasserstoffgas u. a. eine wichtige Rolle zu spielen pflegen.

„Steigert sich die normale Tätigkeit der Vulkane zu einem ungewöhnlichen Grade, wird namentlich die Gas- und Dampfentwicklung im Kraterkanal eine besonders energische, so tritt der Vulkan in den Zustand der Eruption. Dann werden aus den von den emporsteigenden Dampfblasen in die Höhe geworfenen Auswürflingen den Himmel verdunkelnde Aschen- und Sandregen, die sonst ruhig über den Kraterrand

1) Vgl. E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geol., 4. Aufl., S. 312ff., Stuttgart 1912.

2) „Juvenile“, also jugendliche, weil neu entstandene Wässer, zum Unterschiede von den schon lange vorhandenen, also sozusagen alten „vadosen“.

3) Siehe hierzu auch P. Wagner, Grundfragen d. allg. Geologie, 2. Aufl., S. 53ff., Leipzig 1919.

4) Das zeigt besonders deutlich auch der Vesuv, über dessen Verhalten wir ja aus mehr als zwei Jahrtausenden geschichtliche Kenntnis haben. Infolge sehr langdauernder starker Ruhe war dort z. B. zu Anfang des 17. Jahrhunderts sogar der ganze Boden des Kraters mit Bäumen und Buschwerk überwachsen, in dem allerlei Wild hauste, bis im Jahre 1631 aufs neue ein gewaltiger, furchtbar verheerender Ausbruch erfolgte.

rieselnde Lava bricht sich jetzt in verheerenden Strömen Bahn. Besonders furchtbar sind die Eruptionserscheinungen bei Vulkanen, deren Kanal infolge langer Ruhepausen“ von erkalteter und bis tief hinunter erstarrter Lava „verstopft ist¹⁾, oder dann, wenn die Eruptionen sich als großartige Explosionen äußern, welche größere Teile alter vulkanischer Bauwerke in die Luft blasen²⁾ oder in denselben sich weithin ausdehnende Schluchten aussprengen können“.

Allerlei Vorboten pflegen in der Umgebung der Vulkane meist anzudeuten, daß sich in den letzteren etwas Schlimmeres vorbereitet³⁾. „Anfänglich schwache, immer heftiger werdende Erhebungen des Bodens, dumpfes unterirdisches Rollen und Donnern, das Austrocknen der benachbarten Brunnen, das Versiegen der Quellen, das Schmelzen des Schnees, welcher manche Vulkangipfel bedeckt, sie sind öfter die Vorläufer einer Eruption. Das Zittern der Erde steigert sich zum heftigen Schwanken, das Rollen wird zu dröhnenden, bald sich steigernden, bald aussetzenden Donnerschlägen oder zu heulenden Pfeifen, krachend zerbricht der Krater oder der Eruptionskegel selbst, Bruchstücke beider und der Wandungen des Eruptionskanals, sowie glühende Lavabrocken (Bomben, Lapilli) werden umhergeschleudert, blitzschnell erhebt sich eine schwarze Rauchwolke gen Himmel, die sich an ihrem oberen Ende ausbreitet (Pinie) und im Dunkel der Nacht die Glut der Lavamassen im Grunde des Kraters widerspiegelt, so daß sie wie eine Feuersäule erscheint. Diese Pinie besteht aus den aus dem Vulkankanal empor-schießenden Gasen und Dämpfen nebst dem durch ihre explosive Entwicklung erzeugten Lavastaub. Manche dieser Pinien setzen sich aus zahllosen kugelig geballten Wolken von reinster weißer Farbe zusammen, welche durch fortgesetzte Explosionen im Kraterschlunde unter dem Drucke frischen Nachschubes emporgedrängt werden. Diese weiße Dampfsäule wird von einem dunklen Strahl aus Asche, Schlacken-fetzen und Bomben begleitet, aus welchem die größeren und schwereren Stücke sichtlich auf die Abhänge des Eruptionskegels zurückfallen, nachdem sie eine parabolische Kurve beschrieben haben. Auch dieser Strahl von zerschossenem Magma erreicht eine Höhe von oft mehreren tausend Metern, während die Dampfvolken noch höher emporsteigen. Aus dem Vulkanschlunde emporbrechender Wasserstoff, Schwefelwasserstoff und Kohlenwasserstoff entzünden sich zu leuchtenden

1) So z. B. bei den Vesuviusausbrüchen der Jahre 79 und 1631.

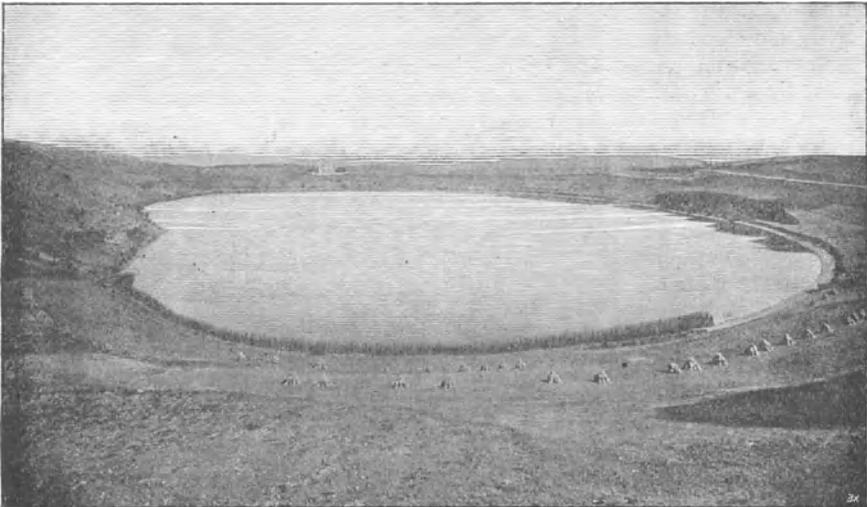
2) So z. B. in besonders gewaltiger Weise bei dem im Jahre 1883 erfolgten Ausbruch des Krakatau in der Sundastraße.

3) Doch stellen sich stärkere und deutlich warnende Vorboten nicht immer ein, und es sind auch Fälle vorgekommen, daß ohne erhebliche Vorzeichen ganz unerwartet und plötzlich eine gewaltige und verheerende vulkanische Katastrophe losbrach, ebenso wie andererseits, daß selbst auf mancherlei sehr verdächtige Anzeichen doch keine Eruption erfolgte, sondern die betreffenden drohenden Erscheinungen sich, ohne daß es zum Ausbruch kam, allmählich wieder beruhigten.

Flammen und Garben und haben bei der furchtbaren Eruption des Mt. Pelé auf Martinique am 8. Mai 1902 wie ein lohender Wirbelsturm die benachbarte Stadt St. Pierre und die in ihrem Hafen liegenden Schiffe in Brand gesetzt und vielen Tausenden von Menschen den Tod gebracht⁽¹⁾.

Im einzelnen zeigen sich hinsichtlich des Verhaltens der Vulkane bei ihrer Eruptionstätigkeit beträchtliche Unterschiede. Es ist versucht worden, danach behufs einer gewissen übersichtlichen Gruppierung verschiedene Typen aufzustellen. So unterscheidet z. B. R. Brauns²⁾:

Fig. 12.



Das Weinfelder Maar (Eifel).

„1. Explosive Gasausbrüche, Gasvulkane. Sie fördern durch hochgespannte Gase nur Trümmer schon verfestigten Materials; Lavaströme fehlen. Die geologische Wirkung ist mehr zerstörend als aufbauend. Beispiele: Mont Pelé, Krakatau. Pelétypus.“

„2. Stille Magmaausrüche, Lavavulkane. Sie fördern dünnflüssige basaltische Lava, explosive Ausbrüche fehlen oder sind sehr selten, die Lava ist arm an Gasen und Dämpfen. Ihre geologische Wirkung besteht in dem Aufbau großer, hoher, aber flacher schildförmiger Berge, der Lavavulkane. Beispiele: Mauna Loa und Kilauea auf Hawaii. Hawaiiotypus.“

„3. Explosive Magmaausrüche, Tuff- oder Schlacken-vulkane. Sie fördern neben Trümmern der durchbrochenen Gesteine in explosiven Ausbrüchen vorzugsweise schlackige Auswurfsmassen. Lavaströme fehlen oder treten sehr zurück. Ihre geologische Wirkung besteht in der Aufschüttung von kegelförmigen Schlackenbergen. Beispiele:

1) Aus H. Credner, Elemente d. Geologie, 10. Aufl., S. 31ff.

2) R. Brauns, Vulkane und Erdbeben, S. 4ff.

Stromboli (Liparische Inseln), Monte nuovo (bei Neapel). Strombolitypus. Hierzu gehören, vielleicht als ein Anfangsstadium, die Maare (Fig. 12), die bei verhältnismäßig breiter Ausbruchöffnung von einem niedrigen Ringwall umgeben sind, der aus Trümmern der durchbrochenen Gesteine mit wenig vulkanischem Material besteht.“

„4. Explosive Magmaausbrüche, verbunden mit dem Ausbruch von Lavaströmen. Zusammengesetzte Vulkanberge. Sie fördern in explosiven Ausbrüchen Schlacke und Asche, dazu mehr oder weniger mächtige Lavaströme; ihre geologische Wirkung besteht in der Aufschüttung von Schlackenkegeln und Bildung von Lavaströmen oder weit ausgebreiteten Lavafeldern. Beispiel: Vesuv, Ätna. Vesuvtypus.“

Es ist jedoch bei solcher Gruppierung nach Typen der Eruptionstätigkeit nicht außer acht zu lassen, daß unsere Kenntnis sich bei weitaus den meisten tätigen Vulkanen nur auf höchstens einige Jahrhunderte, bei sehr vielen auf noch weit kürzere Zeit erstreckt. Es fehlt nicht an Beispielen, daß sich, wie auch gerade der Vesuv zeigt, bei einem und demselben Vulkan die Eruptionen zu verschiedenen Zeiten zum Teil in beträchtlich verschiedener Weise vollzogen haben, daß im Laufe längerer Zeiträume bei demselben Vulkan bald ein vorwiegend explosionsartiger Ausbruch, bald vorwiegend ein Ausfließen von Lava erfolgte oder auch beides miteinander vereinigt auftrat ¹⁾.

Die Art, wie sich im einzelnen Falle die Eruption gestaltet, hängt jedenfalls stets wesentlich von der Art und Menge der im Magmaherd vorhandenen bzw. beim Aufsteigen des Magmas sich entwickelnden und frei werdenden Dämpfe und Gase, sowie der Stärke ihres Auftriebs ab. Ist der Ausweg nach oben durch Vorhandensein eines bereits früher benutzten Eruptionskanals bzw. einer Spalte und dergleichen frei oder doch — z. B. durch Austreiben eines von der letztvorangegangenen Eruption herrührenden geringeren Pfropfens erstarrter Lava — verhältnismäßig leicht zu öffnen, dann wird solcher ständig offener oder doch unschwer wieder zu eröffnender Ausweg wie eine Art Sicherheitsventil wirken, vermöge dessen es dort im allgemeinen nicht leicht zu ganz besonders starker Anhäufung hochgespannter bzw. sehr explosiver Gase und Dämpfe kommen wird. Dann wird dort die Eruptionstätigkeit sich bei mäßigem Gasauftrieb, d. h. wenn dieser im allgemeinen nur so stark ist, daß dadurch die heißflüssige Lava bis zum Ausgang des Eruptionskanals emporgehoben wird, vorwiegend durch Ausströmen von Lava äußern. Diese fließt dann an der niedrigsten Stelle des Randes aus, breitet sich dort je nach ihrer Masse und der Reliefgestaltung der Bodenoberfläche aus und fließt, wenn dort ein Gefälle vorhanden ist, als Lavastrom den Abhang hinunter, bis beim Nachlassen weiteren Zuflusses und allmählicher Erkaltung der Masse

¹⁾ Allerlei nähere Schilderungen der Tätigkeit einer Reihe wichtigerer Vulkane finden sich bei R. Brauns, a. a. O., sowie auch bei Fr. Frech, Allgemeine Geologie, I. Vulkane einst und jetzt, 3. Aufl., Leipzig 1917 (Aus Nat. u. Geistesw., Bd. 207) und H. Haas, Die vulkanischen Gewalten der Erde und ihre Erscheinungen, Leipzig 1909 (Wiss. u. Bild., Bd. 38).

die Erstarrung der Oberfläche dem Strom ein Ende bereitet. Ist dagegen der Gasauftrieb dabei zeitweilig ein stärkerer, dann wird durch denselben die empordringende glühende Lava förmlich in die Luft emporgeschleudert und hierbei in gröbere oder feinere Teile zerblasen¹⁾, in um so feinere, je heftiger jeweils der Gas- und Dampfauftrieb ist bzw. je mehr er einen explosionsähnlichen Charakter annimmt²⁾. Die so zerblasenen Massen werden dann je nach ihrer Größe und der Gewalt des Auftriebs mehr oder minder hoch in die Luft emporgeworfen, kühlen sich dabei — natürlich die feinen am schnellsten, die größeren langsamer — entsprechend ab, kehren infolgedessen als mehr oder minder starre oder halbstarre Körper aus der Luft zurück und häufen sich, soweit sie nicht einfach auf noch flüssige Lavamassen des Kraters zurückfallen und dort wieder aufgeschmolzen werden, als lose Ablagerungen in der Umgebung des Eruptionskanals an³⁾.

Sind dagegen infolge langen Pausierens der Eruptionen die im früher benutzten Eruptionskanal zurückgebliebenen Lavamassen allmählich bis in erhebliche Tiefe zu einem sehr festen Verschuß erstarrt, oder ist sonst die über einer nach oben drängenden Magmamasse lagernde Gesteinsdecke eine stark verfestigte und dadurch sehr widerstandsfähige, dann können sich infolgedessen die in dem Magma enthaltenen bzw. sich entwickelnden Expansionskräfte nicht immer wieder unschwer nach oben Luft machen. Sie müssen sich daher dann dort mehr und mehr anhäufen. Sind sie aber dort schließlich so aufgesammelt und gesteigert, daß sie imstande sind, auch diesen sie bisher bändigenden Widerstand an irgend einer Stelle zu überwinden, dann kommt es — ähnlich wie bei gewaltigem Zersprengen von Dampfkesseln — plötzlich zu jenen wild explosionsartigen Kraftäußerungen von ganz ungeheurer Wirkung, zum förmlichen Aufreißen des etwa vorhandenen Vulkankegels, zu gewaltigem In-die-Luft-Sprengen großer Stücke desselben usw., wofür namentlich die Krakatau-Katastrophe von 1883 ein besonders furchtbares Beispiel geliefert hat.

¹⁾ Vgl. das förmliche Emporwerfen und teilweise Zerstieben von Flüssigkeitsmassen beim plötzlichen Öffnen von Flaschen mit stark kohlenensäurehaltigen Getränken, sowie die Flüssigkeitszerstäubung mit den bekannten Flüssigkeitszerstäubern und dergleichen.

²⁾ Dann werden je nach Umständen durch die Schnelligkeit des Aufsteigens der Lava im Eruptionskanal auch in stärkerem Maße allerlei Bruchstücke von den Wänden des letzteren bzw. aus dem Untergrunde mitgerissen und in die vulkanischen Ablagerungen mit eingebettet.

³⁾ Bei diesem Emporschleudern werden eben die betreffenden Massen nicht alle einfach senkrecht in die Höhe geworfen, sondern ein beträchtlicher Teil derselben fliegt mehr oder weniger schräg empor, so daß er schließlich in der Umgebung des Schlotens zu Boden fällt. Bei einem und demselben Vulkan können lose Aufschüttungen feinerer wie gröberer Massen und Lavaströme mannigfach miteinander abwechseln, je nach der Stärke des jeweiligen Gas- bzw. Dampfauftriebes. Alle diese verschiedenen Ablagerungen häufen sich dann dort je nach Umständen übereinander an.

Hier und da — wie z. B. bei dem Kilauea auf Hawaii — befindet sich auf dem Grunde des Kraters fortdauernd ein See von heißflüssiger Lava. Bei vielen Vulkanen geben außerhalb der Zeiten eigentlicher Eruptionen nur in mehr oder minder erheblichem Grade die erwähnten Ausströmungen von Dämpfen bzw. Gasen davon Kunde, daß dort die vulkanischen Kräfte in der Tiefe noch immer, wenn auch in schwachem Maße, in Tätigkeit sind, und auch diese Ausströmungen können da zeitweilig ganz aufhören. Ja, es kann die Ruhe auf lange Zeit eine so völlige werden, daß im Krater eine reichliche Vegetation sich entwickelt und — abgesehen von einzelnen Steilwänden, die vielleicht auch durch Abstürzen lose aufgehäufter Schlackenmassen sich immer erneuern — alles überdeckt. Aber es fehlt nicht an Beispielen, daß selbst nach sehr langen Zeiten der Ruhe oder nur ganz geringfügiger Lebensäußerungen von Vulkanen dort doch wieder heftige Eruptionen erfolgt sind¹⁾.

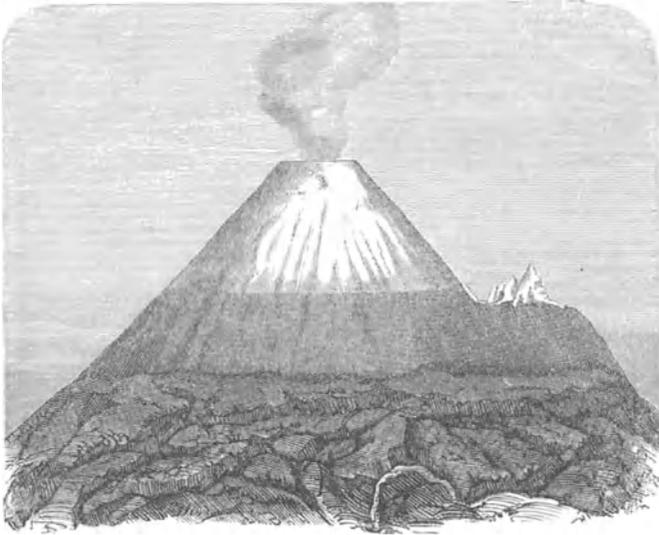
Die vulkanischen Ablagerungen. Durch die Anhäufung der verschiedenen Ausbruchsmassen — der Lavaströme wie der in die Luft emporgeworfenen und in erstarrtem oder halbstarrem Zustand zu Boden gefallen Mengen — bildet sich um den Ausgang des Eruptionskanals herum zunächst ein ringförmiger Wall, der im Laufe einer Anzahl von Eruptionen bei beträchtlicher Menge der ausgeschleuderten Materialien — gegebenenfalls unter zeitweisigem Hinzukommen einzelner darüber hingeflossener Lavaströme — allmählich zu einem bedeutenden Berge von der Form eines oben abgestumpften Kegels emporwachsen kann. Der Eruptionsschlot wird dadurch ständig nach oben zu entsprechend verlängert; an seinem Ausgang aber findet sich dann auf der Höhe des Berges eine rundliche kesselförmige Vertiefung, der Krater.

Doch kann diese regelmäßige Kegelform der Vulkanberge (Fig. 13) allerlei Abweichungen erleiden. Einerseits können, wenn bei der Eruption heftige Winde wehen, durch diese namentlich die feineren Eruptionsmassen auf ihrem Wege in der Luft mehr oder weniger erheblich in der Richtung der Winde fortgetrieben werden, so daß sie ganz überwiegend auf der

¹⁾ Wenn man daher von erloschenen Vulkanen spricht, so kann das im Grunde genommen nur besagen, daß hinsichtlich derselben nach menschlicher Erinnerung bzw. durch geschichtliche Nachrichten von irgendwelcher Eruptionstätigkeit oder sonstiger, wenn auch noch so geringer Spur vulkanischer Lebensäußerung nichts bekannt, und anscheinend eine Wiederkehr derselben nicht anzunehmen ist. Im Altertum würden Herculaneum und Pompeji sich an der Stelle, wo sie später zugrunde gegangen sind, schwerlich zu so blühenden Städten entwickelt haben, wenn ihre Bewohner Anlaß gehabt hätten, dort von dem Vesuv noch irgendwelche erhebliche Gefahr zu befürchten. Da kam, nachdem beide Städte schon im Jahre 63 n. Chr. durch ein heftiges Erdbeben beträchtlich gelitten, sehr unerwartet die Katastrophe ihrer völligen Verschüttung durch den furchtbaren Ausbruch des Vesuvs von 79 n. Chr. Auch später hat der Vesuv, soweit darüber Nachrichten vorliegen, wiederholt längere Zeiten ziemlicher oder völliger Ruhe gehabt, worauf dann aber doch wieder beträchtliche Tätigkeit gefolgt ist.

betreffenden Seite und auch da teilweise in weiterer Entfernung niederfallen¹⁾. Andererseits können die bei heftigen Eruptionen häufig eintretenden starken Regengüsse große Mengen der feineren und leichteren Eruptionsmaterialien mehr oder minder weit fortspülen und ungleichmäßig verteilen. Ganz besonders aber ergeben sich entsprechende Abänderungen jener einfachen Grundform, wenn in der Mantelfläche größerer Vulkane bei erneuter heftiger Tätigkeit hier und da tiefe seit-

Fig. 13.



Der Cotopaxi (unweit Quito, 5900 m hoch), Typus eines regelmäßigen Vulkankegels.

liche Spalten aufreißen und dort, sei es zum Ausfließen von Lavaströmen, sei es zur Entstehung sekundärer Auswurfsschlote führen, in

¹⁾ Auf diese Weise können feine vulkanische Auswurfsmaterialien unter Umständen selbst auf ganz bedeutende Entfernungen fortgeführt werden. So konnte z. B. im Jahre 1875 die Bahn eines von Winden weit vertragenen vulkanischen Aschenregens, der einem großen Vulkanausbruch im südlichen Island entstammte, deutlich von dort über das Meer und das südliche Skandinavien hin bis zur Ostseite Schwedens verfolgt werden. Bei dem mit ungeheuren Dampfexplosionen verbundenen Ausbruch des Krakatau (in der Sundastraße) vom August 1883 aber, einer der gewaltigsten aller bekannten vulkanischen Katastrophen, wurden beträchtliche zu allerfeinstem Staub zerblasene Massen bis in so hohe Luftschichten emporgeschleudert, daß sie dort, vermöge ihrer Feinheit durch die Luftströmungen jener hohen Atmosphärenregionen lange Zeit schwebend gehalten und über sehr weite Gebiete, sogar rings um die Erde herum vertragen, während einer ganzen Reihe von Monaten in der Dämmerung eigentümliche Lichterscheinungen hervorriefen.

deren Umgebung sich dann ebenfalls die dort ausgeschleuderten Massen mehr oder minder kegelförmig aufhäufen¹⁾).

Dauert dagegen die Auswurfstätigkeit aus einem Eruptionskanal nur kürzere Zeit und liefert sie dort nur verhältnismäßig geringe Mengen losen Materials, dann entsteht dadurch nicht ein eigentlicher Berg, sondern nur ein mehr oder minder niedriger Ringwall um den Ausgang des Schlotes herum, wie z. B. beim Laacher See und manchen anderen sogenannten Maaren der Eifel, in denen sich oft ein See befindet (vgl. Fig. 12). Der letztere bedeckt dann die Stelle, an der einst der vulkanische Schlot nach oben ausging. Sein Wasser aber entstammt natürlich teils direkt den Niederschlägen, teils kleinen Rinnsalen sowie dem Grund- und Sickerwasser aus der Umgebung. Je zahlreicher dagegen die aus demselben Eruptionskanal erfolgenden Eruptionen sind und je mehr sie — sei es durch Ausfließen von Lava, sei es durch lose Ablagerungen — Material um denselben herum aufschütten, desto höher wächst natürlich der dadurch entstehende Kegelberg²⁾).

Von den in die Luft geblasenen Lavateilen fallen, wie erwähnt, namentlich die ganz kleinen infolge ihrer schnellen Abkühlung als völlig feste Gesteinsbrocken zu Boden. Großenteils kommen aber auch die größeren bereits mit starrem oder ziemlich starrem Zustande mindestens ihrer Oberfläche herunter, wenn sie eben sehr hoch emporgeschleudert wurden, daher entsprechend lange in der Luft schwebten und dort natürlich auch in ziemlich kalte Schichten gelangt waren. Je nach der Korngröße bezeichnet man diese verschiedenen losen vulkanischen Ablagerungen mit verschiedenen

1) So findet sich z. B. an den Abdachungen des Ätnas eine große Zahl von Stellen, an denen in solcher Weise teils Lavaströme ausgeflossen sind, teils ein Ausschleudern loser Massen stattgefunden und zur Aufschüttung sogenannter parasitischer Vulkankegel (man zählt deren dort über 200, von denen manche bis über 100 m hoch sind) mit Kratern geführt hat.

2) Von selbst ergibt sich aus dem Vorstehenden, daß bei noch tätigen Vulkanen sowohl hinsichtlich ihrer Höhe überhaupt als hinsichtlich der Einzelheiten ihrer Formen, namentlich in den höheren Teilen, stets mit der Möglichkeit mehr oder minder erheblicher Veränderungen durch die Folgen der vulkanischen Vorgänge zu rechnen ist (wie dies z. B. auch der Vesuv im Laufe der geschichtlichen Zeit mannigfach gezeigt hat). Es handelt sich dabei nicht bloß um neue Lavaausflüsse und neue lose Aufschüttungen, sowie andererseits um Zerstörungen durch Einreißen und Wegsprengen von Teilen älterer Gebilde bei heftigen explosiven Eruptionen. Sondern bei den ursprünglich in die Luft geblasenen Massen kann es infolge ihrer losen Aufschüttung auch sonst zu allerlei Einrutschen und dergleichen kommen. So stürzen bei diesen häufig auf der Innenseite des Kraters allerlei Teile der lose aufgeschütteten steilen Kraterwände ein. Andererseits sind selbstverständlich gerade diese lose aufgeschütteten Massen ganz besonders stark der Abtragung durch Regen- und Schneeschmelzwässer sowie der Einschneidung durch die dabei sich bildenden Rinnsale ausgesetzt. Eine andere Folge jener losen Aufschüttung ist ferner das starke Einsickern des Niederschlagswassers in solche Ablagerungen, so daß sich in den betreffenden Teilen der Vulkanberge nicht leicht Quellen finden usw.

Namen. Die feinsten Zerstückungsprodukte nennt man vulkanische Asche, die aus etwa hirsekorn- bis erbsengroßen oder etwas größeren Bröckchen bestehenden vulkanische Sande. Sind die Brocken größer, bis etwa zur Walnußgröße, so bezeichnet man sie mit der italienischen Benennung Lapilli. Die noch gröberen losen Auswurfsmassen nennt man summarisch vulkanische Schlacken und unterscheidet darin noch gewisse mehr oder weniger rundliche bis über kopfgroße, hier und da aber auch noch beträchtlich größere Auswürflinge als vulkanische Bomben¹⁾.

Neben den Erstarrungsprodukten der Lava finden sich jedoch in den vulkanischen Ablagerungen, teils in die Lavaströme eingeschlossen, teils den losen Auswurfsmassen beigemischt, (ebenso wie in älteren Eruptivgesteinen) vereinzelt auch Stücke anderer Gesteine. Diese sind dann jedesmal von besonderem Interesse, denn es sind das Gesteine, die die Lava jedenfalls auf ihrem Wege vorgefunden und mitgenommen hat, in der Regel Bruchstücke von Tiefengesteinen, durch die das Magma bei seinem Auftrieb hindurchgegangen ist, die es also aus dem tieferen Untergrunde bzw. von den Wänden des Eruptionskanals abgerissen und, ohne sie unterwegs völlig aufzuschmelzen, zur Oberfläche mitgeführt hat. Sie geben daher in der Regel davon Kenntnis, was für Gesteine sich dort in der Tiefe befinden²⁾.

Was endlich das geologische Alter vulkanischer Eruptionen und der von solchen herrührenden Ablagerungen anlangt, so leuchtet ein, daß diese stets jünger sein müssen als alle Schicht- und sonstigen Gesteine, die von dem Eruptionskanal durchbrochen sind, bzw. diejenigen, die von den betreffenden vulkanischen Eruptionsprodukten (Lavaströmen wie losen

1) Bei diesen findet sich oft eine eigentümlich rundliche Form, die auf eine beim Emporschleudern der weichen, in der Luft allmählich erstarrenden Masse erfolgte Drehung hinweist.

2) Solche lose vulkanische Ablagerungen der verschiedenen Art können wir noch zahlreich und in sehr guter Erhaltung namentlich in dem an jungvulkanischen (dem Jungtertiär und teilweise dem Diluvium angehörigen) Bildungen reichen östlichen Teile der Eifel finden. Wenn sie bei den Resten der zahlreichen älteren Tertiärvulkane Deutschlands (soweit von diesen nicht etwa lose Ablagerungen in bereits damals vorhandene Täler gespült wurden und dort teilweise erhalten geblieben sind) in der Regel fehlen, so ist das so zu verstehen, daß sie dort eben als eine infolge ihrer losen Lagerung leicht wegführbare Masse in der langen seitdem verflössenen Zeit da, wo die örtlichen Verhältnisse hierfür einigermaßen günstig waren, fast immer ganz abgetragen sind. Ganz gefehlt werden sie auch dort wohl selten haben. Die in den betreffenden Gebieten zahlreichen Kuppen von Basalt oder verwandten vulkanischen Gesteinen sind, wie schon oben erwähnt, die wegen ihrer großen Widerstandsfähigkeit übriggebliebenen letzten Reste der Tertiärvulkane, oft bloß der Rest der im ehemaligen Krater beim Aufhören der Eruptionen zurückgebliebenen und sehr fest erstarrten Lava, teilweise aber auch mit Resten von Lavaströmen, die sich dort als Decken über die Umgebung ausgebreitet hatten. Die darunter befindlichen, gleichfalls mit fest erstarrtem vulkanischem Gestein (der ehemaligen Lava) gefüllten Eruptionsröhren, durch die einst die Lava dort emporstieg, sind dagegen von Natur fast niemals mit sichtbar und nur hier und da durch Steinbruchsbetrieb zufällig aufgeschlossen.

Auswurfsmassen) überlagert werden, dagegen älter als alle Ablagerungen, die, wenn auch nur in Randgebieten über sie übergreifend, etwa wieder diese vulkanischen Gebilde überlagern [vgl. Fig. 2]¹⁾. Und sind etwa Lavaströme in Täler geflossen, dann folgt daraus, daß auch diese Täler damals schon vorhanden gewesen sein müssen.

Ursachen des Vulkanismus. Ist nach dem bisher Erörterten darüber kein Zweifel, daß in den vulkanischen Eruptionen das Empordrängen des glühend flüssigen Magmas und die Art, wie die Lava ausfließt oder aber hoch in die Luft geblasen wird, wesentlich durch die Stärke des Auftriebs der betreffenden Gase und Dämpfe bedingt ist, so hat doch die Frage nach den in größerer Erdtiefe wirkenden Ursachen des Ganzen und der Entstehung der das Magma nach oben führenden Wege sehr große Schwierigkeiten. Wir kennen die Erdrinde ja doch nur bis in ganz geringe Tiefe. Das tiefste Bohrloch der Erde ist, wie oben (S. 4) erwähnt, nur 2240 m tief; das ist etwa $\frac{1}{2844}$ des mittleren Erdradius von rund 6370 km²). Auch die Einblicke, die uns hier und da durch in der Erdrinde erfolgte Verschiebungen (Hebungen sowie Aufrichtungen und Faltungen von Schichten und dergleichen) in die Verhältnisse tieferer Teile der Erdrinde ermöglicht werden, reichen nicht bis in wirklich beträchtliche Tiefen und bleiben jedenfalls noch sehr weit von denjenigen Regionen entfernt, für die wir allenfalls mit der Möglichkeit des Vorhandenseins magmaartiger Massen rechnen können.

Auf Grund der zuverlässigsten Temperaturmessungen in Bohrlöchern ergab sich im allgemeinen eine durchschnittliche Temperaturerhöhung von rund etwa 3° C auf je 100 m Tiefenzunahme. Daß die Temperatur auch weiter mit wachsender Erdtiefe immer mehr zunimmt, ist natürlich nicht zweifelhaft. Ob dies aber nach ungefähr derselben Abstufung geschieht wie nach den Durchschnittswerten der vorhandenen Bohrlochbeobachtungen oder in schnellerer oder langsamerer bzw. in wieviel schnellerer oder langsamerer Abstufung, kann angesichts der kaum $2\frac{1}{4}$ km tiefen Strecke, auf die sich jene Bohrlochbeobachtungen beziehen, niemand wissen. Ferner kennen wir zwar

¹⁾ Beim alten Vulkan Roderberg am linken Rheinufer zwischen Mehlem und Rolandseck (südlich von Bonn) überlagern z. B. die losen vulkanischen Ablagerungen altdiluviale Rheinkiese (siehe das bezügliche Profil bei R. Lepsius, Geologie von Deutschland I, 217, Stuttgart 1887 — 1892), sind demnach jünger als die letzteren. In den dortigen vulkanischen Ablagerungen finden sich teilweise sogar oberflächlich angeschmolzene Rheingerölle, namentlich Quarze, die also bei den Eruptionen mit erfaßt und dabei angeschmolzen worden sind. Der deutlich erhaltene Krater des Roderberges aber ist von einer tieferen Lagerung von Löß erfüllt, dessen Ablagerung dort also nach Abschluß der Eruptionen erfolgt sein muß. Die dortige Eruptionstätigkeit muß also in der jüngeren Abteilung der Diluvialperiode stattgefunden haben.

²⁾ Das ist, wie wenn man in einem Erdglobus von 1 m Durchmesser einen winzigen Einstich von etwa $\frac{1}{6}$ mm Tiefe machen wollte.

annähernd die Temperatur der an der Erdoberfläche ausgeflossenen und erstarrenden Lava¹⁾, die selbstverständlich bis zu dem Augenblick, wo sie gemessen werden kann, bereits eine mehr oder minder beträchtliche Abkühlung durchgemacht hat; ebenso können wir die Temperaturen messen, bei denen durchschnittlich Gesteine von ähnlicher Art in den Hochöfen schmelzen. Aber das sind Schmelztemperaturen bei einfachem Atmosphärendruck. Daß solche Gesteine auch schon in den Erdtiefen, in denen sich diese Temperaturen finden, in geschmolzenem Zustand vorhanden sein können, erscheint ganz ausgeschlossen, da starker Druck die Schmelztemperatur entsprechend erhöht²⁾. Dürften wir annehmen, daß die Temperatur auch in den größeren Erdtiefen durchweg nach dem obengenannten aus den Bohrlochbeobachtungen gewonnenen Durchschnittssatze zunähme, so müßte jene Temperatur von 1200° etwa in einer Tiefe von 40 km erreicht werden. In dieser Tiefe wäre aber mit einem Druck von weit über 10000 Atmosphären zu rechnen. In welchem Maße solch ungeheurer Druck die Schmelztemperatur erhöht, darüber fehlt jeder sichere Anhalt.

Auf die Schmelztemperatur ist aber ferner außer dem Druck auch noch die chemische Zusammensetzung der betreffenden Massen von erheblichem Einfluß. Die an der Erdoberfläche ausfließende und unserer Untersuchung zugängliche Lava enthält keineswegs mehr alle Bestandteile, die ursprünglich in dem empordringenden Magma vorhanden waren. Vielmehr sind mancherlei Gase und Dämpfe daraus, und zwar zum Teil in sehr beträchtlichen Mengen, beim Emporsteigen im Eruptionskanal wie beim Ausfließen bzw. Auswerfen und nach demselben bereits entwichen, so daß wir das ursprüngliche Gemisch überhaupt nicht voll feststellen können. An den Ausgangsstätten des Magmas sind infolge der gewaltigen Hitze sowie unter dem ungeheuren dort herrschenden Druck alle jene an der Luft entweichenden Stoffe mit der glühenden Lava zu einer einheitlichen Masse vereinigt³⁾. Sie entwickeln sich und lösen sich aus dem Gemenge erst bei Veränderung dieser sie vorher bindenden Faktoren Hitze und Druck. Auch über die

1) „Sie liegt höchstens bei 1200°, meistens ganz erheblich tiefer“ (Brauns, a. a. O. S. 142). Der ganz frisch ausfließenden Lava sich behufs einer Temperaturmessung zu nähern, dürfte wohl kaum jemals möglich sein.

2) D. h., daß bei einem sich bei der Erstarrung zusammenziehenden Körper, wenn er sich unter starkem Druck befindet, eine entsprechend höhere Temperatur nötig ist, um ihn aus dem starren in einen heißflüssigen Zustand übergehen zu lassen bzw. bei ihm ein Verharren in heißflüssigem Zustand möglich zu machen.

3) Vgl., wie z. B. in einem kohlensauren Mineralwasser, das sich in einer fest geschlossenen Flasche befindet, die Kohlensäure in dem Wasser gebunden ist und mit demselben eine einheitliche Lösung bildet, aus der sie sich erst mehr und mehr befreit, wenn durch Öffnung der Flasche der Druck, der sie vorher dort band, aufgehoben wird.

an den Magmaherden vorhandenen chemischen Verbindungen ihrer Elemente und die darin vor sich gehenden Veränderungen können wir wenig Näheres wissen.

Infolge aller dieser Umstände ist über die Tiefe, aus der das Magma bei den Eruptionen herkommen muß, Genaues nicht festzustellen. Immerhin braucht dieselbe nicht notwendig als eine sehr große und auch nicht immer als annähernd die gleiche gedacht zu werden.

Lage der Ausgangsstellen des Magmas. Von selbst ergibt sich hierbei die Frage, ob in der geologischen Gegenwart die Ausgangsstellen,

Fig. 14.



Aus einem deutschen Basaltbruch (basaltische Säulenbildung). Vgl. auch Fig. 15.

aus denen für die einzelnen vulkanischen Eruptionen das Magma herkommt, alle miteinander, sei es dort eine unmittelbar zusammenhängende einheitliche Zone bilden, sei es, wenn letzteres nicht der Fall ist, doch sämtlich mit dem allgemeinen Magmazentralherde der Erde in ständiger Verbindung stehen, oder ob sie zum Teil völlig getrennten und selbständigen Magmaherden entstammen. Daß sich häufig in dem gleichzeitigen Verhalten von Vulkanen, die voneinander nicht sehr weit entfernt liegen, erhebliche Verschiedenheiten zeigen, indem sie keineswegs immer zur selben Zeit in Ruhe oder in lebhafter Tätigkeit sind, sondern nicht selten der eine heftig arbeitet, während ein gar nicht weit ent-

fernter sich nur schwach betätigt oder sich sogar ganz still verhält, braucht zur Beurteilung jener Frage noch nicht sonderlich ins Gewicht zu fallen. Denn einerseits ist durchaus denkbar, daß die nach oben drängenden Gase sich zeitweilig bei dem einen weit stärker angesammelt haben als bei dem anderen. Auch dürfte es für die Stelle, an der es jeweils zu lebhafterer Eruptionstätigkeit kommt, nie ohne beträchtlichen Einfluß sein, ob dort die Auswege nach oben, wenn sie verstopft waren, sich doch unschwer wieder frei machen lassen oder aber vielleicht gerade sehr stark verschlossen sind. Es erscheint denkbar, daß in den Erdtiefen die nach einem Ausbrechen strebenden Kräfte auch aus einem weiteren Umkreis sich je nach Umständen vorwiegend den Stellen zuwenden, wo sie dafür jeweils den geringsten Widerstand zu überwinden haben, und daß dann der dortige Ausbruch auch für einen größeren Bereich eine gewisse Entspannung der die vulkanischen Eruptionen erzeugenden Faktoren herbeiführt.

Belangreicher erscheint dagegen der Umstand, daß die aus verschiedenen Vulkanen bzw. Vulkangruppen stammenden Laven hinsichtlich ihrer Zusammensetzung zum Teil erhebliche Verschiedenheiten zeigen, was auf getrennte Magmaherde derselben mit etwas verschiedener Zusammensetzung ihres Magmas hinzudeuten scheint. Doch kommt es ebenso vor, daß, während die Lava bei vielen Vulkanen immer von der gleichen Art ist, sie bei anderen zu verschiedenen Zeiten auch eine mehr oder weniger verschiedene Zusammensetzung aufweist. Immerhin wäre denkbar, daß sie in letzterem Falle vielleicht aus verschiedenen Tiefen herkommt und das Magma der betreffenden Ausgangsgebiete in verschiedenen Tiefen allerlei Unterschiede der Zusammensetzung aufweisen könnte. Hierzu kommt, wenn wir das gesamte Auftreten eruptiver Massen in der langen Reihe der geologischen Formationen überschauen, daß dieselben unter den Bildungen der älteren Formationen und ganz besonders denjenigen der allerfrühesten Perioden der uns erkennbaren Erdringengeschichte einen viel größeren Raum einnehmen als in den neueren, etwa seit der späteren Tertiär- und vollends seit der Diluvialperiode. Erscheinen sie in den Ablagerungen des geologischen Altertums oft als gewaltige Decken von ungeheurer Ausdehnung, die von sehr umfangreichen Massenausströmungen von Magma herrühren müssen, so beschränken sie sich namentlich seit der späteren Tertiärzeit immer mehr überwiegend auf Bildungen von geringerer Ausdehnung, die auf die Eruptionstätigkeit aus einzelnen enger begrenzten Vulkanschlotten hinweisen und meist zur Aufschüttung einzelner Vulkanberge führten.

Gerade dieser Umstand war einer der Hauptgründe zur Aufstellung von A. Stübel's Theorie über die Entstehung und Speisung der neueren Vulkane aus gesonderten peripherischen Magmaherden. Stübel¹⁾ geht von der ersten Erstarrungskruste des allmählich sich abkühlenden feurig-flüssigen Erdballs aus. Solange diese noch von geringer Dicke war, wurde sie, so nimmt er an, infolgedessen immer aufs neue an unzähligen Stellen von den vulkanischen Kräften der Tiefe durchbrochen, wobei sich in gewaltigen Ergüssen oft ungeheure Lavamassen über ihr ausbreiteten. Als aber später auch Wasser auf der Erdoberfläche vorhanden war und Verwitterung sowie Erosion und Abtrag dort an der Zerstörung der Erhöhungen und Beförderung der Zerstörungsprodukte in die Vertiefungen zu arbeiten begannen, mußte zu jenen vulkanischen Ablagerungen die Bildung von Sedimentschichten hinzukommen. Die Gesamtheit dieser zuunterst aus der allmählich immer dicker gewordenen eigentlichen Erstarrungsrinde, darüber aber aus einem im Laufe unermeßlicher Zeiträume gleichfalls immer mehr angewachsenen Gemenge vulkanischer Ausfluß- und Ausbruchsmassen wie sedimentärer Ablagerungen bestehenden und das von Magma erfüllte Erdinnere gleichsam panzerartig dicht umschließenden Erdkruste nannte Stübel zusammenfassend die Panzerdecke der Erde. In dieser von ihm sogenannten Panzerdecke ist nun aber nach Stübel nicht alles bereits als erstarrt und dadurch fest geworden zu denken. Vielmehr rechnet er mit der Möglichkeit, daß sich auch innerhalb derselben noch flüssig gebliebene Magmamengen befinden — sei es, daß sehr große Magmamassen zusammen aus dem tieferen Erdinnern in dortige Hohlräume vordrängen bzw. in dortige Gebiete minder dichten Gefüges sich den Weg

¹⁾ A. Stübel, Über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart, Leipzig 1901.

zu bahnen und sich dort auszubreiten vermochten, sei es, daß einst in alten Zeiten der Erdrindenentwicklung gewaltige, zur damaligen Oberfläche emporgedrungene und dort (z. B. in Vertiefungen) aufgestaute Lavamassen durch bald darauf ausgebrochene neue Eruptionsmassen überschüttet wurden und vermöge ihrer großen Massenhaftigkeit sowie der eine schnelle Abkühlung hindernden Überdeckung und dergleichen durch gewaltige Zeiträume noch zum Teil ihre Glutflüssigkeit zu bewahren vermochten. Diese peripherischen Magmanester seien, so meint er, die Herde, aus denen im wesentlichen die heutigen Vulkane gespeist würden.

Gegen die Möglichkeit, daß auf solche oder ähnliche Weise sich innerhalb der sonst im allgemeinen festen Erdrinde — deren Gesamtmächtigkeit uns ja nicht näher bekannt ist — noch allerlei mehr oder minder große Magmaherde befinden können, dürfte an sich wohl nicht viel einzuwenden sein, und manches scheint sich mit dieser Stübelschen Vulkantheorie ganz wohl zu vereinbaren. Dann würde also bei allen nicht weit voneinander entfernten Einzelvulkanen wie Vulkangruppen, die sich hinsichtlich ihrer Ausbruchzeiten wie der Art ihrer Ausbrüche und der Zusammensetzung der dabei zutage geförderten Eruptionsmassen annähernd einheitlich verhalten, zu vermuten sein, daß diese einem einheitlichen Herde entstammen, und umgekehrt würde, wenn sie darin beträchtliche Verschiedenheiten aufweisen, hieraus zu vermuten sein, daß sie von gesonderten Magmaherden gespeist werden. Ein dauerndes gänzlich Aufhören der Eruptionstätigkeit von Einzelvulkanen wie Vulkangruppen aber würde dann zu der Vermutung führen, daß in ihren ehemaligen Herden die Reste der flüssigen Magmas erschöpft bzw. die Magmamassen durch allseitiges Erstarren oder sonstwie zur Ruhe gekommen seien¹⁾. Aus der Dauer der Eruptionen sowie der Menge der dabei hervortretenden Massen würden sich ferner Vermutungen ergeben über die Größe der betreffenden Magmaherde, aus denen sie herstammen; aus der chemischen Zusammensetzung dieser Massen vielleicht zum Teil auch Schlüsse auf die Tiefen, aus denen sie kommen.

Aber es dürfte doch wohl viel zu weit gehen, wollte man jener Stübelschen Theorie irgendwie in dem Sinne eine allgemeingültige Bedeutung beimessen, daß man annähme, daß alle vulkanischen Eruptionen der geologischen Gegenwart nur noch aus solchen von den inneren Zentralmagmamassen ganz abgeschlossenen peripherischen Magmaherden herstammen. Vielmehr ist einerseits durchaus denkbar, daß manche derartige peripherische Magmaherde auch mit tiefer gelegenen Magmamassen in einer gewissen, wengleich vielleicht oft nur zeitweilig ganz freien und offenen Verbindung stehen können, von denen sie infolgedessen mit Unterbrechung durch kürzere oder längere Ruhepausen Zufluß erhalten. Andererseits ist nicht einzusehen, warum es nicht auch nach der Ausbildung einer festen Erdrinde von beträchtlicher Mächtigkeit immerhin noch möglich sein sollte, daß sich — z. B. infolge von allerlei Verwerfungen oder sonstigen Verschiebungen in jenen tiefen Erdrindschichten, von deren tektonischen Verhältnissen wir ja schlechterdings gar nichts wissen — noch bis in die Gegen-

¹⁾ Mit solcher Annahme würde dann z. B. auch das anscheinend gänzliche Erlöschen der in Deutschland noch während der Tertiärperiode so vielfältig und stark aufgetretenen, in kleineren Nachwirkungen aber vereinzelt selbst bis in die Diluvialzeit hinein fortgesetzten Vulkantätigkeit zu erklären sein.

wart hinein einzelne Wege mehr oder minder erhalten haben oder auch neu bilden können, auf denen sehr heiße Dämpfe zeitweilig bis in die oberen Schichten den Weg finden, und daß in ihrem Gefolge hier und da schließlich auch Magmamassen des großen Zentralherdes sich den Ausgang bis zur Oberfläche bahnen können.

Ursachen des Vulkanismus (Fortsetzung). Kehren wir nun zurück zu der Hauptfrage nach den letzten Gründen des Vulkanismus überhaupt, also des Empordringens heißflüssiger Magmamassen

Fig. 15.



The Giants Causeway (Riesendamm) an der Nordküste Irlands (säulenförmige Absonderung des Basalts).

durch die bereits zu mehr oder minder beträchtlicher Dicke angewachsene starre Erdrinde hindurch zur Erdoberfläche, so dürfte da zunächst keinesfalls abzuweisen sein, daß dabei der gewaltige Druck großer sinkender Schollen der festen Erdrinde auf in der Tiefe darunter befindliche weichere und nachgiebigere Massen mannigfach einen erheblichen Einfluß ausgeübt haben und ganz besonders bei den gewaltigen Massenergüssen von Magma in den ältesten geologischen Perioden sehr beträchtlich mitgewirkt haben mag. Wir wissen ja schlechterdings nichts über die Aufbauverhältnisse in den großen Tiefen der festen Erdrinde. Aber da wir die unserer Forschung zugänglichen oberen Zonen der letzteren so vielfältig von Bruchlinien sowie horizontalen und vertikalen Verschiebungen durchsetzt finden, ergibt sich von selbst

die große Wahrscheinlichkeit, daß Ähnliches auch in den jeder Untersuchung entzogenen tieferen Lagen nicht fehlen dürfte. Auch ist ja wohl das eine sicher, daß die Vulkanverbreitung überhaupt, soweit uns bekannt, meist in sehr beträchtlichem Maße Beziehungen zu großen tektonischen Linien der Erdrinde aufweist¹⁾. Die Bruch- und Verwerfungsspalten aber konnten dann in doppelter Hinsicht von Bedeutung werden. Einerseits kann, wie manche meinen, wenn eine große Bruchspalte sich bis in Tiefen erstreckt, in denen das Magma wegen des auf ihm liegenden ungeheuren Druckes sich trotz sehr großer Hitze nicht in flüssigem, sondern in einem zähfesten Zustand befindet, gerade die durch den Bruch örtlich eintretende Druckentlastung dahin führen, daß dort infolge der letzteren das Magma in flüssigen Zustand übergeht. Andererseits leuchtet ein, daß die in den Magmamassen entwickelten und nach Ausdehnung drängenden Gase durch solche Bruchspalten am ehesten einen allmählichen Ausweg nach oben finden können. Ebenso, daß sie diesen dann infolge ihrer glutheißen Temperaturen durch Anschmelzen benachbarter Gesteinsmassen immer mehr erweitern und so allmählich auch für das Empordringen heißflüssiger Magmamassen die Möglichkeit zu schaffen imstande sein können usw. Sind aber die letzteren auf solche Weise dort erst in erheblicher Menge bis in beträchtliche Höhen gelangt, dann dürfte es ihnen — gleichviel ob dort eine völlig oder nahezu ganz zusammenhängend bis zur derzeitigen Oberfläche führende Kette von Bruchspalten bereits vorhanden war oder nicht — häufig auch nicht unmöglich sein, sich auf ähnliche Weise allmählich bis zur Erdoberfläche einen Ausweg zu bahnen, zumal wenn sie dort in den obersten Teilen der Erdrinde Gesteinsmassen von ohnehin loserem bzw. minder stark

¹⁾ Es gibt allerdings auch Gebiete mit beträchtlichen Verwerfungen, in denen sich weder in der geologischen Gegenwart Vulkanismus findet, noch aus früheren geologischen Perioden bis in erheblich entlegene Vorzeit zurück Spuren von Eruptionen nachweisbar sind. Doch bleibt da die Möglichkeit, daß die dortigen Verwerfungsklüfte, Bruchspalten usw. vielleicht nicht bis in so große Tiefen reichen, daß hierdurch für ein dortiges Empordringen von Magmamassen der Weg erheblich erleichtert war. Andererseits gibt es auch eine ganze Reihe von Fällen, wo bei Vulkanen (jetzigen oder ehemaligen) bzw. in deren Nähe Bruchlinien bzw. Verwerfungsklüfte nicht vorhanden, jedenfalls nicht bekannt sind, so daß zur Entstehung vulkanischer Eruptionen an einer bestimmten Stelle ein dortiges Vorhandensein präexistierender Bruchlinien bzw. Verwerfungsklüfte doch nicht immer unbedingt notwendig zu sein scheint. Immerhin ist dabei die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß sich solche, wenn sie auch örtlich an der Oberfläche bzw. in den obersten Schichten nicht nachweisbar, vielleicht durch jüngere Bildungen überdeckt und verhüllt sind, doch in der Tiefe darunter finden, und daß dort emporgedrungene Magmamassen bei ganz besonders gewaltigem Gasauftrieb hier und da die Möglichkeit gefunden haben können, sich von da aus explosionsartig einen Ausgangsweg durch die darüberliegenden Schichten bis zur Oberfläche hindurchzusprennen.

verfestigtem Gefüge¹⁾ vorfinden. Wir beobachten ja doch mannigfach bei großen vulkanischen Eruptionen ein plötzliches Aufreißen ganz neuer Spalten in der Mantelfläche der Vulkanberge oder in deren Umgebung, was nur durch den gewaltigen Druck der empordrängenden und den Auftrieb der Magmamassen wesentlich bedingenden Gase verursacht sein kann.

Eben dieser gewaltige Auftrieb der in den glutheißen Magmamassen absorbiert eingeschlossenen bzw. in ihnen entwickelten überhitzten und hochgespannten Gase, den wir, wie erörtert, als die treibende Kraft in allen vulkanischen Eruptionen tätig sehen, muß wohl auch überhaupt als der Hauptfaktor unter den letzten Ursachen des gesamten Vulkanismus angesehen werden.

Reliefgestaltung der vulkanischen Aufschüttungen. Von der Entwicklung der Reliefformen, die sich aus den vulkanischen Aufschüttungen ergeben, war teilweise schon oben (S. 62 ff.) die Rede. Die regelmäßigen vulkanischen Kegelberge entstehen, wenn die Ausbrüche aus einem einzeln stehenden vulkanischen Schlot erfolgen, in dessen Umgebung sich die betreffenden Massen — gleichviel ob lediglich in loser Form oder in einem Wechsel der letzteren mit zeitweiligen aus dem Krater ausfließenden Lavaströmen — ungestört ablagern und immer höher aufhäufen. Je feinkörniger dabei die in die Luft geblasenen Auswurfsmassen sind, desto sanfter, je gröber dagegen, desto steiler pflegt dabei die Böschung des Kegelmantels zu werden. Die Höhe des Kegels und die Größe seines Querschnittes aber hängen natürlich in jedem einzelnen Falle von der Masse des Eruptionsmaterials ab, das dort im Laufe der verschiedenen Ausbrüche im ganzen so zutage gefördert worden ist²⁾. Daß die Höhe bei den noch tätigen Vulkanen ständig mancherlei Schwankungen unterliegen muß, versteht sich von selbst. Es kommen dabei nicht bloß Erhöhungen durch neue Aufschüttungen, sondern auch ein Zusammenrutschen sowie Einstürze

1) Solche örtliche bzw. regionale Lockerung des festen Gefüges und Verminderung der Widerstandsfähigkeit kann auf sehr verschiedene Weise vorhanden sein, auch ohne daß dies immer an der Oberfläche besonders sichtbar wird.

2) Betreffs der wirklichen Höhe der Vulkane als solcher ist jedoch nicht außer acht zu lassen, daß diese durchaus nicht mit der Höhe ihrer Gipfel über dem Meeresspiegel identisch ist, sondern daß dafür nur die relative Höhe der eigentlichen vulkanischen Aufschüttung maßgebend sein kann, die auf den nichtvulkanischen Untergrund aufgesetzt ist. Infolgedessen sind wahrscheinlich nicht die mit ihren Gipfeln die größten Meereshöhen aufweisenden Riesenvulkane Amerikas und Mittelafrikas die tatsächlich höchsten, sondern vielmehr verschiedene aus tiefem Meere emporragende Vulkane des Großen Ozeans, wie z. B. die aus einem an 4000 m tiefen Meere sich bis zu 4000 m über dem Meere erhebenden der ganz vulkanischen Insel Hawaii — wengleich man immerhin nicht wissen kann, ob und eventuell inwieweit sie sich vielleicht in den größeren Tiefen auf unterseeischen Rücken von nichtvulkanischem Ursprung aufbauen.

lose aufgehäufter Materialien, z. B. steiler Wände von solchen in der Umgebung des Kraters, ebenso ein teilweises Einreißen von Kraterwänden durch heftige Ausbrüche von Lavaströmen in Betracht. Außerdem aber kommt es auch vor, daß durch ungeheure Explosionen vulkanischer Gase — wie z. B. bei dem Ausbruch des in der Sundastraße gelegenen Krakatau im Jahre 1883 oder bei demjenigen des japanischen Vulkans Bandaisan im Jahre 1888 — ganze große Teile von Vulkanbergen förmlich weggesprengt werden.

Störungen kann die regelmäßige Kegelform der Vulkanberge einerseits schon dadurch erfahren, daß durch vorherrschend von einer bestimmten Richtung her wehende starke Winde die bei Eruptionen in die Luft geblasenen Massen, ganz besonders die feineren und leichteren, ganz überwiegend im Sinne dieser Windrichtung fortgetrieben werden und so zum Niederfallen kommen, oder auch daß die bei Eruptionen häufig eintretenden starken Regengüsse die feineren Teile der aufgehäuften losen Eruptionsmassen unter dem Einfluß der Reliefgestaltung der Umgebung vorwiegend nach einer bestimmten Seite herunterspülen und dort anhäufen. Ganz besonders aber können sich die mannigfachsten Gestaltveränderungen durch die Entstehung von sogenannten parasitischen oder Nebenkratern (vgl. oben S. 64, Anm. 1) ergeben. Wenn nämlich, besonders bei größeren Vulkanen, der Druck der aufs neue von unten empordringenden Magmamassen bzw. der in diesen enthaltenen Gase sehr stark, dagegen der bisherige Ausweg nach oben (z. B. wegen Erstarrung der in dem eigentlichen Eruptionsschlot von dem letzten Ausbruch her zurückgebliebenen Lavamassen zu einem sehr festen und stark widerstandsfähigen Pfropfen) sich nicht sofort hinreichend frei machen läßt, dann geschieht es häufig, daß dieser Druck sich durch Aufreißen von Spalten in der Mantelfläche des Vulkankegels Luft macht und durch solche Spalten dort Lava bis zur Oberfläche dringt. So können sich dann, wenn der Auftrieb der dort empordringenden Massen ein beträchtlicher ist, dort förmliche Nebenkrater entwickeln und um dieselben herum, je nach der Menge der dort ausgeworfenen Massen, selbst ansehnliche parasitische Vulkankegel entstehen. Bei großen, weit gedehnten Vulkanen kann sich das vielmals wiederholen.

Andererseits kommt es auch vor, daß auf dem Boden eines älteren, wesentlich größeren Kraters, dessen Wände nur noch teilweise erhalten sind, ein neuer Vulkankegel aufgeschüttet wird, der nun von dem stehengebliebenen Teile des alten Kraterandes bogenförmig umgeben wird¹⁾. Wenn aber vollends verschiedene Vulkane in gruppenförmiger Anordnung sich so nahe beieinander befinden, daß ihre losen Ablagerungen sowie ihre Lavaströme vielfach miteinander zusammentreffen, dann können dadurch dort die mannigfachsten Geländeformen entstehen.

¹⁾ So z. B. bei dem Vesuv, bei dem der ihn auf der Nordostseite halbkreisförmig umgebende sogenannte Monte Somma eben der stehengebliebene Rest eines großen älteren Kraterwalles ist.

Indes nicht immer führen vulkanische Eruptionen zur Aufschüttung von Bergen. In vielen vulkanischen Gegenden — so auch im linksrheinischen Deutschland in der Eifel sowie in der Schwäbischen Alb — finden sich mehr oder weniger rundliche kesselartige Kratereinsenkungen im Gesteinsuntergrund, die nur von einem niedrigen Walle von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapilli, hier und da auch mit Untermengung von ausgeschleuderten Bruchstücken der Untergrundgesteine umgeben sind, die bereits oben (S. 60 und 64) erwähnten in der Eifel sogenannten Maare, auf deren Grunde sich oft, aber nicht immer, Seen befinden¹⁾. Schon jene Zusammensetzung der sie umgebenden niedrigen Ringwälle läßt über die Entstehung derselben keinen Zweifel. Sie sind sozusagen Vulkanansätze, die im ersten Stadium der Entwicklung stehengeblieben sind. Explosionsartige Durchbrüche vulkanischer Gase schufen dort die vulkanischen Schlote. Doch fanden aus letzteren nur geringe Auswürfe statt. So bildeten sich um sie herum nur die niedrigen Wälle aus losem vulkanischem Material. Dann wurden sie nicht weiter zu Eruptionen benutzt.

Überdies können die vulkanischen Kegelberge in der Regel nur dadurch entstehen, daß bei der Eruptionstätigkeit die betreffenden Lavamassen, wenn auch nicht immer, doch im ganzen überwiegend in die Luft geblasen werden und sich so in mehr oder minder erstarrten losen Massen um den Krater herum anhäufen, so daß auch zeitweilige darüber hinabfließende Lavaströme sich als Decken über den so gebildeten kegelförmigen Grundstock legen. Wo dagegen ohne vorherige Bildung solches Grundstocks gewaltige Magmamassen nicht sowohl heftig in die Luft geblasen wurden, sondern unter ruhigerem Ausquellen in flüssiger Form hervortraten und sich als große Massenergüsse über die Umgebung der Ausbruchsstellen verbreiteten, da mußten sie dort mehr zu breitgedehnten vulkanischen Decken von einförmigerer Oberflächengestaltung werden. Solche einförmigeren vulkanischen Decken haben sich durch große Massenergüsse von Lava namentlich in den älteren geologischen Perioden mannigfach in beträchtlicher Ausdehnung gebildet. Man nimmt an, daß diese Ausbrüche vielfach nicht sowohl aus einzelnen vulkanischen Schloten, sondern aus breiten und längeren Spalten erfolgten, wobei auch mit der Möglichkeit des Zusammenfließens der Ergüsse verschiedener Ausbruchsstellen zu rechnen ist²⁾. Bei sehr zähflüssiger Beschaffenheit des Magmas konnten übrigens auch auf solche Weise allmählich Erhöhungen von mehr massigem Charakter und sanften Kuppenformen, aber nicht die steileren vulkanischen Kegelberge entstehen.

¹⁾ Besonders typische Beispiele sind das Gemündener und das Weinfelder Maar (Fig. 12) bei Daun in der Eifel sowie der Laacher See westlich von Andernach.

²⁾ Auf Island, das wohl so gut wie ganz von vulkanischer Entstehung ist und noch heute sehr ausgedehnten tätigen Vulkanismus aufweist, kommen vulkanische Ausbrüche aus Spalten noch heute vielfach vor.

Daß die vulkanischen Kegelberge vermöge ihrer völligen oder doch teilweisen Zusammensetzung aus lose aufgeschüttetem Material den zerstörenden Kräften der Verwitterung wie der Erosion und des Abtrags besonders stark ausgesetzt sein müssen, wurde bereits erwähnt. Ebenso, daß dabei die losen Materialien, soweit sie diesen Angriffen frei zugänglich sind, am ehesten der Zerstörung und gegebenenfalls der Wegführung unterliegen müssen, dagegen die härtesten, also die in größeren Lavaergüssen ausgeflossenen und so als zusammenhängende Decken erstarrten, insbesondere aber die zuletzt im Eruptionsschlot zurückgebliebenen und dort in langsamer Abkühlung sehr fest gewordenen Massen am längsten widerstehen. In gleicher Weise sind auch von ausgedehnten Decken vulkanischer Gesteine, die sich infolge großer Lavaergüsse in der Umgebung der Eruptionsstellen weithin zusammenhängend ausgebreitet hatten, oft nur die härtesten und am stärksten verfestigten Stücke erhalten geblieben, überdies vielfach durch spätere Taleinschneidung in gesonderte Teile zerlegt, bei denen man sich dann hüten muß, ohne weiteres anzunehmen, daß zu jedem solcher Teilstücke einer vulkanischen Decke auch ein besonderer Eruptionsschlot gehören müsse¹⁾.

Die Erdbeben²⁾.

Der mit den Verschiebungen in der Erdrinde sowie mit dem Vulkanismus zusammenhängenden Erdbeben wurde beiläufig bereits gedacht. Es ist jedoch nötig, die Gesamtheit der bezüglichen Erscheinungen im Zusammenhang ihrer Ursachen noch besonders näher zu betrachten.

¹⁾ Durch die einschneidende und abtragende Tätigkeit des rinnenden Wassers kann überhaupt im Laufe langer Zeiträume in ehemals vulkanischen Gebieten das ursprüngliche Bild der vulkanischen Ablagerungen stark verwischt und mannigfach erheblich umgestaltet, es können durch sie auch ursprünglich zusammenhängende Gebilde in einzelne Berge zerschnitten werden. So sind z. B. in dem ganz vulkanischen kleinen Siebengebirge am Rhein südlich von Bonn die heutigen Berge durchaus nicht so als lauter ehemalige selbständige Vulkane anzusehen, sondern in dieser jetzigen Gestaltung wesentlich durch die Talerosion bestimmt und aus dem Ganzen herausgeschnitten worden.

²⁾ Vgl. die bezüglichen Abschnitte in den Handbüchern der Geologie sowie bei Neumayr-Suess, Erdgeschichte, 3. Aufl., I, S. 451 ff., 1920; A. Supan, Grundz. d. phys. Erdk., 5. Aufl. 1911, S. 412 ff.; ferner R. Brauns, Vulkane und Erdbeben, S. 151 ff., Leipzig 1913; Fr. Frech, Allg. Geologie, Bd. 2, Gebirgsbau und Erdbeben, 3. Aufl., Leipzig 1917; Derselbe, Erdbeben u. Gebirgsbau, in Petermanns Geogr. Mitt. 1907, S. 245—260. Zu eingehenderem Studium: A. Sieberg, Handb. d. Erdbebenkunde, Braunschweig 1904; E. Hennig, Erdbebenkunde, Leipzig 1909; sowie auch E. Rudolph und S. Szirtes, Zur Erklärung der geogr. Verteilung von Großbeben, in Petermanns Geogr. Mitt. 1914, Bd. 1, S. 124 ff. und 184 ff., mit Karte.

Häufigkeit und räumliche Verteilung der Beben. Während die großen und mit sehr schweren Verwüstungen verbundenen Erdbeben immerhin verhältnismäßig selten sind, haben die heutigen mit sehr vollkommenen selbstregistrierenden Apparaten arbeitenden Erdbebenbeobachtungen¹⁾ gezeigt, daß leichtere Erschütterungen in der Erdrinde, wenn auch in sehr ungleicher räumlicher Verteilung²⁾, zu den ganz gewöhnlichen, ja buchstäblich alltäglichen Erscheinungen gehören. Ob in der geologischen Gegenwart irgend eine Gegend der Erdoberfläche von Erdbeben ganz frei ist, darüber läßt sich etwas Sicheres nicht sagen. Es gibt aber sehr weite Erdgebiete, in denen Erdbeben überhaupt nur selten und dann, soweit bekannt, auch nur solche von leichter, nicht mit Zerstörungswirkungen verbundener Art, vorkommen. Ebenso andere, in denen zwar Beben weit häufiger auftreten,

¹⁾ Unter den verschiedenen Seismometern (d. h. Erschütterungsmessern) sind zurzeit die weitaus vollkommensten die selbstregistrierenden Horizontalpendelapparate. Diese werden an Stellen, die möglichst von allen Störungen durch Erschütterungen des Bodens verursachenden Wagen- sowie Eisenbahnverkehr, Fabrikbetriebe und dergleichen frei sind, auf festem Grunde und auf einem tief und sehr solide fundamentierten Unterbau errichtet. Sie tragen in äußerst sorgfältigem Mechanismus ein aufs feinste empfindliches Horizontalpendel, das selbst bei dem allerleisesten Erzittern des Bodens in horizontale Schwingung gerät und diese auf einem durch ein Uhrwerk auf einer Rolle langsam daran vorbeibewegten Papierstreifen fortlaufend aufzeichnet (Seismograph). Auch ist besondere Einrichtung getroffen, daß dabei möglichst nur die eigentlichen Erschütterungsstöße zum Ausdruck gebracht, dagegen Eigenbewegungen des Pendels möglichst ausgeschaltet werden. Diese ununterbrochen stattfindende Registrierung verzeichnet demnach mit Ersichtlichmachung der Zeit und Dauer nicht nur aufs genaueste alles, was an derartigen Erschütterungen dort überhaupt spürbar war, sondern läßt an der Art und Stärke der betreffenden Pendelausschläge zugleich die Stärke oder Schwäche der verschiedenen Erschütterungen erkennen. Gerade das eingehende Studium dieser Seismographenaufzeichnungen hat dahin geführt, daß man heute an ihnen, namentlich betreffs der großen Erschütterungen, auch erkennen kann, ob das Gebiet der letzteren nahe oder fern und wie weit es ungefähr entfernt ist. Bereits befinden sich weit über 100 mit solchen Seismographen versehene Erdbebenbeobachtungsstationen (wovon nur etwa die Hälfte in Europa, die übrigen auf die anderen Erdteile verteilt) in Tätigkeit. Ihre Aufzeichnungen werden in Zentralstellen gesammelt und planmäßig verarbeitet. Auf diese Weise wird ständig ein reiches bezügliches Beobachtungsmaterial als Grundlage für die weitere wissenschaftliche Erforschung der Sache zutage gefördert. Auch ist bereits eine beträchtliche speziell seismologische Literatur entstanden, und die Erdbebenkunde hat sich mehr und mehr zu einem selbständigen Zweiggebiet der Geophysik entwickelt.

²⁾ Über die geographische Verteilung der Erdbebenhäufigkeit und -stärke siehe die Karte in Andrees Handatlas, 6. Aufl. 1914, S. 3—4. Eine Übersichtsdarstellung der seismischen Hauptgebiete gibt A. Supan, Phys. Erdk., 5. Aufl. 1911, Taf. XVII, ebenso E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geol., 4. Aufl. 1912, S. 709.

jedoch ebenfalls ohne schwere, verwüstende Folgen bleiben¹⁾. Dagegen gibt es andererseits auch ausgedehnte Erdstriche, die nicht nur überhaupt sehr bebenreich, sondern in denen die Erschütterungen zeitweilig auch von sehr beträchtlicher Heftigkeit sind und teilweise solche von allerschwerster Art mit geradezu katastrophenartigen Folgen vorgekommen sind²⁾. Im übrigen gibt es außer den Erdbeben des Landes auch Seebeben, deren Ursachen entweder in unterseeischem Vulkanismus oder in Verschiebungen oder sonstigen Bewegungen des Meeresgrundes von ähnlicher Art, wie sie auf dem Lande zu Erderschütterungen führen, beruhen müssen.

Art der Bewegung des Bodens. Bei den einigermaßen kräftig auftretenden Erdbeben machen sich im wesentlichen zweierlei Bewegungen des Bodens fühlbar: 1. von unten nach oben gerichtete stoßförmige oder sukkussorische, 2. seitlich gerichtete wellenförmige oder undu-

¹⁾ Was Deutschland betrifft, so ist das norddeutsche Flachland entschieden erdbebenarm, und diese Zone großer Erdbebenarmut setzt sich von hier auch über das osteuropäische Flachland, besonders dessen nördlichen Teil, nach dem nordwestlichen Sibirien hin fort. Auch die skandinavischen Länder und die Britischen Inseln sind im großen und ganzen von schwächerer Seismizität, ebenso wie weite Gebiete im gegenüberliegenden nordöstlichen Teile von Nordamerika. Im Gegensatz zum norddeutschen Flachlande sind jedoch in manchen Teilen des deutschen Mittelgebirgslandes Erderschütterungen keine Seltenheiten, und namentlich im Sudetengebiet, im Erzgebirge sowie im ober- und mittelhheinischen Gebiet kommen solche zeitweilig sogar ziemlich häufig vor; doch sind sie auch da stets nur von leichter Art gewesen. Andere Gebiete von, soweit bekannt, geringer oder doch mäßiger Seismizität sind z. B. ein großer Teil Brasiliens sowie des Innern Afrikas südlich vom Atlssystem (jedoch mit Ausnahme der Gegend des sogenannten zentralafrikanischen Grabens am Tanganjikasee) und ein großer Teil des Innern Australiens westlich von dessen östlichem Randgebirge.

²⁾ Zu den Gebieten starker Seismizität gehört z. B. der Süden Europas und überhaupt die Umgebung des Mittelländischen Meeres von den Alpen ab bis zur Sierra Nevada und zum Atlas; besonders bebenreich sind dort die Alpen, die Apenninen und am allermeisten Griechenland. Ferner gehören dazu Kleinasien, die Umgebung des syrischen Grabens, das Hochlandgebiet vom Kaukasus bis einschließlich des Himalajas und des anschließenden nordwestlichen Teiles von Hinterindien, sowie Sumatra, Java usw. Ebenso endlich die Randgebiete des Großen Ozeans von einem großen Teile der Westseite Südamerikas über Mittelamerika und einen Teil der Westseite Nordamerikas über die Alëuten, das japanische und malaiische Inselgebiet hin bis zu einem Teil des Südoststrandes von Australien und bis Neuseeland. Auch der Nordrand Südamerikas und ein beträchtlicher Teil der westindischen Inselwelt gehören noch mit dazu. Das absolut am stärksten und schwersten von Erdbeben betroffene Land aber ist wohl Japan. Bedeutsam tritt hervor, daß sich die Hauptbebengebiete der Erde deutlich zu zwei großen Zonen anordnen: 1. einer westöstlich gerichteten von den Westindischen Inseln und dem Nordrand Südamerikas über das Gebiet des Mittelländischen Meeres und von da zum Himalaja und Malaiischen Archipel; 2. der Umrandung des Großen Ozeans.

latorische. Doch sind dies nicht an sich und ihrem Wesen nach verschiedene Bewegungen. Sondern was unmittelbar über dem in der Tiefe liegenden Ursprungs- und Ausgangsgebiet einer Erschütterung oder in der Nähe desselben liegt, empfängt die dort erzeugte Bewegung als einen unter mehr oder weniger steilem Winkel von unten nach oben gerichteten Stoß. Was dagegen weiter davon entfernt liegt, empfängt dieselbe Bewegung als eine mehr und mehr von der Seite herkommende und seitlich wirkende. Bei jedem Erdbeben werden daher die dem Ausgangsherd zunächst gelegenen Gebiete von mehr oder weniger nach oben gerichteten sukkuosrischen, die weiter entfernten von seitlich gerichteten undulatorischen Bewegungen getroffen¹⁾.

Die Stärke der bezüglichen Erschütterungen des Bodens ist eine außerordentlich verschiedene; sie schwankt zwischen dem allerleisesten, für das menschliche Empfinden kaum merklichen und nur durch die allerfeinsten Apparate konstatierbaren Erzittern und den allerheftigsten, von den zerstörendsten Folgen begleiteten Bewegungen. Auch äußert sie sich naturgemäß in jedem einzelnen Falle in unmittelbarer Nähe des Ausgangsgebietes am heftigsten und schwächt sich mit weiterer Entfernung von demselben immer mehr ab. Die in der Nähe des Ausgangsgebietes unter steilen Winkeln von unten nach oben gehenden stoßförmigen Bewegungen wirken, wenn sie sehr heftig sind, ganz besonders zerstörend. Sie können dann nicht bloß Menschen und Steine, sondern sogar große Felsblöcke, ja ganze Häuser aus ihren Fundamenten heraus emporschleudern. Je mehr dagegen ein Ort von dem Ausgangsgebiet der Erschütterung entfernt liegt, desto mehr äußert sich dieselbe dort durch horizontal gerichtete undulatorische Bewegungen. Doch kommen dabei die Stöße, die ein beliebiges Teilchen des davon betroffenen Gebietes der Erdoberfläche empfängt, nicht etwa bloß einheitlich von einer einzelnen bestimmten Seite. Sondern bei der wellenartigen Fortpflanzung der Erschütterung im Boden ergibt sich ein mehr oder weniger kompliziertes mannigfaches Sichdurchkreuzen von Richtungen in Stoß und Rückstoß, zumal die Fortleitung der Bewegungen im Boden je nach der Zusammensetzung sowie Konsistenz und sonstigen Beschaffenheit desselben eine verschiedene ist²⁾. Daraus folgt dort mehr oder weniger

¹⁾ Die letzteren führen unter Umständen bei einzelnen Gegenständen auch zu eigenartigen Drehungserscheinungen, aus denen man früher noch eine besondere wirbelförmige oder rotatorische Bewegungsart herleiten zu müssen glaubte. Doch scheint es, daß auch diese Drehungen durch die Art, wie die betreffenden Gegenstände von den undulatorischen Erdbebenstößen getroffen wurden und wie sie auf ihrer Unterlage fixiert waren, erklärbar sind.

²⁾ Dicht zusammenhängende feste Gesteinsmassen pflanzen die Erschütterungen des Bodens gleichmäßig und in ruhigerer Weise weithin fort. Wo dagegen die oberen Bodenmassen aus losem Sand, Gerölle oder stark zerklüftetem Gestein bestehen, da geraten diese durch die Erschütterung in starke Bewegung, was oft ganz besonders zerstörend wirkt, zumal, wenn es sich dabei um verhältnismäßig dünne Decken losen oder doch locker gefügten Materials handelt, die auf festem Felsgrund lagern. Andererseits wird die Fortpflanzung der Erschütterung durch größere Spalten des Gesteinsgrundes geschwächt oder auch ganz gehemmt. Ebenso wird mannigfach berichtet, daß man hier und da in Bergwerken selbst von erheblich kräftigen Erderschütterungen wenig oder gar nichts gespürt habe.

ein verschieden gerichtetes Schütteln bzw. Hin- und Herbewegen, ein unregelmäßiges wellenförmiges Schwanken.

Die Dauer der Erdbeben und die Zahl der dabei erfolgenden Stöße sind bei den verschiedenen Beben außerordentlich verschieden. Der einzelne Stoß dauert in der Regel nur eine einzige oder ganz wenige Sekunden. Die Dauer der Erdbeben hängt also von der Zahl der betreffenden Stöße sowie der Schnelligkeit oder Langsamkeit ab, mit der sie aufeinander folgen. Selbst bei sehr schweren, furchtbar verheerenden Erdbeben kann die ganze Katastrophe innerhalb weniger Minuten, ja in noch kürzerer Zeit erledigt sein. Es kann aber auch eine Anzahl von Stößen in sehr verschiedenen Zwischenräumen aufeinanderfolgen; ja es können sich ganze Schwärme von solchen entwickeln, die sich auf Wochen oder Monate und selbst noch länger verteilen¹⁾. Es ist in dieser Hinsicht alles stets ganz unberechenbar.

Wirkung der Erdbeben. Heftige Erdbeben gehören hinsichtlich ihrer Wirkungen unbedingt zu den furchtbarsten aller Naturerscheinungen. In gebirgigen Ländern können sie bewirken und haben tatsächlich oftmals bewirkt, daß namentlich an steilen Hängen gewaltige Fels- bzw. Schutt- oder Erdmassen sich von den Höhen lösen und in die Täler stürzen, dort ganze Ortschaften zerstören, den Gewässern der Täler den Weg verbauen und sie dadurch zu großen Aufstauungen zwingen; ebenso, daß im Boden große langgedehnte Risse, ja klaffende Spalten entstehen, in denen allerlei, was sich dort befand, versinkt; daß ferner beträchtliche Bodenverschiebungen und ausgedehnte Rutschungen größerer Bodenmassen mit allem, was auf ihnen stand, an Küsten auch Abrutschungen von Bodenmassen ins Meer hinein erfolgen usw. Ganz besonders furchtbar aber sind die Folgen, wenn ganze größere Städte zivilisierter Länder, zumal solche mit hohen Steinbauten, von starken Erdbebenstößen betroffen werden, die in wenigen Minuten, ja Sekunden, dort alles in Trümmerhaufen verwandeln und mit einem Schlage oder wenigen kurz aufeinanderfolgenden Stößen Unmassen von Menschenleben vernichten²⁾.

¹⁾ So z. B. auf deutschem Boden die Erdbebenperiode von Großgerau in der Oberrheinischen Tiefebene zwischen Mainz und Darmstadt, wo in den Jahren 1869—1871 mehrere tausend meist ganz schwache Erschütterungen stattfanden, oder in dem überhaupt erdbebenreichen Sächsischen Vogtlande, wo in den Jahren 1875—1897 neben einer sehr großen Zahl schwacher 38 stärkere Erschütterungen erfolgten und auch seitdem mit kürzeren oder längeren Ruhepausen zahlreiche weitere, meist schwache Stöße beobachtet worden sind. Ebenso in der mittelgriechischen Landschaft Phokis, die z. B. in den Jahren 1870—1873 einige Hunderte von schweren und viele Tausende von leichteren Erdbebenstößen erlebt hat. Zu den am allerhäufigsten, und zwar auch von schweren Erdbeben heimgesuchten Gebieten gehört aber neben Japan die Westküste Südamerikas, wo z. B. das von Pizarro 1535 gegründete Lima durch schwere Erdbeben oftmals (angeblich zehn- oder elfmal) gänzlich zerstört worden ist.

²⁾ Einer der allerschwersten neuzeitlichen Fälle war das Erdbeben von Messina am 28. Dezember 1908, das mit dem Zusammenbruch der Stadt an 200 000 Menschen das Leben gekostet haben soll (d. h. etwa fünfmal

Wirkung der Seebeben. Über die Seebeben sind wir im ganzen nur verhältnismäßig wenig unterrichtet, da sich der weitaus größte Teil derselben offenbar jeder Beobachtung entzieht. Denn die Erscheinungen, die unmittelbar über einem in küstenfermem Meere gelegenen Ausgangsgebiet eines Seebebens oder in dessen Nähe hervortreten, können überhaupt nur dann bekannt werden, wenn sich gerade ein Schiff dort befindet. Von den durch Seebeben erzeugten Flutwellen aber werden an den Küsten in der Regel nur diejenigen als solche erkannt werden, die sich durch ganz besondere Höhe auszeichnen und durch keine andere Ursache erklärbar sind. Die bezüglichlichen Wahrnehmungen der Schiffe beschränkten sich im wesentlichen meist darauf, daß sie während ihrer Fahrt auf offener See aus dem Wasser herkommende eigentümliche Geräusche beobachteten, vor allem aber leise oder auch stärkere Stöße empfanden, wie wenn sie auf ein Riff aufgestoßen wären, obgleich ein solches dort nicht vorhanden war. Diese Stöße konnten in einzelnen Fällen sogar so heftig sein, daß infolge derselben die Masten über Bord gingen. Als Ursache aber konnte, wenn die Beobachtung einwandfrei war, dann nur eine heftige Erschütterung des Meeresgrundes, die sich auf das Wasser fortpflanzte, oder ein starker unterseeischer Vulkanausbruch, dessen Gase heftig bis zum Meeresspiegel emporstießen, angenommen werden¹⁾. Die Seebebenerscheinungen an den Küsten dagegen äußern sich in mächtigen, die gewöhnliche Wellenhöhe einer wild bewegten See weit übersteigenden Flutwellen, die plötzlich mit gewaltiger Kraft über die niedrigeren Uferstrecken hereinbrechen und dort ungeheure Verheerungen anrichten. Öfters beginnt die Bewegung hierbei damit, daß das Meer an den betreffenden Küsten zunächst ungewöhnlich weit zurückweicht, so daß dort Untiefen hervortreten, Schiffe auf den Grund geraten usw. Nach einer Weile aber stürmt es dann als ein gewaltiger hoher Wasserwall gegen die Küste wieder heran, erhebt sich bis 10, ja 20 und selbst noch mehr Meter über seinen normalen Stand, wirft Schiffe weit über den Hafen weg aufs Land und verwüstet alles, was ihm in den Weg kommt. Solche Flutwellen schwerer Seebeben können dann mit gewaltiger

soviel, als z. B. der Gesamtverlust der deutschen Heere an Toten im Kriege von 1870/71). Die Zahl der Opfer des letzten großen Erdbebens in Süd-japan vom Herbst 1923 einschließlich der dabei ausgebrochenen Feuersbrünste dürfte noch weit größer sein. Gerade der Umstand, daß selbst bei großen und schweren Erdbeben der Beginn oft ohne jedes Vorhergehen warnender Vorboten ganz plötzlich mit heftigem Stoß erfolgt, so daß dann ein sich Sichern und Entrinnen ganz ausgeschlossen ist, sowie auch, daß man, wenn zunächst keine Stöße mehr erfolgt sind, doch nie sicher weiß, ob die Gefahr damit wirklich vorüber ist, macht die Sache ganz besonders furchtbar.

¹⁾ In letzterem Falle konnte man bisweilen in der betreffenden Gegend ein förmliches Sichemporwölben der Meeresoberfläche oder die Entstehung beträchtlicher, über den Seespiegel sich erhebender Wassersäulen oder auch ein Kochen des Meeres sowie heftige Wellenbewegungen und dergleichen beobachten (vgl. oben S. 52, A. m. 2).

Geschwindigkeit ganze Ozeanbecken überschreiten und infolge des auf der Gegenseite empfangenen Rückstoßes mit entsprechenden Pausen sich mehrfach wiederholen, bis sie zur Ruhe kommen¹⁾.

Selbstverständlich können aber solche Seebebenfluterscheinungen an den Küsten auch als Folgen heftiger Erschütterungen der betreffenden Gegenden des Landes zustande kommen. Eine völlige Scheidung wird sich in dieser Hinsicht oft nicht durchführen lassen.

Feststellung des Ausgangsgebiets eines Erdbebens. Für die Frage nach den Ursachen der Erderschütterungen ist natürlich in jedem einzelnen Falle von großer Wichtigkeit, möglichst das Ausgangsgebiet bzw. den Ausgangsort derselben feststellen zu können. Da liegt es nun auf der Hand, daß diejenigen Orte der Ausgangsstelle eines Erdbebens am nächsten liegen müssen, wo der erste Stoß desselben am frühesten gespürt worden ist. Mit Rücksicht hierauf entwickelte K. v. Seebach anlässlich des mitteldeutschen Erdbebens vom 6. März 1872 ein einfaches Verfahren. Durch umfassende öffentliche Umfrage suchte er aus dem ganzen von dem Erdbeben betroffenen Gebiet eine möglichst große Zahl ganz genauer Mitteilungen über die Zeit zu erlangen, zu der man dort den Eintritt des Erdbebens gespürt hatte, und trug alle als brauchbar erscheinenden Angaben zu den betreffenden Orten auf einer Karte ein²⁾. Auf Grund dieser gesamten Angaben zog er dann unter Verbindung aller zu gleicher Zeit von der sich ausbreitenden Erdbebenwelle getroffenen Punkte dort sogenannte Homoseisten, d. h. Linien gleicher Zeit der Wahrnehmung der betreffenden Erdbebenstöße aus. So ergab sich ein System von in sich geschlossenen Kurven, und in dem von der innersten derselben umschlossenen Raume mußte der Ausgangsherd der Erschütterung liegen. Allerdings zeigten die weiteren Forschungen auf diesem Gebiet, daß die Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Boden keineswegs immer eine nach allen Seiten gleichmäßig schnelle, sondern je nach der Beschaffenheit des letzteren eine verschiedene ist (vgl. S. 79). Aber der Grundgedanke des Verfahrens, auf diese Weise zunächst die Lage des Ausgangsgebiets von Erdbeben annähernd festzustellen, behält immer seine Richtigkeit.

1) Derartige große Seebebenflutwellen haben namentlich an der Westküste Südamerikas öfters sehr schwere Verwüstungen angerichtet und sind natürlich ebenso für alle auf ihren Wegen gelegenen niedrigen Inseln (namentlich die reinen Koralleninseln, vgl. S. 93) und Küsten durch Überspülung derselben stets eine große Gefahr, wobei oft viele Tausende von Menschenleben vernichtet werden. Auch der oben (S. 58, Anm. 2 und S. 74) erwähnte furchtbare Ausbruch des Krakatau vom August 1883 erzeugte ungeheure Flutwellen, die sich mit gewaltiger Geschwindigkeit verheerend über den Großen Ozean usw. ausbreiteten und namentlich auf den Sundainseln große Verheerungen zur Folge hatten.

2) Brauchbar sind natürlich für solchen Zweck nur Angaben von Leuten, die zu der betreffenden Zeit eine genau gehende Uhr zur Hand hatten und damals auch wirklich sofort danach gesehen haben.

Das von der innersten Homoseiste umschlossene Gebiet kann eine annähernd rundliche oder aber die Form einer Ellipse, oft einer sehr lang gestreckten Ellipse haben. Im ersteren Falle ist, wenn der betreffende Raum nur klein ist, zu folgern, daß der Ausgangsherd nur eine eng begrenzte Örtlichkeit sein, wenn er von größerer Ausdehnung ist, sich auf eine größere Fläche erstrecken muß. Man spricht dann von zentralen bzw. flächenhaften Beben. Ist das von der innersten Homoseiste umzogene Gebiet dagegen von langgestreckt elliptischer Gestalt, was sehr oft vorkommt, dann muß das Ausgangsgebiet des Bebens sich längs einer Linie (einer Dislokationslinie) hinziehen; in solchem Falle spricht man von einem linearen Beben, und dann erscheint von vornherein zweifellos, daß die Ursache des Bebens mit der Entstehung oder Fortbildung dieser Dislokation zusammenhängen wird.

Doch ist darüber kein Zweifel, daß der eigentliche Ausgangsherd eines Bebens sich in der Regel nicht an der Oberfläche der Erde selbst befinden, sondern meist unter dem von der innersten Homoseiste umschlossenen Gebiet mehr oder minder in der Tiefe liegen wird¹⁾, und daß diese Tiefe in den einzelnen Fällen eine sehr verschiedene sein kann. Für bestimmte Fälle sind auch hierüber allerlei Berechnungen versucht worden; doch sind die dafür benutzbaren bzw. benutzten Unterlagen zu unsicher, um Ergebnisse zu liefern, die auf einige Zuverlässigkeit Anspruch machen dürfen.

Ursachen der Erdbeben. Zur Entstehung von Erdbeben im gewöhnlichen Sinne des Wortes können führen: vulkanische Vorgänge, Einsturz unterirdischer Hohlräume und Verschiebungen oder Auslösung von Spannungen in der Erdrinde. Demgemäß teilt man die Erdbeben ihrer Entstehung nach in vulkanische, Einsturz- und tektonische oder Dislokationsbeben.

Die vulkanischen Erdbeben entstehen durch explosionsartige bzw. explosionsähnlich wirkende Vorgänge in den Gasen und Dämpfen²⁾, sei es der eigentlichen Eruptionskanäle der Vulkane selbst, oder auch der tieferen Zugänge und Reservoirs, aus denen das Magma zu den Eruptionsschloten hindrängt. Dadurch entstehen dort Stöße, die sich radial nach allen Seiten auf die Umgebung fortpflanzen. Alle Gebiete tätiger Vulkane und auch manche von zurzeit ruhenden sind daher Gebiete

¹⁾ Man hat den von der innersten Homoseiste umschlossenen Raum das Epizentrum, den darunter in der Tiefe gelegenen eigentlichen Ausgangsherd eines Bebens das Hypozentrum desselben genannt. Indes diese Benennungen passen, genau genommen, nur für die zentralen und sind allenfalls noch erträglich für die flächenhaften Beben. Dagegen sind sie ganz unbrauchbar für die sehr häufigen linearen Beben. (Ein „lineares Zentrum“ wäre ja doch absoluter Widersinn.)

²⁾ So z. B. durch wirkliche Gasexplosionen oder indem Gase plötzlich entweichen, oder auch dadurch, daß in den Boden eingesickertes Wasser bei der Berührung mit dem glühenden Magma sofort in Dampf verwandelt wird und dergleichen.

öfterer, zum Teil sehr häufiger Erderschütterungen¹⁾. Vielfach kündigt sich das Bevorstehen neuer Eruptionen dort vorher durch Erdbeben an, und namentlich pflegen die Eruptionen selbst meist von mehr oder minder heftigen Erschütterungen begleitet zu sein²⁾. Doch ist das Verbreitungsgebiet dieser vulkanischen Beben meist nur ein sehr beschränktes.

Da wir jedoch durch die früher (S. 48) erwähnten sogenannten Lakkolithen wissen, daß öfters Magmamassen, die aus dem tieferen Erdinneren nach oben drängten, die Erdoberfläche nicht erreicht haben, sondern in der Erdrinde steckenblieben, und da kein Grund ersichtlich ist, anzunehmen, daß dergleichen in der geologischen Jetztzeit gar nicht wieder vorkommen könne, so ist ferner mit der Möglichkeit zu rechnen, daß auch durch solches Empordringen tieferer Magmamassen sowie durch ihre Bewegungen, ihre Ausdehnung und ihren Druck bzw. ihre Stöße gegen die feste Erdrinde, vielleicht auch durch die Ausscheidung von Gasen und Dämpfen beim Festwerden des Magmas, Erschütterungen der Erdrinde entstehen können. Manche Forscher sind geneigt, dieser Möglichkeit einer Entstehung von Erdbeben, namentlich solcher, bei denen alles darauf hinweist, daß ihr Entstehungsherd in beträchtlicher Tiefe liegen dürfte³⁾, erhebliche Bedeutung beizumessen, und H. Credner (Elem. d. Geol., 10. Aufl. 1906, S. 84) führt demgemäß „Abyssische (kryptovulkanische) Erdbeben“ neben den gewöhnlichen vulkanischen Erdbeben als besondere Kategorie auf. Doch sind die betreffenden Fragen noch sehr wenig geklärt und auch überhaupt schwer exakter zu fassen.

Einsturzbeben. Ferner können durch das Einbrechen von Decken größerer unterirdischer Hohlräume, wie sie in leicht löslichen Gesteinen (namentlich Kalk, Gips und Steinsalz, aber auch Dolomit) durch die Auslaugungstätigkeit des eingesickerten und unterirdisch zu Bächen, ja Flüssen vereinigten Wassers gebildet werden, Erschütterungen der Erdoberfläche hervorgerufen werden⁴⁾. Die Wirkungen

¹⁾ Wenn daher in solchen Gebieten Erdbeben vorkommen, wird immer viel, und wenn es sich um die Umgebung tätiger Vulkane handelt, sogar die größte Wahrscheinlichkeit dafür sprechen, daß diese Beben mit dem Vulkanismus zusammenhängen.

²⁾ Oft werden diese schwächer oder hören auch wohl ganz auf, wenn die Massen, die als mehr oder minder tief erstarrter Rückstand früherer Eruptionen den Eruptionskanal verstopften, herausgeschleudert sind und der Lava hierdurch ein freier Austritt ermöglicht ist, oder die letztere durch Aufreißen einer seitlichen Spalte einen neuen freien Ausweg erhalten hat.

³⁾ Also möglicherweise selbst nahe der Grenze von glühendem Magma und bereits erstarrtem Gestein, gegebenenfalls nach Stübels Ideen auch in peripherischen Magmaherden (vgl. oben S. 69 f.).

⁴⁾ Wenn daher häufig Erdbeben in Gegenden ausgedehnter Massen solcher leicht auswaschbaren Gesteine vorkommen, in denen ja auch an der Oberfläche vielfach Löcher sowie dolinenartige Bildungen auf diesen Sachverhalt hinzuweisen pflegen, so wird man meistens Grund haben, zu allererst an diese Entstehungsart der Beben zu denken. So z. B. besonders in den südöstlichen Alpen und namentlich im Karst sowie den ihm benachbarten Gebieten. Aber auch die seit dem Anfang der 90er Jahre des 19. Jahrhunderts in Eisleben und Umgebung vorgekommenen häufigen Erschütterungen dürften wesentlich auf solche Ursachen zurückzuführen sein usw.

dieser Erschütterungen sind meist nur auf einen ganz engen Umgebungskreis beschränkt. Immerhin können sie, namentlich unmittelbar über dem Einsturzherd bisweilen mit erheblicher Heftigkeit auftreten. Der letztere dürfte bei diesen Beben meist in verhältnismäßig geringer Tiefe liegen, und so erklärt sich auch, daß bei ihnen häufig ein deutliches unterirdisches Getöse hörbar wird.

Tektonische oder Dislokationsbeben. Diese Beben stehen mit der Tektonik, d. h. dem Bau der Erdrinde in Beziehung und hängen von Verschiebungen in der letzteren ab. Wenn die früher (S. 27 ff.) behandelten Senkungen und Hebungen, sowie die seitlichen Zusammenschiebungen (S. 36 ff.) und vollends die Faltungen mit den vielen dabei stattfindenden Pressungen und Verschiebungen, sowie der Auslösung von Spannungen durch Aufreißen von Rissen und Spalten nicht ganz sanft und allmählich, sondern infolge der Sprödigkeit des Gesteinsmaterials in stärkeren oder schwächeren Rucken vor sich gehen, dann verursacht das natürlich entsprechende Stöße, die sich auf die Umgebung fortpflanzen. Es liegt auf der Hand, daß es sich bei dieser Entstehungsart von Erderschütterungen in der Regel nicht um annähernd zentrale, sondern um mehr oder weniger linear gestaltete, wenn auch nicht auf weitere Strecken wirklich geradlinige, ja bisweilen auch kurvenförmig verlaufende Ausgangsherde, oft von beträchtlicher Längenausdehnung, handeln wird. Ebenso, daß Erdbeben von derartiger Entstehung ganz besonders in solchen Gegenden zu erwarten sind, wo in verhältnismäßig junger geologischer Vergangenheit (das „jung“ nicht ganz eng gefaßt) erhebliche horizontale oder vertikale Verschiebungen oder auch beide zusammen in der Erdrinde stattgefunden haben, ja vielleicht teilweise noch fortwirken, wo jedenfalls in dem tektonischen Gefüge des Untergrundes noch kein hinreichender Ausgleich der darin mit- und gegeneinander wirkenden Vorgänge eingetreten ist¹⁾. Auf alle Fälle zeigen sie, daß Dislokationen innerhalb der Erdrinde noch stetig weiter vor sich gehen, daß der ungeheure gegenseitige Druck,

1) Gebiete solcher Beben sind in Deutschland z. B. die große Grabensenkung der Oberrheinischen Tiefebene mit den sie einfassenden Gebirgen, das sächsische Voigtland u. a.; weiter die Alpen, die Apenninen, Griechenland, die Inseln des Ägäischen Meeres, der Kaukasus, der Himalaja usw.; ebenso die Westseite Nord-, Mittel- und Südamerikas, viele der westindischen Inseln, in ganz besonderem Maße aber wiederum Japan, während z. B. solche Gebiete wie das norddeutsche sowie das große osteuropäische und das nordwestsibirische Flachland dergleichen nur höchst selten aufzuweisen haben und auch alte, tief abgetragene Gebirgskerne, wie z. B. in Großbritannien und Skandinavien, erdbebenarm sind. Es scheint überhaupt, daß im allgemeinen der Bebenreichtum und die Bebenarmut sowie auch die Bebenstärke der Gebirge sehr von dem Alter der dortigen Gebirgsbildungsvorgänge und dem Grade der inzwischen darüber hingegangenen Zerstörung und Abtragung abhängen, daß die Reste der ältesten und am stärksten abgetragenen Gebirge meist die bebenärmsten und am wenigsten von heftigeren Beben heimgesuchten sind.

namentlich der in Gebirgen zusammengeschobenen Gesteinsmassen, sowie das Entstehen neuer Verwerfungen und die Fortbildung schon vorhandener mit allerlei Abbrechen sowie Abrutschen und sonstigen Verschiebungen sich noch immer weiter vollziehen. So wird verständlich, daß einerseits gerade gebirgige Gegenden, also Gebiete, in denen fast immer große Zusammenschiebungen der Erdrinde stattgefunden haben, andererseits aber auch die von mancherlei Verwerfungen durchsetzten Bruchränder der Kontinentalmassen und ausgesprochener Senkungsgebiete des Landes so häufig von Dislokationsbeben heimgesucht werden¹⁾.

Zu den Dislokationsbeben gehört zweifellos die weit überwiegende Hauptmasse aller Erderschütterungen und wohl die Gesamtheit der Beben mit weitem Erschütterungsbereich. Bei Dislokationsbeben in Gebirgen, namentlich in Faltengebirgen, folgen die Stoßlinien, die also als die Ausgangsherde der betreffenden Erschütterungen anzusehen sind, meist der Längsrichtung der Gebirge. Man spricht dann von Längsbeben. Sie können da ihren Ausgang nehmen entweder von den Falten selbst bzw. von der Bildung von Rissen in zu stark gespannten Biegungen, von Schubflächen oder von Bruchzonen mit staffelförmigen Verwerfungen in den Randgebieten und dergleichen. Es gibt dort aber auch sogenannte Querbeben. Diese gehen von Querbrüchen aus, die die Gebirge quer zu ihrer Längsrichtung durchsetzen.

Welcher dieser verschiedenen Entstehungsarten ein Erdbeben entstammt, das ist im Einzelfalle nicht immer leicht ohne weiteres zu entscheiden. Handelt es sich um zentrale Beben von verhältnismäßig geringem Erschütterungskreis, dann ergibt sich, wenn die Gegend in größerer Ausdehnung leicht auswaschbare Gesteine aufweist und von Vulkanismus frei ist, natürlich sofort die Vermutung auf den Einsturz unterirdischer Hohlräume, wenn sich dagegen junger Vulkanismus, namentlich noch tätiger, in der Nähe befindet, die Vermutung auf vulkanische Ursachen, zumal wenn dort zur Annahme eines Einsturzes unterirdischer Hohlräume kein Grund vorliegt. Andererseits ist bei linearen Beben von selbst der Schluß auf Dislokationen als Ursache, ebenso bei flächenhaften Beben derjenige auf größere flächenhafte Einsenkungen gegeben. Wenn aber, wie erwähnt, auch häufig Dislokations- und vulkanische Gebiete zusammenreffen, dann gibt es dort die dreifache Möglichkeit, daß dort vorkommende Erschütterungen entweder von rein tektonischem oder rein vulkanischem Ursprung oder aus einem Ineinandergreifen tektonischer und vulkanischer Ursachen entstanden sind. In solchen Fällen ist nur durch genaue örtliche

¹⁾ Wenn aber die Hauptgebiete schwerer Dislokationsbeben vielfach — wie wohl am allermeisten gerade in Japan — zugleich stark tätigen Vulkanismus aufweisen, so erklärt sich das wohl dadurch, daß in Gebieten besonders starker Durchsetzung mit sehr tief reichenden Verwerfungs-klüften auch den vulkanischen Kräften der Tiefe am ehesten die Möglichkeit, bis zur Erdoberfläche hindurchzudringen, erleichtert sein mußte.

Untersuchung eine Klärung möglich, aber auch so darüber nicht immer zweifelloser Klarheit zu gewinnen¹⁾.

Es kann auch vorkommen, daß ein Beben ein anderes auslöst, daß z. B. ein kräftiges Dislokationsbeben an einer anderen Stelle, wo dazu die Vorbedingungen vorhanden waren, einen Einsturz von Decken unterirdischer Hohlräume zur Folge hat oder irgendwo anders zur Auslösung schon vorhandener Spannungen durch Entstehung von Rissen oder Verwerfungen und dergleichen beiträgt.

Schließlich sei hier noch einer eigenartigen Erscheinung gedacht, auf die gerade das eingehende Studium der Seismographenaufzeichnungen (vgl. oben S. 77) nebst den anschließenden Berechnungen geführt hat. Von einem und demselben Fernbeben laufen auf einer Seismometerstation etwas nacheinander sozusagen mehrere Meldungen ein, die im Seismogramm dementsprechend nacheinander zur Aufzeichnung gelangen. Die erste derselben — nennen wir sie Nr. 1 — entsteht durch die Wellen, die infolge der Erschütterung unmittelbar von dem in mehr oder minder erheblicher Tiefe gelegenen Herd des Erdbebens ausgehen und sich von dort mit großer Geschwindigkeit nach allen Richtungen durch das Erdinnere fortpflanzen. Sie trifft infolgedessen auch zuerst auf einer weit entfernten Seismometerstation ein. Ebenso entstehen natürlich Wellen da, wo der Erschütterungsstoß in verhältnismäßiger Nähe des Ausgangsherd der Erdoberfläche erreicht. Auch diese Wellen pflanzen sich von da nach allen Seiten fort. Ein Teil von ihnen — sagen wir Nr. 2 — erreicht von da ebenfalls auf kürzerem Wege durch das Erdinnere bzw. durch die tieferen Teile der Erdrinde die Station und trifft dort etwas später als Nr. 1 ein. Diejenigen Wellen aber, die von der Erdoberflächenstelle der stärksten Erschütterung den Weg an der Erdoberfläche selbst nehmen — wir nennen sie Nr. 3 — laufen wiederum langsamer als Nr. 2 und erreichen die Station etwas später als Nr. 2²⁾. Sie sind jedoch die stärksten und ergeben demnach die durch die stärksten Schwingungen des Seismometers zum Ausdruck kommende Hauptaufzeichnung des Bebens im Seismogramm, das alle Meldungen in der Reihenfolge und dem zeitlichen Abstand ihres Eintreffens zur Darstellung bringt.

In dem entsprechenden Seismogramm zeigen sich dann — wenn es sich eben um ein Fernbeben, namentlich ein starkes handelt — mehrere deutlich verschiedene Phasen. Die Wellen von Nr. 1 und 2 erzeugen daselbst nur Schwingungen von geringer Weite, die von Nr. 3 dagegen weit stärkere, um so stärkere, je stärker die Erschütterung war, und allerlei von demselben Beben (vielleicht auf indirekten Wegen) noch später eintreffende Wellen — wir bezeichnen sie mit Nr. 4 — erzeugen wieder geringere Schwingungen. Die Schwingungen von Nr. 1 und 2 bezeichnet man als erste und zweite „Vorstörung“; die von Nr. 3 werden als „Hauptstörung“, die von

¹⁾ Erdbeben von sehr großer Fernwirkung dürften aber wohl immer nur auf Dislokationen zurückzuführen sein.

²⁾ Der Grund, warum die durch das Innere der Erde bzw. der tieferen Teile der Erdrinde sich fortpflanzenden Wellen (Nr. 1 und 2) so viel schneller laufen als die Oberflächenwellen (Nr. 3), liegt, ganz abgesehen von der größeren Kürze des von ihnen zurückgelegten Weges, darin, daß mit der Tiefe auch die Dichte und Elastizität der Gesteine und damit zugleich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Bodenbewegungen in ihnen zunimmt.

Nr. 4 als „Nachstörung“ bezeichnet. Doch sind diese Benennungen insofern leicht mißdeutig, als sie zu der Meinung Anlaß geben können, es handle sich bei diesen „Störungen“ um zeitlich getrennte Stadien der Sache oder gar verschiedene nacheinander eingetretene Naturereignisse, während sie alle dasselbe Naturereignis betreffen, von dem nur eben die verschiedenen von ihm ausgegangenen Wellen auf verschiedenen Wegen und mit verschiedener Geschwindigkeit, daher nacheinander sowie auch mit verschiedener Wellenstärke zur Seismographenstation gelangten und dort so nacheinander aufgezeichnet sind. Aus den Zeitunterschieden zwischen dem Eintreffen der „Vorstörungen“ und der „Hauptstörung“ auf der Seismographenstation kann man zugleich annähernd die Entfernung des Erdbebenherdes von der Station berechnen¹⁾. Die Stärke des Erdbebens aber ist aus der Höhe bzw. Länge der Linien in der „Hauptstörung“-Abteilung des betreffenden Seismogramms ersichtlich.

5. Die Korallenriffe und Koralleninseln²⁾.

Hier muß von vornherein völlig unterschieden werden zwischen der Entstehung der von den Korallentieren im Meere aufgebauten Riffe und derjenigen der auf dem Rücken der letzteren an dafür günstigen Stellen durch die Tätigkeit der Meeresbrandung erwachsenden Inselbildungen.

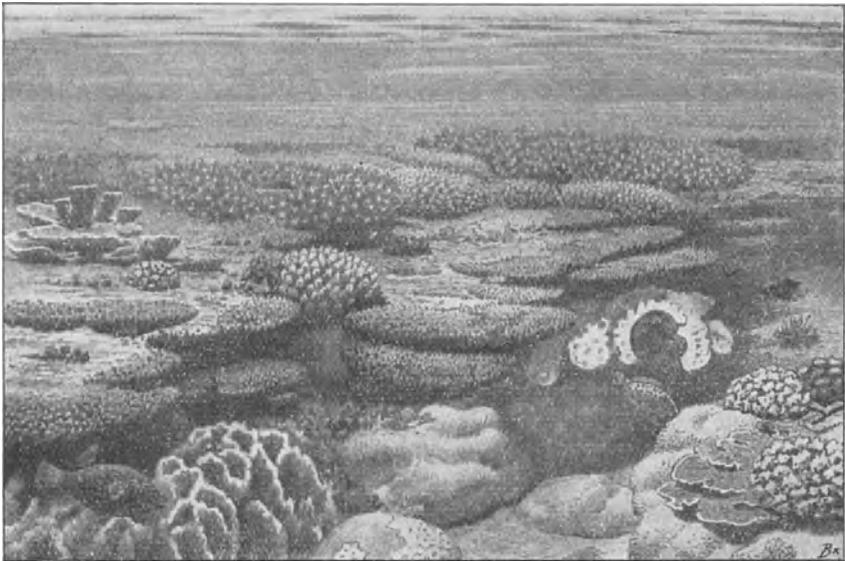
Lebensbedingungen und Bautätigkeit der riffebildenden Korallentiere. Die riffebildenden Korallentiere, von denen es eine ganze Anzahl verschiedener Arten gibt, sind winzige Tiere von gallertartiger Körpermasse, die, jedesmal in einer großen Zahl von Individuen zu eng zusammengehörigen Kolonien mit fester Wohn- und Lebensgemeinschaft vereint, ein kalkiges Gerüst als Halt ihres Körpers und zugleich als ihr Gehäuse ausscheiden und in ungeheuren Mengen in warmen Meeresgegenden zusammenleben. Dort bauen sie auf diese Weise massenhaft sich aneinanderschließende

¹⁾ Bei Erschütterungen, die aus geringer Entfernung (z. B. wenigen 100 km) kommen, ist infolgedessen der Zeitvorsprung des Eintreffens der Innenwellen vor demjenigen der Oberflächenwellen nur klein. Bei solchen schwinden daher die im Seismogramm aufgezeichneten „Vorstörungen“ in eine einzige ganz kleine zusammen.

²⁾ Ch. Darwin, Über den Bau und die Verbreitung der Korallenriffe, deutsch von J. V. Carus, mit Karte d. Verbreit. d. verschiedenen Arten der Korallenriffe, Stuttgart 1876; R. Langenbeck, Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe und ihre Bedeutung für geographische Fragen, Leipzig 1890; ebenso Der gegenwärtige Stand der Korallenrifffrage, Geogr. Zeitschr., Jahrg. 1907, S. 24 ff. und 92 ff.; ebenso Korallenriffe und Koralleninseln, Geogr. Anzeiger, Jahrg. 1908, S. 97 ff. und 125 ff. Siehe ferner außer den betreffenden Abschnitten in Supans Grundz. d. phys. Erdk., sowie in den Handbüchern der Geologie und in W. May, Korallen und andere gesteinsbildende Tiere, Leipzig 1909 (Aus Nat. u. Geistesw., Bd. 231), auch den Vortrag „Korallenriffe und Kalkbildung“ in Fr. Frech, Allg. Geologie, Bd. 4, 3. Aufl., 1918 (Aus Nat. u. Geistesw., Bd. 210).

Stöcke¹⁾, hauptsächlich aus kohlenstoffsaurem Kalk, den sie dem Kalkgehalt des Meerwassers entnehmen. Doch sind sie eng an ganz bestimmte Lebensbedingungen gebunden. Einerseits brauchen sie, soweit festgestellt, eine Temperatur des Meerwassers, die auch im Mittel des kältesten Monats nicht unter 20° C heruntergeht. Auch darf das Wasser dort nicht durch Schlammgehalt verunreinigt und

Fig. 16.



Riffkorallen bei tiefster Ebbe.

muß genügend salzhaltig sein, während gleichzeitig durch Strömungen und Wellenschlag eine stete hinreichende Nahrungszufuhr für die kleinen, fest an ihre gemeinsame Behausung gebundenen Tiere gesichert sein muß. Infolgedessen finden sich die riffbauenden Korallen nicht gerade bloß zwischen den Wendekreisen, sondern gehen in den Gebieten warmer Meeresströmungen hier und da auch etwas darüber hinaus (bis etwa 25° südlicher Breite und 30° nördlicher Breite), während sie im Bereiche kühlerer Strömungen oder kalter Küstenwasser selbst

¹⁾ In den Stöcken findet sich dabei in der Regel keine völlige Trennung der einzelnen zur Gemeinschaft gehörigen Tiere, sondern ein nicht bloß durch das kalkige Skelett des Ganzen gestützter, sondern sich auch auf eine sie verbindende weiche Körpermasse erstreckender Zusammenhang derselben zu einem Gesamtorganismus, während häufig zugleich sämtliche Einzelwesen desselben durch ein System gemeinsamer Ernährungskanäle miteinander in lebendiger Verbindung stehen.

in den Tropen fehlen¹⁾, ebenso wie sie auch da, wo die Temperaturbedingungen ihnen an sich günstig sind, vor Flußmündungen fehlen (Fig. 16.).

Andererseits bedürfen die Riffkorallen für das Ansetzen ihrer Stöcke eines festen Baugrundes und können nur in geringer Meerestiefe, meist wohl nur bis etwa 40 m oder wenig mehr Tiefe, leben²⁾. Von selbst ergibt sich hieraus, daß, wenn sich bei rezenten Korallenriffen eine tatsächliche Ausdehnung des eigentlichen Korallenbaues bis zu beträchtlich größeren Tiefen feststellen läßt, daraus auf eine Senkung geschlossen werden muß, infolge deren jedesmal die in zu große Tiefe geratenden Korallenkolonien abstarben, während die oberen darüber bis zur Wasseroberfläche weiterbauten. Die obere Grenze, bis zu der die Korallentiere ihre Bauten auszuführen vermögen, liegt etwas über dem tiefsten Niederwasserspiegel, etwa bis zu einem Drittel des Unterschiedes zwischen dem letzteren und dem gewöhnlichen Hochwasserspiegel, da einige Arten es auch vertragen können, bei Niederwasser eine Zeitlang ohne Wasserüberdeckung zu sein³⁾. Höher hinauf dagegen können die Tiere selbst den Bau nicht führen. Die Entstehung von Inseln auf dem Rücken von Korallenriffen ist daher völlig eine Sache für sich.

Zur inneren Verfestigung dieser Bauten trägt meist sehr wesentlich eine Reihe anderer kalkausscheidender Meeresorganismen bei, die sich in den Zwischenräumen zwischen den eigentlichen Korallenstöcken

¹⁾ So z. B. an der Westseite Afrikas und Südamerikas. Darstellungen der Verbreitung der Korallenriffe siehe außer in dem genannten Buche von Darwin z. B. in Andrees Handatlas, 6. Aufl., 1914, S. 15, 16, 216, 217, 222—224; A. Supan, Grundz. d. phys. Erdk., 5. Aufl., 1911, Taf. XVII; R. Lehmann und W. Petzold, Atl. f. Mittel- u. Oberkl. höh. Lehranst., 5. Aufl., S. 15, 16 und 81, Bielefeld und Leipzig 1912, u. a. In Andrees Handatlas, S. 15f. u. Lehmann-Petzold, a. a. O. S. 15f. sind auch die Gebiete der kalten Küstenwasser (aufsteigende kalte Tiefenwasser) mit bezeichnet.

²⁾ Die absolute Tiefengrenze ihrer Lebens- und Baumöglichkeit mit Sicherheit festzustellen, ist natürlich schwer, und es kann überdies sehr fraglich sein, ob die darüber im einzelnen gefundenen Werte ohne weiteres für alle dabei überhaupt in Betracht kommenden Meeresgebiete und alle Riffe bauenden Korallenarten als allgemeingültig angesehen werden dürfen. Dabei findet sich übrigens vielfach bei einem und demselben Riff eine Anordnung in horizontalen Zonen, indem gewisse Korallenarten in bestimmten Tiefen aufeinanderfolgen.

³⁾ Allerdings können sie sich dabei natürlich nicht in ähnlicher Weise abschließen wie z. B. die Miesmuscheln, die wir bei Niedrigwasser an unseren Nordseeküsten auf allen irgendwie zur Anheftung geeigneten Stellen in dichtestem Gedränge mit fest geschlossenen Schalen sitzen sehen. Auch handelt es sich dabei doch für die betreffenden Korallentiere noch insbesondere um das Ertragen des tropischen Sonnenbrandes. Doch scheint eine gewisse sie überziehende schleimige Haut für sie die Gefahren zu großer Austrocknung in der Zeit der fehlenden Wasserüberdeckung abzuschwächen.

mit ihren Gehäusen ansiedeln. Ebenso sammelt sich dort eine Menge von festen Resten abgestorbener Tiere sowie von Trümmern, die die Brandung von den Korallenstöcken losgerissen hat, und dergleichen an. Die aus den verwesenden Resten der betreffenden Tiere sich entwickelnde Kohlensäure aber bewirkt zusammen mit dem das Riff durchdringenden Wasser im tieferen Innern mannigfach eine Lösung und Umbildung dieser Kalkmassen, so daß auf diese Weise dort in den tieferen Lagen schließlich eine förmliche Verkittung des Ganzen und eine Umwandlung des Gesamtgefüges zustande kommt, die dort bis zu fast völligem Schwinden der ursprünglichen organischen Struktur gehen kann. Daß durch jene Ausfüllung der Zwischenräume in den inneren Teilen des Riffes die dortigen Kolonien der Korallentiere getötet werden müssen, versteht sich von selbst. Dagegen findet auf der Außenseite desselben und ebenso, solange der Ebbspiegel nicht überschritten ist, auf dem Rücken ein ständiges Anwachsen immer neuer Korallenstöcke statt¹⁾. Eine Folge dieser Art und Weise des Wachstums an der Außenseite der Korallenriffe ist, daß dort der Abfall derselben unterhalb der Brandungszone bis zur Meerestiefe meist außerordentlich steil ist²⁾.

Es gibt in den warmen Meeresgebieten, die dafür die erforderlichen Bedingungen aufweisen, massenhaft Korallenriffe von der allerverschiedensten Größe, von kleinen bis zu solchen von sehr beträchtlicher Ausdehnung. Das großartigste von allen ist das sogenannte große Barriereriff, das sich längs der Nordostseite Australiens von Kap Sandy in etwa $24^{\circ} \frac{2}{3}$ südl. Br. bis in die an Korallenriffen besonders reiche Torresstraße hinein erstreckt und sich, von der Küste Queenslands durch einen 25 bis 160 km breiten Kanal getrennt, allerdings durch einige Lücken unterbrochen, über 1800 km lang dort hinzieht.

Entstehung von Inseln auf dem Rücken der Korallenriffe. Da diese Riffe durch die eigene Tätigkeit der sie erbauenden

¹⁾ Über die Schnelligkeit des Wachstums von Korallenriffen lauten die Angaben sehr verschieden. Sie dürfte immer stark von den Ernährungs- und sonstigen Lebensbedingungen, wie sie sich örtlich für die betreffenden Tierarten stellen, abhängig sein; es erscheint daher nicht ratsam, daraus irgendwelche Werte mit dem Anspruch auf Allgemeingültigkeit abzuleiten. Sehr wichtig aber ist jedenfalls für die Schifffahrt, daß in den Gewässern, die für Korallenriffe überhaupt in Betracht kommen, hinsichtlich des Auftretens und der Gestaltung der letzteren auch in verhältnismäßig nicht langer Zeit erhebliche Veränderungen vor sich gehen, d. h. neue Riffe bis zur Fahrtiefe der Schiffe emporwachsen, bereits bekannte sich erheblich vergrößern und dadurch bisherige Fahrwege verengern können usw.

²⁾ Auch das trägt natürlich dazu bei, die Gefahren der Schifffahrt in den an Korallenriffen reichen Meeren zu vermehren. Denn sonstige Bänke und Untiefen steigen meist allmählich an; sie kann der Seefahrer daher in Gewässern, wo mit solchen zu rechnen ist, in der Regel durch vorsichtiges Fahren und häufiges Loten vermeiden. Die Nähe gefährlicher Korallenriffe dagegen kündigt sich nicht auf solche Weise länger vorher an.

Tiere nie weiter in die Höhe gelangen können, als daß die höchsten und widerstandsfähigsten lebenden Tiere nur bei tiefer Ebbe eine Zeitlang aus dem Wasser hervorragen, bei Flut aber alle völlig von letzterem überdeckt sind, so können — sofern nicht hier und da durch Hebungsvorgänge Riffe über den Flutspiegel emporgehoben werden — dort Inseln nur durch Aufschüttungsvorgänge entstehen, wobei sich a) die Meeresbrandung, b) der Wind und c) die sich einfindende Vegetation beteiligen.

a) Die Meeresbrandung reißt in ihrem Bereich größere und kleinere Bruchstücke, namentlich am Rande des Riffes, los und wirft sie teilweise auch auf den Rücken des letzteren. Sind dann die Verhältnisse an manchen Stellen so, daß von diesen Bruchstücken dort allerlei liegen bleibt, ohne wieder weggespült zu werden¹⁾, so kann sich dort, an den so gegebenen Halt sich anlehnend, allmählich immer mehr von derartigen gröberen und feineren Bruchstücken zusammenhäufen.

b) Hat sich aber dergestalt dort allmählich auch ein flacher Strand gebildet, der bei Ebbe teilweise wasserfrei wird, während bei Flut die Brandung auf ihm weiter allerlei Trümmer des Korallengesteins hin und her schiebt und zerreibt, so greifen die von dem Meere herkommenden Winde bei Ebbe dort den durch Zerreibung aus den Korallenkalktrümmern gebildeten Korallensand auf und wehen ihn, ähnlich wie bei der Dünenbildung an sandigen Flachküsten, auf und treiben ihn teilweise zwischen bzw. auf die vorgenannten Anhäufungen von Bruchstücken, wodurch diese Anhäufungen mehr und mehr erhöht sowie verbreitert werden.

c) Wenn nun — sei es durch die Winde, sei es durch die Vermittlung von Vögeln — allerlei Pflanzensamen auf diese Anhäufungen von Korallenkalktrümmern und Korallensand gelangen oder das Meer dort Samen auswirft, die auch bei mehr oder minder langem Treiben im Salzwasser ihre Keimfähigkeit nicht verloren haben²⁾, und wenn dann solche Samen dort aufgehen und die Keimlinge Wurzeln schlagen, dann tragen die letzteren je nach ihrer Stärke und Länge selbstverständlich sehr dazu bei, der ganzen Aufschüttung mehr Zusammenhalt

1) Besonders günstig sind dafür solche Stellen, „wo die Brandungswellen während heftiger Stürme in etwas verschiedenen Richtungen wirken können, so daß die von der einen Seite her aufgeworfene Masse sich gegen die früher von einer anderen Seite her aufgeworfene anhäufen kann“. Ch. Darwin, Über den Bau und die Verbreitung der Korallenriffe, a. a. O. S. 21.

2) Am wenigsten wird dies natürlich bei den Kokosnüssen der Fall sein, deren dichte und starke Faserumhüllung auch bei langem Treiben im Salzwasser den Kern vor Zerstörung seiner Keimfähigkeit schützen kann. Und gerade die Kokospalmen sind, wenn sie erst in größerer Zahl und stark auf solcher jungen Inselbildung angewachsen sind, naturgemäß für die Befestigung und Erhaltung sowie auch das weitere Wachstum derselben von größter Wichtigkeit.

und zugleich wesentlich größere Widerstandskraft gegen die Angriffe besonders schwerer See sowie namentlich von Seebebenfluten zu geben.

Aus dieser Entstehungsweise der Koralleninseln ergeben sich verschiedene Folgen: Keineswegs auf dem Rücken aller Korallenriffe, die von den sie erbauenden Tieren bis zum Ebbespiegel emporgeführt worden sind und bei denen auch ihrer Ausdehnung nach eine Inselbildung an sich möglich wäre, ist tatsächlich eine solche vorhanden, und auch wo sie vorhanden ist, erstreckt sie sich vielfach nur auf einen Teil bzw. einzelne Teile der Gesamtausdehnung des betreffenden Riffes. Auf einem und demselben größeren Riffe oder Riffsystem können größere und kleinere Inselstücke, ja aller kleinste Ansätze von solchen mit mehr oder minder großen inselfreien Strecken abwechseln. Auch fehlt es nicht an Beispielen, daß schon vorhandene, mehr oder minder weit vorgeschrittene und bereits gut bewachsene, ja teilweise schon besiedelt gewesene Inselbildungen dieser Art durch hochgehende Fluten wieder abgespült wurden oder in allmählicher Zerstörung begriffen sind.

Die Höhe der auf solche Weise entstandenen Inseln ist — wenn nicht etwa eine spätere Hebung vorliegt — stets nur eine sehr geringe und beträgt im allgemeinen selten mehr als wenige Meter über dem Hochwasser- bzw. dem Springflutspiegel des Meeres, vielleicht hier und da noch mit Hügeln zusammengewehten Korallenkalksand, die noch einige Meter höher emporragen. Ihre Breite ist meist ebenfalls ganz gering und beträgt oft nur wenige hundert Meter. Die Länge ist sehr verschieden, aber ebenfalls oft nur sehr gering. Daß es bei der Flachheit dieser Inseln dort Quellen nicht geben kann, versteht sich von selbst; die Bewohner sind daher auf das Regenwasser angewiesen, das sich im Boden bzw. in gegrabenen Brunnen oder Zisternen ansammelt. Ebenso ergeben sich die Folgerungen für das Pflanzen- und Tierleben, das — soweit dabei nicht direkt oder indirekt menschliche Zuführung mitgewirkt hat — auf solchen Inseln und Inselchen überhaupt vorhanden sein kann, von selbst. Von menschlichen Ansiedlern aber konnten dorthin natürlich nur solche gelangen, die bereits beträchtlich mit der Befahrung des Meeres vertraut waren, und der dauernde dortige Aufenthalt mußte weiter sehr dazu beitragen, sie in hohem Maße in dieser Fertigkeit zu vervollkommen.

Formen der Korallenriffe¹⁾. Die beträchtliche Mannigfaltigkeit der verschiedenen Erscheinungsformen der namhafteren Korallenriffe können wir zunächst gliedern in 1. solche, die in ihrer Lage und Gestaltung sich deutlich — sei es dicht oder doch in nicht allzu großem Abstände — an Küsten von Festlandsgebieten oder Inseln von anderer Entstehungsart anschließen, und 2. solche, die

¹⁾ Wir fassen nun im nachstehenden die Gesamtheit der größeren und geographisch belangreicheren Korallenbauten zusammen, gleichviel, ob und gegebenenfalls in welchem Maße sich auf dem Rücken derselben Inseln, also dauernd über den Meeresspiegel emporragende Aufschüttungen, entwickelt haben oder nicht.

sich ohne eine derartige deutlich erkennbare Anlehnung frei aus dem offenen Meere erheben. Die ersteren begleiten in denjenigen tropischen und subtropischen Meeresgegenden, die die für Riffforallen geeignete Oberflächentemperatur des Meeres aufweisen, oft auf weite Strecken zusammenhängend die Küsten, vermeiden jedoch aus dem schon erwähnten Grunde die Flußmündungen sowie auch die unmittelbare Nähe solcher Ufer, die aus losem Erdreich bestehen und an denen daher die Brandung Schlammteile aufspült, die das Wasser trüben. Die Riffe, die sich unmittelbar an die Küsten von Festlandsgebieten oder Inseln anschließen, nennt man Küsten- oder Saumriffe, die-

Fig. 17.



Insel Borabora im südlichen Großen Ozean (Gesellschaftsinseln) mit einem Teile des sie umgebenden Wallriffs nach Darwin.

jenigen dagegen, die den Küsten erst in solchem Abstände folgen, daß sich zwischen ihnen und den letzteren ein mehr oder weniger breiter Kanal befindet, werden, weil sie die Küsten fast wie eine Art künstlicher Hafendämme begleiten, als Damm- oder Wallriffe bezeichnet¹⁾. Meist sind diese durch einzelne Lücken unterbrochen, die einen Zugang von der offenen See her frei lassen. Wallriffe in der Umgebung von Inseln schließen um die letzteren oft einen förmlichen Ring²⁾ (vgl. Fig. 17).

Die Atolle und deren Entstehung. Unter denjenigen größeren Korallenriffen der zweiten Gruppe dagegen, die sich ohne Anlehnung an irgendwelche Landküsten frei aus dem offenen Meere erheben, finden sich vielfach solche, die in mannigfach verschiedener

¹⁾ Die Saum- und die Wallriffe sind nicht generell, sondern nur sozusagen graduell voneinander verschieden. Ein Sinken des Landes würde ein Saumriff, indem dieses in dem Maße des Sinkens seines Untergrundes immer nach oben zu bis zum Ebbspiegel fortgebaut würde, allmählich in ein Wallriff verwandeln. Das gewaltigste aller Wallriffe ist das bereits erwähnte sogenannte große Barriereriff an der Nordostseite Australiens.

²⁾ Die von Wallriffen begleiteten Küsten erhalten dadurch zugleich Schutz vor dem hohen Wellengang des offenen Meeres und auf diese Weise oft vortreffliche natürliche Hafengelegenheit.

Umrißgestaltung und in sehr verschiedenen Größen¹⁾ einen Wall von der Gestalt einer in sich selbst zurücklaufenden Kurve darstellen, die nicht irgend einen Landraum, sondern einen Meeresraum, die sogenannte Lagune, umschließt (vgl. Fig. 18). Diese eigenartigen Korallenriffe nennt man *Atolle*²⁾. Sie finden sich in beträchtlicher Zahl in den betreffenden Teilen des Großen sowie auch des Indischen Ozeans. Die Lagune ist verhältnismäßig flach, selten mehr als etwa 80 bis 100 m tief und hat infolge ihrer Umschlossenheit ruhiges Wasser. Das sie umschließende Riff, das auch hier in der Regel nur etwa 1 km oder wenig darüber breit ist, ist meist von mehreren Öffnungen durch-

Fig. 18.



Die Pfingstinsel (Atoll). (Aus Darwin, Korallenriffe.)

brochen, zu deren Offenhaltung zweifellos das ständige Durchströmen des Wassers wesentlich beiträgt, das sich bei jedem Gezeitenwechsel zum Ausgleich des Wasserstandes zwischen der Lagune und dem offenen Meere (bei Ebbe von innen nach außen, bei Flut von außen nach innen) entwickelt³⁾. Sehr im Gegensatz zur verhältnismäßigen Flachheit der Lagune fallen die Atolle nach außen meist mit steiler Böschung zu Tiefen von mehreren tausend Metern ab.

Gerade diese eigenartigen Erscheinungen der Atolle mit der verhältnismäßig flachen binnenseeähnlichen Lagune in der Mitte sowie dem diesen See inmitten des offenen Meeres fortlaufend umschließenden Korallenriffwall, und das Ganze gleichsam als Krönung der Gipfel steiler untermeerischer Berge oder Bergrücken, haben ganz besonders dazu beigetragen, die Erörterung der Frage ihrer Entstehung lebhaft anzuregen. Ch. Darwin gelangte auf Grund seiner bezüglichen ein-

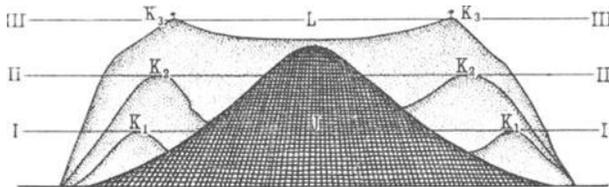
¹⁾ Es gibt Atolle bis zu solchen Größen, daß der Hauptdurchmesser ihrer Lagune an 100 km und selbst noch etwas mehr beträgt.

²⁾ Eine malaiische Benennung, die von der Maledivengruppe stammt.

³⁾ Es ist anzunehmen, daß, namentlich wenn dort bei tiefer Ebbe das Fließen des Wassers ziemlich lebhaft von der Lagune nach außen geht, es aus dem verhältnismäßig wenig tiefen Innern der letzteren auch allerlei schlammige Trübung mit sich führen dürfte, die das Wachstum von Korallen in den Ausgängen verhindert und die letzteren dadurch offen hält.

gehenden eigenen Forschungen wie sonstigen Feststellungen zu einer Theorie, die die Gesamtheit der verschiedenen Hauptformen der Korallenriffe einheitlich erklären zu können schien. Aus der Tatsache, daß bei freistehenden Korallenriffen verschiedentlich Bruchstücke riffbildender Korallenstöcke aus beträchtlicher Tiefe aufgefischt waren¹⁾, sowie im Hinblick auf die durchweg steile Böschung der Außenhänge mancher Riffe usw. schloß er, daß die wirklichen Korallenbauten dort bis in große Tiefe reichten, also von großer Mächtigkeit seien. Da nun aber die Riffkorallen, wie erwähnt, nur in sehr beschränkten Tiefen leben können, ergab sich ihm hieraus die weitere Folgerung, daß dort beträchtliche Senkungsvorgänge stattgefunden haben müßten, während deren zwar jedesmal die Korallen, die hierbei in zu große Tiefe gelangten, abstarben, aber oben auf der Höhe des Riffes andere Korallenkolonien

Fig. 19.



Schema der Umwandlung eines Küstenriffs in ein Wallriff und ein Atoll nach Darwins Theorie. J die ursprüngliche, in Senkung begriffene Insel. I bis III Meeressstände. K₁ Küstenriff. K₂ Wallriff. K₃ Atoll. L Lagune.

ihre Bauten stets bis zum Ebbespiegel fortführten. Von hier aus aber war nur ein Schritt zu der fernerer Folgerung, daß demnach Saumriffe, Dammriffe und Atolle nur Ergebnisse verschiedener Stadien des Zusammenwirkens von a) Korallenriffbildung und b) gleichzeitiger allmählicher Senkung des Untergrundes seien, etwa in folgender Weise (siehe Fig. 19):

Erstes Stadium. Inseln und Festlandsgebiete der Meere, die dafür die nötigen Temperatur- und sonstigen Vorbedingungen darbieten, werden von Küstenriffen umgeben, die sich, soweit die Küsten dazu geeignet sind, unmittelbar an letztere anschließen.

Zweites Stadium. Tritt nun eine Senkung des Bodens ein, dann wachsen von dem Riff vor allem die äußeren, dem freien Meere zugewendeten Teile wegen der dortigen besseren Nahrungszufuhr für die Korallentierchen in die Höhe. Dagegen bildet sich ein Kanal zwischen dem Riff und der betreffenden Küste und wird mit zunehmender Senkung des Landes immer breiter und tiefer. Handelt es sich um eine höhere Insel, um die sich das Riff herumzieht, dann wird das letztere dadurch allmählich zum die

¹⁾ Dabei war freilich nicht sicher, ob diese Zweige wirklich in den betreffenden Tiefen von dort unmittelbar anstehendem Korallengestein abgerissen waren oder dort vielleicht bloß als von oben herabgestürzte Stücke lose am Abhange gelegen hatten.

Insel frei umgebenden und von ihr durch einen ringförmigen Kanal geschiedenen Wall, also zum Wallriff (vgl. Fig. 17).

Drittes Stadium. Schreitet die Senkung des Untergrundes aber immer weiter fort, dann kann es dahin kommen, daß dadurch die Insel samt ihren etwaigen Bergen schließlich ganz unter dem Meeresspiegel verschwindet, während auf dem Rücken des Riffs, und zwar immer auf der Außenseite am stärksten, die Korallentiere fortdauernd bis zum Ebbspiegel des Meeres weiterbauen. Statt der Insel und ihrer etwaigen Berge verbleibt dann schließlich inmitten des das Ganze umschließenden Riffes ein stilles und verhältnismäßig flaches Wasserbecken — die Lagune eines Atolls (vgl. Fig. 18).

Diese Theorie fand zunächst sehr viel Beifall. Bei mannigfaltiger Prüfung an einer Reihe von Einzelfällen ergaben sich jedoch immer mehr Bedenken gegen die Allgemeingültigkeit dieser Erklärungsweise. Von großer Wichtigkeit mußte natürlich die nur durch Bohrungen zu beantwortende Frage sein, ob es wirklich Korallenbildungen von so großer Mächtigkeit gibt, wie sie Darwin betreffs der Atolle annahm. Daß bedeutende Mächtigkeiten von Korallenriffen tatsächlich vorkommen, hat vor allem die in den Jahren 1897 und 1898 auf dem zur Ellicegruppe in der Südsee gehörigen Atoll Funafuti¹⁾ bis zur Tiefe von nahezu 400 m durchgeführte Bohrung erwiesen, bei der sich eine Riffmasse von mindestens 400 m Dicke ergab, ohne daß dabei die untere Grenze des Korallenbaus erreicht wurde. Damit ist erwiesen, daß jedenfalls die Entstehung dieses Atolls im Zusammenhang mit einer allmählichen beträchtlichen Senkung des Untergrundes erfolgt sein muß. In analoger Weise dürften daher die Atolle auch sonst überall da entstanden sein, wo der eigentliche Korallenbau von solcher Mächtigkeit ist, daß er diejenige der Tiefenzone, innerhalb deren nach unserem Wissen riffbauende Korallen überhaupt leben können, erheblich überschreitet. Aber die mannigfachen bezüglichen Forschungen haben ebenso gezeigt, daß man sich hüten muß, dergleichen ohne weiteres zu sehr zu verallgemeinern und daraus allgemeingültige Schlüsse zu ziehen. Es ist nicht erwiesen, daß die Wallriffe immer aus vorherigen Küstenriffen und die Atolle immer aus vorherigen Wallriffen hervorgegangen sein müssen.

In Meeresgegenden von der nötigen Wärme sowie Schlammfreiheit und Salzhaltigkeit der oberen Wassermassen können Korallenriffe der verschiedenen Art sich offenbar überall da bilden, wo unterseeische Bodenerhebungen in die das Leben der riffbauenden Korallen ermöglichende Zone hineinreichen. Diese unterseeischen Bodenerhebungen aber können von sehr verschiedener Art, Gestalt und Entstehung sein; besonders in tiefen Meeren werden sich darunter häufig vulkanische Aufschüttungen befinden. Aber auch ein örtliches Emporwachsen des Meeresgrundes durch besonders massenhafte Sedimentanhäufung, namentlich von den festen Resten von Meeresorganismen, kann dafür einen brauchbaren Bau-

¹⁾ Das Atoll Funafuti (9° südl. Br.) erhebt sich anscheinend auf dem Gipfel eines erloschenen unterseeischen Vulkans, der aus einer Tiefe von etwa 5500 m erst ganz allmählich ansteigt, während zuletzt die Böschung — wahrscheinlich diejenige des eigentlichen Korallenaufbaus — größtenteils eine ganz steile wird. Nur die obersten etwa 25 m sind ganz sanft abgedacht; von da ab aber folgt eine Böschung von etwa 30° und von etwa 80 bis 260 m Tiefe steigert sich dieselbe sogar auf 70 bis 90°. Erst in noch weiterer Tiefe wird die Böschung wieder geringer.

grund schaffen. Ebenso braucht sich der Baugrund dabei durchaus nicht in Senkung zu befinden; er kann sogar in Hebung begriffen sein. Nur kann, wenn eine Senkung nicht stattfindet und vollends, wenn dort im Gegenteil eine Hebung vorliegt, die Mächtigkeit des ganzen Korallenbaus nur eine entsprechend geringere werden, da eben mit der Erreichung des Ebbspiegels auf alle Fälle jedes weitere Fortbauen der Korallentiere wie auch anderer kalkausscheidender Meeresorganismen nach oben zu aufhört. Gleichviel aber, ob nun der Untergrund sinkt oder seine gleiche Tiefe behält oder gar in Hebung begriffen ist — immer wird den Korallenkolonien, die sich auf der dem freien Meere zugekehrten Außenseite (also auf der Seite der stärksten Brandung) befinden, durch den dortigen Wellenschlag mehr Nahrung zugeführt und dadurch dort das Wachstum erheblich mehr befördert werden als auf der Innenseite. Auf letzterer wird daher das Wachstum des Riffs notwendig zurückbleiben, und dies um so mehr, wenn das Riff als eine gleichviel wie gestaltete Umwallung einen wasserüberdeckten Raum umschließt, in dessen Innerem infolgedessen die Wasserbewegung eine ganz besonders geringe sein muß. Dann wird sich so in diesem umschlossenen Innenraum ganz von selbst eine Vertiefung, ein Becken bilden¹⁾. So dürfte eine Entstehung von Atollen auch ohne Verhältnisse, wie sie in Darwins erwähneter Theorie angenommen werden, jedenfalls ohne Senkung des Untergrundes, nicht unmöglich sein²⁾.

Die erste Entstehung der meist vorhandenen Eingänge in das innere Wasserbecken der Atolle aber erklärt sich ebenso wie ihre Erhaltung durch die Ausgleichsströmungen, die sich, wie erwähnt, zwischen dem inneren Becken und der äußeren Meeresfläche ergeben mußten, wenn beim Gezeitenwechsel oder infolge von Stürmen der Wasserstand innen zeitweilig niedriger oder höher als draußen ist und nun zum Ausgleich der beiden Wasserspiegel ein Zu- oder Abströmen des Wassers sich an irgendwelchen Stellen geringeren Widerstandes dauernde Wege sucht³⁾.

Über die durch die Winde sowie durch die eiszeitlichen Vorgänge bewirkten Massenanhäufungen und deren Bedeutung für die großen Grundzüge der Unebenheiten der Erdoberfläche erscheint es am zweckmäßigsten, erst im Zusammenhang des folgenden Hauptabschnittes zu sprechen.

¹⁾ Es ist natürlich hier unmöglich, auf die große Fülle und Mannigfaltigkeit der Verhältnisse, wie sie sich in alle dem in der Wirklichkeit gestalten können, näher einzugehen.

²⁾ Es gibt übrigens auch gehobene Korallenriffe, die also, nachdem sie im Meere entstanden waren, durch spätere Hebung des Untergrundes über den Meeresspiegel hinausgerückt worden sind und bis zu mehreren hundert Metern Höhe aus festen Massen von Korallenkalk und kalkigen Gerüsten bzw. Gehäusen anderer kalkausscheidender Meeresorganismen bestehen.

³⁾ Übrigens gehören derartige Korallenbildungen nicht bloß der geologischen Neuzeit an. Vielmehr finden sich ehemalige Korallenriffe, mehr oder weniger umgewandelt und vielfach unter starker Verwischung der ursprünglichen organischen Struktur, auch aus früheren geologischen Perioden in den verschiedensten Erdgegenden und in allen Formationen bis zur älteren paläozoischen Zeit.

B. Die Vorgänge, durch die die Einzelgestaltung der Reliefformen der Erdoberfläche erfolgt (gestaltende Faktoren zweiter Ordnung).

Hier handelt es sich hauptsächlich um:

1. die Verwitterung der Gesteine;
2. die Abtragung des Verwitterungsschuttcs (sowie seine Weiterbeförderung und Weiterverarbeitung);
3. die Ausnagungs- (Erosions-) Vorgänge;
4. die schließliche Wiederablagerung der fortgeführten Zerstörungsprodukte der Gesteine usw.

1. Die Verwitterung der Gesteine¹⁾.

So hart und höchst widerstandsfähig uns auch viele Felsgesteine erscheinen, jedes von ihnen ist einer langsamer oder schneller vor sich gehenden allmählichen Zerstörung durch von der Oberfläche nach innen vorschreitende Prozesse der Zersetzung und des Zerfalls ausgesetzt, wenn es in den Bereich der atmosphärischen Faktoren kommt. Die Gesamtheit der bei dieser Zerstörung beteiligten Vorgänge bezeichnen wir als Verwitterung. Diese Vorgänge sind teils a) mechanischer, teils b) chemischer Art.

a) Mechanische Verwitterung. Bei der mechanischen Verwitterung kommen vor allem in Betracht: der Einfluß stärkeren und verhältnismäßig schnellen Wechsels von Erwärmung und Abkühlung der Oberflächenteile der kahl zutage tretenden Felsgesteine sowie das Gefrieren von Wasser in Gesteinsspalten; ferner aber auch der Druck von Pflanzenwurzeln, die in Gesteinsspalten wachsen.

Wenn nackt zutage tretendes, also nicht von Vegetation oder auch nur von Verwitterungsschutt oder losem Erdreich überdecktes Gestein²⁾ von der Sonne beschienen wird, werden seine direkt bestrahlten Oberflächenteile dadurch entsprechend stark erwärmt³⁾, kühlen sich

¹⁾ Neben den betreffenden Abschnitten der Handbücher der allgemeinen Geologie siehe auch A. Heim, Über die Verwitterung im Gebirge, Basel 1879; F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 97—114; P. Wagner, Grundfragen d. allg. Geol., 2. Aufl., S. 105—127 (sowie auch Lehrb. d. Geol. u. Mineral. f. höh. Schulen, große Ausg., 4. u. 5. Aufl., S. 95ff., Leipzig und Berlin 1913).

²⁾ Jede Überdeckung bzw. Beschattung hemmt natürlich schon in dem Maße, als sie den Zutritt der Strahlen abschließt, die direkt erwärmende Wirkung derselben. Völlig von Erdreich überdecktes Gestein aber kann nur, wenn die Überdeckung von sehr geringer Mächtigkeit und die Bestrahlung kräftig ist, durch Wärmeleitung im Boden, dagegen nie in ähnlichem Maße wie nackt zutage liegendes, von dieser Wirkung etwas mit betroffen werden.

³⁾ Die nicht von den Strahlen getroffenen nackten Oberflächenteile werden dagegen nur von der Höhe der betreffenden Lufttemperatur beeinflusst, daher gegebenenfalls weit weniger stark erwärmt, da die Luft, die ihre Wärme zum größten Teil erst vom Boden aus empfängt, durch die Sonnenstrahlen längst nicht so stark erwärmt wird als der bestrahlte Boden selbst.

aber nach dem Aufhören der Bestrahlung und vollends Nachts durch Wärmeausstrahlung auch wieder beträchtlich ab. Für die Stärke der stattfindenden Erwärmung ist in jedem einzelnen Falle außer der Dauer der Bestrahlung auch der Winkel, unter dem die Sonnenstrahlen die betreffende Stelle treffen, für den Grad der Erwärmung sowie der nächtlichen Abkühlung ferner die Klarheit und Trockenheit oder Feuchtigkeit der Luft sowie die Höhenlage sehr von Bedeutung¹⁾.

Höchst wichtig ist unter allen Umständen zunächst der Winkel, unter dem die Strahlen auf die betreffende Fläche fallen. Denn je mehr derselbe sich einem rechten Winkel nähert, desto kleiner ist der Raum, den ein Strahlenbündel von bestimmter Dicke dort bescheint, desto stärker also die Strahlenwirkung, die dabei auf jeden kleinsten Teil dieses Raumes kommt. Infolgedessen können selbst bei sehr niedrigem Sonnenstande (also z. B. im Winter oder in hohen geographischen Breiten) steile, der Sonne zugewendete kahle Felswände stark von den Strahlen der letzteren erhitzt werden. Sodann aber spielt dabei für das Maß der Erwärmung und ebenso für dasjenige der nachherigen Abkühlung durch Wärmeausstrahlung die Durchlässigkeit der Luft eine große Rolle. Die Wärmedurchlässigkeit der Luft aber ist um so größer, je klarer, trockener und dünner die Luft ist. Klarheit, Trockenheit und Düntheit der Luft tragen sehr dazu bei, die Stärke der Erhitzung im Sonnenschein wie diejenige der nächtlichen Abkühlung zu steigern. Das muß also einerseits ganz besonders im trockenen Wüstenklima²⁾, andererseits in größeren Meereshöhen mit ihrer entsprechend dünnen Luft stark zur Geltung kommen.

Nun bewirkt aber die Erwärmung ja doch Ausdehnung, die Abkühlung Zusammenziehung, beides natürlich weitaus am stärksten für die davon am meisten betroffene äußerste Gesteinskruste, während dabei infolge der geringen Wärmeleitung der Gesteine die nächst darunter liegenden Gesteinsmassen weit weniger, die tieferen gar nicht berührt werden. Zwar machen die bei diesem Wechsel von Ausdehnung und Zusammenziehung vor sich gehenden Volumenveränderungen an

¹⁾ Selbst die Farbe der Gesteine ist dabei nicht gleichgültig, da dunkle Gesteine in der Bestrahlung die Wärme stärker und schneller absorbieren, sich aber nachher auch schneller wieder abkühlen als helle.

²⁾ Saharareisende berichten, daß man dort nach heißen Tagen beim nächtlichen Lagern öfters ein Knallen wie von Flintenschüssen höre, das einfach von dem Platzen von Steinen herrühre, die sich nach der durch die Tagessonnenglut erlittenen sehr starken Erhitzung und Ausdehnung nun infolge der bei der großen Lufttrockenheit ebenso schnellen und starken nächtlichen Ausstrahlung und Abkühlung so heftig zusammenziehen, daß sie dabei bersten. — Im übrigen können auch kalte oder doch stark abkühlende Regengüsse, die nach heftiger Erhitzung der Gesteine plötzlich eintreten und die ja doch selbst in Wüstengebieten, wenn auch sehr selten, ab und zu vorkommen, durch den schroffen Temperaturwechsel die Gesteinszersplitterung befördern. Ein in Wüstengebieten sehr erheblicher Faktor der mechanischen Gesteinszersplitterung ist ferner das Aufsteigen salzhaltigen Bodenwassers in den Gesteinen. Wenn dieses dann an der Oberfläche der letzteren verdunstet, entsteht durch das Auskristallisieren der darin enthaltenen Salzteile ein Druck auf die feinen und feinsten Spalten der äußeren Gesteinskruste, der ebenfalls zur Zersplitterung derselben beiträgt.

sich nur sehr geringe Beträge aus. Aber die immer erneute Wiederholung dieser Vorgänge bewirkt allmählich einerseits eine Lockerung des Gefüges der Mineralmassen jener äußersten Gesteinskruste in sich, andererseits eine Lockerung ihres Zusammenhanges mit den zunächst unter ihr befindlichen, davon weit weniger oder gar nicht betroffenen Gesteinsteilen, und das um so mehr, je stärker und schneller der Wechsel ist, vollends aber, wenn das Gestein aus verschiedenen Mineralien zusammengesetzt ist, die sich dabei untereinander nicht ganz gleichmäßig verhalten¹⁾).

In allen denjenigen Erdgegenden aber, in denen Frosttemperaturen vorkommen, und vollends da, wo diese sehr häufig eintreten, ist ferner bei der mechanischen Verwitterung der Gesteine das Gefrieren von Wasser in Spalten derselben ein Faktor von sehr großer Bedeutung. Bekanntlich dehnt sich Wasser beim Gefrieren um rund etwa $\frac{1}{11}$ seines Volumens aus und vermag bei dieser Ausdehnung eine gewaltige Druckkraft auszuüben²⁾. In allen Ländern, die nicht dauernd ein hochgradig trockenes Klima haben, bzw. in allen Jahreszeiten, in denen die Luft dort nicht sehr feuchtigkeitsarm ist, dringt Wasser auch in alle groben wie feinen Spalten der Gesteine, selbst die allerfeinsten Spältchen nicht ausgenommen. Tritt nun dort Frost ein, dann gefriert

1) Erleichtert wird diese Lockerung des Gefüges noch durch den Umstand, daß alle Gesteine, selbst die allerfestesten nicht ausgenommen, von mikroskopisch feinen Spältchen durchsetzt sind, was ganz besonders bei den kristallinisch-körnigen Gesteinen durch die Fugen hervortritt, mit denen die verschiedenen Mineralbestandteile derselben aneinandergrenzen. Dazu kommen bei den Schichtgesteinen die Trennungsflächen der verschiedenen Schichten sowie die Schieferungsflächen in Schiefergesteinen; ferner in vulkanischen Gesteinen die bei der Abkühlung und Zusammenziehung der Lava entstandenen gröberen und feinen bis allerfeinsten Klüfte, ebenso in den verschiedensten Gesteinen allerlei infolge von Gebirgsdruck, Zerrung, Verwerfungen und dergleichen sie durchsetzende Spalten und Spältchen usw.

2) Um die Gewalt dieses Druckes und demnach seine Bedeutung für die Zerspaltung der Gesteine recht zu zeigen, ist besonders lehrreich das bekannte Vorlesungsexperiment mit einer dicken eisernen Hohlkugel, die man ganz mit Wasser füllt, dann oben durch eine Schraubeinrichtung fest verschließt und so in einen Eimer mit Eis legt (behufs Beschleunigung des Ergebnisses am besten unter Zusatz einer Kältemischung). Nach kurzer Zeit hört man dann einen dumpfen Krach, und die eiserne Hohlkugel ist durch die Ausdehnung des Wassers beim Gefrieren zerplatzt. — Nach Mitteilungen eines aus Rußland stammenden Studierenden schafft man sich in felsigen Gebieten seiner Heimat im Winter den Steinschutt für Chausseebau und dergleichen einfach in der Weise, daß man den Felsen mit Holz belegt, dieses anzündet und nachher den glühend heißen Stein mit Quellwasser begießt. Dann dringt dieses in alle groben wie feinen Spalten des erhitzten Gesteins und treibt das letztere, wenn es nachher gefriert, zu Schutt auseinander — also ähnlich, wie ja wohl schon Hannibal 218 v. Chr. bei seinem Übergang über die Westalpen verschiedentlich an schwierigen Stellen sich einen gangbaren Weg für seinen Heerestroß geschaffen haben soll.

es, soweit eben die Frosttemperatur in die Gesteine hineingelangt, und übt vermöge seiner im Gefrieren erfolgenden Ausdehnung einen entsprechenden Druck auf die Wände der Spalten und Spältchen aus. Dieser Druck wirkt dann auf die letzteren keilartig und trägt so dazu bei, sie allmählich zu erweitern, zumal wenn dem nicht örtlich im Gestein sehr starker Gegendruck durch die Umgebung entgegenwirkt. Werden aber die Spalten und Spältchen so allmählich erweitert, dann hat dadurch in ihnen künftig mehr Wasser Platz, wodurch bei erneutem Gefrieren auch jener keilartige Druck entsprechend gesteigert wird. Bei oftmaliger Wiederholung — und diese muß natürlich überall um so öfter eintreten, je öfter an der betreffenden Stelle Frost und Auftauen dieses Wassers miteinander wechseln — führt daher auch das, je nach der Beschaffenheit des betreffenden Gesteins, allmählich zur Zerspaltung und Zerbröckelung der dieser Frostwirkung ausgesetzten Gesteinsteile, vor allem selbstverständlich jedesmal der äußersten Kruste ihrer kahl zutage tretenden Flächen¹⁾.

Ferner haben allerlei Pflanzen, namentlich auch gewisse Baumarten, die Fähigkeit, mit zarten Wurzeln in oft erstaunlicher Weise selbst in feine Spalten und Spältchen der Gesteine einzudringen und sie dort nicht bloß in die Länge, sondern auch in die Dicke weiter wachsen zu lassen. Dabei üben diese Wurzeln dann, indem sie dort in die Dicke wachsen, ebenfalls auf die Wände der betreffenden Spalten einen starken, keilartig wirkenden Druck aus, der, je nach der Art des dort vorhandenen Widerstandes, zur Erweiterung der Spalten und somit zur allmählichen Zerbröckelung des Gesteins beiträgt²⁾.

b) Chemische Verwitterung. Faktoren der chemischen Verwitterung der Gesteine sind der Sauerstoff und die Kohlensäure, ferner das Wasser³⁾ und zum Teil auch wiederum die Pflanzen.

¹⁾ Dies kommt in unseren geographischen Breiten noch besonders stark in solchen Hochgebirgsregionen zur Geltung, wo namentlich an den der Sonne zugekehrten kahlen Steilwänden am Tage unter der Sonnenbestrahlung eine beträchtliche Erwärmung stattfindet, hierauf aber die nächtliche Abkühlung doch selbst im Hochsommer sehr oft bis zu Frosttemperaturen heruntergeht. Der von den Hochgebirgskletterern, wenn sie an steilen kahlen Felshängen emporsteigen, sehr gefürchtete sogenannte „Steinschlag“, daß ihnen nämlich dort öfters von oben eine Menge zerbröckelten Gesteins entgegenstürzt und schon manchem verhängnisvoll geworden ist, rührt wesentlich davon her. Aber selbst in hohen geographischen Breiten kann an kahlen der Sonne zugewendeten steilen Hängen während des sommerlichen ununterbrochenen Standes der Sonne über dem Horizont auf diese Weise eine beträchtliche Gesteinszerbröckelung stattfinden.

²⁾ Auf Wanderungen in Gebirgen kann, wer aufmerksam auf dergleichen achtet, öfters deutlich sehen, wie durch solchen Druck von Baumwurzeln, die in Gesteinsspalten wuchsen, selbst ganze Gesteinsblöcke abgesprengt sind.

³⁾ Das Wasser, größtenteils Regen- oder Schneeschmelzwasser, ist dabei von ganz besonderer Wichtigkeit, teils durch seine unmittelbare Lösungsfähigkeit, teils als Träger der die chemischen Zersetzungs Vorgänge am kräftigsten anregenden bzw. bewirkenden Stoffe.

Der Sauerstoff der Luft, den die Sickerwasser auch tiefer in die Gesteine hineinführen, verbindet sich hierbei mit dem dort oft in allerlei Verbindungen vorhandenen Eisengehalt und zerstört dadurch diese Verbindungen. Ferner aber vermittelt das in die Gesteine eindringende Sickerwasser, je nach ihrer mineralischen Zusammensetzung, dort allerlei Lösungs- und Umwandlungsprozesse. Zwar sind nur einzelne Mineralien, wie z. B. Gips, Steinsalz, Salpeter, schon im reinen Wasser mehr oder minder leicht löslich. Aber die dem Sickerwasser beigemengte, hauptsächlich aus der Zersetzung abgestorbener Pflanzenteile stammende und bei dem Durchgang durch eine von Pflanzen bewachsene Bodendecke aufgenommene Kohlensäure trägt sehr dazu bei, diese Lösungsfähigkeit und überhaupt die Einwirkung des Sickerwassers auf die Gesteine zu steigern. Die Pflanzen endlich beteiligen sich an der chemischen Verwitterung der Gesteine, abgesehen von der bei ihrer Verwesung sich bildenden Kohlensäure, auch durch allerlei organische Säuren, die im lebenden Zustand von ihren Wurzeln ausgeschieden werden¹⁾. Dadurch haben die Pflanzen die Fähigkeit, teilweise selbst in festem Zustand ihnen sich anbietende Stoffe löslich und so für sie aufnehmbar zu machen.

¹⁾ Sehr lehrreich ist in letzterer Hinsicht das kleine Vorlesungsexperiment, daß man auf eine ganz glattgeschliffene kleine Marmorplatte ein paar Leinsamen legt und sie etwas anfeuchtet, damit sie dort zum Keimen kommen sollen, worauf man die Platte ruhig einige Tage so stehen läßt. Sieht man einige Tage später wieder zu, dann haben sich an den Samen kleine Keime bzw. Würzelchen gebildet, und spült man nun die Platte mit Wasser ab, dann zeigt sich, daß diese Würzelchen auf ihr deutliche Spuren in Gestalt kleiner matter, dem Laufe der Keime entsprechender Stellen bzw. Furchen hinterlassen haben, indem der sauer reagierende Saft, der hier die Zellmembran durchdringt, daselbst den Marmor angefressen bzw. aufgelöst hat. — Schurfflechten, deren winzige Sporen vom Winde vertragen werden, können, die nötige Feuchtigkeit vorausgesetzt, sich sogar an kahle glatte Felswände ansetzen, dort durch ihr Wachstum und ihre weitere Ausbreitung an der Zersetzung der Gesteinsoberfläche arbeiten, die letztere rau und rissig machen und auf solche Weise dort allmählich auch für größere und höhere Pflanzen, die imstande sind, tiefer in das Gestein einzudringen und stärker auf das letztere einzuwirken, die Ansiedlungsmöglichkeit bereiten. So kann in einer derartigen Stufenfolge bei Vorhandensein ausreichender Feuchtigkeit selbst auf nackten Felsflächen allmählich eine Vegetationsdecke sich entwickeln (F. v. Richter, Führer f. Forschungsreis., S. 80 und 98). Außerdem aber beteiligen sich in nicht zu trockenen Klimaten sogar Bakterien, die in ungeheuren Mengen vermöge ihrer winzigen Kleinheit selbst in die allerfeinsten Haarspältchen und Poren der äußeren Teile der Gesteine eindringen, sich an der allmählichen Verwitterung der letzteren. Sie tragen dort teils durch ihr Wachstum wie durch ihre unmittelbare chemische Einwirkung, namentlich aber durch die bei ihrem Absterben frei werdenden Zersetzungsprodukte erheblich zur Lockerung des Gefüges und zur Einleitung der Zersetzung des festen Gesteins bei.

Beschränken sich die Angriffe der mechanischen Verwitterung im wesentlichen auf die Außenkruste des Gesteins, falls diese nicht durch erhebliche Überdeckung mit losem Boden oder sonstigem Schutt, je nach Umständen mit darauf wachsender Vegetation, dagegen geschützt ist, und können sie nur durch Gefrieren von Wasser in Spalten, so weit dort die Frostwirkung reicht, auch etwas tiefer in die Gesteine eindringen, so gelangt die Wirkung der Agenzien der chemischen Verwitterung mittels des Eindringens des Sickerwassers, dem sie beigemengt sind, je nachdem die Beschaffenheit des Gesteins dieses Eindringen begünstigt, auch mehr oder minder weit in die Tiefe. Dabei ist auch die Überdeckung des anstehenden Gesteins mit einer losen Bodendecke nicht nur kein Hindernis; sondern wenn diese mit Vegetation bewachsen ist, wird die chemische Verwitterung durch die von den Pflanzen gelieferten Mengen von Kohlensäure und anderen Säuren sogar wesentlich gesteigert¹⁾. Indem dann allmählich — je nach der Zusammensetzung und sonstigen Beschaffenheit der betreffenden Gesteine — einzelne leichter lösliche Bestandteile gelöst und weggeführt, andere mehr oder minder zersetzt und umgewandelt werden²⁾, kommt es auch auf solche Weise mehr und mehr zur Lockerung des Gefüges und schließlich, sei es direkt zum Zerfall, sei es doch zur Vorbereitung desselben durch Mürbewerden und dergleichen.

Diese gesamten Faktoren der mechanischen und chemischen Verwitterung arbeiten nun auf der ganzen Landfläche³⁾ der Erde überall, je nach Umständen mehr oder weniger, miteinander an der Zerstörung der Gesteinsoberflächen, nur eben nach den örtlichen und zeitlichen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen, sowie je nachdem das anstehende Gestein frei zutage tritt oder durch Erdreich bzw.

¹⁾ Das ist natürlich ganz besonders in den heißfeuchten Erdgegenden mit ihrer üppigen dichten Vegetation ein Faktor von sehr großer Bedeutung und wirkt dort häufig bis in ansehnliche Tiefen.

²⁾ Dies macht sich oft schon durch Entfärbung der betreffenden Gesteinsteile auch äußerlich sofort erkennbar, die stets auf eine in dem Gestein vor sich gegangene chemische Umwandlung hinweist. Gerade die mehr oder weniger komplizierten Wirkungen, die sich ergeben, wenn in der chemischen Verwitterung der Massengesteine zunächst ein Bestandteil entführt wird und dann bei anderen Bestandteilen allerlei chemische Umwandlungen in Gang kommen, sind in dem Gesamtvorgange oft von besonderer Bedeutung.

³⁾ Dagegen gibt es für alles ständig vom Meere überdeckte Gestein natürlich keine Verwitterung, da dort nicht nur aller starker und schneller Temperaturwechsel fehlt, sondern, abgesehen von der Möglichkeit einer Lösung von Gesteinsteilen durch die Bestandteile des Meerwassers, auch die Vorbedingungen der chemischen Verwitterung nicht in der Weise wie auf dem Lande vorhanden sind. Nur kann in den Oberflächenschichten derjenigen Meere, in denen Eisbildung mit zeitweiligem Auftauen vorkommt, an Felsbänken und Klippen, die in diese Schichten hineinragen, das Gefrieren von Wasser in Spalten des Gesteins gleichfalls seine das letztere zersprengende Wirkung ausüben.

losen Gesteinsschutt überdeckt und mit Vegetation bewachsen ist, in verschiedener Vollständigkeit und in verschiedenem Grade bzw. verschiedener Schnelligkeit. Das Ergebnis aber ist dabei zunächst immer Lockerung des Gefüges der von der Verwitterung ergriffenen Gesteinstteile und schließlich ihr Zerfall.

Für die Schnelligkeit, mit der der letztere erfolgt, kommt neben der Stärke des örtlichen Wirkens der Zerstörungskräfte und dem Maße des Widerstandes, den die Art des Gesteins ihnen entgegensetzt, stets viel darauf an, ob die Zerstörungsprodukte durch Abtragskräfte (an steilen Hängen schon durch einfaches Herunterfallen bzw. durch Schuttrutschungen, im übrigen durch Regen- und Schneeschmelzwasser sowie zeitweilig oder dauernd fließendes Wasser, Wind usw.) bald und in beträchtlichem Maße von der Stelle ihrer Loslösung vom Muttergestein weggeführt werden, oder ob sie dort lange bzw. dauernd liegen bleiben. Denn in ersterem Falle werden so dort immer wieder neue Angriffsflächen für eine energische Betätigung der Verwitterungsfaktoren frei. Bleiben dagegen die Zerstörungsprodukte in beträchtlichem Maße an Ort und Stelle liegen, dann bilden sie, je nach dem Grade ihrer dortigen Anhäufung und der Dichte ihrer Lagerung, für das darunter befindliche anstehende Gestein eine gegen die mechanische Verwitterung mehr oder minder stark schützende Decke, die auch die Wirkung der chemischen Verwitterung insofern erheblich beschränken kann, als eben, wenn die mechanische Verwitterung fehlt, dadurch auch die Erleichterung, die diese sonst dem Eindringen der chemisch wirksamen Agenzien in die Gesteine leistet, entsprechend in Wegfall kommt. Im übrigen aber hat jede Glattschleifung der Gesteine — wie sie einerseits durch die Gletscher auf dem Grunde und an den Wänden ihrer Felsenbetten erfolgt und natürlich während der sogenannten Eiszeiten in den Gebieten der damaligen Gletscher und Binneneismassen in gewaltigem Maße stattgefunden haben muß, wie wir sie ferner an den glattgeschliffenen und gerundeten Rollsteinen von Flußgeschiebemassen sehen, und wie sie namentlich in Wüstengegenden auch durch Windwirkung (Sandgebläse) an lose liegenden Steinen wie an kahlen Felswänden stattfinden kann — für die davon betroffenen Gesteinsflächen stets eine die Verwitterung beträchtlich hemmende Wirkung¹⁾.

1) In den innersten Teilen der Alpen oder in Skandinavien und anderen ehemals vergletscherten Ländern sehen wir namentlich an steilen Talwänden in großer Zahl die Schlißflächen der eiszeitlichen Gletscher noch erhalten, die ebenso unter geringer Überdeckung durch Schutt bzw. Ackererde im sogenannten Gletschergarten von Luzern oder selbst auf dem wenig harten Gestein der Rüdersdorfer Kalkberge unweit Berlins in schönster Erhaltung, teilweise sogar noch mit den charakteristischen parallelen Kritzensystemen, hervortreten. Ebenso aber sehen wir z. B. in diluvialen Kieslagern unseres norddeutschen Flachlandes eiszeitliche Geschiebe und Rollsteine noch mit durch keine Verwitterung gestörter Bewahrung ihrer

Bleibt das gesamte Verwitterungsmaterial im wesentlichen an Ort und Stelle liegen, ohne durch irgendwelche Fortbewegungskräfte der vorgenannten Art weggeführt oder zum mindesten durch die Spültätigkeit des Niederschlagswassers bzw. durch Winde eines beträchtlichen Teiles seiner feineren Bestandteile beraubt zu werden, dann sehen wir in der Regel — wie man es oft am oberen Rande von Steinbrüchen beobachten kann — oben über dem noch zusammenhängenden anstehenden Gestein, von dem aber die oberen Massen bereits eine gewisse Entfärbung sowie manche sonstige Spuren einer Veränderung zeigen, zunächst grobe angewitterte, dann immer feinere Bruchstücke und zuoberst loses Erdreich, das höchstens hier und da noch mit einzelnen Brocken des Gesteins, die der Verwitterung länger widerstanden, durchmengt ist¹⁾.

Es versteht sich von selbst, daß die verschiedenen Arten der Gesteine sich im einzelnen je nach Zusammensetzung und Struktur bei der Verwitterung mannigfach verschieden verhalten. Diejenigen Sandsteine z. B., deren Bindemittel leicht zersetzbar ist, lösen sich durch dessen Zerfall leicht wieder in den Sand auf, aus dem sie einst durch Verkittung entstanden waren, während Sandsteine mit festem, z. B. kieseligem Bindemittel gegenüber der Verwitterung beträchtliche Widerstandskraft zeigen können. Dagegen neigen die Kalkgesteine infolge der starken Löslichkeit des kohlensauren Kalks durch kohlensäurehaltiges Wasser ganz besonders zu bedeutenden Auswaschungen sowohl an ihrer Oberfläche²⁾, als in ihrem Innern mit mannigfacher und oft sehr weitverzweigter Höhlenbildung [siehe hierüber später]³⁾. Als Typus eines außerordentlich festen

damals entstandenen Schliffflächen usw. — Vgl. hierzu, daß die Bildhauer steinerne Denkmäler oder Sockel von solchen vielfach glattpolieren, nicht bloß behufs Verschönerung, sondern auch, um dieselben dadurch gegen Verwitterung viel widerstandsfähiger zu machen, als sie sein würden, wenn sie rauhe Flächen behielten.

1) Doch finden wir statt solcher an Ort und Stelle durch Verwitterung des Untergrundgesteins entstandenen oberen Bodendecke in weiten Erdgebieten eine Überschüttung durch mehr oder minder mächtige Lagen fremden, oft aus beträchtlicher Ferne durch Wasser, Gletscher, eiszeitliche Vorgänge oder Winde herbeigeführten Materials. Hierüber siehe später in den Abschnitten über Wiederablagerung usw. (II B, 4) sowie über eiszeitliche Vorgänge.

2) Vgl. z. B. die an Kalksteinhängen der Alpen so viel verbreiteten sogenannten Karrenfelder oder Schratten, die besonders da entstehen, wo der Schnee lange liegen bleibt und langsam taut, wobei das in zahllosen Bahnen herunterrinnende Schmelzwasser sich mittels Lösung des Gesteins allmählich ein ganz dichtes Netz immer tieferer Furchen von bis zu mehreren Metern Tiefe auswäscht, zwischen denen unregelmäßige, oft ganz schmale und teilweise scharfkantige und zackige Firste und Riffe stehenbleiben.

3) Reiner Kalkstein kann im Laufe längerer Zeiträume sogar in großen Massen von kohlensäurehaltigem Wasser völlig gelöst und weggeführt werden. Ist er dagegen, wie in der Regel der Fall ist, durch geringe Mengen toniger oder sonstiger Beimengungen verunreinigt, dann bleiben diese bei der Lösung als lehmartiger Rückstand zurück, der aber in dieser Form natürlich ebenfalls leicht der Wegspülung unterliegt.

Gesteins erscheint uns vielfach der Granit; und doch können wir an Granitbergen und -gebirgen mannigfach sein vollständiges Zerfallen sehen. Die Mineralien, die ihn zusammensetzen, sind eben in sehr verschiedenem Maße verwitterungsfähig. Zuerst zersetzen sich die feldspatigen Gemengteile, dann die Glimmer, und schon dadurch fällt das ganze Gemenge zu Grus auseinander, aus dem die feinen Zersetzungsprodukte vielfach schon durch Regen- und Schneeschmelzwasser weggewaschen werden usw. Aber auch von den Gesteinen, die dergestalt bei der Verwitterung größtenteils zerfallen, sind vielfach einzelne Stücke von festerem innerem Zusammenhalt und dadurch widerstandsfähiger, so daß sie — während die Massen, von denen sie in ihrem ursprünglichen Zusammenhang umgeben waren, zerfallen und auf einigermaßen geböschtem Gelände größtenteils durch die Kräfte des Abtrags weggeführt werden — als mehr oder minder große Blöcke zurückbleiben. So erklären sich die in solchen Gebieten oft sehr zahlreich, teils unregelmäßig zerstreut liegenden, hier und da aber auch in beträchtlicher Masse zu sogenannten Felsenmeeren oder Blockmeeren¹⁾ zusammengehäuften Blöcke, die zunächst den Eindruck irgendwelcher dort stattgefundenen gewaltsamen Zertrümmerung machen — ganz zu unterscheiden von den Anhäufungen von Geschiebblöcken in den Gebieten ehemaliger Eisüberdeckung²⁾, sowie andererseits auch von den hier und da wie Überreste ehemaliger von Riesen Händen errichteter Bauten

¹⁾ So z. B. am Brocken im Harz, an Luisenburg und Kösseine im Fichtelgebirge, ferner im Riesengebirge, Böhmerwald, Odenwald usw. (Allerdings können Blockmeere von sehr ähnlicher Art auch durch den Einbruch der Decken großer unterirdischer Hohlräume entstehen, vgl. z. B. das „Felsenmeer“ bei Sundwig in der Gegend von Iserlohn, Westfalen; ebenso durch größere Bergstürze. Wenn man ferner z. B. auf der dem Nordostrand des Harzes in der Gegend von Blankenburg bis Ballenstedt vorgelagerten sogenannten Teufelsmauer vereinzelt große lose Blöcke des gleichen Sandsteins, aus dem sie selbst besteht, oben aufgelagert sieht, so ist es verkehrt, zu fragen, welche übermenschlichen Kräfte diese Blöcke dort auf die hohe steile Felsmauer hinaufbefördert haben könnten. Sondern diese Blöcke waren vorher Teile der einst dort höheren Mauer und blieben als Blöcke zurück, während die sie vorher umgebenden Massen durch Verwitterung zu Sand zerfielen, der durch Wind und Regen weggeführt wurde. Auch eine beträchtliche Zahl von hohen Berggipfeln besteht nicht aus fest anstehendem Gestein, sondern aus losen Blöcken. („Zahlreiche Kulminationspunkte der Alpen bestehen aus übereinandergetürmten mächtigen Blöcken, die, wo sie nur wenig verschoben nebeneinander liegen, doch tiefe Klüfte zwischen sich klaffen lassen.“ A. Heim, Über die Verwitterung im Gebirge, Basel 1879, S. 20.)

²⁾ Während die so aus liegengebliebenen bzw. an Abhängen übereinandergestürzten Verwitterungsrückständen entstandenen Blockanhäufungen stets der daselbst anstehenden Gesteinsart angehören, stellen sich die den eiszeitlichen Vorgängen entstammenden schon durch die Gesteinsart ihrer Bestandteile fast stets als aus mehr oder minder weiter Ferne herbeigeführte Fremdlingsgemeinschaften dar, tragen überdies oft auch durch allerlei Schleifungen ihrer Oberfläche deutliche Spuren der Art des erlittenen Transports an sich.

sich ausnehmenden regelmäßigeren Lagerungen von plattenartig übereinanderliegenden Blöcken¹⁾ (vgl. Fig. 20).

Dieses so mannigfaltig verschiedene Verhalten der verschiedenen Gesteinsarten sowie auch einzelner Teile von ihnen gegenüber der Verwitterung ist sehr oft von großem Einfluß auf das örtliche Relief und den Landschaftscharakter. Überall, wo an der jeweiligen Landoberfläche

Fig. 20.



Der Mittagstein im Riesengebirge.
(Blockbildung durch Verwitterung, indem die zu Grus zerfallenen Teile weggeführt wurden und nur die fester zusammenhängenden Massen zurückblieben.)

härteres bzw. stärker widerstandsfähiges und weiches bzw. minder widerstandsfähiges Gestein nebeneinander hervortreten, da wird, namentlich bei Vorhandensein eines stärkeren Gefälles und energischer Wirkung der Abtragungskräfte, das minder widerstandsfähige stets entsprechend stärker zerstört und abgetragen. Bei längerer Abtragung kommt es daher dann immer mehr dahin, daß das relativ stärker widerstandsfähige Gestein höher stehen bleibt und gleichsam als Erhöhung aus dem Übrigen herauspräpariert wird, die das benachbarte minder widerstandsfähige Gestein mehr oder weniger erheblich überragt, auch wenn es ursprünglich, d. h. vor Beginn der Zerstörung und Abtragung, gar nicht höher, ja (vielleicht unter irgend-

¹⁾ So z. B. in Granitgebieten, wenn der Granit dort eine plattenförmige Absonderung zeigt, so daß diejenigen Massen, die der Verwitterung bisher widerstanden und durch Wegführung der zu Grus zerfallenen Umgebung mehr oder minder freigelegt wurden, wie zu irgendwelchen gigantischen Bauwerken planmäßig übereinandergelegte matrattenähnliche Platten erscheinen.

welcher Überdeckung durch andere Massen) sogar niedriger lag als das minder widerstandsfähige. Dies ist von beträchtlicher Bedeutung für die Gestaltung des heutigen Reliefs von Gebirgen, die, wie z. B. eine große Zahl unserer deutschen Mittelgebirge (Harz, Thüringer- und Frankenwald, Erzgebirge, Sudeten, Böhmerwald, Odenwald, Schwarzwald), aus einer Mannigfaltigkeit von Gesteinen verschiedener Härte zusammengesetzt sind und durch sehr lange geologische Zeiträume hindurch eine sehr starke Abtragung erlitten haben. Da sind dann vielfach die am stärksten widerstandsfähigen Gesteine zu den namhafteren Gipfeln oder hohen Rücken herausgearbeitet, die ihre weichere Umgebung heute mehr oder minder hoch überragen.

Auch die allgemeine Gestaltung der Gipfel und Gehänge — ob die ersteren nämlich im großen und ganzen massige und mehr oder weniger abgerundete oder aber zerrissene, ausgezackte, jäh und kühn aufragende oder dergleichen Formen haben, die Gehänge mehr sanft und gleichmäßig abgeböschet oder aber unregelmäßig, schroff und zackig sind — hängt mannigfach von dem Verhalten der betreffenden Gesteine gegen die Verwitterung (bei Schichtgesteinen daneben noch von der Schichtenstellung) ab. Findet sich aber an einem höheren Bergeshang (wie es z. B. in den Alpen nicht selten ist) ein Wechsel harter und wesentlich weicherer Gesteinsbänke, so prägt sich dies in der Regel auch deutlich durch einen entsprechenden Wechsel der Böschung und Oberflächengestaltung, ja oft durch eine terrassenförmige Abstufung des betreffenden Hanges aus. Ebenso pflegt jede härtere Gesteinsmasse, die sich zwischen wesentlich minder widerstandsfähigen an einem Hange findet, als klippenartige Hervorragung aus der weicheren Umgebung herauszutreten. Daher zeigt uns, wenn wir in einem Gebirgstal wandern, in der Regel schon ein etwaiger Wechsel steiler, schroffer, unregelmäßiger wie andererseits sanfterer, gleichmäßig geböschter und größtenteils von einer zusammenhängenden Vegetationsdecke überwachsener Hänge an, ob das Tal auf der betreffenden Strecke jeweils in stark widerstandsfähige oder aber in leicht verwitterbare Gesteinsmassen eingeschnitten ist.

Es wurde bereits angedeutet, daß die Gesamteinwirkung der Verwitterung auf die allgemeinen Züge der Landoberfläche sich in den verschiedenen Erdzonen je nach den großen Grundcharakteren ihrer Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse mannigfach verschieden stellen muß¹⁾. In denjenigen Teilen der warmen oder heißen Erdgegenden, die zugleich reichliche Niederschläge sowie große Luftfeuchtigkeit haben und wo infolgedessen der Boden überall mit sehr üppigem Pflanzenwuchs bedeckt ist, ist die chemische Verwitterung der Gesteine eine außerordentlich tiefreichende. Dort tritt daher in den niedrigeren Landesteilen und zumal auf flachem oder wellig-hügeligem Boden, wo kein fließendes Wasser in stärkerem Maße die durch die dichte Vegetation festgehaltenen Zersetzungsprodukte wegführt, fast nirgends das anstehende Gestein zutage²⁾. In den sehr

¹⁾ K. Sapper, Geologischer Bau und Landschaftsbild, Braunschweig 1917, II. Besonderer Teil, S. 97 ff.

²⁾ Da ist oft bis zu 50 bis 60 und unter Umständen noch erheblich mehr Metern Tiefe das Gestein des Untergrunds vollständig zersetzt und in lockeres Verwitterungserdreich verwandelt. Auch durch die verhältnis-

niederschlagsarmen, daher entsprechend trockenen und nur sehr spärlich mit Vegetation bedeckten Teilen der warmen Erdregionen dagegen tritt die chemische Verwitterung, weil sie größtenteils der Vermittlung des Wassers bedarf, in den Hintergrund, und aus dem gleichen Grunde des starken Wassermangels kann dort auch die auseinandertreibende Wirkung des Spaltenfrostes selbst da, wo die nächtliche Abkühlung zeitweilig bis unter den Nullpunkt heruntergeht, nur wenig zur Geltung kommen. Dort herrscht in starkem Maße die mechanische Verwitterung durch den in der trockenen und klaren Luft sehr starken Gegensatz der Tageserwärmung und der nächtlichen Abkühlung sowie die Schnelligkeit, mit der sich für alles kahl zutage tretende Gestein infolge der intensiven Wärmeausstrahlung der Übergang von bedeutender Erhitzung zu scharfer nächtlicher Abkühlung vollzieht. Dort findet sich daher vor allem eine starke mechanische Zersplitterung der jedesmaligen äußeren Kruste der Gesteine. Die Ergebnisse dieser Zersplitterung aber unterliegen infolge der durch die Trockenheit bedingten Spärlichkeit dortigen Pflanzenwuchses in hohem Maße der Wegführung aller von den Winden bewegbaren Teile durch letztere¹⁾, während der gröbere, von Winden nicht bewegliche Verwitterungsschutt liegen bleibt und sich aufhäuft. Doch fehlt es auch dort keineswegs ganz an chemischer Verwitterung, und für diese sind — abgesehen von gelegentlichen, wenn auch meist sehr seltenen Regen — auch die oft sehr starken nächtlichen Taufälle von Bedeutung, deren Wasser an den jeweils beschatteten Seiten der Gesteinsblöcke und Felsen natürlich weit weniger schnell als an den von dem grellen Sonnenschein bestrahlten verdampft und daher dort weit mehr als an letzteren zu wirken vermag²⁾.

In den Klimaten mit gemäßigten Temperaturen halten sich mechanische und chemische Verwitterung im ganzen mehr die Wage,

mäßig hohe Temperatur des in den Boden einsickernden Niederschlagswassers werden da alle Lösungs- und durch das Wasser vermittelten Umwandlungsprozesse sehr erleichtert. In den hoch gelegenen Teilen der betreffenden Länder dagegen treten natürlich auch darin die dem Wandel der Temperaturverhältnisse entsprechenden Änderungen ein.

¹⁾ Daher dort und überhaupt in sehr niederschlagsarmen Gebieten das starke Verwehen und schließlich oft völlige Zudecken aller Reste zerstörter oder sonst von ihren Bewohnern verlassener ehemaliger Kulturstätten (vgl. z. B. die vielen verschütteten Ruinen in den regenarmen Teilen Vorder- und Inner-Asiens).

²⁾ Über die gesamten Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen der Wüstengebiete sowie die daraus sich ergebenden Folgen für die Gestaltung der letzteren ist das reich illustrierte Hauptwerk: J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit, 4. Neubearb. Aufl., Leipzig 1924. Siehe ferner S. Passarge, Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens, Verhandl. d. 17. deutsch. Geogr.-Tages zu Lübeck 1909, S. 102—124, Berlin 1910; A. Penck, Die Morphologie der Wüsten, ebenda, S. 125—140, nebst der bezüglichen Besprechung, ebenda, S. XXXIX ff.

je nach der Größe und jahreszeitlichen Verteilung der dortigen Niederschlagsmengen sowie der Höhe und Jahresschwankung der dortigen Temperaturen. Regenreichtum der wärmeren Jahreszeit und eine reichliche Vegetationsdecke begünstigen natürlich auch da entsprechend die chemische Verwitterung. Dagegen befördern beträchtliche Niederschlagsarmut, namentlich der wärmeren Jahreszeit bei hohen Temperaturen der letzteren, sowie andererseits ein häufiges winterliches Schwanken zwischen Frost- und Tauwetter, also häufiger Wechsel von Gefrieren des Wassers in den Gesteinsspalten und Wiederauftauen desselben, entsprechend die mechanische Verwitterung. In den hohen geographischen Breiten aber tritt, ebenso wie auch in allen Hochgebirgsregionen in der Nähe der Schneegrenze die mechanische Verwitterung durch Frostwirkung ganz und gar in den Vordergrund.

Indem die Verwitterung das feste Gestein zertrümmert und teilweise zersetzt, ist sie zugleich von sehr großer Bedeutung für das organische Leben der Erde. Denn dadurch schafft sie für die Pflanzenwelt die geeignete Unterlage, den losen bzw. weichen Boden, in dem die Pflanzen das sie haltende Wurzelgeflecht ausbreiten können und aus dem sie sich mittels der Wurzeln auch mit dem erforderlichen Wasser und den in letzterem gelösten mineralischen Aufbaustoffen versorgen müssen. In diesem losen Boden wirkt die Verwitterung aber auch noch ständig mannigfach fort, indem sie auch dort allerlei Umwandlungen vermittelt sowie mineralische Stoffe weiter aufschließt und so für die Pflanzen aufnehmbar macht. Mancherlei Unterstützung leisten hierbei auch allerlei Tiere, die in den oberen Bodenschichten leben oder dort ihre Gänge und Behausungen graben, dadurch dort das Erdreich auflockern sowie dessen Durchlüftung und das Eindringen des Wassers fördern, andererseits aber auch bei ihrem Absterben durch ihre Zersetzungsprodukte dem Boden weitere Faktoren der chemischen Umwandlung einverleiben¹⁾.

2. Die Abtragung des Verwitterungsschuttes (sowie seine Weiterbeförderung und Weiterverarbeitung).

Als diejenigen Faktoren, die die Abtragung des Verwitterungsschuttes bewirken, kommen neben dem an steilen Hängen erfolgenden einfachen Absturz hier hauptsächlich Wasser und Wind sowie Lawinen und Gletscher in Betracht.

¹⁾ Welche wichtige Rolle hierbei selbst die Regenwürmer spielen, indem sie durch ihre Lebensweise die obere Bodenschicht feuchter Länder nicht nur immer aufs neue ausgiebig durch- und umarbeiten, sondern die erdigen Bestandteile dieser ihrer Wohngebiete auch förmlich durch ihren Körper hindurchgehen lassen und sie dabei in einer für das Pflanzenleben günstigen Weise beeinflussen, hat Ch. Darwin durch eingehende Studien gezeigt.

An einigermaßen steilen Felshängen stürzen die gesamten Verwitterungsprodukte einfach herab und sammeln sich je nach den örtlichen Verhältnissen am Fuße der Hänge zu größeren oder kleineren Schutthalden an¹⁾. Ebenso blasen von kahlen und der Windwirkung stark ausgesetzten Felsengraten und -rücken vielfach Stürme allerlei durch sie bewegbare Verwitterungsbruchstücke herunter, und in den

¹⁾ Ganz anders natürlich die sogenannten „Bergstürze“, richtiger Felsstürze; denn da handelt es sich nicht um ein Um- bzw. Herunterfallen ganzer Berge, sondern um ein katastrophenartiges Abstürzen mehr oder minder beträchtlicher zusammenhängender Gesteinsmassen von hohen Felshängen. Bei den Ursachen der Ablösung dieser bedeutenden Gesteinsmassen dürfte aber meist auch die auseinandertreibende Kraft des in Spalten gefrierenden Wassers mehr oder minder wesentlich mit beteiligt sein. Selbst wenn an der betreffenden Stelle nicht etwa eine schräg zum Tal geneigte Schichtenlagerung besteht und unter diesen Schichten irgend eine (z. B. eine an tonigen Bestandteilen reiche) so beschaffen ist, daß sich auf ihr ohnehin das Sickerwasser staut und infolgedessen dort in ungewöhnlich nassen Jahren leicht die Neigung zu einem gewissen Rutschen der darüber lagernden Schichten entstehen kann, werden sich in den äußeren Teilen von Felsmassen, die hoch und jäh ein Tal überragen, doch leicht Risse bilden, und darunter auch solche, die den festen Zusammenhang mit den dahinter gelegenen Gesteinsmassen lockern. Wenn dann das darin sich einfindende Wasser gefriert und dies sich vielfach wiederholt, so daß aus den anfänglichen Rissen allmählich immer weitere Spalten werden können, so wird dadurch, auch ohne daß es hierzu etwa eines besonderen Anstoßes durch Erdbeben oder dergleichen bedürfte, ganz von selbst die Disposition zu schließlicher Ablösung größerer Massen immer mehr gesteigert. Öfters haben aber auch Unvorsichtigkeiten der Bewohner, wie z. B. das unbedacht-same Anlegen von Steinbrüchen am Fuße steiler Felshänge, zu Felsstürzen bzw. Felsrutschungen mit beigetragen (ebenso wie große z. B. beim Bau von Straßen im Hochgebirge gemachte Einschnitte in den Fuß bedeutender die Hänge überdeckender Schuttmassen dort nicht selten zu gefährlichen und stark verwüstenden Schuttrutschungen Anlaß gegeben haben). Auch ein Unterwaschen des Fußes solcher Hänge durch Flüsse oder Bäche kann zu Felsstürzen und Gesteins- bzw. Schuttrutschungen führen. Bei größeren Felsstürzen werden die betreffenden Gesteinsmassen in ein wirres Haufwerk von Gesteinsschutt und mehr oder minder großen Blöcken zertrümmert, von denen manche unter Umständen eine beträchtliche Strecke weit fortgeschleudert werden können. In tiefer eingeschnittenen Hochgebirgstälern, z. B. der Alpen, kommen da, wo sie von steilwandigen Hängen eingeschlossen sind, namentlich im Frühjahr einzelne Abstürze ansehnlicher Gesteinsmassen mannigfach vor, wenn auch große und sehr verheerende Katastrophen, wie z. B. die von Goldau in der Schweiz, wo im September 1806 mächtige Gesteinsmassen vom Roßberg, östlich des Rigi, auf einer stark durchweichenden Mergelunterlage abrutschten, mit ihren Blockmassen sowie sonstigen Trümmern das Tal weithin überschütteten und mehrere Dörfer zerstörten, sowie der durch unvorsichtige Anlage von Steinbrüchen veranlaßte gewaltige Felssturz von Elm im Kanton Glarus (September 1881) immerhin zu den Seltenheiten gehören (A. Heim, Über Bergstürze, Zürich 1882).

Wüstengebieten mit ihrer dauernd sehr großen Niederschlagsarmut sowie ihrem demgemäß entweder nur minimalen und sporadischen oder ganz fehlenden Pflanzenwuchs spielt, wie schon erwähnt, die Abtragung feinerer Verwitterungsprodukte durch den Wind, der als heftiger Sturm sogar kleinere Steine auf dem Boden mit fortrollen kann, eine sehr bedeutende Rolle. Sehr energisch fegen ferner im Hochgebirge Grundlawinen den auf ihren Bahnen vorgefundenen losen Verwitterungsschutt, und zwar nicht bloß den feineren, sondern auch den groben bis zu beträchtlichen Steinblöcken, zu Tal. Ebenso führen die Gletscher von ihrem Firngebiet ab alles, was an losem Gesteinsmaterial, gleichviel welcher Größe, auf ihren Rücken sowie in und unter ihren Eiskörper gelangt, bis zu ihrem Ende mit sich fort, wobei das, was unter ihnen fortgeschoben wird, zugleich einem beträchtlichen Reibungs- (ja teilweise Zerreibungs-) und Abschleifungsprozeß unterliegt. Die Gletscher und Binneneisdecken der sogenannten Eiszeiten aber müssen, wie die gewaltigen von ihnen herrührenden Ablagerungen zeigen, diese ganze Abtragungs- und Verfrachtungs- sowie Verarbeitungstätigkeit in ungeheuer viel ausgedehnterem und gewaltigerem Maße als die heutigen Hochgebirgsgletscher ausgeführt haben.

Indes in allen nicht ganz niederschlagsarmen oder von ewigem Schnee oder Eis überdeckten Gebieten ist der Hauptfaktor, der im Gebirge und wo sonst die Geländegestaltung es gestattet, das hinreichend zerkleinerte Verwitterungsmaterial von den Höhen zu Tal führt, doch das fließende Wasser. Es handelt sich dabei durchaus nicht bloß um wirkliche und dauernde Bäche. Sondern auch alle stärkeren Regen- und Schneeschmelzwässer, die die betreffenden Verwitterungsprodukte, namentlich auf kahlem oder wenig bewachsenem Boden, vielleicht jedesmal nur ein kleines Stück abwärts befördern, sowie endlich die bei der Schneeschmelze sowie bei starken Regengüssen sich bildenden bloß zeitweiligen großen und kleinen Rinnsale und Wildbäche¹⁾ sind dabei von großer Bedeutung. Letztere können, ebenso wie die dauernden Bäche, bei einigermaßen erheblicher Wasserführung und lebhafterem Gefälle selbst Steine von ansehnlicher Größe mit herunterwälzen, zumal wenn etwa vorher durch irgend eine Verstopfung in ihrem Bette eine Aufstauung entstanden ist und diese dann von dem Drucke der hinter ihr immer mehr angesammelten Wassermengen schließlich mit Gewalt durchbrochen wird²⁾.

¹⁾ Als Wildbäche bezeichnet man in Gebirgen die Bäche, deren Betten nur periodisch, infolge von Schneeschmelze oder heftigen Regen, Wasser enthalten, sonst aber trocken liegen.

²⁾ Sehr gefürchtet sind z. B. in den Alpenländern die sogenannten Murbrüche. Wenn dort nämlich bei ungewöhnlich schnellem Schmelzen großer Schneemassen oder besonders starken Regengüssen die Betten der Wildbäche sich schnell mit verhältnismäßig großen Wassermengen füllen, dann geschieht es häufig, daß diese — zumal wenn dann von den Seitenhängen infolge von Unterwaschung noch allerlei Schutt hinzurutscht —

Die Weiterbeförderung des gesamten von den Höhen abgetragenen Materials in den Tälern und aus den Gebirgen heraus wird von den Bächen und Flüssen je nach dem Maße ihrer Kräfte besorgt. Nur in den Erdgegenden mit sehr trockenem Klima und infolgedessen sehr spärlicher Vegetation, vor allem also in den eigentlichen Wüstengebieten, treten — wenn nicht auch da ab und zu ein ausnahmsweise gefallener seltener Regenguß für kurze Zeit in die etwa vorhandenen sonst trocken liegenden Betten etwas Wasser geführt hat¹⁾ — an die Stelle des fließenden Wassers die Winde und greifen namentlich als heftige Stürme alles auf, was sie fortzuführen vermögen, um die feineren Massen zum Teil hoch in der Luft mit sich weiterzutragen, die gröberen auf dem Boden fortzuschieben oder fortzurollen (vgl. S. 110 und 123f.). In den Gebieten aber, die einst von eiszeitlichen Binneneisdecken überdeckt waren, haben die letzteren, wie schon erwähnt, bei ihrer Bewegung auch gewaltige Mengen von feinem und grobem Gesteinsmaterial weithin von dessen Ursprungsgebieten fortgeführt.

Die Flüsse und Bäche der Täler greifen von dem in ihren Bereich heruntergeführten Abtragsmaterial das auf, was sie nach ihrem örtlichen Gefälle bzw. der Geschwindigkeit ihres dortigen Fließens und ihrem jeweiligen Wasserstande fortzutragen oder auf dem Grunde fortzurollen oder fortzuschieben vermögen. Wo ihre Kraft aber dann jeweils nicht mehr ausreicht, das Größere noch weiter mitzunehmen, da lassen sie es liegen, um es vielleicht später bei höherem Wasserstande aufs neue aufzugreifen, es wieder ein Stück weiterzubefördern, dann abermals liegenzulassen usw. Indem sich dieses wechselnde Mitführen und Wiederliegenlassen bei gröberen und vollends bei ganz groben Materialien

beträchtliche Mengen von Erdreich wie von kleinerem Gesteinsschutt mit-schwemmen, ja selbst große Steine bis zu ansehnlichen Blöcken mit herunterrollen oder -schieben (zumal ja doch die Steine im Wasser so viel an Gewicht verlieren, wie die von ihnen verdrängte Wassermenge wiegt). Wird dann dabei von den Rändern auch allerlei Strauch- und Baumwerk mitgerissen, dann bilden sich ganz besonders hierdurch an engeren Stellen leicht Verstopfungen, die, durch die mitgeführten Stein- und Erdmassen mehr und mehr gedichtet, das nachströmende Wasser samt allem von ihm bewegten Material hinter sich mehr und mehr aufstauen und um so gefährlicher werden können, je länger diese Aufstauung der Wasser- und Schuttmassen dort andauert. Denn wenn dann allmählich der Druck der so angesammelten Wasser- und Schuttmassen so stark wird, daß er schließlich den aufstauenden Wall durchbricht, dann stürzen diese Wassermengen plötzlich in ungeheurem Schwall mit Macht zu Tal, wobei sie nun mit großer Gewalt das aufgesammelte Material mit sich fortreißen und ins Tal schwemmen. Dort häufen sie so unter Umständen gewaltige Schuttkegel an und haben damit öfters ausgedehnte Strecken von Kulturgelände völlig überschüttet und dauernd verwüstet. Man hat daher an manchen Stellen allerlei Verbauungs- und sonstige Arbeiten ausgeführt, um derartigen Gefahren vorzubeugen oder sie doch möglichst abzuschwächen.

¹⁾ Es erscheint sehr fraglich, ob sich selbst von den trockensten Teilen der heutigen Wüsten behaupten läßt, daß es dort überhaupt niemals regne.

unzählige Male wiederholt, können auch sie — selbst wenn im einzelnen Falle bei größeren Steinen die jedesmalige Fortbewegung sich nur auf ein Minimum, ja selbst auf eine bloße Lagenveränderung beschränkt — in längeren Zeiträumen allmählich ansehnliche Strecken weit fortbefördert werden¹⁾. Hierbei ist immer jener schon erwähnte Gewichtsverlust der Steine im Wasser von Wichtigkeit, der — da das durchschnittliche spezifische Gewicht der die uns zugänglichen Teile der Erdrinde hauptsächlich zusammensetzenden Gesteine meist ungefähr 2,7 beträgt — bei voller Bedeckung durch Wasser²⁾ rund etwa ein Drittel ausmacht, so daß die vom Wasser bei der Fortbewegung der Gesteine zu leistende Arbeit dadurch um ein Drittel vermindert wird. Ferner wird, wenn die Steine dabei auf loser und leicht fortführbarer Unterlage ruhen, ihre Fortbewegung durch Lockerung und Unterwaschung dieser Unterlage erleichtert³⁾. Ebenso können, wenn im Frühjahr die winterliche Eisdecke eines Baches oder Flusses aufbricht und in den sich

1) Wenn wir auf sommerlichen Wanderungen in unseren Mittelgebirgen diese Bewegungen der Steine in steinigen Bach- oder Flußbetten beobachten möchten, kann es sich allerdings ereignen, daß wir davon trotz aller Mühe sehr wenig oder auch gar nichts zu sehen bekommen, oder daß höchstens an einer Stelle starken Gefälles gelegentlich aus dem Wasser ein dumpfer Laut hörbar wird, der davon herrührt, daß ein einzelner Stein seine Lage etwas verändert und dabei an einen anderen Stein angestoßen hat. Im Frühjahr dagegen, wenn dort infolge lebhafter Schneeschmelze die Betten der Bäche und Flüsse hoch mit stark fließendem Wasser gefüllt sind, oder auch nach besonders großen Regengüssen, würde von dergleichen erheblich mehr zu sehen und zu hören sein. Indes, wir können uns auch ohnedies leicht überzeugen, daß alle jene Steine im Bach- oder Flußbett sehr vielfältige Bewegungen durchgemacht haben müssen, denn sie sind ja doch alle mehr oder weniger an ihren Seiten glattgeschliffen und an ihren Kanten zugerundet, was nur durch vielfältiges Fortrollen und Fortschieben mit Reibung und Schleifen an anderen Steinen, wie gegebenenfalls auch an hervorstehenden Gesteinsmassen des Bach- oder Flußbettes entstanden sein kann. Jedes frische Bruchstück eines Gesteins hat ja doch rauhfächige Seiten und scharfe Kanten. Sollten sich aber unter all jenen glattgeschliffenen und kantengerundeten Steinen einzelne mit rauhen Flächen und scharfen Kanten finden, dann würde das nur ein Beweis dafür sein, daß diese noch nicht sehr lange dort im Bach- oder Flußbett liegen, jedenfalls noch nicht viel dort fortbewegt sind.

2) Es macht also namentlich bei größeren Steinen für ihre Fortbewegungsmöglichkeit einen erheblichen Unterschied, ob sie bei niedrigem Wasserstand teilweise aus dem Wasser hervorragen, und um wieviel, oder bei hohem ganz von Wasser bedeckt sind, da die Gewichtsverminderung natürlich stets nur für den im Wasser befindlichen Teil stattfindet.

3) Überdies wirken, worauf J. Walther (Geologie der Heimat, 2. Aufl. S. 47, Leipzig 1921) richtig hinweist, die kleinen Gerölle im Bette eines heftig strömenden Wasserlaufes „wie ein Kugellager, auf dem selbst gewaltige Blöcke dahingleiten“, natürlich stets durch unzählige zu Zeiten hohen Wasserstandes erfolgende einzelne Rucke, von denen jeder sie um ein ganz kleines Stück vorwärts bringt.

bildenden und fortschwimmenden Schollen allerlei darin eingefrorene größere Steine haftenbleiben, diese Schollen, da das Eis ja doch leichter ist als Wasser, für die Steine sozusagen als Schwimmgürtel wirken und sie auf diese Weise eine Strecke weit schwebend mit forttragen. Im übrigen aber werden die Steine ja doch durch die bei ihrer teils rollenden, teils schiebenden Fortbewegung und in allem Zusammenstoßen mit anderen Steinen unablässig erfahrene Reibung allmählich auch immer kleiner, also nach und nach immer leichter transportierbar.

Wo die gröberen Materialien in den Bach- und Flußbetten zeitweilig liegenbleiben müssen, weil dort Bewegung und Menge des Wassers zu der betreffenden Zeit nicht stark genug sind, um sie noch weiter zu transportieren, können feinere immer noch weiter befördert werden, und die einfach schwebend fortgetragenen, besonders die nur als feinste Trübung des Flußwassers erkennbaren, kommen erst da zum Niedersinken, wo die Bewegung des Wassers zeitweilig oder dauernd ganz oder so gut wie ganz zur Ruhe kommt, also namentlich in Seen und in ruhigem Meere.

Der mannigfachen Reibung, die die gröberen Geschiebe bei diesem Transport in fließenden Gewässern erleiden, sowie der bei immer erneuter Wiederholung aus ihr sich ergebenden Glattschleifung und Kantenrundung wurde bereits gedacht. Eben weil diese Geschiebe dabei vielfach gerollt, jedenfalls bald auf die eine, bald auf die andere Seite gelegt werden, betrifft diese Glattschleifung und Zurundung meist alle Seiten der betreffenden Steine. Sie erstreckt sich aber ebenso auch auf das feinere Material, und jedenfalls werden auch alle so fortbewegten Sandkörner gleichfalls auf solche Weise geglättet und abgerundet¹⁾.

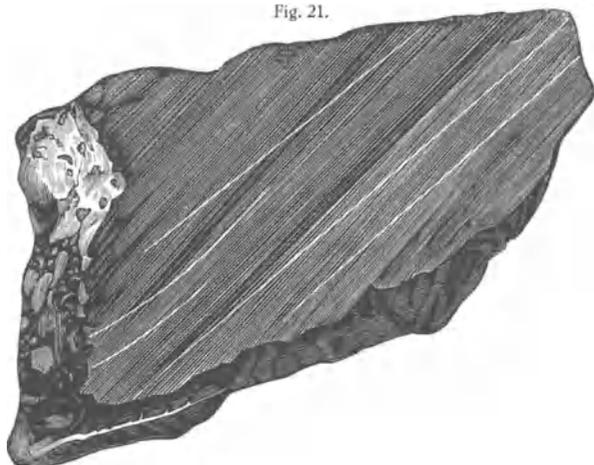
Anders stellen sich die Reibungsvorgänge und ihre Wirkungen bei denjenigen Steinen, die unter Gletschern von dem Eiskörper der letzteren selbst fortgeschoben werden²⁾. Denn da werden die betreffenden Steine nicht wie in Bächen oder Flüssen fortgerollt bzw. vielmalig von einer Seite auf eine andere umgelegt und infolgedessen schließlich mehr oder weniger allseitig geglättet und an allen Kanten zugerundet. Sondern so, wie sie unter dem Eiskörper, mehr oder weniger mit dem-

¹⁾ Die gleiche allseitige Schleifung und Zurundung der Steine erfolgt natürlich auch sonst überall, wo dieselben ebenfalls einer vielfältigen Rollung ausgesetzt sind, also in der Brandung am Rande größerer Seen und besonders an sandigem, steinigem oder felsigem Meeresufer, ebenso in sandiger oder steiniger Wüste, soweit sie dort von Stürmen fortgerollt werden.

²⁾ Sehr zu unterscheiden von den Steinen, die zwar ebenfalls unter dem Gletscherkörper, aber im wesentlichen ohne Berührung mit dem letzteren durch die unter ihm gesammelten Schmelzwässer fortbewegt werden, bei denen also der Vorgang kaum anders als bei der Fortbewegung in gewöhnlichen Bächen ist.

selben fest zusammenhängend liegen, werden sie auf dem Untergrunde fortgeschoben, und nur, wenn sie dabei an andere Steine oder an Unebenheiten des felsigen Gletscherbettes anstoßen, kann dadurch eine Abreibung ihrer betreffenden Kanten oder unter Umständen selbst eine Umlegung auf eine andere Seite, die dann weiter der einseitigen Glattschleifung unterliegt, stattfinden. Jedenfalls erfolgt bei ihnen immer nur eine Ab- und Glattschleifung auf der Seite, auf der sie liegen und über den Untergrund hingeführt werden, also die Ausbildung einseitiger Schlißflächen, die überdies, namentlich bei

Fig. 21.



Einseitig glatt geschliffenes und gekritztes Kalksteingeschiebe vom Grunde des Rosenlaugletschers (Berner Alpen).

weicheren Gesteinen, häufig mit Systemen paralleler Kritzen bedeckt sind, Anzeichen der Richtung, in der sie jeweils unter dem Gletscher fortgeschoben wurden (vgl. Fig. 21). Bleiben sie dabei immer auf derselben Seite liegen, so bildet sich nur eine Schlißfläche aus, werden sie dagegen unterwegs auf eine andere Seite umgelegt, so erhalten sie nun auf dieser eine neue Schlißfläche usw. Die Steine dagegen, die lediglich im Innern des Gletscherkörpers¹⁾ oder auf dem Rücken des letzteren talabwärts getragen werden, erfahren hierbei

¹⁾ Es ist das wohl hauptsächlich Verwitterungsmaterial, das von den umgebenden Felsmassen in die Firnmulden gefallen und dort durch immer neue darübergefallene Firnmassen allmählich tief eingebettet ist, so daß es sich schließlich inmitten der talabwärts gleitenden Gletschermasse befindet. Doch kommt dazu auch anderes, das unterwegs in Spalten des Gletschers gefallen ist, ohne bis auf den Grund desselben hindurch zu gelangen.

gar keine Reibung und Schleifung, bleiben daher ganz rauhfächig und scharfkantig¹⁾. (Weiteres hierüber siehe später bei der Erörterung über Gletscher und eiszeitliche Vorgänge).

3. Die Ausnagungs-(Erosions-)Vorgänge.

Hier handelt es sich um die Kräfte bzw. Vorgänge, die auf der Erdoberfläche die Einschnitte und Eintiefungen bewirken. Wir unterscheiden dabei a) die Vertikal- und b) die Horizontaleinschnitte.

a) Entstehung der Vertikaleinschnitte (Tiefen-Erosion). Für die erste Entstehung von Vertikal-, also Tiefeneinschnitten kommen — abgesehen von den bereits S. 27ff. behandelten großen Senkungs- und Einbruchsvorgängen — auch alle die mannigfaltigen vertikal gerichteten Verwerfungsklüfte und Spalten in Betracht, die sich bei sonstigen Verschiebungen in der Erdrinde, namentlich auch bei lebhaftem Seitendruck durch Zerreißen zu starker Spannungen, z. B. bei Biegungs- und Faltungsprozessen bildeten und an der Erdoberfläche hervortraten. Ebenso die an Vulkanen und in deren Umgebung häufig entstehenden Risse und Spalten sowie diejenigen, die sich öfters bei Erdbeben, vulkanischen wie nichtvulkanischen, im Boden auftun usw. In allen solchen, gleichviel wie entstandenen Spalten der Erdoberflächenbildungen sammelte sich natürlich Wasser, und wenn sich dort ein Gefälle darbot, so daß das Wasser darin fließen konnte, dann arbeitete es, je nach seiner Menge sowie der Größe jenes Gefälles und den sonstigen Verhältnissen, diese Furchen wohl vielfach weiter aus. Für eine beträchtliche Reihe von Tälern in Gebirgen dürfte, als die letzteren sich noch in den frühesten Stadien ihrer Entwicklung befanden, zuerst auf eine derartige Weise sozusagen der Ursatz, der den Weg der Weiterarbeit bestimmte, geschaffen sein. Aber der Hauptfaktor für die Schaffung und Weiterbildung der Vertikaleinschnitte der Landoberfläche ist immer die Erosionstätigkeit des fließenden Wassers gewesen und ist es auch weiter fort und fort.

Tiefenerosion des fließenden Wassers. Wo dieses an der Erdoberfläche, von den höheren Teilen zu tieferen rinnend, einmal seinen Weg genommen — gleichviel, ob er örtlich durch Spalten, Verwerfungsklüfte oder durch tektonische Mulden in dieser Weise besonders vorgezeichnet bzw. erleichtert oder lediglich entsprechend der allgemeinen Oberflächenabdachung des betreffenden Gebiets sowie der Örtlichkeit so gewählt wurde —, da ist es bestrebt, je nach Umständen seine Rinne mehr und mehr einzunagen. Diese Rinne schneidet es überall um so tiefer in die Umgebung ein, je stärker daselbst das örtliche Gefälle und

¹⁾ Das bei allen erwähnten Reibungsprozessen entstehende Gesteinspulver aber wird selbstverständlich ebenfalls von den Bächen und Flüssen fortgetragen. Besonders reichlich entsteht es durch die Reibung der Gesteine unter den Gletschern sowie die Abreibung des Gletscherbettes selbst, wodurch sich die vielfach als „Gletschermilch“ bezeichnete Trübung der Gletscherbäche ergibt.

je größer dort die Wassermenge ist¹⁾. Dafür bildet auch das härteste Gestein höchstens eine Erschwerung und Verlangsamung, aber kein dauerndes Hindernis, ebensowenig wie diese Einschneidungstätigkeit da fehlt, wo, wie in den Wildbächen der Gebirge oder vollends in den meist wasserlosen Flußbetten der sehr niederschlagsarmen Gebiete überhaupt nur selten und dann nur auf kurze Zeit Wasser fließt. Nur wo das Gefälle gar zu gering wird, hört die weitere vertikale Einschneidungstätigkeit der Flüsse und Bäche auf. Jedenfalls darf man im allgemeinen annehmen, daß die Täler der Gebirge, wenigstens in der Erscheinung, in der sie uns heute entgegentreten, wesentlich der Tätigkeit des fließenden Wassers entstammen. Selbst wo zu ihrer Anlegung bzw. zur Bestimmung der Stelle und des Verlaufes der talbildenden Ausnagungstätigkeit zuerst durch Verhältnisse der vorgenannten Art der Weg vorgezeichnet war, dürfte heute — abgesehen von ganz neu entstandenen Tälern in losen vulkanischen Ablagerungen der allerjüngsten Vergangenheit — infolge der sonst fast überall weit vorgeschrittenen Abtragung aller Erhöhungen der Landoberfläche von diesen ersten Ansätzen zur Entstehung der heutigen ausgebildeten Täler schwerlich noch irgend etwas Nennenswertes erhalten geblieben sein.

Hinsichtlich des Vorgangs der vertikalen Einschneidungstätigkeit der Flüsse und Bäche ist zu unterscheiden: 1. die Arbeit, die das Wasser dabei unmittelbar durch Stoß, Reibung bzw. Nagung sowie Auswaschung und Wegnahme loser Teile des Untergrundes ausführt; sie ist natürlich besonders deutlich in die Augen fallend und sehr wirksam in losem Boden, wo sie bei lebhaftem Gefälle und Hochwasser oft sehr schnelle Wirkungen auszuüben vermag; 2. die Reibung von mitgeführtem Sand und besonders von Geschieben an dem Grunde, wobei auf felsigem Grunde sowohl eine Abreibung des letzteren als der über ihn hinbewegten Geschiebe erfolgt. Diese Art der Vertikalerosion ist natürlich auch unter den dafür günstigsten Verhältnissen minder harten Gesteins sowie lebhaften Gefälles und reichlicher Wassermenge sehr viel langsamer als die erstgenannte. Indes auch die im einzelnen meist ganz minimalen, nur bei Hochwassern zeitweilig entsprechend verstärkten Beträge solcher Abreibung felsigen Untergrundes können sich, wenn die letztere unablässig so weitergeht, im Laufe langer Zeit-

¹⁾ Auf jeder einzelnen Strecke eines Wasserlaufs kommt für die Tiefe seiner Einschneidung auf die Größe des dort vorhandenen örtlichen Gefälles außerordentlich viel an. Das letztere kann selbst in Gebirgen, namentlich größeren, wie jeder sich z. B. auf Alpenwanderungen überzeugen kann, auf den verschiedenen Teilstrecken eines und desselben Flusses ein sehr verschiedenes starkes und besonders in längeren Tälern streckenweise ein verhältnismäßig sanftes sein, worauf aber später auch wieder steileres Gefälle folgen kann. Die so geringe Einschneidung unserer norddeutschen Flachlandsflüsse ist lediglich die Folge ihres dortigen so schwachen Gefälles. Sie würde sich ganz anders stellen, wenn durch Hebung des Landes oder Senkung des Meeresspiegels dort das Gefälle ein wesentlich größeres würde.

räume zu sehr beträchtlichen Wirkungen summieren. Überdies kommt dabei, je nach Umständen, noch verschiedenes unterstützend hinzu.

Erstlich kann in Gebieten mit Winterfrost natürlich auch auf der Sohle felsiger Fluß- oder Bachbetten, bei denen das Wasser in etwaige Gesteinsspalten dringt und in diesen zur Zeit niedriger Temperaturen gefriert, ebenfalls die früher besprochene Wirkung des Auflockerns und Zerspaltens, namentlich der äußeren Gesteinskruste, durch solchen Spaltenfrost eintreten. Sodann ist besonders für die allmähliche Überwindung bzw. Verringerung des Widerstandes härterer, die Fluß- oder Bachbetten durchquerender Felsbänke ein Faktor von Bedeutung, daß in Vertiefungen oder vor allerlei Höckern derselben namentlich bei niedrigem Wasserstande häufig Geschiebe festgehalten werden, die dort aber nicht ruhig liegenbleiben, sondern durch die darüber hin und daran vorbei gehende Wasserbewegung mindestens zeitweilig gehoben, in ihrer Stellung verschoben oder gedreht werden, ähnlich wie dies bei den sogenannten „Gletschermühlen“ der Fall ist. Dadurch scheuern sie in die betreffenden Felsbänke allmählich rundliche Vertiefungen (die sogenannten Strudellöcher), die, zunächst nur flach, in vielmaliger Wiederholung dieser Bewegungen allmählich immer weiter eingbohrt werden und auch ihrerseits, zumal wo diese Vorgänge in ausgedehntem Maße (d. h. durch Einbohrung einer Anzahl solcher Strudellöcher) stattfinden, dazu beitragen, die Gesamterosion an solchen Stellen zu fördern.

Wo aber in felsigen Fluß- oder Bachbetten das Wasser über härtere Gesteinsbänke in kleinen oder auch großen Wasserfällen herunterspringt, da hilft außerdem, je nach Umständen, noch ein anderes mehr oder weniger mit an der Beseitigung des durch solche Bänke gebildeten Hindernisses einer gleichmäßigen Tiefenerosion. Denn wenn in solchen Fällen die betreffenden Wassermengen wirklich senkrecht herabstürzen und nicht etwa auf sehr schräger Bahn hinunterlaufen, dann fließen sie, unten angekommen, nicht etwa sämtlich gleich im Bette abwärts weiter. Sondern bei dem Aufprall am Fuße des Falles teilen sie sich so, daß ein Teil zunächst heftig rückwärts gegen die Unterlage der Gesteinsbank, die den Fall bedingt, geworfen wird. Dadurch wird der Fuß der letzteren dort allmählich mehr oder weniger unterwaschen, und die Folge davon ist, daß über dieser Unterhählung in dem Maße, als sie stärker wird, von oben her mehr und mehr Gestein nachbricht und der Fall demgemäß allmählich flußaufwärts zurückschreitet¹⁾.

¹⁾ Im allergrößten Stile zeigt sich dies z. B. bei dem gewaltigen, durchschnittlich etwa 45 m hohen Niagarafall, bei dem dieser Vorgang noch dadurch besonders begünstigt wird, daß unter den dort die obersten Lagen bildenden, etwa 25 m mächtigen harten Kalksteinbänken sich weichere und jener Auswaschung geringeren Widerstand entgegengesetzte Mergel- und Tonschiefergesteine befinden. Da ist deutlich erkennbar, wie weit dort dieses allmähliche Rückwärtsschreiten des Falles bereits stattgefunden haben muß, und es ist festgestellt, um welchen Betrag es seit der ersten

Tiefenerosion der Gletscher. Vermag die Tiefenerosion der fließenden Gewässer selbst ganz schmale Rinnen einzuschneiden, so arbeitet dagegen diejenige der Gletscher mit ihrem Eiskörper nur in breiterer Fläche, soweit der letztere eben auf der Sohle seines Bettes aufliegt, und nur die unter ihm sich sammelnden Schmelzwasser können ebenso wie andere Rinnsale und Bäche auch schmale Furchen im Untergrunde ausnagen¹⁾. Bei der Tiefenerosion der Gletscher ist zu unterscheiden zwischen der Einwirkung, die sie mit ihrem Eiskörper selbst ausüben, indem dieser sich unmittelbar über den Untergrund hin fortbewegt, und derjenigen, mit der sie den letzteren dadurch bearbeiten, daß sie die mehr oder minder fest in sie eingebackenen oder doch von ihnen fortgeschobenen Gesteinsmassen der Grundmoräne, die hierbei sowohl selbst abgerieben werden als die Sohle des Gletscherbettes abreiben, mit sich über die letztere hinbewegen. Verstärkt wird diese gesamte Wirkung naturgemäß durch den Druck, den das Gewicht der jeweils darüberliegenden Eismasse ausübt, der also überall von der örtlichen Mächtigkeit der Gletscher abhängen und daher bei den gewaltigen Gletschern der Eiszeiten sehr viel stärker gewesen sein muß als bei den heutigen Gletschern der außerpolearen Gebiete. Ferner muß in dem Maße, wie auf der Sohle des Gletscherbettes ein Wechsel von Auftauen und Wiedergefrieren des in etwa dort vorhandenen Gesteinspalten und -spältechen befindlichen Wassers eintritt²⁾, auch hier die

dortigen europäischen Ansiedlung erfolgt ist, wenn auch die Angaben über den Betrag des noch jetzt stattfindenden durchschnittlichen jährlichen Zurückschreitens (das wohl überhaupt kein ganz genau gleichmäßiges sein dürfte) etwas voneinander abweichen. Was aber in riesenhaften Dimensionen dort augenfällig hervortritt, findet dem Grundvorgang nach auch bei allen anderen Wasserfällen, einschließlich derjenigen kleiner Bäche, statt.

¹⁾ Über die Wirkungen der Gletscher auf den Untergrund siehe neben den betreffenden Abschnitten der Handbücher der Geologie sowie A. Supan, Grundz. d. phys. Erdk., 5. Aufl. 1911, S. 547ff., vor allem A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde, S. 371ff., Stuttgart 1885; vgl. auch H. Hess, Die Gletscher, S. 185ff., Braunschweig 1904, sowie den Abschnitt „Gletschererosion“ in P. Wagner, Grundfragen d. allg. Geologie, 2. Aufl. 1919, S. 127ff.

²⁾ Nach der Meinung von A. Heim, einem der gründlichsten Kenner aller Gletschererscheinungen, ist jedoch dieser Faktor bei den Gletschern nur von geringerer Bedeutung. „Daß unter dem Gletscher die Verwitterung nahezu stagniert,“ sagt er (Gletscherk., S. 387f.), „ist einleuchtend, denn die wesentlichsten Verwitterungsfaktoren fehlen dort: es fehlt der intensive häufige Temperaturwechsel, der durch wechselnde Spannungen zwischen oberster und tieferer Gesteinsrinde lockernd wirkt; die Bodentemperatur ist mit seltenen Ausnahmen konstant zwischen 0° und etwa + 1°, dementsprechend tritt die Frostwirkung viel spärlicher auf. Unter mächtigen Gletschern tritt das ganze Jahr niemals Frost ein. Selbst im Winter ist die Unterfläche einige Meter vom Ende einwärts naß. Wenn bei kleineren Gletschern im Winter Eis und Sohle zusammenfrieren, so bleiben sie monatelang unverändert in diesem Zustand, während draußen im Winter wie im

früher erörterte auseinandertreibende Wirkung des Spaltenfrostes durch Zertrümmerung der Gesteinsoberfläche des Gletscherbettes die Erosion unterstützen. Doch besteht beträchtliche Meinungsverschiedenheit darüber, ob die Gletscher, alles in allem genommen — abgesehen von jenem allgemeinen Abreibungsprozeß, der natürlich auch schon für sich allein im Laufe der Zeit zugleich eine entsprechende Vertiefung ihres Felsenbettes zur Folge haben muß — imstande sind, das letztere

Fig. 22.



Aus dem Gletschergarten in Luzern. (Von einem eiszeitlichen Gletscher glatt geschliffene und geschrammte Felsoberfläche mit Gletschergeschieben.)

auch sonst noch in wirklich beträchtlichem Maße durch Abreißen und Mitnehmen von Gesteinsteilen desselben sozusagen auszuschaufeln und zu vertiefen, wenn ihnen nicht etwa durch ganz besonders mürbe Beschaffenheit des unterwegs vorgefundenen Gesteins örtlich diese Arbeit sehr erleichtert wird. Während manche Glazialforscher der Ansicht sind, daß namentlich den gewaltigen Gletschern der Eiszeiten (vgl. Fig. 22) in hohem Grade nicht bloß die allgemeine Ausarbeitung und Ausschleifung, sondern auch die Tiefenausnagung ihrer Täler zugeschrieben werden müsse, sind andere der gegenteiligen Meinung, die

Sommer die Temperatur fast alltäglich durch 0° hindurch schwankt. Die Annahme mancher Gletschertheoretiker, daß unter dem Gletscher die Frostwirkung jeden Augenblick eintreffen könne und gewaltige Zerstörung erzeugen müsse, ist ein bloßes Phantasiegebilde“ usw.

A. Heim (a. a. O. S. 389) in die Worte zusammenfaßt: „daß in der gesamten Masse der talbildenden Wirkung der Gletscher notwendig weit hinter dem fließenden Wasser zurücksteht, und daß Vergletscherung relativem Stillstand in der Talbildung gleichkommt“. Jedenfalls äußert sich die Gletschererosion überall in einer beträchtlichen Glattschleifung des von dem Gletscher überschrittenen anstehenden Gesteins, oft unter Überdeckung der so geschliffenen Flächen des letzteren mit Systemen paralleler Kritzen, die von den in die Unterfläche des Gletscherkörpers eingefrorenen oder doch von demselben mit fortgeschobenen Gesteinsbrocken herrühren und die Richtung anzeigen, in der diese durch den Gletscher über die feste Unterlage hin bewegt worden sind. Alles Scharfkantige bzw. Eckige des Untergrundes wird dabei zugerundet, und nur bei Felshöckern im Gletscherbett entsteht dabei ein Unterschied zwischen ihrer Stoß- und ihrer Leeseite, indem sie auf der ersteren eine sanftere, zugerundete und geglättete, gegebenenfalls geschrammte, auf der talwärts gelegenen Seite (Leeseite) dagegen eine steile, unebene, wenig geschliffene Böschung, öfters mit rauen Verwitterungs- und Abbruchflächen zeigen, ebenso wie der Gletscher auch in solchen Vertiefungen und Spalten, in die er vermöge der größeren Steifheit seiner Masse nicht so, wie es rinnendes Wasser vermag, hineingreifen kann, rauhe Flächen läßt.

Im Vergleich zur Tiefenerosion des fließenden Wassers aber entsteht auch insofern noch ein erheblicher Unterschied, daß, während bei letzterem die Fähigkeit zur Tiefeneinnagung da aufhört, wo aus Mangel an Gefälle das Fließen zur Ruhe kommt oder zu schwach wird, die Bewegung eines Gletschers unter Umständen auch durch Vertiefungen des Bettes hindurch wieder in die Höhe gehen, also auch in solchen Vertiefungen noch eine Erosion ausüben und dort unter Umständen Becken aushöhlen kann, wenn der von den höhergelegenen Ausgangsgebieten der Gletscherbewegung her durch den Höhenunterschied und die Masse des Eises wirkende Druck stark genug ist, solches Wiederaufwärtssteigen des Eiskörpers durch die Vertiefung hindurch zu erzwingen¹⁾.

Tiefenerosion der Winde. Auch durch Winde kann eine gewisse Tiefenerosion stattfinden, aber in größerem Ausmaß in der Regel nur in solchen Erdgegenden, die dauernd oder während eines großen Teiles des Jahres sehr niederschlagsarm sind und in denen die losen und leichteren Bodenoberflächenteile nicht durch eine dichtere Vegetationsdecke festgehalten werden, ganz besonders also in ausgesprochenen Wüstengebieten. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß die Winde in dieser sozusagen ausschauelnden Arbeit nicht wie das Wasser an irgend ein Gefälle des Bodens oder einer bestimmten Talfurche

¹⁾ Vgl. z. B. auch, wie in den Eiszeiten die von den hohen Ausgangsgebieten ihrer Bewegung in Skandinavien herkommenden Eismassen nach Durchschreitung der Ostsee in Norddeutschland wieder aufwärts bis zum Rande unserer deutschen Mittelgebirge gestiegen sind.

gebunden sind, daß sie darin vielmehr sowohl nach abwärts wie auch nach aufwärts wirken können. Ebenso, daß auch bei ihnen für die Tiefenerosion neben ihrer unmittelbaren Stoßkraft zugleich die Reibung mittels der von ihnen mitgeführten Sand- und sonstigen Massen kleinerer Gesteinsteile ein wichtiger Faktor ist. Ihre Wirkung ist dabei naturgemäß im allgemeinen eine wesentlich flächenhafte. So können sie unter dafür geeigneten Boden- und sonstigen Verhältnissen auch mehr oder minder flache wannenartige Bodeneintiefungen schaffen. Ebenso aber können sie in gebirgigen Trockengebieten, indem sie von dem an den Hängen wie in den Tälern angehäuften Verwitterungsschutt — zumal mit ihrer bei jeder Einengung ihrer Bahnen gesteigerten Stoßkraft — jedesmal die für sie bereits genügend zerkleinerten und fortführbaren Massen kräftig herausblasen und durch solche Freilegung den weiteren Zerfall des Gröberen unterstützen, auch erheblich an der weiteren Fortbildung dieser Täler mitwirken. In den durch mehrere Monate des Regens entbehrenden Lößgebieten des nördlichen Chinas haben die Winde nach Ferd. v. Richthofen manche Straßen dadurch, daß sie während der trockenen Jahreszeit dort immer große Teile des durch das Fahren der Wagen stark aufgelockerten, ohnehin sehr mürben Bodens als Staub hinauswehten, im Laufe langer Zeiträume geradezu in Hohlwege von bis zu 30 m Tiefe verwandelt¹⁾.

b) Entstehung der Horizontaleinschnitte (Seitenerosion). Faktoren der Horizontalerosion sind außer den fließenden Gewässern und den Gletschern die Brandungswellen am Rande der großen stehenden Gewässer, vor allem des Meeres, endlich in geographisch minder bedeutensamen Maße auch die Winde.

Die Flüsse und Bäche, einschließlich der nur zeitweilig fließenden bis zu den kleinsten Rinnsalen, benagen je nach der Stärke ihres Fließens und der Höhe ihrer Wasserführung auch ihre Ufer, und zwar da, wo sie Schlangenwindungen gebildet haben, jedesmal hauptsächlich auf der Konvexseite des Flußbogens [also auf der konkaven Uferseite]²⁾.

¹⁾ F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende, S. 437.

²⁾ Wer die oft sehr seltsamen Schlangenwindungen („Serpentinen“, auch „Mäander“ genannt, nach dem Flusse dieses Namens auf der Westseite Kleinasiens) der Bäche und Flüsse zuerst in Gebirgen betrachtet, kommt zunächst leicht auf den Gedanken, daß dabei die Rücksicht auf allerlei stärkere Gesteinswiderstände, denen der Wasserlauf dort auszuweichen genötigt war, das Entscheidende gewesen sein müsse. In einer Reihe von Einzelfällen kann dieser Grund dort auch tatsächlich zutreffen. Indes wir sehen ja höchst seltsam gewundene und vielgestaltige Netze solcher Serpentinien sogar am allermeisten in flachen und ganz aus losem Boden zusammengesetzten Geländen mit sanftem Gefälle, wo nicht im geringsten irgendwelche Verschiedenheiten in der Widerstandskraft des zu durchschneidenden Erdmaterials vorlagen, die zu allerlei örtlichen Ausbiegungen Anlaß geben konnten. Die allgemeinen Gründe jener Bildungen können also keinesfalls lediglich in Verschiedenheiten der Stärke von Gesteinswiderständen liegen. Sondern sobald aus irgend einem Grunde —

Wo dann die Ufer hierdurch unterwaschen oder durch die Benagung ihres Fußes zu steil geworden sind, da stürzt, je nach der Konsistenz des betreffenden Materials, von oben das, was so nicht mehr genügend Halt hat, nach. Auf solche Weise sowie durch die im Laufe der Zeit vielfältige Veränderung der Schlangenwindungen und die bei Hochwassern und Überschwemmungen erweiterte Ausdehnung der Benagungszone nebst der dabei leicht erfolgenden Ausbildung von Seitenarmen, die sich teilweise auch dauernd erhalten, arbeiten dann die Flüsse und Bäche, je nach Umständen, zugleich an der Ausweitung ihrer Täler.

Durch ihre Tiefen- und Seitenerosionstätigkeit sind die Flüsse und Bäche schlechterdings die Hauptfaktoren der Talbildung. Auch wo durch Spaltenbildung, Verwerfungsklüfte, tektonische Mulden oder dergleichen der erste Anlaß für die Bildung eines Wasserlaufes gegeben und der erste Weg für denselben vorgezeichnet war, ist doch die eigentliche Ausgestaltung des betreffenden Tales sowie dessen Weiterentwicklung wesentlich das Werk der Flußerosion gewesen, die auch ohne solche Erleichterung des ersten Anfangs da, wo sich, einfach der Oberflächenabdachung folgend, ein Wasserlauf entwickelt, unter der Voraussetzung ausreichenden Gefälles zu der gleichen Leistung imstande ist. Sie arbeitet daran auch fortwährend weiter, rastlos bestrebt, soweit die Gefällsverhältnisse es ermöglichen, das Tal bzw. die einzelnen Teilstrecken desselben tiefer und tiefer einzuschneiden, auch die allgemeine Abdachung des Flußbettes immer gleichmäßiger zu gestalten usw. Sie erlahmt hinsichtlich der Tiefeneinschneidung erst mehr und mehr, wenn das Gefälle der betreffenden Strecke dafür zu gering geworden ist, während dabei die Seitenerosion noch immer weiter fortgehen kann. Indes auch eine vorher erlahmte Tiefeneinschneidung kann aufs neue wieder lebendig werden, wenn entweder das betreffende Gebiet selbst im Vergleich zu demjenigen, wohin der

selbst einem geringfügigen, wie z. B. einer bei der letzten Hochwasserführung des betreffenden Baches oder Flusses abgelagerten Bank von Sand oder Kies — in einer ursprünglich geradlinigen Wasserlaufstrecke der sogenannte Stromstrich, d. h. die Linie der größten Oberflächengeschwindigkeit der Wasserteilchen gegen eins der beiden Ufer, sagen wir das rechte, gelenkt wird, hat das an der Stelle seines dortigen Anpralls eine verstärkte Uferbenagung zur Folge. Zugleich aber wird er nun von dort weiter durch Reflexion unter entsprechendem Winkel gegen das entgegengesetzte Ufer, also das linke, getrieben, wo sich das gleiche wiederholt. So entsteht ein in der Folge fortwährend wechselndes Treiben des Stromstrichs jetzt gegen das rechte, dann gegen das linke Ufer und so fort unter jedesmaliger stärkerer Benagung des Anprallufers, das dadurch mehr und mehr rundlich ausgegnet wird. Das ist der Anfang der Serpentinbildung, die dann gerade in losem, keinerlei Verschiedenheiten von Gesteinswiderständen darbietendem Boden bei verhältnismäßig langsamem Fließen eine besonders starke Entwicklung mit Ausbildung immer stärker gebogener und sich mannigfach ändernder Schlingen nimmt usw., während dergleichen bei starkem Gefälle durch den kräftigen flußabwärts gerichteten Zug überwogen wird und daher dort weniger zur Ausbildung kommt.

Fluß fließt, durch Hebung in ein höheres Niveau rückt, oder aber das letztere Gebiet bzw. der Meeresspiegel sich senkt, oder auf andere Weise, z. B. infolge Durchnagung einer das Gefälle einer Talstrecke bisher hemmenden harten Felsmasse oder dergleichen, dort wieder ein lebhafteres Gefälle entsteht.

Durchbruchstäler. Mit der Tatsache, daß, wie alle Flußentwicklung überhaupt, so auch alle Flußerosion das Vorhandensein eines entsprechenden Gefälles voraussetzt, scheint die Entstehung der sogenannten Durchbruchstäler¹⁾ im Widerspruch zu stehen, bei denen Flüsse, obwohl aus niedrigeren Gebieten bzw. aus niedrigerer Umgebung herkommend, durch vorgelagerte Gebirge oder doch durch beträchtliche Bodenschwellen hindurch ihren Weg nehmen, während sich an letzteren zugleich der Beweis²⁾ erbringen läßt, daß sie dort einst tatsächlich in wesentlich größerer Höhe geflossen sein müssen³⁾. Besonders eigentümlich und in Anbetracht der heutigen Reliefverhältnisse der betreffenden Gebiete noch schwerer verständlich wird die Sache, wenn sich, wie es öfters der Fall ist, eben nach der heute dort vorhandenen Reliefgestaltung in unmittelbarer Nähe des Eingangs der mehr oder minder engen und tief eingeschnittenen Durchbruchstäler Wege dargeboten hätten, die zu benutzen weit bequemer bzw. mit weit geringeren Hindernissen verbunden gewesen wäre⁴⁾. Für alle derartigen Bildungen würde es unmöglich sein, sie in ihrer Gesamtheit durch eine einheitliche Theorie erklären zu wollen. Vielmehr muß jedes einzelne

¹⁾ F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende, S. 650, zieht dafür den Namen „Durchgangstäler“ vor, da die Bezeichnung als „Durchbruchstäler“ eine Theorie der Entstehung in sich schließe.

²⁾ Dieser Beweis wird erbracht durch dortiges Vorhandensein zweifelloser und intakter Flußkies- und Geröllablagerungen in mehr oder minder hoher Lage über dem heutigen Flußbett, die nur einem einst höheren Niveau des betreffenden Flußbettes entstammen können.

³⁾ Vgl. z. B. das Tal der Elbe durch das Elbsandsteingebirge, der Weser durch die Porta Westfalica, des Rheins quer zum Schichtenstreichen durch das Rheinische Schiefergebirge, der Maas durch die Ardennen; aber ebenso auch die wesentlich in dem Streichen der Schichten verlaufenden Täler der unteren Lahn und der unteren Mosel durch das Rheinische Schiefergebirge. Ferner das Tal des Mains zwischen Spessart und Odenwald, des Neckars durch den südlichen Odenwald, der Altmühl durch den Fränkischen Jura, der Donau durch die Rauhe Alb; ebenso allerlei Durchbrüche der Donau durch Vorsprünge des Böhmisches Massivs, sowie ihre Durchbrüche bei Preßburg, bei Waitzen, ferner durch das Banater Gebirge und das Eiserne Tor. Ferner den Durchbruch des Alt durch die Transsylvanischen Alpen, des Isker durch den Balkan, oder in Spanien den Durchbruch des Ebro durch das Katalonische Küstengebirge, in Kleinasien den des Kisis Irmak zum Schwarzen Meere usw.

⁴⁾ So z. B. ganz besonders deutlich bei der Lahn abwärts von Gießen, wo es nach der heutigen Oberflächengestaltung unbegreiflich erscheinen möchte, daß sie dort nicht einfach den Weg nach Süden fortgesetzt hat und durch die Wetterau zum Main geflossen ist.

Vorkommen solcher Art für sich auf Grund der gesamten örtlichen und geologisch-tektonischen Verhältnisse betrachtet und beurteilt werden. Es gibt da eben für die Frage nach den Ursachen eine Reihe verschiedener Möglichkeiten.

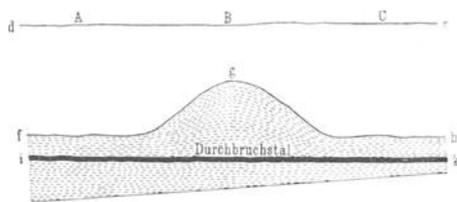
In Fig. 23 bezeichne *A* das Gebiet oberhalb eines Durchbruchstaes, *B* dasjenige der von letzterem durchbrochenen Gebirgsmasse bzw. Bodenschwelle, *C* das Gebiet unterhalb des jetzigen Durchbruchstaes. Dann kann es im allgemeinen für die Entstehung des letzteren durch *B* hindurch z. B. folgende Möglichkeiten geben:

- I. Es bestand ursprünglich eine fortlaufende Oberflächenabdachung bzw. ein durchgängiges Oberflächengefälle von *A* über *B* hin nach *C* und dementsprechend entwickelte sich dort ein Flußlauf von *A* über *B* hin nach *C* in einfach natürlichem Gefälle. Es konnte nun im Laufe der Zeit folgendes geschehen:

- a) *A* und *C* wurden infolge dort vorhandenen weicheren Gesteins wesentlich stärker abgetragen als das einen Kern aus härterem Gestein enthaltende *B*, so daß letzteres allmählich an Höhe *A* und *C* beträchtlich überragte und nun mehr und mehr als erhebliche Bodenanschwellung zwischen *A* und *C* hervortrat. Doch vollzog sich das alles so langsam, daß der Fluß, der sein Bett fortlaufend auch durch *B* dem ursprünglichen Gefälle gemäß weiter eingetieft hatte, diesen seinen Weg durch *B* hindurch gleichwohl beizubehalten imstande war und so durch *B* hindurch allmählich das Durchbruchstal entstand; oder

- b) nachdem der Fluß in der oben (Ia) bezeichneten Weise seine Rinne von *A* über *B* hin nach *C* bereits mehr oder minder eingengt hatte, begann *B* sich im Vergleich zu *A* und *C* mehr und mehr zu heben oder durch Schichtenfaltung oder sonstige Aufrichtung zu einem die letzteren beträchtlich überragenden Niveau aufgestaut zu werden. Doch ging auch das so langsam vor sich, daß der Fluß (der dabei natürlich als kräftig und wasserreich gedacht werden muß) gleichwohl sein Bett fortlaufend in dem Maße der Hebung bzw. Aufrichtung von *B* auch in letzteres einzusägen vermochte oder, falls darin etwa zeitweilige Unterbrechungen eintraten und zu vorübergehenden Wasseraufstauungen oberhalb von *B* zwangen, dies bei verstärktem Wasserstand doch immer wieder nachholen und demnach auf die Dauer sein Bett durch *B* hindurch beibehalten und fortbilden konnte.
- c) Die gleiche Wirkung wie in I b) aber mußte eintreten, wenn *A* und *C* im Vergleich zu *B* langsam in ein tieferes Niveau sanken und der Fluß gleichwohl imstande war, seine Furche durch *B* fortlaufend einzunagen.

Fig. 23.



Zur Entstehung von Durchbruchstälen. *de* = alte Landoberfläche, *fgh* = jetzige Landoberfläche, *ik* = jetziger Flußlauf (Verlauf des Durchbruchstaes).

- II. Ferner können Durchbruchstäler in manchen Fällen auch so entstanden sein, daß ein Fluß sich vor einer größeren Bodenerhebung, die ihm den weiteren Weg versperrte, zunächst zu einem See so hoch aufstaute, bis er — falls sich für ihn nicht vorher schon anderwärts die Möglichkeit eines Abflusses darbot — über die niederste Stelle der betreffenden Bodenschwelle einen Abfluß gewinnen konnte, und daß der letztere dann seine Rinne durch das aufstauende Gelände tiefer und tiefer einschchnitt, während der See dementsprechend mehr und mehr entleert wurde, um vielleicht schließlich wieder ganz zu verschwinden. In derartigen Fällen müssen aber, wenn solche Erklärung der Entstehung von Durchbruchstälern glaubhaft werden soll, an der Stelle des vermuteten, zeitweilig vorhanden gewesen Stausees die deutlichen Ablagerungen solcher Seebildung nachweisbar sein.
- III. Teilweise ist auch noch manches andere zu dem vorliegenden Zwecke mit herangezogen worden. Im übrigen aber dürfte es, wie namentlich E. Kayser betont¹⁾, sich empfehlen, auch hinsichtlich der Entstehung von Durchbruchstälern doch die alten Anschauungen, die viel mit Spalten und Bruchlinien operierten, nicht als durchaus veraltet gänzlich zu verwerfen, sondern unter Umständen auch den Einfluß, wenn auch nicht förmlich klaffender Spalten, so doch etwaiger größerer Verwerfungen bzw. einer die Durchbrechung erleichternden Gesteinszerklüftung dabei als eine Möglichkeit mit festzuhalten. Daß dergleichen, wo es vorhanden war, mannigfach auf die Wahl der Einnagungslinie einwirken und die Einnagung erheblich erleichtern mußte, dürfte wohl nicht zweifelhaft sein.

Seitenerosion der Gletscher. Die Seitenerosion der Gletscher entspricht in der ganzen Art und Weise ihres Vorgehens und ihrer Wirkungen durchaus ihrer Tiefenerosion. Sie erstreckt sich auf die

¹⁾ E. Kayser, Lehrb. d. allgem. Geologie, 4. Aufl., S. 374, Stuttgart 1912: „Es würde unzulässig sein, wenn man das vielfache Bedingtsein der Talbildung durch den Gebirgsbau im allgemeinen und durch Bruchlinien im besonderen ganz in Abrede stellen wollte. . . So fallen viele große Längstäler der Alpen, wie das des Rheins und der Rhône auf Schweizer Gebiet, auf große Erstreckung mit ansehnlichen Störungslinien zusammen. Auch die zahlreichen Quertäler der Birs im Schweizer Juragebirge decken sich nach Jenny mit Bruchlinien. In gleicher Weise fallen sowohl in der mitteldeutschen Triaslandschaft als auch in unseren älteren Mittelgebirgskernen (Rheinisches Gebirge, Harz usw.) kleine und große Talfurchen so häufig mit Verwerfungen zusammen, daß dieser Zusammenhang allen Geologen, die sich mit Aufnahmearbeiten in jenen Gegenden beschäftigt haben, geläufig ist. . . Mag man aber die Rolle, die man tektonischen Vorgängen bei der Entstehung eines Tales beimißt, höher oder weniger hoch veranschlagen, nie wird man aus dem Auge lassen dürfen, daß, wie die heutige Geländebeschaffenheit überhaupt, so namentlich die Täler meist das Ergebnis einer langen, oft sehr wechselvollen Geschichte sind. Diese Geschichte stellt sich im allgemeinen als ein gegenseitiger Kampf tektonischer und erodierender Kräfte dar, der sich durch das Hinzutreten von klimatischen Änderungen, Vereisungen und anderen geologischen Ereignissen oft noch verwickelter gestaltet.“

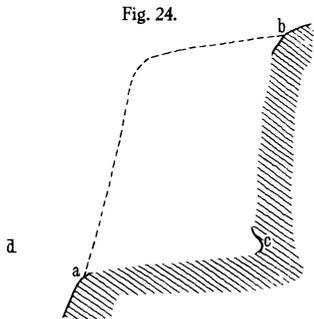
gesamten Seitenwände ihrer Betten, soweit ihr Eiskörper dieselben berührt. Die Gletscher tragen daher dadurch gleichfalls zur Ausweitung ihrer Betten bei, bewirken jedenfalls in beträchtlichem Maße eine Ausweitung und Glattschleifung der Wände derselben. Die Stärke dieser Wirkung hängt überall erheblich von der Geschwindigkeit ab, mit der sich der Eiskörper an der betreffenden Stelle fortbewegt¹⁾. In den Eiszeiten aber müssen die damaligen soviel mächtigeren und ihre Täler soviel höher hinauf, ja oft ganz ausfüllenden Gletscher bzw. Ausläufer von Binneneisdecken ihre ausschleifende Wirkung selbstverständlich in sehr viel gewaltigerem Maße ausgeübt haben, wie man z. B. namentlich in den betreffenden Tälern der hohen Westseite Norwegens mannigfach aufs deutlichste sehen kann. Daß gleichwohl auch unter bedeutenden Forschern erhebliche Meinungsverschiedenheiten darüber bestehen, inwieweit das Ausmaß dieser ganzen Glazialerosion, alles in allem genommen, im Vergleich zur Flußerosion für die förmliche Schaffung und Fortbildung der betreffenden Täler von Bedeutung gewesen ist, wurde schon früher (S. 122f.) erwähnt.

Erosion der Meeresbrandung. Zu den allerwichtigsten Faktoren der Horizontaleinschneidung gehört ferner die Ausnagungsarbeit der Wellenbrandung an den Ufern großer stehender Gewässer, vor allem des Meeres. Die Stärke dieser Wirkung hängt natürlich stets von der jeweiligen Kraft des Wellenschlags ab; auch ist sie dann am größten, wenn der Aufschlag der Brandungswelle unmittelbar den Fuß steil ansteigender Ufer berührt, während sich beim Auflaufen auf ganz sanft ansteigendem Ufer ihre Kraft durch den hierbei erfahrenen Reibungswiderstand allmählich verringert²⁾. Wird von dem Aufschlag der Brandungswelle bzw. von den durch ihren Aufschlag am Ufer heftig

1) Geradeso wie bei den Flüssen ist auch bei den Gletschern die Bewegung an den Rändern infolge des dortigen Reibungswiderstandes am schwächsten und nimmt von diesen aus gegen die mittleren Teile, bei Biegungen des Gletscherbettes gegen eine mittlere Linie stärkster Bewegung, die, analog wie bei Flußkrümmungen der Stromstrich der Flüsse, sich jedesmal der konkaven Uferseite nähert, zu. Ebenso erfährt die ganze Bewegung des Gletschers wie bei den Flüssen in Einengungen des Bettes eine örtliche Beschleunigung.

2) Die zerstörende mechanische Kraft der Wellen wirkt am stärksten in den obersten Wasserschichten und in der unmittelbarsten Nähe der Küste selbst. Wo der Meeresgrund steil abfällt, kann sie sich am vollsten betätigen, während auf flach ansteigendem Grunde der Reibungswiderstand, den der letztere dem Anstreben der Wellen gegen das Ufer entgegensetzt, sowie die nach Aufschlagen der Brandungswelle vom Lande zurückkehrende Unterströmung eines Teiles des Wassers auf sie hemmend einwirkt. (Dieses auf dem Grunde stattfindende, seewärts gerichtete Zurückfließen eines Teiles des in der Brandung aufgeschlagenen Wassers kann man deutlich wahrnehmen, wenn man bei einigermaßen bewegter See in flachem Meere badet, indem man fühlt, wie durch sie die Füße beim Stehen förmlich seewärts gezogen werden.)

emporgeworfenen Wassermassen der Fuß eines steiler aufsteigenden Ufers unmittelbar getroffen (Fig. 24 und 25), dann wird dadurch dieser Fuß je nach der Widerstandsfähigkeit seines Gesteinsmaterials energisch benagt, eventuell unterwaschen, und auch da stürzt dann allmählich von oben immer das nach, was entsprechend der Konsistenz des Materials infolgedessen nicht mehr den genügenden Halt hat. So entstehen die Steilwände hoher felsiger Meeresküsten¹⁾.



Zur Erosionstätigkeit der Meeresbrandung an steilen Felsküsten (nach H. Credner). *ab* = ursprüngliches Profil der Küste, *acb* = jetziges Profil der Küste, *ac* = jetzige Erosionsplatte, *cd* = Meeresspiegel bei Fluthöhe.

Bei dieser Erosionsarbeit der Meeresbrandung an Felsküsten handelt es sich erstlich um die Wirkung, die die mechanische Kraft des Schlages bzw. Stoßes der aufschlagenden und anprallenden Wogen an sich auf die Ufergesteine ausübt²⁾. Diese rein mechanisch zerstörende Wirkung aber wird zugleich in erheblichem Maße unterstützt durch die chemischen Wirkungen der Meeres-salze sowie der im Meerwasser enthaltenen Kohlensäure, die dazu beitragen, daß sich eine Reihe von Mineralien im Meerwasser weit schneller lösen als in süßem Wasser³⁾, was auch wiederum durch die Heftigkeit

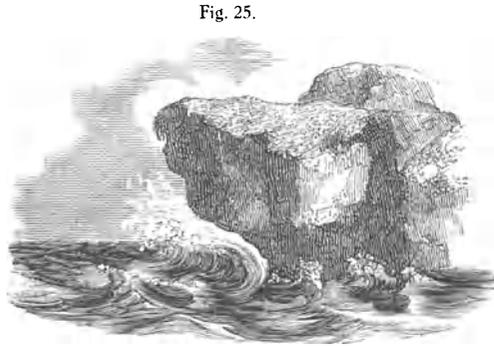
des Schlages bzw. Stoßes wesentlich befördert wird. Dazu kommt ferner als ein sehr wichtiger Faktor die Verwendung der von den Wellen mit bewegten Gesteinstrümmern. Was die Brandung an solchen von der Küste losgerissen hat, sowie was von etwaigen Felsen der letzteren infolge von Unterwaschung oder Verwitterung herabgestürzt und im Brandungsgebiet lieengeblieben, oder was

¹⁾ Die ganze ungeheure Gewalt und Zerstörungskraft wild sturm-bewegter Meeresbrandung tritt am meisten an offenen Felsküsten hervor. Es fehlt nicht an Beispielen, daß durch sie an solchen Küsten über 100 Zentner schwere, ja noch viel größere Gesteinsblöcke losgerissen und fortbewegt, daß aber ebenso auch anderwärts durch sie ganze Stücke von Hafendämmen allerfestesten Aufbaues aus größeren Blöcken zertrümmert worden sind. Hieraus kann man auf die Gewalt schließen, mit der sie ihre gesamte Erosionsarbeit an solchen Küsten auszuüben vermag. (Natürlich ist bei der Bewegung so gewaltiger Gesteinsmassen auch immer wieder zu berücksichtigen, daß die Gesteine im Wasser so viel an Gewicht verlieren, wie die von ihnen verdrängte Wassermenge wiegen würde.)

²⁾ Mit diesem Stoß verbindet sich zugleich bei jedem Anprall der Wellen ein keilähnlich wirkendes Einpressen des Wassers und der Luft in die Fugen des Gesteins mit nachherigem Zurücksaugen, was, indem es sich unzählige Male so wiederholt, dort ebenfalls allmählich sehr zur Lockerung des Gesteinsgefüges beiträgt.

³⁾ Vgl. E. Kayser, Lehrb. d. allgem. Geologie, 4. Aufl., S. 480, Stuttgart 1912.

sonst an Gesteinsbruchstücken oder Sand in den Bereich der Brandung bzw. der Uferwellen gelangt ist, das wird bei geringerer Wasserbewegung, je nach der Stärke derselben und der Größe der betreffenden Bruchstücke, dort hin und her geschoben oder gerollt, wobei die letzteren geradeso wie die typischen Flußgerölle und -geschiebe durch die Reibung glatt geschliffen, zugerundet¹⁾ und somit zugleich mehr und mehr verkleinert werden, ebenso wie, falls das Hin- und Herschieben auf fester Gesteinsunterlage stattfindet, auch letztere dadurch wie ein felsiges Flußbett mehr und mehr abgeschliffen wird. Bei wildem, sturmbewegtem Seegang aber werden diese Gerölle und sonstigen Gesteinstrümmer vielfach von der Brandung auch wie Geschosse gegen die Küste geschleudert. Zu alle dem tritt endlich an den Uferfelsen die Unter-



Erosion der Meeresbrandung an steilen Felsküsten.

stützung der Brandungswirkung durch den zerstörenden Einfluß der sich dort anheftenden Wasserpflanzen und Wassertiere (besonders der sich in das Gestein einbohrenden sogenannten Bohrmuscheln) sowie in den Gebieten mit Frosttemperaturen auch das Gefrieren des in Spalten und dergleichen eingedrungenen Meerwassers.

Die Stärke und Schnelligkeit der Wirkung aller dieser Faktoren hängt selbstverständlich stets auch in hohem Maße von der Art und Widerstandsfähigkeit sowie den tektonischen und Lagerungsverhältnissen der an der betreffenden Küste anstehenden Gesteine ab. Mit Erfolg zu widerstehen aber vermag ihr auch die härteste Gesteinsart nicht²⁾.

Im allgemeinen ist die Tendenz der Brandungswirkung darauf gerichtet, in dem ihr entsprechenden Niveau³⁾ an den Küsten horizon-

¹⁾ Infolgedessen unterscheiden sich die Gerölle des Meeresufers in nichts von denjenigen der Flüsse — was bei der Beurteilung von Geröllablagerungen früherer geologischer Perioden nicht außer acht zu lassen ist.

²⁾ Häufig sind hierbei selbst an sich recht feste Gesteine einer beträchtlichen Zerstörung unterworfen, wenn sie in große Bruchstücke zerfallen, da dann die Wellen im Hin- und Herwerfen und -schieben der letzteren deren weitere Zertrümmerung und Aufarbeitung zu kleineren Zerreibseln besorgen.

³⁾ Dieses reicht bei sturmbewegter See von mehr oder minder hoch über dem gewöhnlichen Hochwasser- bis ein Stück unter dem Niederwasserspiegel. An steilen Felsenküsten aber können die bei heftigem Anprall entstehenden hohen Spritzwellen ihren Einfluß noch beträchtlich höher hinauf erstrecken.

tale Einschnitte zu machen, die sich dadurch, daß immer von oben das seines genügenden Haltes beraubte Gestein nachstürzt und in seinen Trümmern von den Wellen aufgearbeitet wird, allmählich — besonders wenn sich an der betreffenden Küste das gegenseitige Niveau-verhältnis von Land und Meer durch lange Zeit gar nicht oder nur ganz minimal verändert — zu förmlichen die Küsten umsäumenden Strandflächen von mäßiger Breite entwickeln können¹⁾. Natürlich vollzieht sich diese Erosionsarbeit nicht in gleichmäßig linearem Vorschreiten, sondern überall je nach der Stärke der dabei örtlich zu überwindenden Widerstände. Wo an Felsenküsten ein Wechsel von härterem bzw. stark widerstandsfähigem und weicherem oder doch durch starke Zerklüftung und dergleichen wesentlich leichter zerstörbarem Gestein vorhanden ist, wird das letztere beträchtlich stärker erodiert und kann da zu förmlichen Buchten ausgewaschen werden, neben denen vielleicht das erstere zu halbinselartigen Vorsprüngen herausgearbeitet wird²⁾. Ebenso werden an Küsten, deren Gestein dazu geeignet ist, durch die Brandung mannigfach Höhlen und dergleichen ausgewaschen, während andererseits einzelne stärker verfestigte Felsmassen auch oft vor der erodierten Küste in mannigfacher Gestaltung noch länger als isolierte Säulen oder Klippen stehenbleiben.

Küsten, die aus losem Boden bestehen, ist in der Regel ein mehr oder minder breiter und ganz flach seewärts geneigter Strand vorgelagert, der die gewöhnlichen Brandungswellen abfängt und ihre Zerstörungskraft durch das Aufwärtslaufen ihres Wassers auf der breiten, sanft geneigten Fläche mehr und mehr aufzehrt. Da wirken daher die Brandungswellen hauptsächlich dann, dann aber auch sehr heftig zerstörend, wenn sie bei Sturmfluten — und ganz besonders in Fällen, wo vorher durch entsprechende Winde die Wassermassen ohnehin schon stärker gegen die betreffende Küste angestaut sind — den Fuß des festen Landes bzw. an einer von Dünen umsäumten Küste den Fuß der letzteren erreichen. Denn da haben sie dann leichte Arbeit, mächtig abzuspülen und können in kurzer Zeit dort große Stücke wegreißen, ja, wenn dem nicht frühzeitig gewehrt wird, den Dünenwall allmählich durchbrechen und verwüstend in etwa dahinter gelegenes niedriges Land eindringen³⁾.

1) Alles dies kann man schon bei Helgoland ersehen, wo die abradierten Strandflächen bei Ebbe deutlich am Fuße der steilen Felswände aus dem Meere hervortreten. Vgl. auch die früheren Erörterungen über die ehemaligen Strandlinien in anstehendem Fels usw., oben S. 45f.

2) Auf solche Weise erklärt sich z. B. die Entstehung der eigentümlich fingerartigen Auszackung der Westküste des südwestlichen Irlands, wo die Halbinseln dem stark widerstandsfähigen, die Buchten zwischen ihnen dem leichter zerstörbaren Gestein entsprechen.

3) Daher die große Wichtigkeit der Maßnahmen, um an besonders gefährdeten Stellen solcher Küsten etwaigen Zerstörungen durch Bühnenbauten, die die Kraft der Wellen brechen sollen, sowie durch schleunige Wiederbepflanzung eingerissener Lücken der Dünen mit Pflanzen, die die

Die trichterförmige Ausweitung von Flußmündungen. Eine besondere Art der Meereserosion zeigen die trichterförmig ausgeweiteten Mündungen vieler Flüsse, die sich in Meere mit lebhafteren Gezeiten ergießen. Diese trichterartigen Ausweitungen sind das Ergebnis des Angriffs der bei Flut vom Meere her in die betreffenden Mündungen mächtig eindringenden und diese Flüsse dann zu zeitweiliger mehr oder minder starker Aufstauung zwingenden Wassermassen. Dieses Eindringen aber ist naturgemäß, zumal bei Flüssen, die an ihrer Mündung nur noch ein ganz geringes Gefälle haben, überall um so stärker, je stärker sich dort zeitlich und örtlich jeweils die Fluthöhe gestaltet¹⁾. Wenn dann bei Sturmfluten dort heftiger Seegang an den Ufern arbeitet und nagt, werden die letzteren, zumal wenn es sich dabei um losen Boden oder doch minder widerstandsfähiges Gestein handelt, allmählich immer stärker angenagt und ausgeweitet, und wenn dann nach dem sogenannten Kentern der Strömung²⁾ sich die Ebbe-

aufs neue daselbst angewehten Sandmassen festhalten und binden, entgegenzutreten. Die großen, im Laufe der geschichtlich überschaubaren Zeit an der flachen deutschen und niederländischen Nordseeküste erfolgten Meereseinbrüche, die zur Zerstückelung des einstigen zusammenhängenden Dünengürtels in die Friesischen Inseln und zur Entstehung des dortigen Wattenmeeres sowie der Zuidersee, des Dollart, des Jadebusens usw. geführt haben, sind aber zweifellos auch durch eine säkulare Landsenkung unterstützt worden.

1) Was die zeitlichen Einflüsse anlangt, so kommen da — abgesehen von dem Zusammen- oder Auseinanderfallen der Kulminationszeiten von Mond und Sonne — vor allem die Winde in Betracht, die, wenn sie kräftig in der Richtung gegen die andringende Flut wehen, die Höhe derselben vermindern, während sie bei anhaltendem starkem Wehen gegen die Flußmündung das Wasser dorthin anstauen und auch die Fluthöhe dort dementsprechend beträchtlich zu steigern vermögen. Hinsichtlich der örtlichen Einflüsse aber macht es stets einen bedeutenden Unterschied, ob die Küste in der Gegend der Flußmündung annähernd glatt und einförmig ohne erhebliche Einbiegungen verläuft, oder ob die Flußmündung sich im Innern einer Bucht, ja im innersten Winkel einer dorthin sich mehr und mehr verengernden, außen aber weitgeöffneten Bucht befindet. Denn je mehr infolge solcher Küstengestaltung die bei der Flut vom Meere her andringenden Wassermengen gegen das Innere der Bucht hin zusammengedrängt werden, desto mehr steigert sich dort im innersten Winkel der Bucht schon die Höhe der normalen Flut, vollends aber diejenige von Sturmfluten, wenn anhaltende heftige Winde von See her das Wasser noch besonders dorthin zusammentreiben und vielleicht schon vorher den Wasserspiegel dort mehr und mehr erhöht haben.

2) Unter dem Kentern der Strömung versteht man in der Mündung bzw. dem Unterlauf von Flüssen, die sich in Meere mit lebhafteren Gezeiten ergießen, den Wechsel in der Strömungsrichtung des Wassers, der da eintritt, wenn 1. nach Erreichung des Höhepunkts der Flut und einem kurzen Stillstand der Bewegung das Wasser wieder abwärts zu fließen, 2. nach Erreichung des tiefsten Wasserstands der Ebbe und einer kurzen Ruhepause das Wasser von See her wieder aufwärts einzudringen beginnt.

strömung entwickelt und mit allmählich zunehmender Geschwindigkeit die von See her in die Flußmündung eingedrungenen Meeres- sowie die dort aufgestaut gewesenen Flußwassermassen seewärts fließen, dann nehmen sie mehr oder minder, und zwar um so mehr, je höher die Fluthöhe war, auch die an den Ufern abgenagten Bestandteile seewärts mit.

Meereserosion beim Einsinken größerer Landmassen ins Meer. Von ganz besonderer Bedeutung wird die Meereserosion, wenn ganze größere Landmassen in säkularer Senkung allmählich unter den Meeresspiegel untertauchen¹⁾. Dann schreitet in dem Maße des Untertauchens die Brandungszone mit ihrer Erosions- und Abrasionstätigkeit allmählich über das gesamte betreffende Gebiet hin, immer in dem Bestreben, in ihrem Niveau die angetroffenen Erhöhungen des Landes abzuschneiden und abzutragen. Ferd. v. Richthofen²⁾ hat die Ansicht ausgesprochen, daß auf solche Weise durch marine Abrasion mit der Zeit sogar ganze ehemals hohe Gebirge, „welche ganz oder zum Teil die innere Struktur der Faltungsgebirge besitzen, d. h. aus aufgerichteten Schichtgebilden bestehen“, in mehr oder weniger niedrige sogenannte Rumpfgebirge (vgl. Fig. 33) mit im allgemeinen flachgerundeten Formen verwandelt werden konnten³⁾.

1) An Beispielen hierfür, und zwar daß sich dies bei derselben Land-scholle sogar mehrfach wiederholt hat, fehlt es schon in Deutschland nicht, und schwerlich dürfte es irgend einen Teil der gegenwärtigen Landoberfläche der Erde geben, von dem man behaupten könnte, daß es dort niemals geschehen sei.

2) Führer f. Forschungsreisende, S. 669ff., Berlin 1886. Dort heißt es in dem Abschnitt „Rumpfgebirge oder Abrasionsgebirge“, S. 670: „Fast alle Rumpfgebirge stellen nur die innersten Kerne vormaliger Faltungsgebirge dar. . .“ „Man ist früher der Ansicht gewesen, daß subaërische Denudation, vor allem die Kraft fließender Gewässer, hinreichend sei, um die einfache Oberflächengestalt der Rumpfgebirge hervorzubringen. Aber es ist leicht ersichtlich, daß die Abrasion durch die fortschreitende Brandungswelle allein imstande gewesen ist, diejenigen Teile, welche früher frei und hoch aufragten, in einer gleichmäßigen Fläche hinwegzuschleifen. Denn diese einfache Grenzfläche steht im Widerspruch zu der Mannigfaltigkeit der inneren Struktur; die subaërische Denudation aber würde bestrebt gewesen sein, diese in noch schärferer Weise, als es durch die tektonischen Vorgänge geschehen war, zum äußeren Ausdruck kommen zu lassen“ usw. Die gewöhnliche Zerstörung durch Verwitterung und die Abtragskräfte des Landes würde, so meint Richthofen, weit mehr Rücksicht auf die verschiedene Widerstandskraft der dort zutage tretenden Gesteine genommen, das Widerstandsfähigere weit stärker gegenüber dem Weicheren hervorstehen gelassen und das Ganze nicht mit so großer Gleichmäßigkeit ohne erhebliche Beachtung der verschiedenen Härteverhältnisse wie abgehobelt haben.

3) Derartige Rumpfgebirge sind z. B., um nur Näherliegendes zu nennen, Harz, Erzgebirge, Fichtelgebirge, Böhmerwald, Sudeten, Rheinisches Schiefergebirge, Schwarzwald, Wasgenwald usw. Der wirkliche Beweis, daß in einem bestimmten Falle die Umwandlung in ein Rumpfgebirge tatsächlich ganz oder teilweise so durch marine Abrasion erfolgt sein muß,

Seitenerosion der Winde. Die Seitenerosion der Winde zeigt sich geradeso wie ihre Tiefenerosion in geographisch wesentlichem Maße nur in Trockengebieten. Wenn da alle einigermaßen heftigeren Winde, vollends aber die eigentlichen Stürme, gewaltige Massen nicht bloß von Staub, sondern auch von Sand, ja von kleinen Steinen¹⁾ aufgreifen und mit großer Geschwindigkeit mit sich fortführen, dann treiben sie die leichteren — und zwar auch den Sand — bis zu erheblicher Höhe an alle etwa dort vorhandenen Felsen und an denselben vorbei, wodurch sie an ihnen eine beträchtliche Abreibungs- und Schleiftätigkeit ausüben. Hierbei spielen besonders die Quarzsande wegen ihrer Härte eine bedeutende Rolle. Im Anprall an Felsmassen reißen sie von denselben Verwitterungsprodukte los, wodurch dort immer neue Flächen für die Angriffe der Verwitterung frei werden. Ebenso nagen sie dort besonders die weicheren Bestandteile heraus und schaffen dadurch dort allerlei zum Teil wunderliche Aushöhlungen, die schließlich ebenfalls den Zerfall des Ganzen erleichtern. Die härteren Teile aber reiben sie mannigfach ab und glätten sie²⁾. Durch das Sandgebläse können in den Trocken-

ist natürlich immer nur dann gegeben, wenn sich auf letzterem mindestens Reste zweifelloser Ablagerungen der vermuteten einstigen Meerestransgression in diskordanter Überlagerung über der alten abradierten Gebirgs-oberfläche vorfinden. Doch ist dabei natürlich nicht notwendig, anzunehmen, daß jene Meerestransgression bei dem heutigen Verhältnis der Höhenlage des betreffenden Rumpfgebirges zu seiner Umgebung stattgefunden haben müsse. Sondern in dieser Hinsicht kann sich mancherlei seitdem durch Vertikalverschiebungen geändert haben; das Gebirge kann zur Zeit der Meerestransgression sich im Vergleich zur Umgebung in niedrigerem Niveau befunden haben und später gehoben sein, oder die Umgebung kann später im Vergleich zu ihm in ein tieferes Niveau abgesunken sein und dergleichen.

¹⁾ Hierbei ist zu berücksichtigen, daß auf kahlen, baumlosen Flächen, zumal, wenn es weite Ebenen sind, schon die untersten Schichten der bewegten Luft nur geringe Reibungswiderstände erfahren, so daß dort die Windstärke bereits unmittelbar am Boden eine beträchtliche werden kann. Es wird daher verständlich, was S. Passarge (Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens, Verhandl. d. 17. deutsch. Geographentages zu Lübeck 1909, S. 116, Berlin 1910) von den gewaltigen Wüstenstürmen berichtet: „Dann fliegt nicht nur der Sand, sondern selbst hühnereigroße Geröllstücke werden bewegt. Ein Strom von Kies saust am Boden dahin und bearbeitet Füße und Schienbeine des Wanderers derartig, daß er auf das Kamel sich flüchten muß. So erklärt sich das Auftreten korradierender Winderosion an Stellen, wo wenig oder gar kein Sand zu beobachten ist.“

²⁾ Diese gesamte Bearbeitung des Gesteins durch die vom Winde fortgeführten Sandmassen und sonstigen Mineralteile faßt Ferd. v. Richthofen (Führer f. Forschungsreisende, S. 438) unter dem Namen „äolische Korrasion“ zusammen. Von ihr werden natürlich in den betreffenden Gegenden auch die lose herumliegenden Gesteinsblöcke betroffen und dadurch, soweit sie frei liegen, zugerundet, sowie, falls das Gestein ein härteres ist, mit Glattschleifung versehen. (Dieselbe durch vom Winde bewegte

gebieten unter Umständen auch im großen härtere Gesteinsmassen aus minder widerstandsfähigen förmlich herauspräpariert werden, so daß sie dann vollständig frei und isoliert dastehen, wie z. B. die sogenannten Zeugenberge der afrikanischen Wüsten und Wüstensteppen. Da das Sandtreiben unmittelbar über dem Boden stets am stärksten ist und dort, wie vorstehend erwähnt, bei heftigen Stürmen auch ein förmliches Treiben von Kies hinzukommen kann, werden die untersten Teile, namentlich bei isoliert dastehenden Blöcken und Gesteinssäulen, dadurch stets besonders stark benagt. So werden auch die in solchen Gebieten öfters vorkommenden pilzförmlichen Formen isolierter Felsssäulen oder Blöcke verständlich¹⁾.

4. Die schließliche Wiederablagerung der fortgeführten Zerstörungsprodukte der Gesteine.

Bei der Erörterung über den Abtrag und die Weiterbeförderung der Zerstörungsprodukte des Gesteins (S. 111 ff.) wurde bereits von mancherlei zeitweiliger Wiederablagerung der letzteren gesprochen, auf die später, meist sogar in vielfältiger Wiederholung, ein erneutes Aufgreifen und Weitertransportieren folgt. Hier aber soll von derjenigen Wiederablagerung, die als eine wenigstens relativ endgültige, jedenfalls auch im Sinne geologischer Zeitmaße auf lange gültige anzusehen ist, sowie von den daraus sich ergebenden Bildungen die Rede sein. Wir unterscheiden dabei zwischen demjenigen, was transportiert ist durch a) Wasser, b) Eis (Gletscher und namentlich Binneneisdecken), c) Winde.

a) Wiederablagerung durch Wasser. Von relativ dauernden Wiederablagerungen der durch Wasser transportierten Materialien kommen hier hauptsächlich in Betracht: die bei ungehemmtem Spiele der natürlichen Kräfte erfolgenden Ablagerungen von Flüssen, die, zumal mit sanftem Gefälle, weite flache Niederungen durchfließen und letztere häufig überschwemmen, ferner die Ausfüllung von Seen und die Schwemmlandbildungen an der Mündung von Flüssen in Meere.

Wenn Flüsse ausgedehnte flache Gelände mit niedrigen Ufern durchziehen und nicht durch Eingreifen von Anwohnern in ihrer natürlichen Entwicklung eingeschränkt werden, dann findet bei ihnen ein vielfältiges Bilden und wieder Verändern bzw. Umlegen neuer Arme, von denen die flache Umgebung in mannigfacher Weise durch-

Sandmassen bewirkte Glattschleifung von Gesteinen haben wir übrigens in geringerem Maße auch bei uns, und viele, z. B. im norddeutschen Flachlande frei am Boden liegende Diluvialgeschiebe weisen solche von Windschliff geglättete Oberflächen auf, was nicht mit glazialer Glattschleifung verwechselt werden darf.)

¹⁾ Besonders reich an sehr wunderlichen Gebilden solcher Winderosion sind die Wüsten der westlichen Teile der Vereinigten Staaten von Nordamerika.

zogen wird¹⁾), sowie bei Hochwassern, namentlich größeren, eine weite Überschwemmung der niedrigen Umgebung statt. Bei diesen Überschwemmungen aber, bei denen das Wasser — zumal unter dem Einfluß der den Boden überdeckenden Vegetation — oft auf weite Strecken ähnlich wie in Seen fast zu völligem Stillstand aller Bewegung kommt, werden auf den überschwemmten Geländen stets auch beträchtliche Mengen der von dem Wasser mitgeführten Sedimente, selbst ganz feiner, dauernd abgesetzt. So entstehen namentlich die großen und von Hause aus oft sumpfigen Schwemmlandebenen, die die Unterläufe vieler Flachlandströme begleiten.

Alle Seen, in die sich, wenn auch nur zeitweilig, fließendes Wasser ergießt, sind der allmählichen Ausfüllung durch die von dem letzteren herbeigeführten Sedimente unterworfen. Denn da in den Seen die Wasserbewegung schließlich ganz oder so gut wie ganz zur Ruhe kommt, müssen hier auch sämtliche von den einmündenden Gewässern bis hierher getragenen oder auf dem Grunde fortgeschobenen festen Materialien, die gröberen zuerst und bereits nahe der Einmündungsstelle, die allerfeinsten zuletzt und zum Teil erst in weiterer Entfernung von derselben, sich auf dem Boden absetzen. Sind durch Winde zeitweilig die oberen Wasserschichten stark in Unruhe, so kann das Niedersinken der feineren Sedimente dadurch verzögert werden; schließlich fallen aber auch sie zu Boden und setzen sich als feiner Schlamm dort ab, so daß, wenn der See einen Ausfluß hat, dieser ihn in der Regel mit völlig klarem Wasser verläßt²⁾. Aus den unmittelbar an und nahe der Einmündungsstelle zur Ablagerung kommenden Massen bildet sich dort ein Schuttkegel, der so zunächst bis beinahe zur Höhe des höchsten Wasserstands des betreffenden Sees emporwächst und je nach der Stärke der dortigen Sedimentablagerung allmählich mehr und mehr seewärts vorschreitet. Auch sorgen meist, wenn es sich um einen größeren Wasserlauf handelt, allerlei bald nach dieser, bald nach jener

¹⁾ Hierzu trägt ganz besonders bei, daß die Flüsse unter solchen Umständen bei Hochwassern in ihren Betten infolge des geringeren Gefälles beträchtliche Mengen der dann reichlich mitgeführten Sedimente, namentlich der gröberen, absetzen. Dadurch aber wird der Boden der Betten erhöht, und das trägt wiederum sehr dazu bei, daß das Wasser dann dort mannigfach über die Ufer tritt, sich dort neue Wege sucht und neue Rinnen bildet. Indem aber das über die Ufer tretende Wasser auch dort weiter Sedimente, und zwar zunächst hauptsächlich gröbere, ablagert, findet dadurch zugleich eine allmähliche Erhöhung des Bodens der näheren Umgebung des Flusses statt. Infolgedessen entsteht daher bei neuen Hochwassern und Überschwemmungen immer wieder das Bestreben der über die Ufer tretenden Wasser, nach anderen, niedrigeren Teilen des Gebietes zu fließen usw., wodurch sich oft ein vielgestaltiges und mancherlei Wechsel unterworfenen System immer neuer Seitenarme ergibt (Näheres hierüber in Bd. II).

²⁾ So stark getrübt z. B. Rhône, Reuß, Rhein usw. in den Genfer- bzw. Vierwaldstätter- und Bodensee einfließen, so klar verlassen sie dieselben wieder.

Seite sich bildende Verzweigungen des Mündungslaufes dafür, daß dieses Vorrücken des Schuttkegels auf einer breiteren Front annähernd gleichmäßig erfolgt. Wo dann die so an der Mündung sich bildende Anschüttung eine solche Höhe erreicht hat, daß sie zur Ansiedlung von Pflanzen geeignet ist, entwickelt sich auf ihr eine entsprechende Vegetationsdecke, zunächst von Wasserpflanzen, dann von Sumpfpflanzen usw., und diese Vegetation trägt nun, teils durch das Wuchern und die Ablagerung ihrer Pflanzenteile, teils indem sie in beträchtlichem Maße Sinkstoffe, und zwar auch ganz feine, festhält, wesentlich zur allmählichen völligen Verlandung der betreffenden Strecken bei. So wächst dort mit der Zeit immer mehr fester Boden an, bis schließlich nur noch einzelne Überschwemmungen bei besonders starken Hochwassern diese Flächen zu überdecken vermögen. Aber auch an anderen seichten Stellen des Sees findet sich Wasser-, dann Sumpfvegetation ein, die dort ebenfalls, sowohl durch ihre eigenen Ablagerungen als durch das Festhalten und Binden zugeführter Sinkstoffe, das allmähliche Verlanden befördert. So schreitet die allmähliche Ausfüllung immer weiter vorwärts und führt schließlich zu völligem Verschwinden des Sees, was zugleich durch das Bestreben des Abflusses, nach dem Maße des vorhandenen Gefälles sein Bett tiefer einzunagen und dadurch den Seespiegel entsprechend zu senken, unterstützt wird. Alle Seen, die von Flüssen oder Bächen durchflossen werden, zeigen diese Erscheinungen, und z. B. oberhalb aller größeren Alpenseen sehen wir beträchtliche Strecken ganz flachen und ebenen, aus losem Boden bestehenden Landes, die auf diese Weise durch allmähliche Zuschüttung von Teilen der betreffenden ehemals weiter ausgedehnten Seen entstanden sind¹⁾. Ist ein solcher vormaliger See ganz ausgefüllt, dann findet sich an seiner Stelle eine völlig ebene Landfläche von losem, zuoberst meist feinerdigem Boden und fast horizontaler, genau genommen gegen den vormaligen Ausfluß ganz schwach geneigter Oberfläche, durchflossen von dem Fluß oder Bach, der die Ausfüllung bewirkt hat, bzw. von allen den Gewässern, die daran mitgewirkt haben²⁾.

Selbstverständlich müssen vollends in den Meeren alle von den fließenden Gewässern bis dorthin getragenen oder geschobenen groben wie feinen und allerfeinsten Gesteinszerstörungsprodukte schließlich zur Ablagerung kommen. Doch liegen hinsichtlich der Frage, ob sie auch dort größtenteils bereits unmittelbar an der Mündung bzw. in

¹⁾ Hier und da kommt es durch starke Ablagerungen seitlich einmündender Flüsse auch zur Abschnürung von Teilen eines Sees. Vgl. z. B. die heutige Trennung von Briener- und Thunersee durch das Schwemmland, auf dem Interlaken liegt, oder diejenige des heutigen Sees von Mezzola von dem Nordende des Comersees durch die starken Anschwemmungen der Adda.

²⁾ Wer auf dergleichen achten gelernt hat, findet auch in dem heute seenärmsten Teile Deutschlands, dem mittleren, mannigfach deutliche Spuren solcher erloschenen ehemaligen Seen.

deren Nähe abgelagert werden und in welchem Maße auch dort das Abgelagerte zu Landbildungen wird, die Verhältnisse bei den Meeren viel mannigfaltiger und komplizierter als bei den Binnenseen. Ganz abgesehen von der weit größeren Bewegung des Wassers der Meere macht es hier im einzelnen Falle stets einen großen Unterschied, ob es sich da um ein offenes Meer mit lebhaften Gezeiten oder ein stark geschlossenes mit sehr geringer Gezeitenbewegung handelt; auch schaffen die Gezeiten, wenn sie nicht ganz minimal sind, in der betreffenden Hinsicht überhaupt besondere, eigenartige Verhältnisse. Außerdem spielen in den Meeren für die Verbreitung der ihnen zugeführten Sedimente ebenso die sonstigen Küstenströmungen eine bedeutende Rolle. Endlich aber ist hier auch mit dem Maße von Stoßkraft, mit dem die einzelnen Flüsse infolge des Gefälles ihres Mündungslaufes und ihrer jeweiligen Wassermenge sich ins Meer ergießen, sowie mit den dortigen Meerestiefenverhältnissen und mit der Frage etwaiger säkularer Senkungen oder Hebungen der betreffenden Küstengebenden zu rechnen.

Was da zunächst den Einfluß der Gezeiten anlangt, so findet ja doch, wo die letzteren nicht (wie in der Ostsee und im größten Teile des Mittelländischen Meeres) nur ganz minimal sind, bei den ins Meer mündenden und nicht etwa bis zur Mündung mit sehr starkem Gefälle fließenden Flüssen nicht ein ununterbrochenes Ausfließen statt. Sondern wenn die Flut kommt, wird da durch das immer stärkere Andringen des Meerwassers das Ausfließen der Flüsse zunächst mehr und mehr verlangsamt und zuletzt ganz gestaut. Schließlich aber kommt es dort bei sehr sanftem Gefälle des Mündungslaufes sogar zu einer zeitweiligen Aufwärtsbewegung des Wassers, bis nach einer kurzen Stillstandspause mit dem sogenannten Kentern der Strömung (siehe S. 133, Anm. 2) das Wiederabwärtsfließen und anfangs langsam, dann mit immer zunehmender Geschwindigkeit der Ebbestrom einsetzt. Das alles ist natürlich auch für die Bewegung und das Absetzen der von den betreffenden Flüssen mitgeführten Sedimente von großem Einfluß. Da, wo bei Flut das flußabwärtsfließende und das aufgestaute stillstehende oder sogar zeitweilig aufwärtsströmende Wasser zusammentreffen, findet infolgedessen eine besonders starke Sedimentablagerung statt; doch ist die Lage dieser Stellen starker Sedimentablagerung mannigfachen Veränderungen unterworfen, da sie stets einerseits von der Stärke der jeweiligen Wasserführung des Flusses, andererseits von der jeweiligen Höhe der Flut, die auch von den Winden stark beeinflusst werden kann, mit abhängt. Von dem vorher abgelagerten Sedimentmaterial aber nimmt dann der Ebbestrom, sobald er einsetzt und namentlich wenn er stärker fließt, vieles wieder mit sich fort, um es je nach seiner Stärke, die von der Höhe der vorherigen Aufstauung sowie der jeweiligen Tiefe der Ebbe abhängt, mehr oder minder weit seewärts zu befördern.

Eine mannigfache weitere Vertragung der von den Flüssen ins Meer geführten wie auch der den Meeresangriffen auf die Küsten ent-

stammenden Gesteinszerstörungsprodukte findet durch die sonstigen Küstenströmungen statt. Es handelt sich da erstlich schon um die bereits (S. 129, Anm. 2) erwähnten seewärts gerichteten Unterströmungen, die sich überall da stets entwickeln, wo die See lebhaft gegen eine Küste brandet. Sie sind natürlich um so stärker und weiter reichend, je höher und gewaltiger die Wogen am Ufer aufschlagen, und werden vor allem dann besonders bedeutend sein müssen, wenn in Sturmfluten die See zugleich durch längere und heftige Stürme beträchtlich gegen die Küste hin aufgestaut ist. Ferner aber sind hier jene Meeresströmungen von großer Bedeutung, die, sei es im Zusammenhang mit der allgemeinen Gezeitenbewegung der betreffenden Meeresgegenden, sei es infolge von Windverhältnissen oder anderen Ursachen an vielen Küsten entlang ziehen. So können die dem Lande entstammenden Zerstörungsprodukte im Meere — solange sie sich im Bereich der von lebhafteren Strömungen bewegten oberen Wasserschichten oder in solchen Meeresgegenden von geringer Tiefe befinden, wo die Wellen bei stürmischer erregter See auch den Grund aufzurühren und dort abgesetzte Sedimente wieder in Bewegung zu setzen vermögen — teilweise weit vertragen, jedenfalls unter Umständen weit von der Stelle, wo sie zuerst ins Meer gelangten, fortgeführt werden.

Ob nun aber und in welchem Maße aus ihnen auch neue Landbildungen erwachsen, das hängt wiederum sehr erheblich davon ab, ob die betreffenden Meere flach oder tief sind, sowie ob sich deren Küsten hinsichtlich ihrer Niveaulage in einem Ruhezustand oder aber in säkularer Hebung oder Senkung befinden. Hebung wird natürlich das Anwachsen neuer Landbildungen durch Sedimentablagerungen stets entsprechend erleichtern, Senkung es je nach der Schnelligkeit, in der sie erfolgt, sehr erschweren oder ganz unmöglich machen.

So ist — abgesehen von reinen Hebungen — an Meeresküsten, besonders an solchen von Meeren mit lebhafteren Gezeiten, die Entstehung von Neulandbildungen aus dem Absetzen und der Anhäufung von Materialien, die der Gesteinszerstörung des Landes entstammen, stets das Ergebnis eines Zusammen- bzw. Gegeneinanderwirkens verschiedener Faktoren, bei dem es immer darauf ankommt, ob und in welchem Maße die aufbauenden oder die dem Aufbau feindlichen die jeweils stärkeren sind. Derartige Neulandbildungen finden wir namentlich in den sogenannten Deltas an der Mündung von Flüssen in Meere sowie in den Schwemmlandbildungen solcher Küstenstrecken wie z. B. die Nordwestküste des Adriatischen Meeres von der Isonzogegegend bis südwärts des Pomündungsgebiets oder an der Südküste Frankreichs westlich des Rhônedeltas usw.¹⁾.

¹⁾ Aber auch z. B. die Entstehung der heutigen norditalischen Ebene durch Zuschüttung des ehemals dort bestandenen Meerbusens, in den die dorthin mündenden Alpen- und Apenninenflüsse die in großer Menge von ihnen mitgeführten Zerstörungsprodukte hineinfüllten, ist im Grunde genommen eine zu derselben Art gehörige Neulandbildung, die auch im

Die Frage der Entstehung der Deltas¹⁾ ist mannigfach erörtert worden. Da sich deltaartige Bildungen sehr regelmäßig z. B. an den Mündungen der größeren Flüsse in die Schweizer Seen finden, ist klar, daß Verhältnisse wie die dortigen der Deltabildung besonders günstig sind. Dort ist einerseits starke Sedimentführung der Flüsse, und andererseits bestehen in den dortigen Seen keinerlei Verhältnisse, die geeignet sind, dort eine ruhige Ablagerung der Sedimente zu hindern oder die betreffenden Ablagerungen alsbald wieder mehr oder weniger zu zerstören und ihre Bestandteile weiter zu entführen. In sehr ausgeprägtem Maße zeigt sich ferner dieselbe Erscheinung z. B. bei den großen Binnenseen des westasiatischen Steppenlandes: Kaspisches Meer, Aralsee und Balkaschsee. Was aber die Meere anlangt, so tritt deutlich hervor, daß Küsten, die nicht lebhaft Gezeiten haben, besonders häufig Deltas aufweisen, also namentlich in Binnenmeeren. Dagegen finden wir bei Flußmündungen in offene Meere mit starken Gezeiten teils ausgesprochene Deltabildungen, teils nicht. Der Gezeitenfaktor für sich allein kann also dabei nicht ausschlaggebend sein.

Eine Ablagerung von Bänken aus den von dem Flusse mitgeführten Sedimenten, teils in der Mündung selbst, teils außen vor derselben, dürfte auch da niemals fehlen²⁾. Ob und in welchem Maße sie aber über den Meeresspiegel emporwachsen und sich aus ihnen Landbildungen entwickeln, muß bei den marinen Deltas in jedem einzelnen Falle von dem gegenseitigen Verhältnis der örtlich förderlichen und der entgegengewirkenden Umstände abhängen³⁾. Die Frage, warum

Osten auf Kosten des Adriatischen Meeres noch fortwährend vorschreitet und in nicht allzu ferner geologischer Zukunft die Ostseite des letzteren erreichen dürfte. Ein durch die von den Flüssen herbeigeführten Sedimente in Ausfüllung begriffener Meerbusen ist ebenso das Gelbe Meer. Vgl. ebenso das Nordwestende des Persischen Meerbusens, wo sich Euphrat und Tigris schließlich durch das immer weitere Vorschieben ihrer Anschüttungen vereinigt haben und nun vereinigt weiter Neuland bilden usw.

¹⁾ Die Bezeichnung als „Delta“ wurde zuerst von den alten Griechen für das Mündungsgebiet des Nils wegen der Ähnlichkeit des von den Nilmündungsarmen und dem Meere umschlossenen annähernd dreieckigen Landstücks mit dem großen griechischen Buchstaben Delta verwendet, ist aber später auf alle verwandten Schwemmlandbildungen an Flußmündungen, die durch den Absatz der von den Flüssen mitgeführten groben und feinen Sedimente entstanden sind, übertragen worden. Ob diese überhaupt von ähnlicher Gestalt sind, sowie ob dabei eine ähnliche Flußgabelung vorliegt oder nicht usw., ist dafür gleichgültig. Denn nicht diese Formverhältnisse sind dabei das Wesentliche, sondern die Art dieser Neulandbildung überhaupt.

²⁾ Der Seemann rechnet mit diesen Bänken als einer überall ganz selbstverständlichen Erscheinung.

³⁾ Nicht unrecht sagt E. Kayser (Lehrb. d. allg. Geol., 4. Aufl. 1912, S. 400): „Die marine Deltabildung ist eigentlich nur ein Kampf zwischen Fluß und Meer. Jener sucht das Delta vorzuschieben, dieses dagegen die Flußanschwemmungen zu vernichten“ usw. Natürlich gilt dies

im einen Falle sich ein Delta gebildet hat, im anderen nicht, kann daher hinsichtlich der in Meere mündenden Flüsse immer nur im Hinblick auf die in jedem einzelnen Falle dort örtlich vorhandenen Faktoren beurteilt werden. Von dem die Deltaentstehung fördernden Einfluß säkularer Hebungen, sowie dem sie hemmenden säkularer Senkungen war schon die Rede. Es können aber auch Fälle vorkommen, wo früher entstandene Deltabildungen infolge später eingetretener säkularer Senkung allmählich wieder zerstört werden. Andererseits kann ein Sichsetzen lockerer Aufschüttungsmassen — zumal wenn dort für menschliche Ansiedlungs- und Bodenkulturzwecke Entwässerungsarbeiten stattfinden — eine Erniedrigung der Oberfläche von Deltabildungen herbeiführen, ohne daß dabei eine wirkliche Bodensenkung vorliegt.

Was von mechanisch fortgeführten Zerstörungsprodukten des Landes im Meere weiter vertragen wird und nicht schließlich [in flachen Meeren¹⁾ vielleicht nach mehr oder minder langem Herumwandern mit öfterem Niedersinken und Wiederaufgegriffenwerden] doch durch irgendwelche Küstenströmungen wieder an eine Küste gelangt, dort ans Ufer geworfen und sozusagen dem Lande wiedergegeben wird²⁾, das kommt dann im Meere der Neubildung mariner Schichten zugute. Das endlich, was bei der Gesteinszerstörung in Lösungen entführt und so schließlich ins Meer gelangt ist, ganz besonders Kalk, wird dort, soweit es hierzu geeignet ist, größtenteils von den Meeresorganismen aufgenommen, geht in deren feste Körperbestandteile über und kommt nach deren Tode ebenfalls auf dem Meeresgrunde zur Ablagerung, wo es in die dort neu sich bildenden Schichten eingebettet wird. In späteren Zeiten aber können dann die letzteren durch Hebung auch wieder Land, ja durch Schichtenaufrichtung und -faltung sogar zu hohen Gebirgen aufgestaut werden und aufs neue in den vorstehend behandelten Zerstörungs- und Abtragungsprozeß eintreten, wie er sich aus den dann vorhandenen Höhen- und Gefällsverhältnissen ergibt³⁾.

letztere ganz besonders von stürmischen Meeren mit starker Gezeitenbewegung. Die Geschwindigkeit des Vorrückens der Deltas ist eine sehr verschiedene. Es ist dabei aber auch nicht unberücksichtigt zu lassen, daß der Schuttkegel bei weiterem Vorrücken in der Regel auf immer größere Tiefen trifft.

¹⁾ Die Möglichkeit, zu Boden gesunkene Sedimente bei heftig aufgeregter See wieder aufzugreifen, sie aufs neue in die Höhe zu bringen und dort in Bewegung zu setzen, besteht nur in der Flachsee. Was in tiefen Meeren auf den Grund gelangt ist, bleibt solchem Wiederaufwühlen dauernd ganz entzogen.

²⁾ Auch der Sand, der an sandigen Meeresufern von den Winden zu Dünen aufgeweht wird, ist in der Regel durch die Brandungswellen vom Meere ausgeworfen.

³⁾ Ebenso können natürlich auch die Ausfüllungen ehemaliger Seebecken sowie die Ablagerungen auf Flußniederungen (oben S. 137 f) wieder der allmählichen Zerstörung unterliegen, wenn die betreffenden Flüsse

b) Wiederablagerung durch Eis. Was die relativ dauernde Wiederablagerung der durch Eis (also Gletscher und Binneneismassen) transportierten Gesteinszerstörungsprodukte anlangt, so fällt alles, was am Ende des Eistransports in den Wirkungsbereich fließenden Wassers gelangt, wesentlich bereits unter die vorstehenden Erörterungen, da es dann, falls überhaupt vom fließenden Wasser fortbewegbar, je nach Umständen von diesem weiterbefördert wird. Es kann sich daher hier — abgesehen von dem, was in völlig vereisten Gebieten (wie z. B. noch jetzt in Grönland) durch Eistransport unmittelbar bis zum Meere gelangt und, sofern es dort auf abgebrochenen Gletscherenden oder Eisschollen weiterschwimmt, beim Abschmelzen dieser Gefährte sich im Meere abgelagert — wesentlich nur um die über weite ehemals übereist gewesene Gebiete flächenhaft ausgebreiteten Massenablagerungen handeln, die von den großen eiszeitlichen Binneneisdecken herrühren. Es betrifft das nicht bloß die großen Blöcke und die sonstigen groben Eiszeitgeschiebe, sondern weit mehr noch die aus denselben Vorgängen herrührenden Kiese, Sande und Tone, Mergel oder Lehme, besonders die sogenannten Geschiebelehme — ein ungeheures Material der Massenvertragung, das nicht nur den eigentlichen Ausgangsgebenden jener damaligen Eisbewegung, sondern auch den ganzen von derselben unterwegs überschrittenen Gebieten entstammt und dabei größtenteils eine sehr starke Verarbeitung und Aufbereitung erfahren hat. Namentlich sind die Tone, Mergel und Lehme offenbar nicht bloß das Ergebnis von Zersetzung, sondern auch einer sehr starken Abreibung der unter dem Eise fortgeschobenen Grundmoräne wie der Unterlage, auf der diese fortbewegt wurde. Die Kiese und Sande aber sind ganz besonders von den unter dem Eise gesammelten und unter dem Eisrand hervorgeflossenen Schmelzwässern bearbeitet, zugerundet und verbreitet worden. Als mehr oder minder mächtige Decken sind diese gesamten Massen über die einst von den eiszeitlichen Eismassen besetzt gewesenen Lande gebreitet, wobei sie in den ebeneren Teilen derselben die ältere Unterlage meist ganz verhüllen. (Weiteres über die eiszeitlichen Ablagerungen siehe unten S. 156 ff.)

c) Wiederablagerung durch Winde. Da die Transporttätigkeit der Winde überhaupt eine flächenhaft wirkende ist, entspricht dem auch die Wiederablagerung der von ihnen fortgeführten

durch wesentliche Steigerung ihres Gefälles — die sich z. B. durch Landhebung oder Senkung des Meeresspiegels ergeben kann — die Möglichkeit erhalten und veranlaßt werden, ihre Betten dort beträchtlich tiefer einzuschneiden. Denn wenn sie dann schließlich in mehr oder minder tiefen Erosionstälern jene früher von ihnen selbst geschaffenen Ablagerungen durchziehen, dann werden sie dieselben unfehlbar auch mehr und mehr angreifen, sie mit Hilfe der Niederschlagswasser u. a. in beträchtlichem Maße zerstören und die Zerstörungsprodukte weiter abwärts bzw. ins Meer befördern.

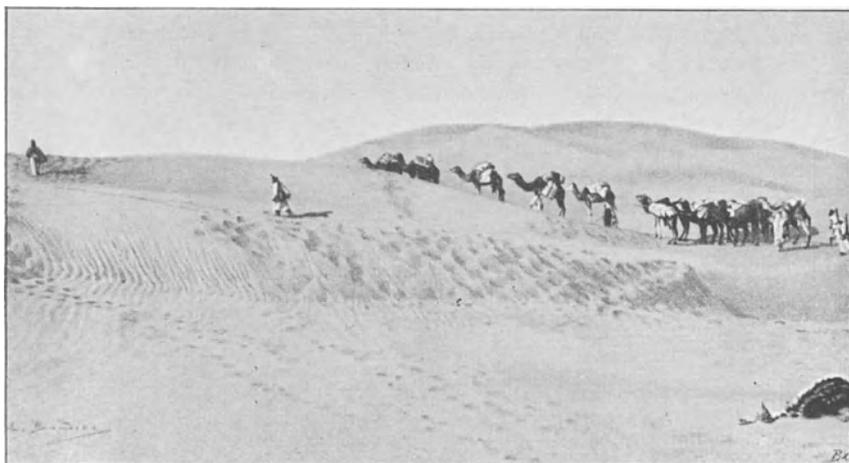
Massen. Die Winde vermögen namentlich feine Staubmassen über gewaltige Flächen zu verbreiten und sie nicht bloß in Vertiefungen, sondern auch an Hängen und selbst auf Höhen abzulagern. Der Anhäufung sowie dem dauernden Bestand dieser Ablagerungen aber ist es stets sehr förderlich, wenn sie zugleich durch eine, wenn auch nur steppenhaft dünne, Vegetation festgehalten werden. Durch die Winde entstehen übrigens nicht bloß in den eigentlichen Hauptgebieten dieser ihrer Transporttätigkeit selbst — also in den sehr niederschlagsarmen Erdgegenden, wo sie bei der sehr spärlichen und lückenhaften Vegetationsbedeckung des Bodens die feinen Verwitterungsprodukte in großer Menge aufgreifen — mächtige und viele Unebenheiten der Oberfläche ausgleichende Ablagerungen; sondern heftige Stürme, die die von ihnen entführten Massen hoch in die Luft emporheben, können die letzteren auch weit von dort forttragen, ehe sie schließlich zur Absetzung kommen¹⁾. So sind, wie Ferd. v. Richthofen gezeigt hat, z. B. die gewaltigen Lößablagerungen des östlichen Innerasiens und Chinas dergestalt als Wirkung der Absetzung und Anhäufung von aus dem Innern Zentralasiens durch Winde herbeigeführten und ständig durch die darauf gewachsene Vegetation befestigten Staubmassen anzusehen²⁾. Gerade in den von hohen Randgebirgen rings umschlossenen und daher überaus niederschlagsarmen Hochflächen Zentralasiens ist die Staubeentwicklung eine besonders starke. Dort sind daher die Staublegerungen zugleich als ein ausebnender, Vertiefungen ausfüllender Faktor von ganz besonders großer Bedeutung.

¹⁾ Infolge der Kleinheit ihrer Teilchen und des dementsprechend verhältnismäßig großen Reibungswiderstandes, den diese bei ihrem Bestreben zum Niedersinken in der Luft erfahren, können Staubmassen, besonders die allerfeinsten, bei sehr heftigen Winden sich lange in der Luft schwebend erhalten. Das erklärt ihre weite Vertragbarkeit. So wurden von einem großen Staubsturm, der nach den Forschungen von Hellmann und Meinardus in der algerischen Sahara seinen Ausgang genommen hatte und über Tunis hinzog, gewaltige Staubmengen, wie durch deren eigenartige Farbe festgestellt werden konnte, durch eine nordwärts gerichtete Strömung der höheren Luftschichten im März 1901 über Italien hin bis nach Mitteleuropa geführt und konnten sogar bis nach Kopenhagen, ja nach Perm hin verfolgt werden (Abh. d. Preuß. meteor. Inst., Berlin 1901, Bd. II). Es unterliegt keinem Zweifel, daß auf ähnliche Weise auch beträchtliche Staubmassen der Trockengebiete des Festlandes ins Meer gelangen, dort niedersinken und sich den marinen Sedimenten beigesellen. Vgl. z. B. den sogenannten Passatstaub, der auf dem Atlantischen Ozean westlich der Sahara beobachtet wird und nur durch die von letzterer herkommenden Winde dort hingetragen sein kann.

²⁾ Bei diesen Staublegerungen helfen natürlich auch die Niederschläge erheblich mit, indem sie einerseits den in der Luft schwebenden Staub mitreißen, andererseits das, was sich an Staub auf den Blättern der Pflanzen angesammelt hat, dort abspülen und beides auf dem Boden festzulegen streben.

Eigenartig arbeiten die Winde mit den Ablagerungen des von ihnen aufgegriffenen und fortgeführten Sandes. Aus ihnen schaffen sie die Dünen¹⁾. Wir unterscheiden Küstendünen und Binnenlanddünen. Das Material der Küstendünen liefert in allen denjenigen Gebieten, in denen das hinter den Dünen gelegene Land von einer dichteren Vegetation bedeckt ist, wohl immer fast ausschließlich die Meeresbrandung, indem sie Sand auswirft, von dem die von der See

Fig. 26.



Binnendünen in der algerischen Wüste.

her zum Lande hin wehenden Winde, sobald er ausreichend trocken geworden ist, immer Teile aufgreifen und landeinwärts treiben. Wo dann dort irgend ein fester Gegenstand, und wäre es auch nur ein Strauch oder dergleichen, ja selbst eine noch kleinere Pflanze, einen Halt gibt, da sammeln sich an letzterem die dort treibenden Sandkörner zu einem ihn schließlich einhüllenden Hügel²⁾, der, zumal wenn sich auf ihm mehr von der sehr genügsamen Sandstrandvegetation einfindet und ihm dadurch weitere Festigkeit gibt, durch fortwährendes Anwehen neuer Sandmassen immer mehr anwachsen kann. Daß die Küsten-

¹⁾ Dünen und Sand sind aufs engste zusammengehörige Begriffe; wo kein Sand ist, da gibt es auch keine Dünen.

²⁾ Man kann sich davon leicht überzeugen, wenn man bei kräftigem Seewinde an breitem Sandstrande wandert und irgend einen geeigneten Gegenstand, z. B. einen Spazierstock, dort hinwirft. Am schnellsten geht es, wenn der Wind annähernd in der Richtung des Strandes weht und dort kräftig Sand vor sich hertreibt. Dann kann man sehr schnell sehen, wie der Stock alsbald in Sandmassen eingehüllt und schließlich von denselben überdeckt wird.

dünen, namentlich die äußeren, immer dem Küstenrand annähernd parallel laufen, erklärt sich einfach daraus, daß es eben die von dem Meere her auf das Land hin wehenden Winde sind, durch die diese Dünen erbaut werden. Die Höhe der Küstendünen aber kann stellenweise bis zu 100 m oder selbst noch mehr anwachsen¹⁾. Ihre Festigkeit und Beständigkeit wird natürlich um so mehr gefördert, je mehr sich auf ihnen die den dortigen Lebensbedingungen ganz besonders angepaßte, sehr anspruchslose und mit langen, tief reichenden Wurzeln ausgestattete spezifische Sandvegetation ansiedelt.

Bei den Binnenlanddünen (vgl. Fig. 26) sind Gestalt und Richtung ihres Verlaufs nicht so einheitlich wie bei den Küstendünen, weil an ihrem Aufbau und ihrer Gestaltung alle in der betreffenden Gegend wehenden Winde je nach Häufigkeit und Stärke mehr oder weniger beteiligt sind. Voraussetzung ist auch bei ihnen stets, daß in den betreffenden Gebieten reichliche Mengen geeigneten Sandes für die Winde frei liegen, ohne durch eine irgendwie dichtere Vegetationsdecke oder ständige reichliche Feuchtigkeit gebunden zu sein. Von selbst ergibt sich daher, daß wir die Hauptverbreitungsgebiete binnenländischer Dünenbildung in solchen sandreichen Erdstrichen zu suchen haben werden, die nur von einer spärlichen bzw. sehr undichten Vegetation überdeckt und mindestens während einer längeren Zeit des Jahres sehr niederschlagsarm sind, vor allem also in Sandwüsten und dünnen Sandsteppengebieten. Eine besonders gewaltige Entwicklung von Binnenlanddünen, die hier — ähnlich wie bei Küstendünen — auch in mächtigen einheitlich gerichteten Zügen mit parallelen Kämmen auftreten, findet sich z. B. in einem Teile der Libyschen Wüste. Wo sich solche Einheitlichkeit im Verlauf von Binnenlanddünen findet, muß sie zweifellos so gedeutet werden, daß die Windrichtung, die eben diesen Verlauf der Dünen hat zustande kommen lassen, an Häufigkeit und Stärke alle anderen dort vorkommenden Windrichtungen weit überwiegt²⁾. Je nach den Windverhältnissen und deren Stetigkeit oder

¹⁾ An den deutschen Küsten sind die höchsten diejenigen der Kurischen Nehrung, die bis über 60 m Höhe erreichen. An unserer Nordseeküste werden solche Höhen längst nicht erreicht.

²⁾ Wenn sich dünenartige Sandhügelbildung, wie sie in kleinen Maßstäben hier und da auch im Innern Deutschlands vorkommt, in solchen binnenländischen Gebieten findet, die heute ständig mehr oder minder niederschlagsreich und von einer den Sand fest bindenden dichten Vegetationsdecke überzogen sind, so erscheint der Schluß naheliegend, daß diese Dünenbildung in einer Zeit entstanden sein mag, in der das dortige Klima für die Entwicklung einer dichten Vegetationsdecke weit weniger günstig war als jetzt. — Durch die öfters vorgekommene unvorsichtige Vernichtung von Vegetationsdecken, die sich über Flugsand gebreitet hatten und ihn dadurch banden, kann dieser aber auch in keineswegs niederschlagsarmen Gebieten wieder entfesselt und, ehe noch eine neue bindende Vegetationsdecke sich über ihm gebildet haben kann, für die Winde abermals frei werden, was dann mannigfach zur Überwehung und Versandung fruchtbarer Landstrecken führen kann.

mannigfaltigem Wechsel finden sich anderwärts noch manche andere Formen der Binnenlanddünen, die zum Teil auch jahreszeitliche Umänderungen erfahren. Eine sehr eigenartige Form ist die der sogenannten Sicheldünen (in Turkestan Barchane genannt), die auf der den Winden zugekehrten sanfter geböschten Seite eine sichel- oder hufeisenförmige Gestalt haben, während sie nach der anderen Seite kürzer und steiler abfallen. Sie finden sich sowohl einzeln als auch in ganzen Reihen aneinandergeschlossen.

Wenn Dünen nicht von einer verhältnismäßig dichten, den Sand festhaltenden und bindenden Vegetation bewachsen sind, dann wird sowohl von den aus der Umgebung immer aufs neue durch die Winde herangeführten Sandmassen, als auch von denjenigen, die bereits an der Luvseite bzw. an deren Fuße abgelagert waren, ein Teil auf die Höhe der Dünen hinauf und über dieselbe hinweg geweht, so daß er an der Leeseite herunterfällt und sich dort anhäuft. Hierdurch findet im Laufe der Zeit eine gewisse Verschiebung der Lage der betreffenden Dünen statt, die man als Wandern derselben bezeichnet und die, wie es z. B. auf der Kurischen Nehrung geschehen ist, für Kulturland und ganze Ortschaften, die es mit Verschüttung bedroht, verhängnisvoll werden kann¹⁾.

Zusammenfassung.

In den vorstehenden Abschnitten (S. 27 bis 147) sind die verschiedenen Hauptgruppen der Vorgänge, die auf der Erdoberfläche die großen Grundzüge der Unebenheiten und damit sozusagen den Rohblock der Verteilung von Hoch und Tief schaffen, sowie derjenigen, die an der Einzelherausbildung der tatsächlichen Formen tätig sind, zunächst jede für sich gesondert betrachtet²⁾, um auf solche Weise jede von ihnen um so klarer nach ihren Ursachen und der Art ihres Wirkens erfassen zu können. Tatsächlich wirken sie ja aber niemals so für sich

¹⁾ Ebenso sind namentlich in sehr niederschlagsarmen Gebieten Vorder- und Zentralasiens mannigfach alte, einst im Altertum blühende Kulturstätten, darunter selbst größere Städte, samt den für ihr Dasein unentbehrlichen Bewässerungsanlagen durch die Winde, die immer neue große Sand- und Staubmassen heranzuführten, mehr und mehr überschüttet und schließlich völlig vernichtet und begraben worden.

²⁾ Die Gesamtheit der oben behandelten Kräfte und Vorgänge, denen die gegenwärtige Gestaltung der Erdoberfläche entstammt und die ebenso fortwährend weiter an ihr tätig sind, teilt man auch ein in „endogene“ d. h. solche, die ihren Sitz bzw. ihre Ursachen im Innern der Erde oder der Erdrinde haben, und „exogene“, d. h. solche, die von außen her wirken. Zu den „endogenen“ gehören natürlich die vertikalen und horizontalen Bodenverschiebungen sowie die vulkanischen Aufschüttungen und alle sonstigen Äußerungen des Vulkanismus überhaupt; zu den „exogenen“ Verwitterung, Abtrag, Erosion, Wiederablagerung, eiszeitliche Wirkungen und dergleichen. Auch die Korallenbauten muß man dann zu den „exogenen“ rechnen.

allein, sondern in den mannigfachsten Formen gegenseitigen Ineinandergreifens zusammen. Seit auf der Erde sich um das fortdauernd glühende Innere herum eine feste, außen mehr und mehr erkaltende Erstarrungskruste gebildet hatte, haben — abgesehen von dem an zahlreichen Stellen erfolgten Empordringen und Ausquellen großer heißflüssiger Magmamassen in der Zeit des geologischen Altertums und den beschränkteren vulkanischen Aufschüttungen der jüngeren geologischen Perioden — unablässig langsame Verschiebungen in der allmählich immer mächtiger gewordenen Erdrinde, direkt oder indirekt im Zusammenhang mit der Kontraktion des Erdinnern, die wesentlichsten und grundlegenden Hauptzüge der großen Unebenheiten der Erdoberfläche¹⁾ geschaffen. Auch sind derartige Verschiebungen selbst heute keineswegs zur Ruhe gekommen, sondern gehen, wie neben allerlei Hebungs- und Senkungserscheinungen vor allem die tektonischen Erdbeben zeigen, mit säkularer Langsamkeit noch immer ständig weiter fort. Ihre räumliche Verteilung ist, soweit wir das zu übersehen vermögen, eine sehr ungleiche, auch findet sich in der Art der betreffenden vertikalen oder horizontalen Bewegungen viel Verschiedenheit. In manchen Gegenden zeigen sich mehr oder minder deutliche Spuren säkularer Senkungen, in anderen solche von Hebungen, während wieder anderwärts Veränderungen der Niveaulage sich nicht fühlbar machen. Ebenso finden sich hier und da Anzeichen, die auf eine fortdauernde seitliche Verschiebung bzw. Zusammenschiebung hinzudeuten scheinen, während anderwärts weite Gebiete sich auch in dieser Hinsicht in Ruhe zu befinden scheinen. Ferner hat, wo sich vertikale oder horizontale Verschiebungen vollzogen haben, dies nicht für unbegrenzte Zeit einheitlich in demselben Sinne fortgedauert, sondern es konnten darin kürzere oder längere Ruhepausen eintreten, und ebenso konnte auf eine Zeit der Senkung auch wieder Hebung folgen und umgekehrt. Endlich haben z. B. Senkungen nicht bloß große zusammenhängende Landgebiete in einheitlichem Sinne betroffen, sondern auch bei einzelnen enger begrenzten Teilen gesondert stattgefunden (vgl. z. B. Grabenbrüche, Kesselbrüche usw.).

Während nun aber die in der Erdrinde vor sich gegangenen vertikalen und horizontalen Verschiebungen sowie die vulkanischen Eruptionen in buntem Wechsel Veränderungen der großen Grundzüge des Reliefs der Erdoberfläche herbeigeführt haben, sind an demselben Relief — namentlich seit die Oberfläche sich stärker abgekühlt hatte und es Wasser sowie Pflanzenleben auf der Erde gab — auch jene

¹⁾ Es ist hierbei aber nie außer acht zu lassen, daß diese Unebenheiten, so groß sie uns im einzelnen auch erscheinen mögen, doch im Vergleich zur Gesamtgröße der Erde überaus geringfügig sind. Die Länge des Erddurchmessers beträgt rund etwa 12740 km, der Niveauunterschied der größten bekannten Bergeshöhe (8800 m) und der größten gemessenen Meerestiefe (rund 9790 m) nur etwa $18\frac{1}{2}$ km = etwa $\frac{1}{685}$ der Größe des Erddurchmessers.

anderen Kräfte unablässig tätig gewesen, die sozusagen den von jenen vorgenannten Faktoren geschaffenen Rohblock im einzelnen bearbeitet haben und dies auch heute rastlos weiter tun. Unablässig sind sie bestrebt gewesen und arbeiten weiter daran, namentlich die größeren Erhöhungen der Landoberfläche zu zerstören, sie durch Abtragung der Zerstörungsprodukte zu erniedrigen, ebenso alle Höhen durch Einagung von Tälern zu zerschneiden und die dort abgetragenen Zerstörungsprodukte nach tieferen Stellen der Erdoberfläche zu befördern, um sie dort abzulagern, überhaupt sämtliche größeren Unebenheiten der Erdoberfläche dadurch auszugleichen, daß sie das Material der Erhöhungen zur Ausfüllung der Vertiefungen verwenden.

Der wichtigste Faktor ist hierbei in allen nicht ganz niederschlagsarmen Erdgebieten das Wasser. Das Wasser ist gleichsam allen Erhöhungen auf den Landflächen der Erde feindlich und möchte — indem es in seinem Kreislauf von der Erdoberfläche durch Verdunstung wieder in die Luft emporsteigt, von dort, nachdem die Winde es vielleicht mehr oder minder weit fortgeführt haben, als Niederschlag wieder herunterkommt, sich auf den Landflächen wesentlich an der Gesteinszerstörung durch Verwitterung beteiligt, dann von den Höhen herniederrinnt, hierbei je nach Umständen seine Furchen tiefer und tiefer in die Landmassen einragt und beträchtliche Mengen von Gesteinszerstörungsprodukten abwärts befördert, um sie möglichst weit abwärts oder schließlich im Meere abzulagern — auf der Landoberfläche alles nivellieren. Hätten die Kräfte dieser letztgenannten Kategorie allein freies Spiel, so würden sie allmählich die gesamten Landoberflächen immer mehr ausebnen¹⁾.

¹⁾ Um die Bedeutung des fließenden Wassers und des Wassers überhaupt für die Gestaltung der Landoberfläche der Erde richtig zu würdigen, ist auch lehrreich ein vergleichender Blick auf den Mond, wo keine Lufthülle und kein Wasser vorhanden ist. Da der Mond sich in rund etwa $27\frac{1}{3}$ Tagen einmal um seine Achse dreht und seine Drehungsachse fast senkrecht auf der Drehungsebene steht, folgt für jeden Punkt seiner Oberfläche auf etwa $13\frac{3}{4}$ Tage Sonnenschein, dessen Erwärmungskraft dort durch keine Atmosphäre, keine Wolke gedämpft wird, eine $13\frac{3}{4}$ tägige Zeit der Dunkelheit mit schroffster und stärkster, weil wiederum durch keine Lufthülle gemäßiger Wärmeausstrahlung. Dort findet also innerhalb jeder Periode von $27\frac{1}{3}$ Tagen ein Wechsel von gewaltig summierter Erwärmung und bis zu schroffster Kälte gesteigerter Abkühlung statt, der hinsichtlich der Größe seiner Temperaturregengensätze alles ungeheuer weit hinter sich läßt, was in dieser Beziehung irgendwie auf der Erdoberfläche vorkommt. Infolge dieses in ungeheurer Schroffheit und Stärke erfolgenden Temperaturwechsels muß dort zwar eine gewaltige mechanische Zertrümmerung der Oberflächen-gesteine stattfinden, aber keine Abtragung des Gesteinsschuttes durch Niederschläge und fließendes Wasser, keine Tiefen- und Seitenerosion durch letzteres wie durch Gletscher und Meeresbrandung, und natürlich auch keine Bildung von Schichtgesteinen durch Wassertransport und Ablagerung im Wasser. Es kann daher nicht verwundern, wenn uns spezielle Karten der uns zugewendeten Seite des Mondes — ganz abgesehen von der im Vergleich

Aber ebenso unablässig schaffen die Faktoren der erstgenannten Gruppe wieder neue größere Unebenheiten. Hiervon ist selbst der Grund der Ozeane nicht frei. Wohl haben sich die einst in der Zeit vor den systematischen und genauen Tiefseelotungen mannigfach gehegten Vorstellungen, die auf dem Grunde der Ozeane ein ähnlich vielbewegtes Relief wie auf den Landmassen vermuteten, längst als irrig erwiesen. Zwar weist auch das Relief des Grundes der ozeanischen Becken Hoch- und Tiefländer sowie sogenannte Grabenversenkungen (siehe oben S. 32), ferner außer den bis über den Meeresspiegel aufgeschütteten Vulkankegeln auch unterseeische¹⁾ auf, wozu noch alle jene sonstigen untermeerischen Berge kommen, die auf ihren Gipfeln Koralleninseln und Atolle (siehe oben S. 94ff.) tragen. Aber abgesehen davon ist das Relief des Grundes der Ozeane im allgemeinen und auf weite Strecken sehr einförmig und sehr verschieden von der Vielgestaltigkeit der Formen, die die Landoberflächen sowohl im großen wie bis ins kleinste aufweisen. Es kann das auch gar nicht anders sein, denn dort fehlen ja doch alle die Vorgänge der Verwitterung, ebenso fehlt in den ozeanischen Tiefen auch alle Erosionstätigkeit und alle Transportmöglichkeit von Gesteinszerstörungsprodukten durch rinnendes Wasser²⁾ usw. Dagegen findet dort ein fortwährender Niederschlag von Sedimenten, vor allem von festen Körperteilen und Gehäusen abgestorbener Meeresorganismen statt, durch den dort in beträchtlichem Maße Unebenheiten ausgeglichen werden. Daß jedoch außer den vulkanischen Eruptionen, von deren fortdauerndem dortigem Vorkommen eine Reihe unmittelbarer Beweise vorliegen, auch vertikale Bodenverschiebungen in dem Untergrund der Tiefsee stattfinden, darüber ist heute wohl kaum irgend ein Zweifel, und sehr wahrscheinlich ist wohl, daß dort ebenso horizontale Verschiebungsbewegungen (Zusammenschiebungen, Faltungen) nicht fehlen. Es würde ja kaum verständlich sein, wenn in den meerüberdeckten fast drei Vierteln der festen Erdkruste das ganz fehlen sollte, was in dem Untergrund der Landmassen, die doch nur wenig über ein Viertel der Erdoberfläche einnehmen, so vielfältig stattgefunden hat und weiter stattfindet.

zur Erde beispiellosen Häufung von Gebilden, die wohl als Vulkane aufgefaßt werden müssen, sowie von vermutlich ebenfalls vulkanischem Ursprung entstammenden Ringgebirgen — ein so wesentlich anderes Bild der Oberflächengestaltung darbieten als auf der Erde (vgl. E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geol., 4. Aufl. 1912, S. 14ff., sowie F. v. Wolff, Der Vulkanismus I, 675f., Stuttgart 1914).

¹⁾ Also solche, die (mindestens bisher) nicht bis zum Meeresspiegel oder über diesen hinaus emporgewachsen sind.

²⁾ Soweit in jenen großen Meerestiefen überhaupt Bewegungen des Wassers stattfinden, sind diese jedenfalls so langsam, daß bei ihnen von irgendwelcher Erosionstätigkeit nicht die Rede sein kann, wohl auch kaum von einer horizontalen Vertragung von Sedimenten.

Wenn wir mehr oder weniger auszurechnen vermögen, wieviel ungefähr z. B. auf den Alpen von der ursprünglichen Masse der dort aufgerichteten, gefalteten und teilweise überschobenen Schichten fehlen, also zerstört und durch Abtragung entfernt sein muß, so dürfen wir, wie schon erwähnt, daraus nicht folgern, daß die Alpen wirklich jemals so hoch gewesen seien, wie eine derartige Rechnung ergibt, da eben mit der ersten Aufrichtung und Faltung an den betreffenden Schichten auch die Zerstörung und die Wegführung der Zerstörungsprodukte begann und in den höheren Regionen an Stärke immer mehr zunahm, je mehr das Ganze immer steiler zusammengepreßt und immer höher aufgewölbt wurde. Auch dürfen wir, wenn wir im Geiste uns einigermaßen rekonstruieren können, aus welchen ungefähren Grundformen sich die einzelnen jetzt tatsächlich vorhandenen Geländeformen der Idee nach entwickelt haben mögen, nicht glauben, daß diese Grundformen dort einst so, wie die Idee es voraussetzt, vollständig vorhanden gewesen seien. Sondern während des Aufwölbungsprozesses selbst waren ja doch an der in Aufwölbung begriffenen Schichtenmasse von Anfang an bereits alle die Faktoren der Einzelmodellierung in ihren zersetzenden, erodierenden, abtragenden usw. Bestrebungen tätig. Auch griff da fortwährend vieles ineinander; die grundlegenden tektonischen Bewegungen gingen nicht immer für alle Teile gleichmäßig vor sich; mit horizontalem Zusammenschub, der oft nicht alle Teile ganz gleichmäßig ergriff, verbanden sich teilweise und zeitweilig auch vertikale Verschiebungen, und es traten hierbei wohl auch mannigfach zeitweilige Perioden relativer tektonischer Ruhe ein, während bei alle dem die Zerstörungs- und Abtragskräfte restlos ihre Arbeit fortsetzten. Ebenso dürfte in der Entwicklung der Tal-systeme da öfters während der verschiedenen Stadien derselben allerlei Wechsel hinsichtlich der darauf einwirkenden Faktoren eingetreten sein.

Jedenfalls ist es stets nur der Grundstock eines Gebirges bzw. das geologische Grundgerüst eines ganzen Landgebiets, das durch die tektonischen Vorgänge geschaffen wird. Die sämtlichen Einzelgestaltungen des Reliefs dagegen, die aus diesen Grundlagen herausgearbeitet wurden, die Berge und Rücken sowie ihre Formen bis in alle Einzelheiten, ihre gegenseitigen Höhenverhältnisse und die Gestalt ihrer Hänge, die Täler, ihre Gestalt und alle die sonstigen Einzelformen sind — abgesehen von den Fällen, wo es sich um ganz junge und noch unversehrte vulkanische Aufschüttungen handelt — durch die Faktoren der Gesteinsverwitterung, des Abtrags, der Erosion und der Wiederablagerung, sowie durch das Maß des Widerstands, das die Gesteine nach Härte, Lagerungsverhältnissen usw. jeweils den Angriffen dieser Faktoren örtlich entgegenzusetzen vermochten, bestimmt. Unter gleichen Verhältnissen des Angriffs der Verwitterung wie der Erosion und des Abtrags blieb immer das Härtere bzw. stärker Widerstandsfähige länger und höher stehen als das minder Widerstandsfähige, das stärker zerstört und tiefer abgetragen wurde. So konnte es schließlich bei langdauernder Abtragung dahin kommen, daß — wie zahlreiche

Beispiele in alten Gebirgen zeigen — heute Massen, die einst tief unter anderer Überlagerung begraben lagen, vermöge der größeren Widerstandskraft ihres Gesteins als beherrschende Gipfel nachbarliche Gesteine mehr oder minder stark überragen, die ehemals wesentlich höher als sie emporgereicht haben müssen, aber gegen Verwitterung und Abtrag minder widerstandsfähig waren.

Aus all den Zerstörungsmaterialien aber, die nach mehr oder minder langem Transport schließlich besonders an tief gelegenen Stellen und namentlich im Meere zur Ablagerung kommen, bereiten sich neue Schichten vor, die nach allmählicher Erhärtung früher oder später aufs neue durch tektonische Vorgänge in die Höhe gelangen, ja zu Gebirgen werden und so aufs neue in den sich stetig wiederholenden Kreislauf von Werden und Vergehen an der Erdoberfläche eintreten können. So ergibt sich das gewaltige Gesamtbild eines beständigen Gegen-einanderarbeitens verschiedener Kräftegruppen, eines ununterbrochenen Wechselspiels von Aufbauen und Zerstören, wobei die Zerstörungsprodukte immer wieder das Material zu neuem Aufbau liefern.

Gletscher und Eiszeitliche Vorgänge¹⁾.

Unter den Vorgängen, die auf die Gestaltung der heutigen Oberfläche eines beträchtlichen Teiles der Landmassen wesentlich eingewirkt haben, stehen diejenigen der sogenannten Eiszeiten so eigenartig da, daß es nötig erscheint, sie im Zusammenhang mit einer Erörterung über Gletscher noch für sich etwas näher zu betrachten.

a) **Die Gletscher.** Die Gletscher entstehen in solchen Gebirgshöhen, in denen sich infolge der klimatischen Verhältnisse der betreffenden Erdgegenden und Höhenlagen das ganze Jahr hindurch reichliche Schneemengen befinden, aus dauernden bedeutenden Schneeanhäufungen²⁾. Oft finden sich solche in den muldenartigen Aushöhungen des Geländes, von denen viele Täler ihren Ausgang nehmen. Dort sammelt sich von den die Mulden umgebenden mehr oder minder

¹⁾ Siehe das S. 121, Anmerkung 1 Angeführte. Ferner seien hier genannt: zu kurzer Übersicht Fr. Machatscheck, Gletscherkunde, 2. Aufl., Leipzig 1917 (Sammlung Göschen); E. Werth, Das Eiszeitalter, Leipzig 1909 (ebenda); F. Wahnschaffe, Die Eiszeit in Norddeutschland, Berlin 1910; zu eingehenderer Beschäftigung mit der Sache: Fr. Frech, Allg. Geologie, Bd. 6, Gletscher einst und jetzt, 3. Aufl., Leipzig 1918 (Aus Nat. u. Geistesw., Bd. 61); G. Steinmann, Die Eiszeit und der vorgeschichtliche Mensch, 2. Aufl., Leipzig 1917 (ebenda Bd. 302); E. Geinitz, Die Eiszeit, Braunschweig 1906; F. Wahnschaffe, Die Oberflächen-gestaltung des norddeutschen Flachlandes, auf geologischer Grundlage dargestellt, 3. Aufl., Stuttgart 1909; A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde., Leipzig 1901—1909 (grundlegendes Werk). Vgl. auch R. Lepsius, Über die Einheit und die Ursachen der Eiszeit in den Alpen, Verhandl. d. 18. Deutsch. Geogr.-Tages zu Innsbruck 1912, S. 155—165, nebst Besprechung daselbst S. XXIIff., Berlin 1912.

²⁾ Sie fehlen demnach keiner Erdzone ganz, sind aber in den Tropen auf die höchsten Regionen der Hochgebirge beschränkt.

steilen Hängen schon durch natürliches Abrutschen ständig eine Menge von Schnee¹⁾ an. Andere beträchtliche Mengen werden durch die Winde — die in den hohen Regionen weit stärker wehen als im niedrigen Lande — reichlich von den umliegenden Höhen weggeweht und in diesen Vertiefungen zusammengehäuft, wo oft zugleich, je nach den Reliefverhältnissen, eine stärkere Beschattung durch die umliegenden Höhen dazu beiträgt, die Dauer einer direkten Bestrahlung durch die Sonne und damit die entsprechende Abschmelzwirkung zu vermindern.

Fig. 27.



Der Große Aletschgletscher (Schweizer Alpen).
(Aus Supan, Phys. Erdkunde im Verlage Walter de Gruyter & Co., Berlin.)

Doch können auch von solchen dauernden großen Schneeanhäufungen, die sich deckenartig über breite Gebirgsrücken ausbreiten, Gletscher ausgehen, die sich in die dort beginnenden Täler erstrecken.

Durch die Schwere der so übereinander lagernden Schneemengen werden ganz von selbst die tieferen Schichten jener Schneeanhäufungen, je tiefer sie liegen, um so stärker zusammengedrückt. Dazu kommt das zeitweilige Schmelzen an der Oberfläche der letzteren unter dem Einfluß direkter Sonnenbestrahlung oder wärmerer darüber hinwehender Luftmassen sowie von Regen und das Einsickern des Schmelzwassers in den Schnee, das dabei schließlich wieder gefriert und hierdurch die betreffenden Massen weiter verkittet. Auf diese Weise ergibt sich dort eine grobkörnige Struktur, die Umwandlung in den sogenannten Firn, der nach unten durch weitere Verdichtung in den massigen Eiskörper des Gletschers übergeht²⁾.

¹⁾ Es geschieht dies um so leichter, als der dort bei erheblich niedriger Temperatur fallende Schnee — nach A. Heim schon bei unter 0° — trocken ist, sich nicht ballt, sondern locker und leicht beweglich bleibt, daher auch nicht leicht an sehr steilen Gehängen stärker haftet. Überhaupt besteht der Hochgebirgsschnee in der Regel nicht aus so weichen, zarten Flocken, wie sie im Tieflande das Gewöhnliche sind, sondern ist überwiegend von mehr körniger Art.

²⁾ Vgl., wie man eine Hand voll Schnee durch energisches Drücken, natürlich unter Mitwirkung eines Anschmelzens durch die Wärme der Hand, in einen kompakten Eisklumpen verwandeln kann und wie im Winter auch beim Schlittern die ursprünglich aus Schnee bestehende Schlitterbahn schließlich in eine förmliche Eisbahn übergeht.

Bewegung der Gletscher (Fig. 27). Minder leicht zu verstehen ist dagegen, wie es möglich wird, daß die scheinbar so starren Eiskörper der Gletscher überhaupt eine Bewegung haben, ja daß sie, wenn die letztere auch eine äußerst langsame ist, dabei in vieler Hinsicht förmlich das Fließen von Flüssen nachahmen können. Daß die Gletscher tatsächlich eine talabwärts gerichtete Fortbewegung haben müssen, ergibt sich ohne weiteres schon daraus, daß, wenn der beständige Abschmelzverlust an ihrem unteren Ende nicht durch ein Nachrücken des Eises von oberhalb her seinen Ausgleich fände, die Gletscher ja immer mehr verkürzt werden, also mit ihrem Ende zurückweichen und schließlich auf diese Weise mehr und mehr aufgezehrt werden müßten. Die Tatsächlichkeit dieser Bewegung ergibt sich aber ebenso einerseits aus dem Vorschreiten der Gletscher bei zeitweiligem Wachstum derselben, sowie andererseits aus dem Fortrücken der von ihnen auf ihrem Rücken fortgetragenen Gesteinsblöcke. Im übrigen ist dieselbe durch zahlreiche direkte Messungen festgestellt und in ihrem Verhalten näher untersucht. Die Bewegung findet ununterbrochen statt, ist aber nicht während des ganzen Jahres völlig gleich groß, sondern im Winter im allgemeinen langsamer als im Sommer. Außerdem ist sie bei einem und demselben Gletscher, geradeso wie bei Flüssen, auf Strecken wesentlich stärkeren Gefälles lebhafter als auf solchen sanften Gefälles. Ebenso ist sie, wie bei den Flüssen, in der Mitte schneller als an den Rändern¹⁾. Auch fügen sich die Gletscher durchaus flußähnlich allen Biegungen ihrer Betten an, breiten sich aus, wo letztere breiter werden, und drücken sich bei Einengungen derselben enger zusammen. Über Felshöcker in ihren Betten, wenn dieselben nicht zu hoch sind, schreiten sie einfach hinweg. Doch zeigt sich hierbei die Starrheit des Eiskörpers darin, daß dieser bei Überschreitung größerer Unebenheiten des Bettes oben Längs- oder Querrisse bekommt, die sich, wenn die Spannung eine starke ist, zu tiefen klaffenden Spalten erweitern können, aber nach Überschreitung der betreffenden Unebenheiten sich wieder schließen.

Auf ihrem Rücken tragen die Gletscher alles mit sich talabwärts, was an großen und kleinen Gesteinsbruchstücken von den benachbarten Hängen auf denselben herunterfällt oder durch Lawinen, Gesteinsrutschungen und dergleichen auf ihn heruntergelangt. Dort bilden diese Materialien die sogenannten Oberflächenmoränen. Sie häufen

¹⁾ Nach einer von H. Hess (Die Gletscher, S. 122) mitgeteilten Zusammenstellung von Messungen der Bewegung einer Anzahl von Gletschern betrug die jährliche Fortbewegung an derjenigen Stelle der Mitte des betreffenden Querschnitts, wo sie am stärksten war: beim Unteraargletscher 70 m, beim Rhône-gletscher 98 m, am Mer de glace (Montblanc, Messung in drei verschiedenen Querschnitten) 168, 176 und 130 m; beim Pasterzen-gletscher (Glocknergebiet) 51 m usw. „Dagegen zeigen die Ausläufer des grönländischen Inlandeises Geschwindigkeiten von 1000 bis 7000 m im Jahre, und auch bei den Gletschern des Himalaja kommen jährliche Verschiebungen von 700 bis 1300 m vor“ (ebenda, S. 118).

sich dort naturgemäß nahe den betreffenden Hängen als Seitenmoränen an. Wo jedoch zwei aus verschiedenen Tälern kommende Gletscher sich wie ein Haupt- und ein Nebenfluß miteinander vereinigen, laufen die beiden einander zunächst gelegenen Seitenmoränen zusammen und ziehen von da ab vereint als sogenannte Mittelmoräne weiter. Da die Gesteine der Oberflächenmoränen unterwegs ihre gegenseitige Lage — außer wenn einzelnes davon in Spalten fällt — nicht wesentlich verändern, findet bei ihnen im allgemeinen irgendwelche gegenseitige Reibung oder Glattschleifung nicht statt. Sie kommen daher (sehr im Gegensatz zu den Gesteinen der Grundmoränen) ohne Veränderung ihrer ursprünglichen rauhen Flächen und scharfen Kanten am Gletscherende an, wo sie sich zur sogenannten Endmoräne anhäufen. Es gelangen jedoch auch Gesteinstrümmen von den umliegenden Hängen in das Innere des Gletscherkörpers selbst, sei es, daß sie in den Ursprungsgebieten der Gletscher, speziell in den Firmulden, in die sie gefallen sind, von immer neuen Schneemassen überdeckt und so dem Gletscherkörper einverleibt werden, sei es, daß sie aus Oberflächenmoränen heraus in Gletscherspalten fallen, ohne dabei bis auf die Sohle des Gletscherbettes selbst zu dringen. Auch diese alle werden dabei, in ihrer ursprünglichen Rauhfächigkeit und Kantigkeit kaum verändert, spätestens am Gletscherende durch Abschmelzen des Eiskörpers wieder frei und so auf der Endmoräne abgelagert.

Klar von den vorgenannten zu unterscheiden sind die unter dem Gletscher auf der Sohle des Gletscherbettes fortbewegten Gesteinsmaterialien der sogenannten Grundmoräne. Ein sehr bedeutender Teil derselben, doch wohl die Hauptmasse, stammt zweifellos gleichfalls von oben her, indem die betreffenden Gesteinsbruchstücke entweder in die Firmulde tief eingebettet waren und infolge des am unteren Rande der ganzen Firm- und Eislagerung erfolgenden Abschmelzens sowie ihres Gesteinsgewichts dort allmählich bis auf den Grund sanken oder, sei es in die oft zwischen den Hängen des Gletschertals und dem Eiskörper selbst vorhandenen Randklüfte, sei es von den Oberflächenmoränen in tiefe Gletscherspalten gefallen und so schließlich bis auf die Sohle des Gletscherbettes gelangt waren. Ein Teil des Grundmoränenmaterials muß aber dem Gletscherboden selbst entstammen. Wieviel das jedoch im allgemeinen verhältnismäßig sein mag, darüber fehlt die Möglichkeit einer Schätzung; auch dürfte das je nach der Gesteinsart und der sonstigen Beschaffenheit des Gletscherbodens mannigfach verschieden sein.

Alles, was an großen oder kleineren Gesteinsbruchstücken unter dem Gletscher fortbewegt wird — gleichviel ob es in den unteren Rand desselben fest eingebacken ist oder aber lose von ihm auf dem Grunde fortgeschoben wird —, unterliegt hierbei einer entsprechenden Reibung und Schleifung¹⁾. Sie alle werden sowohl auf der Sohle des Gletscherbettes als bei gegenseitiger Berührung aneinandergerieben und dadurch

¹⁾ Vgl. oben S. 116f.

ebenso wie das Gletscherbett selbst mehr oder weniger abgeschliffen. Dabei ergibt sich nicht nur eine Menge feinen Gesteinsmehls, das von den Gletscherschmelzwässern herausgeschwemmt wird, sondern auch die Ausbildung einseitiger Schleifflächen der so auf der Sohle des Gletscherbettes vom darauf lastenden Eiskörper langsam fortgeschobenen Gesteine. Oft sind diese Schleifflächen von Systemen paralleler Kritzen bedeckt, wodurch jedesmal der stärkste Beweis ihrer glazialen Entstehung, und zwar so in der Grundmoräne, gegeben wird¹⁾. Doch darf daneben nicht unberücksichtigt bleiben, daß unter den Gletschern außer der eigentlichen Eiswirkung auch die aus den Eisschmelzwässern sich bildenden Rinnsale und Bäche, je nach ihrer Wassermenge, tätig sind. Diese bearbeiten die in ihren Bereich kommenden und von ihnen fortgeschobenen oder fortgerollten Steine in gleicher Weise wie andere Bäche, indem sie dieselben mehr oder weniger allseitig glätten, ihre Kanten abrunden usw., ebenso wie sie auch ganz wie andere Bäche, je nach dem Maße ihres örtlichen Gefälles, besondere Rinnen in den Boden des Gletscherbettes einzunagen vermögen²⁾.

Auch das gesamte Material der Grundmoräne gesellt sich, wenn es am Gletscherende anlangt, dort der Endmoräne zu, soweit es nicht von dem Gletscherbach weiter entführt wird, wie dies vor allem mit einem großen Teile des feinen Gesteinszerreibungsmehls geschieht, den er als schlammige Wassertrübung mit sich fortnimmt. Auf diese Weise ergibt sich die regellose Lagerung und Zusammensetzung der in den Endmoränen vereinigten Materialien, die sich allmählich zu immer bedeutenderen Wällen anhäufen müssen, je

1) Sehr häufig sind es mehrere, sich unter verschiedenen Winkeln kreuzende Systeme solcher parallelen Kritzen, da die Lage der so unter dem Drucke des Gletscherkörpers fortgeschobenen Steine hier und da (z. B. infolge von Unebenheiten der Felssohle, an die sie anstoßen, oder durch Zusammentreffen mit anderen Geschieben) Veränderungen erfährt und die Kritzensysteme stets in der jeweiligen Fortbewegungsrichtung eingeritzt werden (Fig. 21). Die anderen Seiten der so fortbewegten Grundmoränensteine behalten meist allerlei Unebenheiten und werden nur an den Kanten mehr oder weniger etwas zugerundet. Wird aber ein solcher Stein unterwegs so umgewälzt, daß eine andere Seite desselben nach unten zu liegen kommt, dann beginnt infolgedessen auf dieser die Ausbildung einer neuen Schleiffläche.

2) Eine andere Wirkung der Gletscherschmelzwässer sind die sogenannten Riesentöpfe, die sich namentlich in Gebieten ehemaliger eiszeitlicher Eisüberdeckung in großartigen Beispielen finden. Sie sind in ganz analoger Weise, wie dies oben (S. 120) von den in felsigen Flußbetten an Stellen von Wasserfällen oder doch starker Strömung sich bildenden Strudellöchern erwähnt ist, entstanden und ganz besonders auf die Wirkung von Wasserfällen zurückzuführen, die sich ergaben, wenn im Sommer auf dem Rücken der Gletscher bzw. der Binneneisdecken (wie es z. B. auf dem grönländischen Binneneise beobachtet ist) sich förmliche Schmelzwasserbäche bildeten und sich wasserfallartig in ihnen begegnende Gletscherspalten ergossen.

stärker der Gesteintransport des betreffenden Gletschers ist und je längere Zeit sein Ende an derselben Stelle bleibt.

Veränderungen der Lage des Gletscherendes. Was die Veränderungen der Lage des Gletscherendes anlangt, so liegt auf der Hand, daß das letztere sich jedesmal da befinden muß, wo die Abschmelzwirkung die von oben her ständig nachrückende Eismasse des Gletschers vollständig aufzuzehren vermag, wo also die Eiszuführung und die Schmelzung sich das Gleichgewicht halten. Diese Gleichgewichtsstelle aber muß talabwärts rücken, also der Gletscher muß vorschreiten, wenn entweder bei ungefähr gleichbleibender Stärke der jährlichen Abschmelzung die von oberhalb her nachrückende Eismenge erheblich wächst oder bei im ganzen gleichbleibender Größe der nachrückenden Eismenge die jährliche Abschmelzung sich vermindert, vollends aber, wenn Wachstum der Eismenge und Verminderung der Schmelzstärke zeitlich zusammentreffen. Dagegen muß umgekehrt die Gleichgewichtsstelle talaufwärts rücken, also das Gletscherende zurückgehen, demnach der Gletscher sich verkürzen, wenn bei wesentlich gleichbleibender jährlicher Abschmelzung die von oberhalb kommende Eismasse sich vermindert oder bei ungefährem Gleichbleiben der letzteren die jährliche Abschmelzung stärker wird oder endlich zu derselben Zeit Verminderung der von oben her nachrückenden Eismenge und Steigerung der Abschmelzung stattfinden.

Eine Zunahme der von oben her nachrückenden Eismasse aber wird selbstverständlich vor allem dann eintreten müssen, wenn im Sammelgebiet eines Gletschers längere Zeit hindurch wesentlich mehr Schnee fällt als vorher und nicht in demselben Verhältnis dort auch wieder bald geschmolzen wird. Denn dann muß der von da ausgehende Eiskörper an Mächtigkeit entsprechend zunehmen und auf diese Weise länger imstande sein, bei der Abschmelzwirkung im Tale durchzuhalten, bis er von ihr ganz aufgezehrt wird. Es bedarf hierzu keineswegs einer erheblichen klimatischen Änderung oder auch nur einer Vermehrung der Gesamtmenge der Niederschläge überhaupt, wenn nur, z. B. infolge einer längeren Periode überwiegend trüber Sommer in dem Sammelgebiet der Gletscher ein wesentlich größerer Teil der jährlichen Niederschläge, und zwar auch in der wärmeren Jahreshälfte, als Schnee fällt und als solcher dort auch liegen bleibt. Umgekehrt wird auch ohne erhebliche Klimaänderung, jedenfalls ohne wesentliche Erhöhung der durchschnittlichen Jahrestemperatur, eine erhebliche Steigerung des sommerlichen Abschmelzens der Gletscher und somit ein deutliches Zurückgehen derselben eintreten können, wenn eine Reihe von Sommern hindurch das Wetter wesentlich sonniger ist als vorher usw. So erklären sich ganz einfach und ohne die Notwendigkeit einer Annahme irgendwelcher wesentlicher klimatischer Änderungen die öfters beobachteten Perioden von Vorrücken oder Zurückgehen z. B. der Alpengletscher¹⁾.

¹⁾ Eine Tabelle der Hauptergebnisse der Forschungen über Perioden des Vorschreitens und Zurückweichens der Alpengletscher seit dem Ende des 16. Jahrhunderts mit allerlei näheren Erörterungen gibt A. Heim,

Aber auch daß, während fast alle Gletscher eines Gebiets gleichzeitig im Vorrücken oder Zurückweichen sind, einzelne zu derselben Zeit, wie es öfters vorkommt, hiervon eine Ausnahme machen, ja vielleicht sogar das entgegengesetzte Verhalten zeigen, also vorgehen, während die übrigen zurückschreiten und umgekehrt, wird verständlicher, wenn man berücksichtigt, daß selbst innerhalb eines und desselben engeren Gebiets die Gletscher — je nach der Größe ihres besonderen Sammelgebiets, der Menge des in ihm sich zusammenhäufenden Schnees sowie der Gestaltung ihrer Täler und der Bewegungsgeschwindigkeit der einzelnen — oft von sehr verschiedener Länge sind, so daß dementsprechend auch die Zeit, die bei ihnen ein Eisteilchen braucht, um vom Anfang bis zum Ende des Gletschers zu gelangen, sehr verschieden groß sein kann. Denn in folgedessen kann sehr wohl der Fall eintreten, daß in den unteren Teilen bzw. am Ende eines großen und sehr langen Gletschers die Wirkungen einer besonders schneereichen oder aber einer besonders schneearmen, dagegen sehr abschmelzungsreichen Jahresreihe erst hervortreten, wenn an den Enden der meisten anderen Gletscher des betreffenden Gebiets schon wieder die entgegengesetzten Wirkungen sichtbar werden.

Ursachen der Gletscherbewegung. Für die Frage nach den Ursachen der Gletscherbewegung kommen zunächst zwei wichtige physikalische Tatsachen in Betracht. Die erste ist, daß der Schmelzpunkt des Eises durch Druck erniedrigt wird und daß es bei stärkerem Drucke schon infolge des letzteren, also auch ohne Erreichung einer Temperatur von 0° oder über 0° schmilzt. Die Eismassen am Grunde der Firnmulde bzw. in den untersten Schichten des Gletscherkörpers stehen unter dem Drucke der gesamten darüber liegenden Schnee- und Eismengen, und dieser Druck ist natürlich um so stärker, je mächtiger die Gesamtmasse der letzteren, je größer also das Gewicht ist, das dort auf jedem kleinsten Teile des Eises jener untersten Schichten lastet. Die Einwirkungen der winterlichen Abkühlung vermögen bis zu diesen untersten Schichten des Eiskörpers sehr wenig oder gar nicht vorzudringen, sie werden vielmehr durch den letzteren um so stärker von dort abgeschlossen, je dicker und je freier von Spalten er ist. In folgedessen befindet sich das Eis dieser untersten, unmittelbar über der Sohle der Firnmulde bzw. des Gletscherbettes liegenden Eisschicht ständig in einem Schmelz- oder dem Schmelzen nahen Zustand, und dies um so mehr, je mächtiger d. h. je dicker der Eis-

Handb. d. Gletscherkunde, S. 509ff., Stuttgart 1885. — Außer jenen Schwankungen, die sich jedesmal über eine längere Reihe von Jahren erstrecken, gibt es übrigens auch jahreszeitliche Schwankungen der Gletscher im Anschluß an die jahreszeitliche Temperaturkurve mit einem Anschwellen während des winterlichen Ruhens oder der sehr starken winterlichen Verminderung des Abschmelzens und einer Abnahme in der warmen Jahreszeit. Doch sind diese jahreszeitlichen Veränderungen gegenüber jenen langperiodischen nur von ganz untergeordneter Bedeutung.

körper ist. Das haben seinerzeit auch die Untersuchungen E. v. Drygalskis an den gewaltigen Gletscherausläufern des Binneneises an der Westseite Grönlands voll bestätigt. Jene untersten Eisschichten sind dementsprechend mürbe, und dies ermöglicht die Gleitfähigkeit des Gletschers.

Die andere Haupttatsache ist die sogenannte *Regelation*, d. h. das Zusammenfrieren einander berührender im Schmelzen begriffener oder gegeneinander gepreßter Eisstücke. Unter hohem Druck lassen sich lose Eisbrocken in eine zusammenhängende gleichartige Eismasse von beliebiger Form verwandeln¹⁾. Der Vorgang ist dabei offenbar so, daß der Druck einerseits zunächst die Eisbrocken in eine Menge kleiner Stückchen zerteilt, die sich je nach den Raumverhältnissen aneinander verschieben und den vorhandenen Raum ausfüllen, während andererseits infolge des Druckes ein gewisses Anschmelzen stattfindet, dessen Schmelzwasser aber sogleich wieder gefriert und alle Eisstückchen in der neuen Form fest zusammenbindet²⁾. Das aber gilt nun auch von dem Verhalten des Eises unter den im Gletscherkörper vorhandenen bzw. durch die Gestalt des Gletscherbettes bedingten Druckverhältnissen, und so erklärt sich dessen Beweglichkeit und Fähigkeit, sich allen Windungen, Einengungen und sonstigen Formverhältnissen seiner Bahn anzupassen³⁾, aufgerissene Spalten abwärts der Unebenheiten des Bettes, durch die sie veranlaßt wurden, wieder zu schließen, sich auch mit Seitengletschern bei der Vereinigung (ganz ähnlich wie bei dem Zusammenfließen von Haupt- und Nebenflüssen) fest zusammenzuschließen usw.

Veranlaßt aber wird die Bewegung der Gletscher, analog wie das Fließen der Bäche und Flüsse, durch das Gefälle des Gletscherbettes vom Ursprungsgebiet her; nur daß bei den Gletschern noch der Druck aus der Firmulde bzw. aus dem sonstigen Firnsammelgebiet her hinzukommt, der den Widerstand der an sich trägen Masse des Eiskörpers überwindet und sie auf Grund ihrer Gleitfähigkeit zwingt, sich talabwärts zu bewegen, so daß sie selbst da, wo das Gefälle örtlich nur gering ist, so lange vorwärts getrieben wird, bis der Abschmelzprozeß dem ein Ziel setzt. Dieser vom höhergelegenen Ausgangsgebiet der

¹⁾ Füllt man z. B. lose Eisstücke in einen beiderseits offenen, auf eine feste Unterlage gestellten Metallzylinder, setzt hierauf einen festen metallenen Stempel von demselben Querschnitt wie die innere Weite des Zylinders auf das Eis und schlägt dann kräftig mit einem Hammer auf den Stempel, so verwandeln sich die vorherigen losen Eisbrocken sofort in eine einheitliche zusammenhängende Eismasse von der Form jenes Zylinders. Doch ist dabei stets Eis von mäßig niedriger Temperatur vorausgesetzt, denn bei sehr großer Kälte ist Eis hart wie Glas (A. Heim, Gletscherkunde, S. 286).

²⁾ Auch für die Umbildung des Hochschnees in Firn und des Firns in Gletschereis ist die *Regelation* von großer Wichtigkeit.

³⁾ Demnach findet während des Talabwärtsgleitens in den Gletscherkörpern ein mannigfaches Verschieben von Eisteilchen gegeneinander statt.

Gletscher her wirkende Druck ist es auch, der, zusammen mit der festen Konsistenz des Eiskörpers, es dahin bringt, daß der letztere in den tieferen Lagen seiner Bahn — wie das namentlich in den Bewegungen der großen eiszeitlichen Eisdecken mannigfach geschehen ist — auch öfters veranlaßt wird, durch Vertiefungen hindurch in mäßigem Grade wieder aufwärts zu steigen¹⁾.

Heutige Verbreitung der Gletscher. Wie aus dem Vorstehenden hervorgeht, können Gletscher nur an solchen Stellen der Gebiete ewigen Schnees entstehen, wo sich nicht nur besonders reichliche Ansammlungen beträchtlicher Schneemengen finden und sich, unabhängig von allem Jahreszeitenwechsel, ständig dauernd erhalten, sondern auch ein zur Fortbewegung der angehäuften Schnee- und Eismassen ausreichendes Bodengefälle vorhanden ist²⁾. In der geologischen Gegenwart finden sich Gletscher in Europa außer in den Alpen nur an manchen besonders hohen Stellen der Gebirge der Westseite Norwegens zwischen 60 und 70° nördl. Br., sowie in untergeordnetem Maße in den höchsten Teilen der Pyrenäen; außerdem in beträchtlicher Ausdehnung auf Island. In Asien haben Kaukasus, Tienschan, Karakorum, Himalaja, Kuenlun u. a. der bedeutendsten Gebirge eine Reihe großer Gletscher. In Afrika finden sich solche in den höchsten Regionen der gewaltigen Vulkanberge des Äquatorialgebiets: Kilimandscharo, Kenia und Ruwenzori; in Südamerika bis etwa 40° südl. Br. nur an den höchsten Gipfeln der Anden und in minder bedeutendem Maße, während der sehr niederschlagsreiche Westabhang der Gebirge Südchiles südlich von 40° südl. Br., sowie Feuerlands sehr stark vergletschert ist und sogar Gletscher aufweist, die bis ans Meer reichen. In Nordamerika tragen Sierra Nevada und Kaskadengebirge nur unbedeutende Gletscher, sehr zahlreiche und gewaltige dagegen die sehr niederschlagsreichen Hochgebirge des Nordwestens, besonders in Alaska. Während Australien infolge der geringen Höhe seiner höchsten Erhebungen (2200 m) ganz gletscherfrei ist, weist die sehr niederschlagsreiche Nordwestseite der Südinsel Neuseelands in den sogenannten Neuseeländischen Alpen viele, zum Teil bedeutende Gletscher auf. Daß die gesamten Polarregionen der nördlichen wie der südlichen Halbkugel überaus gletscherreich sind, versteht sich von selbst. Ganz besonders ist das ganze Innere von Grönland bis beinahe zu seinem Süden in 60° nördl. Br. und mit Ausschluß einer schmalen südwestlichen Randzone, ebenso wie, soweit uns bekannt, fast das ganze große antarktische Festland von einer zusammenhängenden Binneneismasse überdeckt, die sich bei letzterem anscheinend meist bis ins Meer vorschiebt³⁾, so daß dort der eigentliche Rand des Festlandes größtenteils gar nicht feststellbar ist.

¹⁾ Vgl. oben S. 123. Für alles Nähere über die Gletscherbewegung sowie die Fülle der bezüglichen Untersuchungen und allerlei darüber aufgestellte Theorien muß hier auf die betreffende Spezialliteratur verwiesen werden.

²⁾ Bei völliger Ebenheit des Geländes können demnach Gletscher nicht entstehen, und auch auf hoch gelegenen Ebenen, auf denen sich große dauernde Schneemassen anhäufen, nur an den Rändern, wenn sich dort Täler anschließen.

³⁾ Wenn Gletscher — wie dies z. B. bei den Ausläufern des grönländischen Binneneises und in anderen Polargebieten sehr viel der Fall ist, hier und da

b) Die eiszeitlichen Vorgänge. Nachdem mit der lebhafteren Entwicklung der geologischen Studien (etwa seit dem Anfang des 19. Jahrhunderts) auch auf die mannigfachen Gletschererscheinungen mehr und mehr eine eingehendere Aufmerksamkeit gelenkt war, fanden

Fig. 28.



Diluviale Rundhöcker aus Granit bei Kamenz in Sachsen, vom darüber hin bewegten nordischen Binneneis rund geschliffen. (Nach F. Wahnschaffe, Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.)

sich, namentlich in den Alpenländern, besonders in der Schweiz, bald aber auch in Skandinavien in immer größerer Fülle allerlei Anzeichen, die zu dem Schlusse nötigten, daß einst die dortigen

aber auch außerhalb der letzteren vorkommt — ihre Enden bis ins Meer vorschieben, dann fangen diese, sobald sie dort in tiefes Wasser kommen (vgl., daß Gletschereis infolge der vielen in ihm eingeschlossenen Luft noch leichter ist als gewöhnliches Wassereis, dessen spezifisches Gewicht 0,9167 beträgt), zunächst zusammenhängend an zu schwimmen. Die mannigfache durch die Gezeiten wie durch Wind und Seegang bewirkte Bewegung des Wassers führt aber, wenn das Meer offen, d. h. nicht mit einer fest geschlossenen Eisdecke überzogen ist, dann sehr bald dahin, daß von dem spröden Eiskörper vorn mehr oder minder große Stücke abbrechen, die durch Wind und Strömungen weiter fortgeführt und deren umfangreichere Massen, wenn sie erheblich hoch aus dem Wasser emporragen, gewöhnlich als „Eisberge“ bezeichnet werden. Ähnlich ist es im antarktischen Eismeer, wo jene Abbrüche oft große zusammenhängende tafelförmige Eisklötze und teilweise mächtige hoch aus dem Wasser emporragende Eisfelder von gewaltiger Ausdehnung ergeben.

Gletscher wesentlich weiter ausgedehnt gewesen sein müssen. Namentlich führten zunächst die großen losen Gesteinsblöcke, die sich in gänzlich gletscherfreien Gebieten an Stellen fanden, wo ein Gestein ihrer Art nicht nur nicht ansteht, sondern erst in mehr oder minder großer Entfernung davon anstehend vorhanden ist — so z. B., wenn Granitblöcke von zweifellos alpiner Herkunft an den den Alpen zugewendeten Abhängen des Schweizer Juras bis zu beträchtlichen Höhen hinauf gefunden wurden — zu solcher Schlußfolgerung, da sie durch keine andere natürliche Transportkraft als durch Gletscher von ihrem Ursprungsgebiet dorthin befördert sein konnten. Dazu gesellte sich, je näher man auf solche Dinge zu achten begann, in den gleichen heute mehr oder minder weit von Gletschern entfernten Gegenden an kahlen Felswänden sowie auf felsigen Talsohlen die Auffindung immer reichlicherer Vorkommnisse von Glattschliffen derselben Art wie die in den Gletschergebieten vorhandenen, darunter auch mancher mit den gerade für die Entstehung durch Gletscher ganz charakteristischen Systemen paralleler Kritzen (vgl. oben, S. 123), ebenso die Entdeckung von glatt geschliffenen Rundhöckern (vgl. Fig. 28), von durchaus moränenartigen Blockanhäufungen usw. In immer weiterer Verfolgung dieser gesamten Gruppe von Erscheinungen entwickelte sich daher allmählich mit völliger Klarheit die Einsicht, daß es einst in der Diluvialperiode eine Zeit gegeben haben müsse, in der die Alpen in unverhältnismäßig größerem Maßstab als jetzt vergletschert waren und gewaltige Eisströme sich aus den Haupttälern derselben bis weit in das Vorland vorschoben, ja in der Schweiz sogar das ganze Gebiet bis zu den Höhen des Juras überdeckten, ebenso bis weit über den Bodensee hinaus nordwärts vordrangen, während andere auf der Südseite bis in die Poniederung vorrückten; in der ebenso Skandinavien ganz vergletschert war¹⁾ usw.

Aber auch im norddeutschen Flachland, wo sich weit und breit kein anstehendes Gestein findet, gaben die großen Gesteinsblöcke immer mehr zu näherem Studium Anlaß, die auch heute, namentlich

¹⁾ In ganz Skandinavien findet sich an unzähligen Stellen, wo anstehendes Gestein nackt zutage tritt, die Oberfläche desselben glattschliffen, rundhöckerig bearbeitet, oft auch von Schrammen, Furchen, sowie Systemen paralleler Kritzenlinien bedeckt, wie sie nur durch sich darüberhinbewegende Gletscher erzeugt werden konnten. Dabei zeigen diese Schrammen und Kritzen in den verschiedenen Gegenden untereinander einheitliche gesetzmäßige Richtungen, und von den betreffenden Gesteinskuppen und Hügeln zeigt oft nur die eine Seite (also die Stoßseite) die Glättung mit den darüberhinziehenden Kritzensystemen, während die andere (die Leeseite) mehr oder weniger rauh geblieben ist. So erkennt man ganz deutlich, in welcher Richtung sich dort überall die betreffende Eisbewegung vollzogen, von welchen Gegenden sie ausgegangen, und daß sie, wenn auch örtlich durch tiefe Täler oder bedeutende Bodenerhebungen beeinflusst, doch im allgemeinen überall nach außen gerichtet gewesen sein muß.

im nordöstlichen Teile desselben, noch immer in beträchtlicher Zahl verstreut liegen, obwohl man sie in diesen Gegenden seit langem massenhaft gesprengt und als sehr willkommenes Material zur Fundamentierung von Häusern wie zur Straßenpflasterung bzw. -beschotterung oder sonstwie benutzt hat. Daß sie von weither dorthin gekommen sein mußten, war ohne weiteres klar, und schon die Gesteinsart ergab bei vielen von ihnen, daß sie nur aus nordischer, nämlich skandinavischer oder finnländischer Herkunft stammen konnten. Man nannte sie zunächst „erratische Geschiebe“. Das Rätsel der Art ihres Transports von dort her schien die besonders von dem englischen Geologen Charles Lyell (1845) ausgebildete Drifttheorie zu lösen, wonach diese Blöcke, nachdem sie in ihren völlig vergletscherten nordischen Herkunftsgebieten zunächst durch Gletscher bis zur Meeresküste befördert, dann auf abgebrochenen Gletscherbruchstücken (Eisbergen) oder Eisschollen von da auf dem Meere schwimmend weiter getragen, so nach dem heutigen Norddeutschland gelangt und dort beim Abschmelzen oder Stranden dieser sie tragenden Eiskörper abgelagert sein sollten. Voraussetzung war dabei natürlich, daß damals Norddeutschland von einem Meere bedeckt gewesen sei¹). Allerdings konnte dabei etwas seltsam erscheinen, daß diese die nordischen Gesteinsblöcke tragenden Eisberge oder Eisschollen usw. dort in so großer Zahl immer in der bestimmten Richtung geschwommen sein sollten. Vor allem aber wurde zunächst wenig beachtet, daß die vermeintliche Meeresüberdeckung Norddeutschlands während ihrer dann sicher beträchtlichen Dauer dort auch entsprechende Ablagerungen mit zahlreichen Einschlüssen mariner Organismenreste hinterlassen haben müßte, daß solche Beweise einer derartigen ausgedehnten Meeresanwesenheit sich dort aber nicht fanden. Gleichwohl hat jene Lyellsche Drifttheorie in Deutschland bis in die siebziger Jahre des 19. Jahrhunderts völlig geherrscht. Als sich aber im Jahre 1873 zunächst auf den Rüdersdorfer Kalkbergen unweit Berlins auf einer größeren Gesteinsfläche, von der man des Steinbruchbetriebes wegen gerade den darüber lagernden Geschiebelehm entfernt hatte, die gut erhaltenen deutlichen Spuren unzweifelhafter Gletscherschleifung fanden und bald auch die Untersuchung der Geschiebe des betreffenden Lehmes die charakteristischen Grundmoränenkennzeichen ergab; als ferner das dadurch mächtig angeregte Suchen nach etwaigen weiteren Glazialspuren auf norddeutschem Gebiet in den folgenden Jahren auch zur Entdeckung unzweifelhafter Gletscherschleife mit den charakteristischen parallelen Kritzen, teilweise von losem Erdreich überlagert, an Felskuppen der Gegenden von Leipzig, Halle, Magdeburg und anderwärts (vgl. Fig. 28)

¹) Unterstützt wurde diese Theorie durch die lange bestandene Anschauung, daß während jener älteren Abteilung der Quartärperiode überhaupt eine große Überflutung weiter Erdräume stattgefunden habe, woher ja auch ihre Bezeichnung als „Diluvium“ (= Überschwemmung, Flut) rührt.

sowie von zahlreichen gekritzten Glazialgeschieben im norddeutschen Diluvium, ja selbst von Gletschertöpfen zu Rüdersdorf führte, da war völlig erwiesen, daß nur eine zusammenhängend von Skandinavien her bis zum Südrande des norddeutschen Flachlands ausgedehnte Binneneisdecke jene Glazialspuren hervorgerufen und auch die nordischen Geschiebeblöcke mitgebracht haben konnte.

Ausdehnung der nordeuropäischen Vereisung (Fig. 29). Durch alles Vorerwähnte fiel auf die ganze Entstehungsgeschichte der

Fig. 29.



Europa zur Zeit seiner größten diluvialen Vergletscherung.
(Schraffiert = übergletschertes Gebiet.)
(Aus J. Stoller, Geol. Führer durch die Lüneburger Heide.)

oberen Bodendecke sowohl Norddeutschlands als auch der gleichgearteten benachbarten Flachländer neues Licht; ja diese Entstehungsgeschichte konnte erst auf solcher Grundlage richtig weiter aufgeheilt werden. Mittels der deutlich als glazial und als aus einem nordischen Ursprungsgebiet herstammend erkennbaren Geschiebe konnte nun auch die größte Ausdehnung der ehemaligen von Skandinavien ausgegangenen Binneneisbedeckung Norddeutschlands sowie der angrenzenden Gebiete allmählich festgestellt werden. Es ergab sich, daß dieselbe sich auf dem europäischen Festland nicht bloß über das ganze norddeutsche Flachland bis zum Nordrand der mitteldeutschen Gebirge sowie über die nördlichen Niederlande bis zur Rheinmündung und im Osten über den ganzen Nordwesten des vormaligen Gebiets von Rußland bis in

die Nähe des 50. Parallelkreises erstreckt haben, andererseits sich auch über die heutige Nordsee hin ausgedehnt und sich mit einer gleichzeitig von den Gebirgen Großbritanniens ausgehenden, das letztere mit Ausnahme eines kleinen südlichen Streifens sowie ebenso Irland überdeckenden Vereisung berührt haben muß¹⁾. Ebenso aber zeigten die weiteren bezüglichlichen Forschungen, daß zu derselben Zeit auch eine Anzahl der höchsten deutschen Mittelgebirge mehr oder minder erhebliche eigene Vereisungen gehabt haben muß usw.

Die von den Eismassen in der Grundmoräne fortgeschobenen Materialien stammen natürlich nicht bloß aus dem Ausgangsgebiet der Gesamtbewegung, sondern es sind auch auf dem ganzen Wege fortwährend aus dem dortigen Untergrund aufgegriffene Materialien mitgenommen und mit den aus jener nordischen Herkunft stammenden vermengt worden²⁾. Mit Hilfe von Geschieben, deren Ursprungsgebiet auf Grund ihrer Gesteinsart näher bestimmbar war, sowie durch genaue Messung der Richtung der auf anstehendem Gestein vorgefundenen Glazialkritzen und Eintragung der Ergebnisse auf Karten ließ sich auch eine Menge von Anhaltspunkten für den Weg gewinnen, den die Eisbewegung in den einzelnen von ihr betroffenen Gegenden genommen bzw. die Richtung, die sie dort eingeschlagen hat³⁾, so daß wir für diese nordeuropäische Vereisung heute ein ziemlich gutes Übersichtsbild ihrer einstigen größten Verbreitung sowie der Grundzüge ihrer Bewegungsrichtungen haben.

Ganz analoge Erscheinungen mehr oder minder starker diluvialer Gletscherbildung in Gebirgen, die heute keine Gletscher aufweisen, sowie Belege einstiger wesentlich größerer Ausdehnung der heute vorhandenen Gletscher- bzw. Binneneisentwicklung sind nun aber auch in höheren Gebirgen Süd- und Südosteuropas sowie anderen Erd-

1) Vgl. z. B. die bezüglichlichen Übersichtsdarstellungen bei Credner, *Elem. d. Geol.*, 10. Aufl., S. 720, Leipzig 1906; sowie E. Brückner, *Die feste Erdrinde und ihre Formen*, S. 87, Prag, Wien, Leipzig 1897, wo auch die Richtungen der Eisbewegung mit angegeben sind.

2) Auf deutschem Boden sind also auch deutsche Materialien aufgegriffen, die dann in Norddeutschland weiter fortbewegt worden sind.

3) Betreffs der kleineren Geschiebe ist dabei allerdings nicht außer acht zu lassen, daß davon auch durch die gewaltigen Schmelzwässer des Binneneises sowie ebenso durch spätere Flüsse und Bäche, die durch Geschiebelehme zogen, mancherlei noch hat erheblich über das ehemalige Gebiet des Binneneises hinaus und in verschiedenen Richtungen vertragen werden können. Man darf daher von solchen Geschieben für Schlüsse auf die nähere örtliche Bewegungsrichtung des Binneneises wesentlich nur das heranziehen, was sich noch in intakter Grundmoränenablagerung (also in intaktem Geschiebelehm) befindet. (Ebenso darf man auch nicht voreilige Schlüsse auf das Auffinden von allerlei Steinen in solchen Mündungen oder Unterläufen von Flüssen gründen, die auch von dem überseeischen Schiffsverkehr besucht werden, da es sich dabei auch um ausgeworfenen Schiffsballast ganz fremder Herkunft handeln kann.)

gegenenden der nördlichen wie der südlichen Halbkugel — soweit bisher fachmännisch danach gesucht werden konnte — gefunden worden¹⁾. In ganz besonders gewaltiger Ausdehnung sind sie im nördlichen Teile von Nordamerika festgestellt, wo sie sich teilweise bis in die Gegend des 40. Parallelkreises (also bis in eine geographische Breite wie diejenige des südlichsten Teiles von Italien), ja teilweise selbst darüber hinaus erstrecken — Zeugen einer ungeheuren zusammenhängenden Binneneisdecke, die noch weit ausgedehnter war als die des nördlichen Europas²⁾. Selbst an den vereisten Gipfeln von Kilimandscharo, Kenia und Ruwenzori in Äquatorialafrika hat sich wie an eben solchen der äquatorialen Andengebiete Südamerikas ergeben, daß dort die Gletscher einst beträchtlich tiefer herunterreichten. Dementsprechend waren damals auch die heutigen Binneneisdecken Grönlands sowie des antarktischen Festlands wesentlich weiter ausgedehnt.

Die eiszeitlichen Ablagerungen. Die durch die eiszeitlichen Vorgänge entstandenen Ablagerungen sind, nur in viel größerem Stile, durchaus denjenigen der gewöhnlichen Gletscher analog. Wo der Rand der Binneneisdecken längere Zeit stehen blieb, da wurden, entsprechend namentlich der Masse der dorthin gelangten groben Geschiebe, vielfach mächtige Endmoränen aufgehäuft. Solche eiszeitliche Endmoränen hat die preußische geologische Landesaufnahme, z. B. namentlich im nordöstlichen Teile des norddeutschen Flachlands, zu weithin mehr oder weniger zusammenhängenden Reihen geordnet, eine ganze Anzahl festgestellt. Sie finden sich ferner in ganz besonders mächtiger Entwicklung und klarer Reihenanordnung in Skandinavien sowie im südlichen Finnland und zeigen deutlich verschiedene Stadien sowie den Gang des Rückzugs des allmählich abschmelzenden nordischen Binneneises an. Von ganz besonderer Bedeutung sind aber die massenhaften Ablagerungen der eiszeitlichen Grundmoränen. Diese bestehen wesentlich aus einem Lehm, der durchmengt ist mit feineren Mineralkörnern und kleinen Gesteinsbrocken wie mit gröberen bis ganz großen, vielfach mehr oder weniger geschliffenen und zugerundeten oder doch an den Kanten abgestoßenen, öfters auch mit Systemen paralleler Schrammen oder Kritzen auf den Schleifflächen bedeckten Geschieben (daher Geschiebelehm oder bei stärkerem Kalkgehalt Geschiebemergel genannt), die zerstreut in ganz unregelmäßiger und schichtungsloser Lagerung in

¹⁾ Vgl. die kleine Erdübersichtskarte der größten Ausdehnung des diluvialen Landeises, sowie der gegenwärtigen Gletschergebiete und Treibeisverbreitung in Supan, Grundzüge d. phys. Erdk., 5. Aufl., Taf. XIV, Leipzig 1911; ebenso die Karte I in Hess, Die Gletscher, sowie die kleine Erdkarte der Gebiete ehemaliger und jetziger Eisbedeckung in Andrees Handatlas, 6. Aufl., 1914, S. 3 bis 4.

²⁾ Vgl. das Übersichtskärtchen des nordamerikanischen Glazialgebietes bei Credner, Elem. d. Geol., 10. Aufl., S. 741, Leipzig 1906.

ihn eingebettet sind¹⁾. Auf dem ganzen Wege, den das Binneneis bei seiner Fortbewegung zurücklegte, hat es eben aus dem Untergrund bzw. dem Boden, über den es hinschritt, die verschiedensten Materialien, die es loszulösen bzw. aufzugreifen vermochte, mitgenommen, wobei sich durch die Reibung des Untergrunds selbst wie der mitgeführten Gesteinsmaterialien viel Schleifmehl bildete und die letzteren mannigfaltig weiter bearbeitet, die weicheren dabei vielfach zersetzt und zermalmt wurden. Große Flächen des nördlichen Vorlandes der Alpen sowie ein großer Teil des norddeutschen Flachlandes sind z. B. noch heute von diesen Ablagerungen der eiszeitlichen Grundmoränen überdeckt, die dort in beträchtlichem Maße allerlei Unebenheiten des früheren Reliefs verschüttet haben und in Norddeutschland durch Bohrungen stellenweise bis zu Mächtigkeiten von weit mehr als 100 m nachgewiesen sind.

Hinsichtlich der Einwirkung der eiszeitlichen Binneneisdecken auf die Oberflächengestaltung der betreffenden Landgebiete sind aber auch die von den ersteren ausgegangenen und namentlich die bei ihrem Rückzuge frei gewordenen gewaltigen Schmelzwassermengen von sehr bedeutendem Einfluß gewesen. Sie haben in beträchtlichem Maße Material, das sie fortschaffen konnten, weiter vertragen und umgelagert, namentlich aber durch die von ihnen gebildeten zahlreichen und wasserreichen, natürlich vielfach nur zeitweiligen, weil später mit dem immer weiter zurückgewichenen Eisrand teilweise wieder erloschenen Bäche und Flüsse erodierend und ausspülend gewirkt. In der infolge ungleichmäßiger Ablagerung und Anhäufung des Moränenmaterials ohnehin erheblich unebenen Oberfläche²⁾ der vom Binneneise frei gewordenen Landgebiete sind dadurch einerseits zahllose wannenartige Vertiefungen von den allerverschiedensten Größen und Formen entstanden, die sich mit Wasser füllten und so zu Seen wurden³⁾. Alle erst in jüngerer geologischer Vergangenheit vom Binneneise verlassenen Landgebiete sind daher durch eine sehr augenfällige Häufung großer und kleiner bis allerkleinster Seen charakterisiert, die einst auch in den bereits früher eisfrei gewordenen vorhanden waren, aber dort infolge ihrer meist

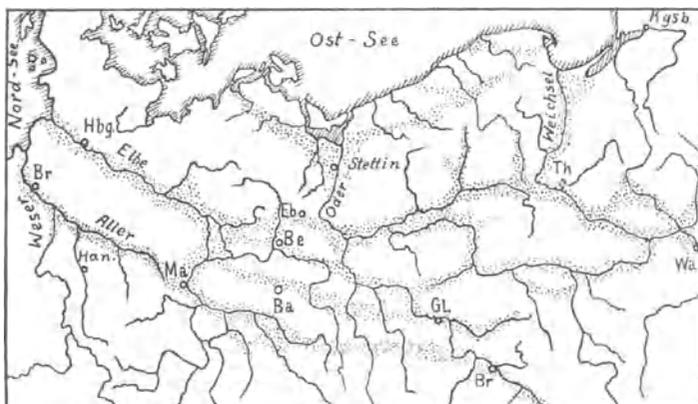
¹⁾ Gerade diese völlig schichtungslose, unregelmäßige Einbettung der Geschiebe ist charakteristisch für intakte, nicht durch Wasser später umgearbeitete Grundmoränenablagerungen.

²⁾ Die durch das Eis bzw. unter dem Eise bewirkten Ablagerungen erfolgten eben nicht wie die in ruhigen Wasserbecken stattfindenden auf größeren Flächen gleichmäßig, sondern vielfach sehr unregelmäßig, hier in größeren Mengen zusammengehäuft, dort in minder mächtigen Lagen und ebenerer Verteilung, so daß darin einförmigere Flächen mannigfaltig mit Hügelbildung sowie Becken abwechseln.

³⁾ Manche dieser Seen sind auch einfach dadurch hervorgerufen, daß in Tälern oder talähnlichen Vertiefungen durch Endmoränen Abdämmungen entstanden, hinter denen sich das Wasser aufstaute. Bei denjenigen Becken aber, die zum Teil in anstehendes Gestein eingesenkt sind, kommt für diese Teile auch die Möglichkeit direkter Erosion durch das Eis in Frage.

nur geringen Tiefe bereits größtenteils durch Zuschüttung ganz erloschen oder in Moore verwandelt sind¹⁾. Andererseits haben jene aus den Schmelzwassern des Binneneises gebildeten Flüsse, indem sie auf ihren sowohl mit Rücksicht auf die jeweilige Lage des Eisrandes wie auf

Fig. 30.



Skizze der diluvialen Urstromtäler Norddeutschlands. (Punktiert = Urstromtäler.)
 (Nach den Übersichtskarten von E. Kayser, K. Keilhack, F. Wahnschaffe.)
 I. Breslau—Magdeburg—Bremer Urstromtal. II. Glogau—Baruther Urstromtal.
 III. Warschau—Berliner Urstromtal. IV. Thorn—Eberswalder Urstromtal.
 V. Pommersches Urstromtal.
 (Aus J. Stoller, Geol. Führer durch die Lüneburger Heide.)

das damalige, auch von den eiszeitlichen Ablagerungen mit beeinflusste Gefälle der Landoberfläche gewählten Wegen ihre Betten breit und mächtig einschnitten und ausarbeiteten, mannigfach — wenn auch nicht immer für die Dauer — auf die spätere Gestaltung der Flußsysteme der betreffenden Landgebiete eingewirkt²⁾.

¹⁾ Vgl. z. B. im norddeutschen Flachlande den noch heute sehr seenreichen nordöstlichen Teil östlich der Elbe und nördlich des Fläming sowie der östlich daran anschließenden Höhenzüge mit den viel früher eisfrei gewordenen bzw. von der letzten Vereisung (d. h. dem letzten Vorstoß der nordischen Binneneisdecke) nicht mehr betroffenen, daher heute ganz seenarmen übrigen, namentlich den westlich der Elbe gelegenen Teilen. — Das sehr lehrreiche Hauptwerk über alle mit den eiszeitlichen Vorgängen in Beziehung stehenden Erscheinungen des norddeutschen Flachlandes ist das bereits genannte von F. Wahnschaffe: Die Ursachen der Oberflächen-gestaltung des norddeutschen Flachlandes; dasjenige über die eiszeitlichen Erscheinungen der Alpen das gleichfalls (S. 152, Anm. 1) schon erwähnte von A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter.

²⁾ Vgl. z. B. in Norddeutschland die breiten den eiszeitlichen Schmelzwasserströmen entstammenden sogenannten Urstromtäler (Fig. 30), denen unsere heutigen Hauptflüsse jetzt nur noch streckenweise folgen. Siehe hierüber vor allem bei Wahnschaffe, a. a. O.; vgl. auch K. Keil-

Entstehung der eiszeitlichen Binneneisdecken. Fragen wir endlich nach den Ursachen der Entstehung jener gewaltigen Binneneisdecken wie der gesamten damit zusammenhängenden eiszeitlichen Erscheinungen in so weit von den Polen entfernten geographischen Breiten, so ist da zunächst an die bereits erwähnten Bedingungen anzuknüpfen, von denen das Wachstum oder das Zurückgehen der heutigen Gletscher unserer Breiten abhängt (vgl. oben S. 157). Wenn bei einem Gletscher durch eine lange Reihe von Jahren entweder der in Schneeform fallende Teil des Gesamtniederschlags seines Sammelgebietes wesentlich zunimmt oder die Abschmelzung sich vermindert, vollends aber, wenn dies beides lange Zeit hindurch zusammentrifft, so wird natürlich einerseits die Mächtigkeit der betreffenden Schneeanammlung und des daraus sich bildenden Eiskörpers immer mehr zunehmen; der letztere wird daher in seinem Tale immer mehr in die Höhe wachsen, ja bei weiterer Fortdauer jener Vorbedingungen es schließlich ganz ausfüllen, sich über die Ränder desselben hinaus ausbreiten, sich dort mit den in gleicher Weise gewachsenen Eiskörpern benachbarter Gletscher zusammenschließen usw. Andererseits wird er sich infolge dieses stetigen Wachstums seiner Mächtigkeit immer weiter talabwärts ausdehnen, ja schließlich aus dem Gebirge ins Vorland hinaustreten, sich auch dort mit den Eisströmen benachbarter Täler vereinigen und mit ihnen gemeinsam noch immer weiter vorrücken usw. Gleichzeitig werden mit dem entsprechenden Tieferrücken der Grenze ewigen Schnees auch an solchen Stellen des betreffenden Gebirges, an denen sich vorher in Ermangelung größerer und dauernder Schneeanhäufung Gletscher nicht bilden konnten, allmählich ebenfalls solche entstehen, mehr und mehr wachsen, talabwärts vorschreiten, sich mit den anderen vereinigen usw. So wird, wenn eben jene Vorbedingungen durch sehr lange Zeit, z. B. eine ganze Reihe von Jahrtausenden andauern, allmählich das ganze Gebirge sich mit einer dauernden Schnee- und Eisdecke überziehen, die immer weiter ins umgebende Land hinein vorrückt, auch dort über niedrigere Erhebungen immer mehr hinauswächst usw. Und ist erst einmal eine breitgedehnte und zusammenhängende Schnee- und Eisdecke von beträchtlicher Mächtigkeit vorhanden, dann trägt diese auch gegenüber zeitweilig stärkeren Angriffen

hack, Tal- und Seebildung im Gebiet des Baltischen Höhenrückens, mit Karte der Eisrandlagen und Wasserläufe der letzten Eiszeit im östlichen Norddeutschland (Darbietung an den 7. Internat. Geogr.-Kongreß zu Berlin 1899), sowie das Übersichtskärtchen der Urstromtäler und großen Endmoränenzüge Norddeutschlands in E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geol., 4. Aufl. 1912, S. 383; ebenso die Darstellung der Südgrenze der nordischen Eiszeitgeschiebe, der Endmoränen nordischer Gletscher, der norddeutschen Urstromtäler und der Grenzen der Geschiebe eiszeitlicher Alpengletscher auf der schönen geologischen Übersicht von Mitteleuropa in Andrees Handatlas, 6. Aufl. 1914, S. 37 bis 38, sowie auch in H. Fischer und M. Geistbeck, Stufenatlas für höhere Lehranstalten, III, Oberstufe, S. 20 bis 21. Bielefeld und Leipzig 1912.

der Sonnenstrahlung sowie wärmerer Winde und Regen eine bedeutende Widerstandskraft in sich, da, ganz abgesehen von der sehr starken Zurückwerfung der Sonnenstrahlen von einer zusammenhängenden Schneefläche, zumal in größeren Meereshöhen¹⁾, ein erhebliches Quantum von Wärme nötig ist, um Schnee von 0° in Wasser von 0° zu verwandeln²⁾.

Weniger leicht ist es, sich vorzustellen, wie eine auf solche Weise über einem ganzen Gebirge bzw. Bergland mit stark bewegten Reliefverhältnissen entstandene Binneneisdecke, den Hauptabdachungsrichtungen des betreffenden Geländes folgend, sich quer über alle Unebenheiten hin, anscheinend auch oft quer über allerlei in anderen Richtungen verlaufende Talfurchen (z. B. von Seitentälern) weithin fortbewegen und dabei, namentlich an den Grenzen ihrer Ausdehnung, auch teilweise erheblich in die Höhe schreiten konnte — wie dies z. B. nachweislich stattgefunden hat, wenn, wie schon erwähnt, durch die von den Alpen ausgegangenen Eismassen große Blöcke alpiner Gesteine bis auf beträchtliche Höhen des Schweizer Juras emporgetragen werden konnten oder das skandinavische Binneneis nach Durchschreitung des Ostseebeckens in Norddeutschland, so weit von den Ausgangsgebieten seiner Bewegung entfernt, wieder bis an den Fuß der mitteldeutschen Gebirge anzusteigen vermochte usw. Indes die Beobachtungen Nansens am grönländischen Binneneis — mit dem man die eiszeitliche Eisdecke des nördlichen Europas in solcher Hinsicht ganz wohl vergleichen darf — haben gezeigt, daß dort am unteren Rande des Eises auch im Winter ein lebhaftes Schmelzen stattfindet, was also auf eine das ganze Jahr hindurch andauernde beträchtliche Gleitfähigkeit und Schmiegsamkeit dieser untersten Eisschichten hinweist. Im übrigen aber muß auch hierbei an den gewaltigen Druck gedacht werden, der vom hoch gelegenen Ausgangsgebiet der Gesamtbewegung vermöge der sonstigen Starrheit des Eiskörpers unwiderstehlich auf alle weiter abwärts liegenden Eismassen wirkt und sie so beständig vorwärts drängt.

Die Frage nach den Ursachen der Eiszeiten. Hinsichtlich der Frage nach den klimatischen Ursachen der Entstehung dieser großen eiszeitlichen Vereisungen so weiter Landgebiete ist heute zunächst darüber kein Zweifel, daß dazu nicht etwa eine sehr große Erniedrigung der Gesamttemperatur nötig war, sondern dafür unter

1) Diese starke Strahlenzurückwerfung von Schnee- und Gletscherflächen erfährt namentlich der unvorsichtige Wanderer, der ohne die nötigen Schutzmaßnahmen bei grellem Sonnenschein im Hochgebirge über weite Schnee- und Eisfelder wandert. Der sogenannte „Gletscherbrand“ mit heftiger Entzündung der gesamten ungeschützten Haut ist die unausbleibliche Folge.

2) Wie die Physik lehrt, ist es zum Schmelzen eines Körpers nicht ausreichend, ihn auf die erforderliche Schmelztemperatur zu bringen; vielmehr muß ihm noch eine Zeitlang weitere Wärme zugeführt werden, die, ohne eine weitere Temperatursteigerung zu veranlassen, zur Umwandlung des festen Aggregatzustandes in den flüssigen verbraucht wird. Dieser Betrag ist für das Schmelzen von Eis besonders groß.

Erniedrigung der mittleren Jahrestemperaturen um nur wenige Celsiusgrade eine solche Veränderung der klimatischen Verhältnisse genügte, daß eben durch lange Zeiträume hindurch infolge kühlerer und trüberer Sommer ein wesentlich größerer Teil des Niederschlages als Schnee fiel und dieser infolge der wesentlich geringeren Abschmelzung sich zunächst in allen höheren Lagen dauernd immer stärker anhäufte. Dabei ist nun weiter von erheblicher Wichtigkeit, ob diese Vereisungserscheinungen auf der nördlichen und südlichen Halbkugel zu derselben Zeit oder zu verschiedenen Zeiten, etwa abwechselnd stattgefunden haben. Denn in letzterem Falle müßte man nach Ursachen suchen, die die beiden Halbkugeln abwechselnd betroffen haben. Allerdings läßt sich weder das eine noch das andere mit völliger Sicherheit erweisen. Doch scheint es und ist wohl heute die durchaus überwiegende Meinung, daß die diluviale Vereisung auf beiden Halbkugeln im wesentlichen gleichzeitig stattgefunden hat. Jedenfalls weisen viele Erscheinungen sowohl im nördlichen als im südlichen Polargebiet darauf hin, daß beide jetzt, also gleichzeitig, von dem Maximum ihrer einstigen Eisüberdeckung beträchtlich weit entfernt sind.

Ferner ist für die Frage nach den Ursachen der Eiszeiten zu berücksichtigen, daß sich hinsichtlich des am besten erforschten Auftretens der Vereisung im nördlichen und mittleren Europa innerhalb der Diluvialperiode ein deutliches wiederholtes Oszillieren, nämlich ein mehrmaliges Vorstoßen mit dazwischen eingetretenem mehrmaligem starkem Zurückgehen in sogenannten Interglazialzeiten ergeben hat und daß auch in anderen Erdgebieten, z. B. in Südamerika sowie in Zentralasien, ähnliche Erscheinungen beobachtet worden sind. Es handelt sich bei diesen Schlußfolgerungen um eine Reihe von Vorkommnissen, wo sich eine Wechsellagerung unzweifelhafter eiszeitlicher Grundmoränen mit Ablagerungen findet, welche Skeletteile von Landsäugetieren sowie Meeres- und Süßwasserkonchylien und endlich Pflanzenreste enthalten. So ergab sich z. B. eine dreimalige diluviale Vereisung des nördlichen Europas¹⁾ mit zwei sie trennenden Interglazialperioden; für die Alpen aber glauben Penck und Brückner sogar vier diluviale Vereisungs- und drei dazwischen liegende Interglazialperioden nachweisen zu können usw.²⁾. Hinsichtlich der be-

1) Von diesen von Skandinavien ausgegangenen Vereisungen war die zweite die stärkste. Sie war es, die in Norddeutschland bis an den Fuß der das norddeutsche Flachland im Süden begrenzenden Gebirge heranreichte, während die dritte und letzte sich dort erheblich weniger weit nach Süden erstreckte.

2) Von diesen diluvialen Vereisungen des Alpengebiets war die erste die bei weitem stärkste und ausgedehnteste. Die in den dortigen Interglazialablagerungen vorkommenden Pflanzen weisen auf ein mildes, dem heutigen ähnliches Klima jener Interglazialzeiten hin. — Doch findet die Annahme von vier alpinen Eiszeiten auch Widerspruch, vgl. den oben S. 152, Anmerkung I genannten Vortrag von R. Lepsius nebst der bezüglichlichen Besprechung auf dem 18. deutschen Geographentage.

treffenden Interglazialperioden neigen viele der gegenwärtigen Eiszeitforscher, namentlich auf Grund der betreffenden Pflanzenfunde, zu der Anschauung, daß sie nicht bloße Zwischenzeiten zwischen Perioden erneuten mehr oder minder beträchtlichen Wiedervorstoßens der großen zeitweilig stark zurückgegangenen Eismassen waren, sondern daß in ihnen ein völliges Abschmelzen der letzteren bis auf einen ähnlichen Stand wie etwa den der heutigen Gletscher stattgefunden habe, weswegen man eben von mehreren diluvialen „Eiszeiten“ spricht. Ein völliger Beweis dafür ist aber nicht zu erbringen, und es ist wohl nicht überflüssig, sich dessen zu erinnern, daß auch heute Gletscher teilweise bis in Gebiete reichen, in denen sich vermöge ihrer Sommertemperaturen eine reiche Vegetation findet, so daß also dort Gletschereis und eine reichliche Pflanzenwelt sich nahe beieinander befinden. Dementsprechend brauchten auch jene Pflanzenfunde usw. in den Interglazialablagerungen keineswegs auszuschließen, daß sich in nicht großer Entfernung davon doch noch stärkere Ausläufer des Binneneises erhalten haben könnten.

Von großer Wichtigkeit für die Beurteilung der Frage nach den Ursachen der Eiszeitentstehung ist endlich, daß sich auch Spuren einer in der Permperiode, also gegen Ende des paläozoischen Zeitalters der Erdgeschichte, vorhanden gewesenen Eiszeit in solcher Zahl und Deutlichkeit gefunden haben, daß an der Tatsächlichkeit derselben wohl nicht mehr zu zweifeln ist. Die betreffenden Belege bestehen hier in Ablagerungen von zweifellos grundmoränenartigem Charakter, in deren aus feinerem Material bestehender Grundmasse sich — ganz wie in unserem diluvialen Geschiebelehm — wirr und ordnungs- sowie schichtungslos zerstreut große und kleine Geschiebe finden, die ziemlich häufig glatt geschliffen sowie (was ganz besonders charakteristisch ist) öfters auch gekritz und geschrammt sind, während auch ihr Untergrund sich lokal rundhöckerartig umgestaltet sowie glatt geschliffen und geschrammt zeigt. Derartige Belege sind bisher hauptsächlich auf der südlichen Halbkugel (in Australien, Südafrika, dem Kongobecken, Brasilien), aber auch in Togo und namentlich in Vorderindien gefunden worden, so daß die gewaltige Verbreitung der damaligen Vereisungserscheinungen deutlich hervortritt. Infolgedessen liegt natürlich die Frage sehr nahe, ob vielleicht Ähnliches auch in anderen älteren Perioden der Erdgeschichte vorgekommen sein mag. Doch erscheinen bezügliche Funde aus anderen alten Formationen noch nicht so sichergestellt. Jedenfalls zeigt sich so das eigentliche Problem der Erklärung der Eiszeiten als ein sehr weit verzweigtes. Es kann sich dabei keinesfalls bloß um Ursachen handeln, die lediglich in der Diluvialperiode zur Geltung kamen.

Zur Lösung dieses Rätsels der letzten Ursachen der Eiszeiten sind nun mannigfache und sehr verschiedene Versuche gemacht¹⁾, auf

¹⁾ Vgl. Supan, Grundzüge d. phys. Erdk., 5. Aufl., S. 246ff., Leipzig 1911; E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geol., 4. Aufl., S. 79ff., Stuttgart 1912; H. Wagner, Lehrb. d. Geogr., 8. Aufl., I, 635ff., Hannover 1908.

die näher einzugehen an dieser Stelle unmöglich ist. Wirklich befriedigt hat bisher keiner von ihnen; vielmehr liegt diese ganze Frage noch immer sehr dunkel.

III. Die Hauptreliefformen der Erdoberfläche¹⁾.

Da heute wohl keinem Zweifel mehr unterliegt, daß das von zusammenhängendem Binneneis überdeckte Südpolargebiet im wesentlichen Land ist, dürfen wir annehmen, daß von der gesamten Erdoberfläche etwa 29,2 Proz. auf Land, etwa 70,8 Proz. auf Meere kommen, wobei allerdings für das noch unerforschte Gebiet in der Umgebung des Nordpols betreffs der dortigen Verteilung von Land und Meer Schätzungszahlen eingesetzt werden müssen.

Die mittlere Erhebung der gesamten Landmassen der Erde kann auf Grund angestellter Berechnungen zu rund etwa 700 m angenommen, die mittlere Tiefe der gesamten Meeresbecken auf rund etwa 3700 m geschätzt werden. Es ergibt sich demnach, daß nicht bloß in horizontaler, sondern auch in vertikaler Richtung ein viel größerer Teil der festen Erdrinde unter als über dem Meeresspiegel liegt²⁾. Als Mittelhöhen sind für die einzelnen Erdteile nach bezüglichen Berechnungen in runden Zahlen etwa anzunehmen³⁾:

für Asien	950 m	für Südamerika	580 m
„ Nordamerika	700 „	„ Australien	350 „
„ Afrika	650 „	„ Europa	300 „

¹⁾ Neben den betreffenden Abschnitten in H. Wagners Lehrb. d. Geogr. I; A. Supans Grundz. d. phys. Erdk.; E. Brückner, Die feste Erdrinde und ihre Formen; A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche; F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende, S. 631 bis 708; siehe auch A. Penck, Die Erdoberfläche, in A. Scobels Geogr. Handb., Bd. 1, Bielefeld u. Leipzig 1909, S. 120 bis 193; ferner die betreffenden Abschnitte in F. Machatschek, Geomorphologie, Leipzig u. Berlin 1919 (Aus Nat. u. Geistesw., Bd. 627), sowie aus A. Philippson, Grundzüge d. allg. Geographie, Bd. 2, Morphologie, zwei Teile, Leipzig 1923 u. 1924; A. Hettner, Die Oberflächenformen des Festlandes, ihre Untersuchung u. Darstellung, Leipzig u. Berlin 1921. Vgl. auch den Abschnitt „Gebirgsbildung“ in P. Wagner, Grundfrag. d. allg. Geol., 2. Aufl., S. 77ff.

²⁾ Die gewaltige Überlegenheit der Tiefen der Meeresräume gegenüber den Höhen der Landflächen tritt auch recht deutlich hervor, wenn man berücksichtigt, daß, während sich von der gesamten Landfläche der Erde rund nur etwa $\frac{1}{2}$ Million Quadratkilometer (vgl. Deutsches Reich bis 1918 rund 540 000 qkm) über 5000 m erheben, vom Meeresboden etwa 72 Millionen Quadratkilometer (= beinahe der Hälfte der ganzen Landfläche der Erde) über 5000 m tief sind. Selbst über 6000 m tief sind vom Meeresboden noch etwa $5\frac{1}{2}$ Millionen Quadratkilometer (vgl. Europäisches Rußland mit Polen und Finnland 1914 rund 5 450 000 qkm). (O. Krümmel in Scobels Geogr. Handb., 5. Aufl., Bielefeld u. Leipzig 1909, Bd. 1, S. 204).

³⁾ Näheres über alle diese Zahlenverhältnisse siehe bei H. Wagner, Lehrb. d. Geogr., Bd. 1, 8. Aufl., Hannover 1908, S. 264ff.

Doch haben solche Berechnungen der Mittelhöhe ganzer Erdteile wesentlich nur theoretischen Wert, während praktisch nur die durchschnittliche Höhe der einzelnen in ihren Relief- und Höhenverhältnissen annähernd einheitlichen Landgebiete von Bedeutung ist. Die höchste mit einiger Sicherheit bestimmte Bergeshöhe (Mt. Everest im Himalaja, bisher nur trigonometrisch gemessen) beträgt 8840 m, die größte gemessene Meerestiefe nordöstlich der Philippineninsel Mindanao im Großen Ozean 9788 m¹).

Die Ebenen, ihre Entstehung und Umwandlung. Betrachten wir die Reliefverhältnisse der Landmassen näher, so finden sich Ebenen im engsten geographischen Sinne des Wortes in der Regel nur in verhältnismäßig kleinen Teilen der verschiedenen Landgebiete. Denn solche Ebenen von tischplattenähnlicher Gleichmäßigkeit der Oberfläche entstehen meist durch Ablagerungen loser Materialien in Wasserbecken, also z. B. durch fluviatile Zuschüttung ehemaliger Seen sowie durch Vermoorung und allmähliche Verlandung sonstiger Wasserflächen, an Meeresküsten durch Deltabildungen, sowie wenn die auf flachem Grunde gebildeten Schichten feiner Meeressedimente durch Hebung über den Meeresspiegel gelangen usw. Wenn wir aber — wie es für erdkundliche Zwecke beim Überblick über größere Ländermassen unentbehrlich ist — den Begriff der Ebenen in wesentlich weiterem Sinne fassen, dann haben wir solche in mehr oder minder großer Ausdehnung und teilweise in sehr verschiedenen Höhenlagen in allen Erdteilen, die niedrig gelegenen Ebenen am ausgedehntesten in Südamerika und im nordwestlichen Asien. Alles in allem genommen ist aber das unebene Land gegenüber den Ebenen auch in diesem weiteren Sinne der letzteren auf der gesamten Erdoberfläche sehr stark im Übergewicht.

Fragen wir nach den Ursachen der Ebenen, auch in dieser weiteren Fassung des Begriffs und ohne Rücksicht auf ihre Meereshöhe, so können diese begründet sein: 1. in ebener oder annähernd ebener Lagerung der Schichten ihres Untergrundes, 2. in einer Überschüttung des gleichviel wie gestalteten und sonst beschaffenen Untergrundes mit einer mehr oder minder mächtigen Decke annähernd ebener Lagerung loser Materialien. Ebene Lagerung der Schichten bedeutet, daß die letzteren seit ihrer Entstehung eine Störung durch seitlichen Druck nicht erlitten haben, sondern, falls ihre Niveaulage eine Veränderung erfahren hat, ohne Hinzukommen von Wirkungen seitlichen Druckes gehoben oder gesenkt sind²).

¹) Es ist eigenartig, aber durchaus ohne tiefere Bedeutung, daß die Zahlen der größten bekannten Bergeshöhe und der größten mit Sicherheit geloteten Meerestiefe einander so nahe stehen.

²) Die Erhaltung dieser sogenannten tafelförmigen Schichtenlagerung selbst in weit ausgedehnten Landgebieten gehört auch trotz der vielen in der Erdrinde durch seitlichen Druck vor sich gegangenen Zusammenschiebungen, Aufrichtungen und Faltungen keineswegs zu den Seltenheiten. So scheint es auf Grund mannigfacher Beobachtungen, daß

Die Entstehung von Ebenen — immer in dem geographisch weiteren Sinne genommen — durch Überschüttung eines vorher vielleicht erheblich bewegten Reliefs mit losen Erd- und Gesteinsmaterialien kann hauptsächlich durch bewegtes Wasser, besonders Flüsse, sowie durch Winde geschehen. In größtem Stile erfolgt ja diese Ausebnung der wenn auch noch so unebenen Oberfläche bei jedem Einsinken eines Landgebietes unter den Meeresspiegel. Denn dann lagern sich dort die zu Boden sinkenden Sedimente am stärksten in den Vertiefungen ab, so daß hierdurch bei langdauerndem Verweilen unter der Meeresüberdeckung die vormaligen großen Unebenheiten immer mehr ausgeglichen werden. Gelangt dann solche versunkene ehemalige Landschaft in einer späteren geologischen Periode durch Hebung ganz oder teilweise abermals über den Meeresspiegel — wie solcher Wechsel zeitweiligen Untertauchens und späteren Wiederlandwerdens ja doch auch bei verschiedenen Teilen des heutigen deutschen Bodens in der geologischen Vorzeit mannigfach stattgefunden hat —, dann kann sie, je nach der Stärke der darüber erfolgten Anhäufung von Meeresedimenten, unter mehr oder minder starker Verhüllung aller früheren Unebenheiten als völlig ebene oder doch stark eingebnete Fläche wieder erscheinen. Aber auch auf dem Lande können durch intensive und langdauernde Überschüttung mit Flußschutt sowie feineren Flußsedimenten, bei der in besonderem Maße stets vor allem die Vertiefungen ausgefüllt werden, weite Flächen, die vorher große Unebenheiten aufwiesen, allmählich mehr und mehr ausgeebnet werden¹⁾.

z. B. in sehr großen Teilen Nordafrikas sowie der daran anstoßenden Lande Vorderasiens bis gegen den Euphrat hin, ferner in weiten Gebieten Australiens, Nord- und Südamerikas, ebenso Rußlands mindestens die oberen Schichten des Untergrundes, teilweise aber auch tiefere, eine ebene oder mindestens annähernd ebene Lagerung bewahrt haben, also seit der Bildung dieser Schichten, d. h. seit den betreffenden geologischen Perioden, nicht oder doch nicht erheblich durch seitlichen Druck gestört worden sind.

¹⁾ So wurde in der Grabenversenkung, die den Schwarzwald und Odenwald vom Wasgenwald und den nördlich sich an ihn anschließenden Höhen trennte, durch die gemeinsame Aufschüttungsarbeit des Rheines wie der von den östlichen und westlichen Randgebirgen kommenden Flüsse die Oberrheinische Tiefebene gebildet. Ebenso entstand in Norditalien durch die Ablagerungen der von den Alpen wie von den Apenninen kommenden Flüsse die Poebene, wobei man noch deutlich erkennt, daß die alpine Aufschüttung wesentlich schneller als die apenninische vorrückte, da der heutige Polauf, der schließlich alle diese verschiedenen Zuflüsse vereinigte, weit näher an den Apenninen als an den Alpen liegt. In analoger Weise entstanden die Donauebene in Süddeutschland wie im Wiener Becken, in Ungarn und an der unteren Donau; ebenso durch die gemeinsame Arbeit von Rhein, Maas und Schelde die niederländisch-belgische Ebene, oder außerhalb Europas das Hoangho-Tiefland, die Ganges-Ebene, die Indus-Ebene, die Nil-Ebene in Ägypten, die Mississippi-Ebene, die Ebene des Amazonenstroms, die wohl die größte aller durch fluviale Aufschüttung entstandenen Ebenen sein dürfte, usw.

Ebenso ist hier an die früher (S. 166 f.) erwähnten durch ein Zusammenwirken der eiszeitlichen Binneneisdecken und der von ihnen ausgegangenen Schmelzwässer entstandenen annähernd ebenen eiszeitlichen Aufschüttungen zu erinnern.

Die Schaffung von Ebenen durch Massenablagerung der von Winden herbeigeführten Sand- und Staubmassen konnte natürlich in allen geologischen Perioden nur in den Gebieten einer dauernd oder mindestens während eines großen Teiles des Jahres sehr starken Niederschlagsarmut und entsprechend spärlicher, sehr undichter Vegetationsdecke stattfinden, da nur unter solchen Verhältnissen die Winde in beträchtlichem Maße Sand- und Staubmengen aufzugreifen und weithin fortzutragen imstande sind. Eine dauernde Ablagerung und Bindung der betreffenden Materialien aber wurde stets sehr unterstützt, wenn diese da, wo sie niedersanken, durch eine ständig darüber hinwachsende, wenn auch steppenartig lose Vegetation aufgefangen und festgehalten wurden¹⁾. In der geologischen Vorzeit sind verschiedentlich auch durch den Absatz großer Mengen feinerer vulkanischer Auswurfsprodukte, die bei gewaltigen Eruptionen hoch in die Luft emporgeblasen und von Winden weiter verteilt wurden, Ebenen entstanden, deren Material teilweise später zu festen Massen verhärtete. In der Tertiärperiode aber sind sogar durch Ausfließen ungeheurer Lavamassen, die sich als mächtige Decken über gewaltige Flächen ausbreiteten, Ebenen oder doch annähernd ebene Gelände von beträchtlicher Ausdehnung entstanden²⁾.

Wenigstens annähernd ebene, jedoch meist wellige Flächen können endlich durch starke und sehr langdauernde flächenhafte Abtragung auch aus Bodenerhebungen von mannigfach komplizierter Tektonik hergestellt werden. In der Regel wird sich dabei aber die verschiedene Härte der darin zutage tretenden Gesteine in der Weise geltend machen, daß die widerstandsfähigeren Gesteine flache Erhöhungen bilden, während die weicheren stärker zerstört und tiefer abgetragen werden. Eine wesentlich gleichmäßigere Abtragung und Einebnung dürfte dabei wohl nur dann zustande kommen, wenn das betreffende Landstück

1) Wir finden daher ausgedehnte Ebenen von solcher Entstehung ganz besonders z. B. in den sehr niederschlagsarmen Gebieten des Innern von Mittelasien, wo diese äolisch aufgeschütteten Massen vielfach bis zu beträchtlicher Tiefe mindestens die obere Bodendecke bilden; ebenso in anderen Wüsten- und Wüstensteppengebieten der außereuropäischen Erdteile. Doch können natürlich Massenablagerungen von derartiger Entstehung sich auch in Gegenden finden, die heute nicht mehr ein so trockenes Klima haben, wenn ein solches dort früher vorhanden war; vgl. z. B. das Vorhandensein großer Lößdecken auch in solchen Teilen Chinas, die heute keineswegs sehr niederschlagsarm sind, ebenso ähnliche, vermutlich einem trockenen Klima geologischer Vorzeit entstammende Bildungen in verschiedenen Gegenden Europas usw.

2) Eine Mehrzahl von Beispielen solcher Art führt E. Brückner, Die feste Erdrinde und ihre Formen, S. 115, auf.

zeitweilig durch Senkung in den Bereich der Meeresabration (siehe oben S. 129 ff.) gerät und nun bei fortdauernder langsamer Senkung die Brandungswellen mit ihrer auf horizontale Abschneidung des Landes gerichteten Erosionstätigkeit immer weiter landeinwärts darüber hin schreiten. Doch werden dabei großenteils auch die dieser Abrasionstätigkeit entstammenden Gesteinszertrümmerungs- und Zerreibungsprodukte, zusammen mit anderen Meeressedimenten, auf der abradierten Platte abgelagert werden, so daß die letztere, falls sie in einer späteren geologischen Periode durch Hebung wieder über den Meeresspiegel gelangt, mehr oder weniger mit einer Decke solcher Meeressedimente überzogen empfortauchen muß¹⁾.

Man kann, wenn man dabei die Erdkrümmung und ihre Folgen unberücksichtigt läßt, die Ebene in dem vorerwähnten, für geographische Zwecke unentbehrlichen weiteren Sinne gewissermaßen als die Grundform der spezielleren Gestaltung des Erdoberflächenreliefs betrachten, aus der sich — abgesehen von den vulkanischen Aufschüttungen und den Korallenbauten — alle anderen Hauptformen des Rohblocks der Erdoberfläche entwickelt haben. Denn die Oberfläche der ersten Erstarrungsrinde des sich mehr und mehr abkühlenden Erdkörpers muß in diesem Sinne im ganzen als annähernd eben gedacht werden²⁾. Ebenso entstehen die durch Ablagerungen auf dem Meeresgrunde oder in anderen Wasserbecken gebildeten Schichten, die seit den ältesten Zeiten der paläozoischen Periode das hauptsächlich neue Aufbaumaterial der uns zugänglichen oberen Teile der Erdrinde geliefert haben, als im ganzen ebenflächige Massen und tauchen als solche, falls sie nicht schon auf dem Meeresgrunde von seitlich zusammenschiebendem Druck ergriffen worden sind, bei Hebungen über den Meeresspiegel empor.

Jene ebene Grundform konnte — abgesehen von Hebungen oder Senkungen einzelner Teile, sowie starken Aufschüttungen, besonders durch vulkanische Eruptionen — stets nur so lange im wesentlichen ungestört bewahrt bleiben, als die betreffenden Landflächen nicht einer tiefen

¹⁾ Der bündige Beweis derartiger Entstehung von Ebenen oder annähernd ebenen Flächen durch marine Abrasion kann daher immer nur durch die Auffindung mindestens von Resten solcher diskordant darüberlagernden Meeressedimente auf denselben erbracht werden.

²⁾ Auch die uns zunächst so gewaltig erscheinenden größten Unebenheiten der heutigen Erdoberfläche sind ja doch im Vergleich zur Gesamtgröße der Erde als Störungen der reinen Kugelgestalt der letzteren und der Ebenheit ihrer Oberfläche so belanglos, daß es z. B. unmöglich sein würde, sie auf einem Globus von 1 m Durchmesser, wenn da für die Höhen derselbe Maßstab angewendet würde, in Reliefdarstellung überhaupt zum Ausdruck zu bringen. Denn da würde sich dann selbst der Mt. Everest (8800 m) nur um 0,69 mm (also rund etwa $\frac{2}{3}$ mm) über den Meeresspiegel, über seine Umgebung natürlich noch weniger, erheben. Es darf daher auch nicht Wunder nehmen, daß sich bei Mondfinsternissen der Schatten der Erde trotz der riesenhaften Gebirge Asiens und Amerikas stets als ungestört runde Scheibe darstellt.

Einschneidung der sie durchziehenden fließenden Gewässer ausgesetzt waren oder von starkem seitlichem Druck betroffen wurden. Die Einschneidungsmöglichkeit der Flüsse und Bäche aber hängt überall von dem ihnen in dem betreffenden Gebiet zur Verfügung stehenden Gefälle ab. Wo dieses nur gering ist, kann auch die Einschneidung nur entsprechend gering sein. Für das Gesamtgefälle bildet bei jedem fließenden Gewässer zwar die Hauptgrundlage der Höhenunterschied zwischen dem Ausgangs- und dem Zielpunkt desselben, zusammen mit der Entfernung des letzteren von dem ersteren. Kein Nebenfluß kann sein Bett tiefer einschneiden, als die Stelle des Hauptflusses liegt, an der er sich mit dem letzteren vereinigt. Ebenso kann ein Fluß, der sich in einen Binnensee ergießt, oberhalb desselben nicht tiefer einschneiden, als dieser über dem Meeresspiegel gelegen ist, ein Fluß, der ins Meer mündet, nicht tiefer als allenfalls eine ganz kleine Zahl von Metern unter der Höhe des Meeresspiegels. Dagegen können die verschiedenen Strecken eines und desselben Wasserlaufs je nach den örtlichen Relief- und Bodenverhältnissen der von ihnen durchzogenen Gebiete ein sehr verschieden starkes Gefälle haben (vgl. oben S. 118 f.). Bei einem Flusse z. B., der in einem Gebirge entspringt und von da zu ebenerem Lande hinfließt, ist für seinen Gebirgslauf die sogenannte Erosionsbasis, d. h. das Niveau, bis zu dem er dort seine Rinne einzuschneiden vermag, der Fuß des Gebirges bzw. der Beginn des ebeneren Landes, in dem dann ein der Abdachung des letzteren entsprechendes neues Gefällsverhältnis einsetzt. Und auch auf den verschiedenen Strecken des Gebirgslaufs können z. B. durch Riegel stärker widerstandsfähigen Gesteins, die die Durchnagung beträchtlich erschweren und sie daher wesentlich verlangsamten, oder durch in den Lauf eingeschobene Seen und dergleichen mannigfache Verschiedenheiten der Gefällsverhältnisse eintreten. Denn solch ein schwer zu durchsägender Felsriegel, ein in den Flußlauf eingeschobener See und dergleichen bilden dann jedesmal für den oberhalb derselben gelegenen Flußlaufteil die Erosionsbasis, die seiner vertikalen Erosionsfähigkeit so lange eine Grenze setzt, als jene stark widerstandsfähige Gesteinsmasse nicht gehörig tief durchschnitten, der See nicht durch Ausfüllung beseitigt ist und ein Tiefererschneiden seines Abflusses begonnen hat usw.

Jedenfalls kann eine Ebene, solange sie sehr niedrig, also z. B. nur eine ganz kleine Zahl von Metern über dem Meeresspiegel gelegen ist, unter keinen Umständen tief von den fließenden Gewässern durchschnitten werden. Gelangt sie dagegen — sei es ganz, sei es teilweise — durch Hebung in ein wesentlich höheres Niveau¹⁾, so verstärkt sich

¹⁾ Die Wirkung ist natürlich die gleiche, wenn die Ebene in demselben Niveau bleibt, dagegen der Spiegel des Meeres sinkt. Vgl. jedoch oben S. 29, Anm., warum es ratsamer ist, im allgemeinen als Ursache der Verschiebungen des gegenseitigen Niveauverhältnisses von Land und Meer hauptsächlich Hebungen bzw. Senkungen des Landes anzunehmen. In diesem Sinne wird daher auch im nachstehenden durchweg verfahren.

entsprechend dem Betrag dieser Hebung über die Umgebung bzw. über den Meeresspiegel auch das Gefälle und somit die Einschneidungskraft ihrer dorthin fließenden Gewässer. Dann schneiden zunächst die Hauptflüsse ihre Furchen dort tiefer und tiefer ein. In gleicher Weise aber folgen, je nach der ihnen durch ihre Wassermenge verliehenen Kraft, auch die Nebenflüsse sowie die den letzteren zugehenden Zuflüsse, wobei jeder von ihnen allen immer an die Höhenlage des Zieles, dem er zustrebt, als an seine Erosionsbasis gebunden ist.

Gleichzeitig aber findet in dem Maße, als die Wasserläufe sich in der gehobenen Landscholle tiefer einschneiden, ja darin förmliche Täler ausarbeiten und diese auch durch Seitenerosion mehr oder weniger verbreitern, ebenso eine entsprechende Abtragung und Abschrägung an den Talhängen sowie auf den zwischen den Tälern gelegenen Flächenstücken statt, und diese Abtragung nimmt dort um so mehr zu, je stärker sich daselbst ein Oberflächengefälle zu den Talfurchen hin entwickelt. So kann dann, wenn dies alles lange Zeit hindurch fortgeht, die vordem ebene Fläche durch diese Einschneidung und Abtragung allmählich in eine Landschaft von lebhaft bewegtem Relief verwandelt werden, zumal wenn die darin vorhandenen bzw. bei der Abtragung allmählich an die Oberfläche gelangenden Gesteinsmassen allerlei Verschiedenheiten der Widerstandsfähigkeit aufweisen, so daß das Weichere und leichter Zerfallende stärker zerstört und abgetragen wird, während das Härtere länger widersteht und daher mehr und mehr als Erhöhung gleichsam aus der weicheren Umgebung herauspräpariert wird.

Die Entstehung von Gebirgen. Schreitet die Hebung ebener oder flach gewellter Landschollen bis zu beträchtlicher Höhe über der Umgebung fort, so können auch dadurch förmliche Gebirge entstehen. Vgl. z. B. das Elbsandsteingebirge (Fig. 31), wo das ursprüngliche Tafelland von der Elbe und den ihr zufließenden Gewässern mannigfaltig und tief zerschnitten ist und die Neigung des annähernd horizontal gelagerten Quadersandsteins, aus dem es besteht, zu senkrechter Zerklüftung es mit sich gebracht hat, daß die zahlreichen gesonderten Platten, in die es durch die Erosion zerlegt ist, mit ganz steilen, oft fast senkrechten Felswänden zu den Tälern abfallen; ebenso die Schwäbische Alb und andere.

Von allergrößter Bedeutung für die Entstehung von Gebirgen, ja der hauptsächlich Gebirge schaffende Faktor, sind aber die seitlichen Zusammenschiebungen in der Erdrinde. Über die letzteren im allgemeinen siehe oben S. 36ff. Hinsichtlich ihrer letzten Ursachen bestehen, wie dort erörtert, noch mannigfach Meinungsverschiedenheiten, und es ist darin im einzelnen noch vieles dunkel. Daß sie aber seit den ältesten Zeiten der uns erkennbaren geologischen Entwicklung eine überaus bedeutende Rolle gespielt haben und seitdem immer aufs neue für die Schaffung der großen Unebenheiten der Erdoberfläche einer der allerwichtigsten Faktoren gewesen sind, geht aus den von uns feststellbaren tektonischen Verhältnissen der bezüg-

lichen Bildungen der verschiedensten geologischen Perioden deutlich hervor. Mit gewaltigem, unwiderstehlichem seitlichem Drucke wurden immer aufs neue allerlei mehr oder minder mächtige Komplexe von Schichten, die einst größtenteils im Wasser, meist im Meere durch Ablagerung von Zerstörungsprodukten des Landes nebst darin eingebetteten festen Körperbestandteilen der Organismen der betreffenden Gewässer gebildet und im Laufe der Zeit zu festen Gesteinsbänken

Fig. 31.



Aus dem Elbsandsteingebirge.

erhärtet waren, zusammengeschoben und dabei mehr oder minder steil aufgerichtet. Dabei erfolgten mannigfach Zerbrechungen, größtenteils aber wurden die Schichten auch förmlich gefaltet, zum Teil unter sehr starker Zusammenbiegung und selbst Knickung, ja hier und da geradezu mit Zerknitterung einzelner Teile (siehe oben S. 37 f.). Diese Zusammenschiebungsvorgänge erfolgten nicht immer ununterbrochen; vielmehr traten darin, wie wir z. B. an den in allen diesen Beziehungen von den Hochgebirgen wohl am besten erforschten Alpen sehen, teilweise auch mehr oder minder lange Pausen ein, worauf später die

Schiebung aufs neue einsetzte¹⁾. Ebenso kann eine Zusammenschiebung und Faltung, wenn der sie verursachende seitliche Druck durch sehr lange Zeit in derselben Richtung fort dauert, sich auf der dem Stoß abgewendeten Seite allmählich auf immer weitere Gebiete ausdehnen, wie z. B. die von der italienischen Seite her erfolgte und für die Mittel- und Ostalpen gegen Norden gerichtete Alpenfaltung auf der Nordseite allmählich immer weiter ausgegriffen hat. Überdies traten unter Umständen bei großen Zusammenschiebungen auch Senkungsprozesse mancher Teile der zusammengeschobenen Massen mit ein.

Zweifellos vollzogen sich jedoch alle diese Zusammenschiebungs- bzw. Faltungsprozesse stets mit ungeheurer säkularer Langsamkeit, und während derselben arbeiteten an den aufgestauten Massen von Anfang an unablässig Verwitterung und Abtragung, ebenso wie die von dort abfließenden Gewässer den jeweiligen Verhältnissen entsprechend ihre Furchen einschnitten, Täler ausgestalteten usw. Auch wurde die zerstörende, abtragende und erodierende Wirkung aller dieser Faktoren jedesmal um so stärker, in je höheres Niveau die betreffenden Schichten bzw. deren verschiedene Teile bei der Zusammenstauung emporgetrieben wurden. Wenn wir daher aus den jetzt noch vorhandenen Teilen annähernd berechnen können, wie hoch z. B. die Alpen einst gewesen sein müßten, wenn alle dort zusammengeschobenen Massen einmal unverkürzt so dagestanden hätten, so dürfen wir doch keinesfalls annehmen, daß sie wirklich jemals die dieser Rechnung entsprechende Höhe gehabt haben können, weil eben fortwährend — und zwar mit wachsender Höhe in immer stärkerem Grade — Zerstörung und Abtragung an diesen aufgerichteten Schichten tätig gewesen sind.

Ebenso wie Sedimentärgesteine wurden aber, namentlich wenn die Zusammenschiebung eine tiefer greifende war, mannigfach auch altkristallinische Gesteine von dieser seitlichen Pressung mitbetroffen. So finden wir z. B. die innere Zone der Alpen größtenteils aus altkristallinischen bzw. sogenannten Urgesteinen zusammengesetzt und gerade in ihr vielfach die höchsten Gipfel. Es ist anzunehmen, daß diese Urgesteinsmassen früher ebenfalls von Sedimentärschichten überdeckt waren, die aber dort gerade in diesen Höhen ganz zerstört und abgetragen sind. Dagegen hatte in anderen Hochgebirgen der starke seitliche Druck und die mannigfache dabei erfolgte Zerbrechung von Schichten auch ein Empordringen und mehr oder minder beträchtliches

¹⁾ Die Faltungen z. B., die das Alpengebirge haben entstehen lassen, begannen schon am Ende der Carbonperiode. Sie wiederholten sich später in der Kreide- und im Anfang der Tertiärperiode. Die eigentliche Hauptstauung und -faltung aber erfolgte dort erst in der jüngeren Tertiärzeit. — Einen nützlichen kurzen Überblick über die Entstehungsgeschichte der Alpen gibt z. B. Fr. Machaček, Die Alpen, 2. Aufl., Leipzig 1916 (Wiss. u. Bild., Bd. 29). Siehe ferner A. Penck, Die Entstehung der Alpen, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Jahrg. 1908, S. 5ff.

Ausfließen von heißflüssigem Magma zur Folge, das sich entsprechend den jeweiligen Reliefverhältnissen als Decke in der Umgebung ausbreitete.

Hier und da erfolgte die Entstehung ganzer, jedoch meist verhältnismäßig kleiner Gebirge auch lediglich durch starke örtliche Häufung von Eruptionsvorgängen¹⁾. Endlich sind einzelne Gebirge mannigfach dadurch entstanden, daß in den Resten ehemaliger großer und hoher, aber im Laufe gewaltig langer Zeiträume bis auf niedrige sogenannte Rumpfflächen abgetragener Gebirgsmassen sich mächtige Verwerfungsklüfte bildeten, an denen große Teile in weit niedrigere Niveaus absanken, während einzelne Stücke dazwischen als sogenannte Horste höher stehen blieben, vielleicht hier und da auch noch von späteren Hebungen betroffen wurden und demnach nun über diese abgesunkene Umgebung mehr oder minder hoch emporragen²⁾.

Einteilung der Gebirge. Man hat die Gebirge mannigfach einzuteilen versucht, teils nach den Grundzügen ihrer heutigen Formenverhältnisse und ihren Höhen, teils nach ihrem Alter und der Art ihrer Entstehung. Mit der altüberlieferten Unterscheidung von Kettengebirgen und Massengebirgen ist wissenschaftlich wenig anzufangen. Als Kettengebirge bezeichnet man dabei diejenigen, die im Vergleich zu ihrer Länge verhältnismäßig schmal sind, bei denen sich ferner hinsichtlich ihrer Höhen eine ausgesprochene Längsanordnung mit deutlicher Ausbildung eines Kammes bzw., wenn mehrere parallele Züge vorhanden sind, Parallelismus der Kämme findet, und bei denen sich demnach die größeren Erhebungen annähernd kettenartig aneinanderreihen. Massengebirge nennt man dagegen diejenigen, die im Vergleich zu ihrer Länge zugleich verhältnismäßig

1) Ganz vulkanische Gebirge sind verhältnismäßig selten, da durch Vulkane meist nur Einzelberge entstehen. Vgl. aber z. B. das kleine Siebengebirge am Rhein, das Kaiserstuhlgebirge in der Oberrheinischen Tiefebene, das Böhmisches Mittelgebirge, das Albanergebirge bei Rom u. a.

2) So z. B. viele unserer deutschen Mittelgebirge: Harz, Thüringerwald, Rheinisches Schiefergebirge, Sudetensystem usw. Sie alle waren nach dem heutigen Stande unseres Wissens einst Teile einer gewaltig ausgedehnten und zweifellos alpenhohen Gebirgsmasse, die sich infolge einer mächtigen, hauptsächlich in der Carbonperiode erfolgten Zusammenschiebung und Faltung bedeutender Schichtenkomplexe von den Ardennen bis zu den Sudeten erstreckte, aber später nicht bloß stark abgetragen, sondern auch durch eine Reihe von Verwerfungen durchsetzt wurde, längs deren dann weite Stücke in beträchtlich tiefere Niveaus absanken und dort von jüngeren Bildungen überdeckt wurden, während die vorgenannten Teile als Horste höher stehenblieben, teilweise später auch wieder gehoben wurden. E. Suess hat jenes gewaltige einstige Gebirge nach dem alten Volke der Varisker als Variskisches benannt. In diesen Resten ist aus den meist steil aufgerichteten Schichten die ehemalige Faltung sowie die sehr starke und tiefgreifende Abtragung des Ganzen klar zu erkennen. Die heutige Umrißgestaltung dieser Gebirge aber ist lediglich durch die Verwerfungen bestimmt, längs deren die Umgebungen zur Tiefe sanken.

breit sind und in der Anordnung ihrer Höhen mehr Geschlossenheit, ohne eigentlichen Kamm und ohne ausgesprochene Längsrichtung der Höhenanordnung zeigen¹⁾.

Nach den Höhenverhältnissen unterscheidet man Mittelgebirge (in der Regel von mehr als 500 bis 1500 m Höhe) und Hochgebirge (in der Regel von mehr als 1500 m Höhe ab). Man geht bei solcher Abgrenzung dieser Stufen und Benenungen etwa von mitteleuropäischen Verhältnissen aus, und es sollte dann wohl eigentlich noch eine Unterstufe als Niedergebirge (weniger als 500 m hoch) hinzugefügt werden. Es ist jedoch nicht außer acht zu lassen, daß der Eindruck der Höhe von Gebirgen stets sehr davon abhängt, wie hoch sie sich über ihre Umgebung erheben. In einem Hochland von etwa 1500 m Meereshöhe²⁾ müßte demnach bei allgemeiner Anwendung der vorgenannten Abstufung schon ein Gebirge von ganz geringer relativer Höhe zu den „Hochgebirgen“ gerechnet werden. Es wäre daher sachentsprechender, bei Anwendung jener Benennungen „Mittel-“ und „Hochgebirge“ in den verschiedenen Erdräumen stets die durchschnittliche Höhe der Umgebung der betreffenden Gebirge mit in Rechnung zu ziehen (was dann natürlich stets ausdrücklich gesagt werden müßte). Jedenfalls dürfen die morphologischen Eigenschaften, die in Mitteleuropa den betreffenden Höhenstufen der Gebirge anhaften, nicht ohne weiteres auch für die entsprechenden Höhen von Erdräumen mit völlig anderen

¹⁾ Als Typus eines Kettengebirges gilt in Deutschland z. B. der Thüringerwald, als Typus eines Massengebirges der Harz. Indes beide sind, wie vorstehend erwähnt, wesentlich von einheitlichem Ursprung und unterscheiden sich hinsichtlich der Grundlagen ihrer heutigen Formen hauptsächlich durch ihre verschiedene von den sie begrenzenden Verwerfungen abhängige Breite, die für die nähere Ausgestaltung ihres Reliefs durch die Einschneidungs- und Abtragungstätigkeit der fließenden Gewässer von wesentlichem Einfluß war. Wäre der Harz so schmal wie der Thüringerwald, dann hätte sich bei ihm durch die Erosion der nach beiden Längsseiten abfließenden Gewässer allmählich wohl auch ein dementsprechender Kamm sowie eine annähernd kettenartige Anordnung der auf ihm befindlichen bzw. herausmodellierten höchsten Berge ausgebildet. Anders natürlich bei den durch Faltung entstandenen jungen Kettengebirgen, bei denen die Höhenzüge den Falten entsprechen. Sonstige Kettengebirge sind z. B. die Alpen, der Schweizer Jura, die Pyrenäen, Apenninen, Karpaten; ferner Ural, Kaukasus, Himalaja, Karakorum, Kuenlun; oder in Amerika die Anden, das Felsengebirge, die Alleghanies usw. Sonstige Massengebirge sind z. B. das Erzgebirge, der Böhmerwald, das Böhmischnährische Massiv, Schwarzwald, Wasgenwald, das Rheinische Schiefergebirge mit den Ardennen, das französische Zentralmassiv, die schottischen Hochlande, das skandinavische Urgebirgsmassiv usw. „Die meisten Rumpfgebirge“, sagt Ferd. v. Richthofen (Führ. f. Forschungsreisende, S. 670), „nämlich diejenigen, die keine ausgesprochene Längsachse haben, fallen unter den herkömmlichen Begriff Massengebirge“.

²⁾ Vgl. z. B. dasjenige des mittleren Teiles des vormaligen Deutsch-Südwestafrikas, wo Windhuk etwa 1600 m hoch liegt.

Höhenverhältnissen verallgemeinert werden, zumal dabei außer der absoluten Höhe und dem Gesteinscharakter überall namentlich auf die klimatischen Verhältnisse nach Temperatur und Niederschlagsmenge sowie auf die hiervon abhängige Vegetationsbedeckung nebst ihren Einwirkungen auf die speziellen Reliefformen sehr viel ankommt.

Was sodann die Benennung der Gebirge nach ihrer Entstehung anlangt, so bezeichnet man als Faltengebirge nur diejenigen durch Aufstauung von Schichten zu Falten entstandenen größeren Bodenhebungen, bei denen dieser Faltenaufbau auch für ihr heutiges Relief noch das wesentlich Bestimmende ist¹⁾, dagegen nicht auch diejenigen, bei denen nach einer in entlegener Vorzeit auch dort erfolgten Schichtenfaltung eine tiefgreifende Abtragung bis zu sogenannten Rumpfflächen stattgefunden hat und die dann in ihrer heutigen Gebirgsform wesentlich durch Brüche und Verwerfungen bestimmt worden sind (wie eben Harz, Thüringerwald und andere).

Als Schollengebirge benennt man diejenigen, die in der vorbezeichneten Weise aus stark abgetragenen Erhebungsmassen älteren Ursprungs dadurch entstanden sind, daß sich in den letzteren beträchtliche Verwerfungsklüfte bildeten, längs deren mehr oder minder große Teile zur Tiefe sanken, während dazwischen andere Teile höher stehen blieben oder auch höher emporgehoben wurden. Zu den Schollengebirgen in diesem Sinne gehören z. B. die meisten deutschen Mittelgebirge: Rheinisches Schiefergebirge, Schwarzwald und Wasgenwald, Harz, Thüringer- und Frankenwald, Erzgebirge, Sudeten, Böhmerwald usw.

Je nach dem Entstehungsalter spricht man endlich von alten und jungen Gebirgen, wobei es sich jedoch nicht etwa um das geologische Alter der die betreffenden Gebirge zusammensetzenden Sedimentär- und sonstigen Gesteine, sondern um die geologische Periode handelt, in der diese gesamten Bildungen durch Zusammenstauung oder vertikale Verschiebungen zu Gebirgen wurden. Ein aus Gesteinen beträchtlich alter Formationen zusammengesetztes Gebirge kann daher gleichwohl als Gebirge verhältnismäßig jung sein, wenn die Vorgänge, die aus diesen gesamten Gesteinsmassen das Gebirge entstehen ließen, erst in einer jungen geologischen Periode stattfanden²⁾.

1) Ein typisches relativ junges Faltengebirge, bei dem besonders deutlich hervortritt, wie die Falten für den Verlauf der parallelen Rücken und Käme sowie der zwischen ihnen liegenden Längstäler maßgebend sind, ist z. B. der Schweizer Jura. Andere Faltengebirge sind die Alpen, Pyrenäen, Karpaten, Apenninen, ebenso der Kaukasus, der Himalaja und überhaupt sehr viele der höchsten Gebirge der Erde.

2) Für die Bestimmung des Alters eines Faltengebirges ergeben sich als selbstverständliche Anhaltspunkte nach unten, daß in jedem einzelnen Teile desselben die Faltung erst nach der Entstehung und dem Festwerden (vgl. oben S. 37) der jüngsten darin vertretenen und von der Faltung mit ergriffenen Schichten stattgefunden haben kann. Eine obere Zeitgrenze für die Bestimmung des Alters der Faltung ergibt sich dagegen

Man darf jedoch den Wert derartiger und anderer Klassifikationen nicht überschätzen. Es sind Versuche, eine Anzahl von Gebirgen nach bestimmten Gesichtspunkten der Betrachtung in Gruppen zu ordnen. Es würde aber praktisch kaum viel Nutzen bringen, ein allgemeines System aufstellen zu wollen, bei dem sich sämtliche Gebirge in eine der verschiedenen Abteilungen einteilen ließen¹⁾. Die älteren Gebirge sind häufig von den Anfängen ihrer Entstehung an durch mancherlei Wandlungen hindurchgegangen, und es haben da öfters so verschiedene Vorgänge und in so verschiedenen Kombinationen zusammengewirkt, daß dabei, wenn man nicht eine unübersichtliche Fülle von Unterabteilungen machen wollte, nicht wenige Gebirge gleichzeitig in verschiedene Rubriken gestellt werden müßten, ganz abgesehen davon, daß auch der Begriff eines Gebirges überhaupt hinsichtlich seiner Abgrenzung von Unklarheiten nicht ganz frei ist.

Einzelmodellierung der Reliefgestaltung in Abhängigkeit vom Klima²⁾. Hinsichtlich der Faktoren, von denen die Einzelmodellierung der Reliefformen der Erdoberfläche abhängt, also der Verwitterungs- und Abtrags- wie der Erosions- und Wiederablagerungsvorgänge, bestehen, wie früher erörtert, mancherlei beträchtliche Unterschiede, je nachdem es sich um Gegenden mit niederschlagsarmen, daher überwiegend trockenen oder förmlich wüstenhaften oder aber um solche mit niederschlagsreichen, daher überwiegend feuchten oder auch sehr feuchten Klimaten handelt. In den niederschlagsreichen Gebieten wirkt bei der Gesteinszerstörung vor allem die chemische Verwitterung sehr stark, und zwar um so stärker, je höher dort die Temperaturen, besonders im Sommer sind und je reicher sich dementsprechend dort die Vegetation entfaltet, da durch die aus den verwesenden Pflanzenteilen entwickelte Kohlensäure die Lösungskraft des in die Spalten und Spältchen des Gesteins einsickernden Wassers sehr erhöht wird. Soweit dort winterliche Frosttemperaturen vorkommen und das Gestein nicht durch eine dichte Decke von Vegetation und losem Erdreich vor dem Eindringen des Frostes geschützt ist, muß in diesen Gebieten natürlich auch die auseinandertreibende Wirkung des in den Gesteinsspalten gefrierenden Wassers entsprechend reichlich zur Geltung kommen. Doch wird es dort eigentlich nacktes Gestein im allgemeinen kaum viel geben, weil eben in solchen Gebieten überall da, wo irgend die Möglichkeit einer Ansetzung von Pflanzenleben besteht, das Gestein durch Vegetation überdeckt wird.

durch das Alter der Schichten, die, wenn auch nur am Fuße des Gebirges, die jüngsten gefalteten Schichten überlagern bzw. über sie übergreifen, ohne selbst von der Faltung mit betroffen zu sein. Da z. B. am Nordrand der Schweizer Alpen noch mitteltertiäre Schichten mit gefaltet sind, muß die Faltung jedenfalls in diesem Teile erst nach der mittleren Tertiärzeit stattgefunden haben (vgl. S. 44f.).

¹⁾ Vgl. den Versuch einer übersichtlichen Gliederung bei Supan, Grundz. d. phys. Erdk., 5. Aufl. 1911, S. 700f.

²⁾ Für die Gestaltung der Landschaftsformen unter dem Einfluß der verschiedenen Klimate vgl. auch K. Sapper, Geol. Bau- und Landschaftsbild, 2. Aufl., S. 104 ff., Braunschweig 1922.

Die Abtragung des gesamten Verwitterungsmaterials durch die Niederschläge und das rinnende Wasser muß in solchen Gebieten selbstverständlich an sich eine sehr starke sein, aber nur, soweit das Wasser dort nicht durch eine dichte und den Boden stark bindende Vegetationsdecke gehindert wird, diese Materialien reichlicher aufzugreifen, und soweit überdies das örtliche Oberflächengefälle die Fortführung ermöglicht. Infolge der dichten Bewachung mit Pflanzen wird jedoch in den niederschlagsreichen Erdräumen sehr viel grobes wie auch feines Verwitterungsmaterial auf dem Untergrund festgehalten, und eine stärkere Wegführung desselben wird sich daher dort vielfach mehr auf die Stellen beschränken, wo die fließenden Gewässer, namentlich in den Zeiten starker Wasserführung, die Ufer ihrer Betten anschneiden und auf diese Weise aus deren Umgebung mancherlei mit sich fortzureißen vermögen. Eine Abtragung von Verwitterungsmaterialien durch Winde kommt in dicht mit Vegetation überdeckten Gebieten so gut wie gar nicht in Betracht.

Kräftig muß dagegen in den niederschlagsreichen Gebieten die Erosionstätigkeit der fließenden Gewässer vermöge ihrer reichlichen Wassermengen, auch wenn diese nur zeitweilig groß sind, überall da ins Gewicht fallen, wo denselben ein starkes Gefälle zur Verfügung steht. Die Wiederablagerung der Zerstörungsprodukte des Gesteins aber wird sich dort fast ausschließlich ebenfalls durch die fließenden Gewässer vollziehen, die hier durchweg ins Meer münden. In gletscherführenden Gebirgsgegenden kommt dazu örtlich die Mitwirkung von Gletschern.

Mannigfach anders in niederschlagsarmen Erdgegenden. Hier treten, wie schon (S. 110) erörtert, bei der Gesteinszerstörung durch Verwitterung — eben infolge der geringen Feuchtigkeitsmengen — die chemischen Vorgänge stark zurück. Um so mehr kommt dagegen hier die mechanische Verwitterung zur Geltung. Die meist große Klarheit des Himmels, sowie die starke Lufttrockenheit bewirken dort im Sommer bei Tage eine sehr energische Wirkung der Sonnenstrahlen, also sehr starke Erhitzung des Bodens, und dies um so mehr, als der letztere eben infolge der geringen Niederschlagsmengen meist auch nur eine sehr spärliche und undichte Decke besonders genügsamer Pflanzen trägt. Auf die sehr starke Tageserwärmung folgt dort aber aus den gleichen Gründen, und zwar mit verhältnismäßig großer Schnelligkeit, eine starke nächtliche Abkühlung durch intensive Wärmeausstrahlung. Dieser so bedeutende und schnelle Temperaturwechsel bewirkt in seiner ständigen Wiederholung, wie früher dargelegt, eine beträchtliche Zersplitterung der Oberflächenteile alles dort nackt zutage liegenden Gesteins, und wenn dann heftige Winde die abbröckelnden Gesteinsplitter dort abfegen und wegführen, werden dadurch immer wieder neue Gesteinsflächen für den gleichen Vorgang freigelegt.

Die Winde sind in den niederschlagsarmen Gebieten, ganz besonders aber in den eigentlichen Wüsten und Wüstensteppen, die Hauptfaktoren der Massenabtragung der Gesteinszerstörungs-

produkte und üben darin als Stürme oft gewaltige Wirkungen aus. Doch ist auch die Wirkung fließenden Wassers dort — selbst abgesehen von den Flüssen, die, wie vor allem der Nil, aus niederschlagsreichen Gegenden kommend, öfters auch sehr regenarme Landstriche weithin durchfließen — nicht völlig bedeutungslos. Denn die seltenen Regen der wüstenartigen Gebiete fallen oft als heftige Güsse, durch die sich dann die vorhandenen, sonst vielfach lange Zeit ganz trocken liegenden Rinnen dort schnell mit beträchtlichen Wassermengen füllen. Die auf solche Weise plötzlich wasserreich gewordenen Bäche und Flüsse aber strömen dann während ihres kurzen Daseins mit heftiger Spül- und Transport- sowie Erosionskraft dahin, bis sie durch Versinken im Sand und Schutt ihrer Betten sowie durch die starke Verdunstung wieder verschwinden¹⁾. So erklären sich die mancherlei Erscheinungen der fast immer trocken liegenden Täler (der in Nordafrika sogenannten Wadis) der Wüstengegenden, z. B. der Sahara, in denen vielfach die Spuren starken Transports, auch groben Schuttes, und heftiger Erosion durch fließendes Wasser deutlich hervortreten.

Von selbst versteht sich, daß dementsprechend in den Trockengebieten auch die Wiederablagerung der weggeführten Gesteinszerstörungsprodukte zum weitaus größten Teile durch die Winde erfolgt. Hierbei ist bemerkenswert, daß diese Materialien — sehr im Gegensatz zu den Gebieten mit niederschlagsreichen Klimaten, aus denen die Flüsse sich fast durchweg ins Meer ergießen — in den niederschlagsarmen Erdgegenden größtenteils im Lande selbst liegen bleiben. Ins Meer gelangt davon dort nur, was die Winde dorthin vertragen (vgl. S. 144, Anm. 1) und was in den Bereich der wenigen Flüsse kommt, die auch aus Trockengebieten das Meer erreichen.

Die Täler. Der bedeutsamste Prozeß und zugleich eine der wichtigsten Vorbedingungen fast aller übrigen Vorgänge in der Einzelausgestaltung der Formen der größeren Bodenerhebungen ist die Bildung der Täler. Durch die Täler werden die Gebirge gegliedert; in ihnen verlaufen die Abflußsysteme der letzteren, in ihnen vollzieht sich auch alle weitere Arbeit der von den Gebirgen kommenden Bäche und Flüsse. Durch sie werden die Gebirge überdies zugleich für den Menschen erschlossen. Fragen wir aber nach den Ursachen, warum der Verlauf der verschiedenen Täler in den Gebirgen im einzelnen gerade so geworden ist, wie wir ihn jetzt sehen, so stehen wir nicht selten vor Rätseln. Offenbar sind namentlich unter den größeren und

¹⁾ Im übrigen aber ist nicht zu vergessen, daß auch hinsichtlich der Bodengestaltungsverhältnisse der Trockengebiete nicht alles lediglich aus den gegenwärtig dort herrschenden klimatischen, besonders den jetzigen Niederschlagsverhältnissen und ihren Folgen zu erklären ist. So liegen z. B. für beträchtliche Teile der Sahara sowie auch andere heute sehr regenarme Gebiete mannigfache Anzeichen vor, die darauf schließen lassen, daß dort in junger geologischer Vergangenheit ein weit feuchteres Klima geherrscht haben muß.

älteren der heute dort vorhandenen Haupttäler sowie den sie durchziehenden Flüssen nicht wenige, die im Laufe ihrer Entwicklung infolge von Bodenverschiebungen, Talabdämmungen und dergleichen durch mancherlei Wandelungen hindurchgegangen sind, deren Zusammenhänge und Ursachen sich nicht mehr näher feststellen lassen. Nur daß Flußlaufbildung und Talbildung bzw. weitere Ausgestaltung der Täler stets eng zusammengehören, ist klar.

Daß die Täler, so wie wir sie heute vor uns sehen, stets wesentlich der Erosionstätigkeit der fließenden Gewässer entstammen, darüber kann heute kein Zweifel mehr walten. Seit es Wasser und atmosphärische Niederschläge desselben auf der Erde gab, müssen die von den Erhebungen der Erdrinde herabrieselnden Niederschlagswasser dort auch ihre Abtragungs- und Einschneidungstätigkeit begonnen und unablässig fortgesetzt haben, und ebenso muß die letztere auch bei jeder neuen Gebirgsbildung sofort begonnen haben, sobald die betreffenden Massen sich etwas über ihre Umgebung erhoben. Dabei folgte das von den Höhen abrinnde Wasser natürlich überall zunächst dem bequemsten sich ihm örtlich darbietenden Oberflächengefälle. Andererseits ist zweifellos bei jedem Gebirgsbildungsprozeß und bei allen sonstigen Verschiebungen in der Erdrinde auch eine Reihe von Spalten und Verwerfungsklüften entstanden, und daß sich Talbildungen in ihren allerersten Ansätzen mannigfach an Verwerfungsklüfte bzw. Bruchspalten und dergleichen angeschlossen haben, haben geologische Spezialuntersuchungen immer aufs neue ergeben. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß das von den Höhen herniederrinnende Wasser, wo es auf derartige Erleichterungen seiner Wege und seiner Einschneidungsarbeit traf, auch sie benutzte und sie dann je nach Umständen, ihnen folgend, weiter ausarbeitete (vgl. oben, S. 118ff.).

So dürften ohne jede feste Regel oder irgendwelche durchgängige Gleichmäßigkeit, teils durch das jeweilige Oberflächengefälle, teils durch tektonische Verhältnisse sowie Bruchspalten und Verwerfungsklüfte oder dergleichen bedingt, überall in den Bodenerhebungen die ersten Ansätze der Talbildung entstanden sein. Wo nun aber das rinnende Wasser auf solche Weise anfänglich seinen Weg gewählt, da nagte es ihn nach dem Maße des sich ihm örtlich darbietenden Gefälles weiter ein und arbeitete ihn je nach Umständen, wie z. B. nach den Verhältnissen dortiger Widerstände, auch hinsichtlich der Breite entsprechend aus, solange nicht etwa durch neue Bodenverschiebungen mit wesentlichen Veränderungen der Gefällsverhältnisse bzw. mit neuer Bruchspaltenbildung und dergleichen, hier und da vielleicht auch durch Talsperrungen infolge von Bergstürzen, großen Schuttrutschungen oder sonstigen bedeutenden Schuttanhäufungen usw. die Bäche und Flüsse veranlaßt wurden, andere Auswege zu suchen. Indes was wir heute in ihren Tälern und an deren Hängen sehen, das sind, selbst wenn örtlich Bruchspalten zuerst die Wahl des betreffenden Weges oder Wegstückes veranlaßt haben, nicht mehr diese Bruchspalten selbst, sondern das ist lediglich durch die Tiefen- und Seiten-

erosionsarbeit der Bäche und Flüsse sowie hinsichtlich der Gestaltung der Talhänge durch ein Zusammenwirken von Verwitterung und Abtragung, gegebenenfalls unter zeitweiliger Mitwirkung von Gletschern, so entstanden.

Nach dem Verlauf der Täler in den Gebirgen unterscheidet man Längstäler¹⁾, die in der Längsrichtung der Gebirge bzw., wenn die letzteren ganz oder zum Teil aus geschichteten Gesteinen zusammengesetzt sind, im Streichen der Schichten, und Quertäler, die quer zur Längsrichtung der Gebirge bzw. zum Streichen der Schichten verlaufen. Finden sich die Längstäler in Faltegebirgen, so ist stets als wahrscheinlich anzunehmen, daß die Entstehung ihrer ersten Anlage irgendwie mit den Folgen der Faltungsprozesse zusammenhängt, indem sich entweder 1. einfach in Schichtenmulden oder 2. in Rissen, die sich bei der Faltung, und zwar sei es a) in einem Schichtsaattel, sei es b) in einer Seite der Falten bildeten, ein Fluß entwickelte und dort ein Tal ausarbeitete. Im Falle 1 spricht man, indem man dabei die Neigung der Schichten ins Auge faßt, von Synklinal-, im Falle 2a von Antiklinal-, im Falle 2b von Isoklinaltälern²⁾. Die Quertäler sind entweder durch Querbrüche bzw. Querverwerfungen veranlaßt, die einen Gebirgsrücken durchsetzten und dazu führten, daß sich, diesen folgend, Wasserläufe bildeten und dort ihre Betten mehr und mehr ausarbeiteten. Oder sie sind einfach durch Erosion entstanden, indem sich dort von dem betreffenden Rücken herunter, dem Gefälle folgend, nach beiden Seiten Wasserläufe entwickelten und dort unter gleichzeitiger immer stärkerer Erniedrigung der sie trennenden Wasserscheide ihre Rinnen allmählich so tief einsägten, daß schließlich ein Fluß aus einem benachbarten Längstal, z. B. infolge irgendwelcher in seinem Bette entstandenen Aufstauung, einen Ausweg dorthin nahm und diesen dann im Laufe der Zeit immer mehr ausgestaltete³⁾.

¹⁾ Bedeutende Längstäler sind z. B. in den Alpen: das Rhôneetal vom Rhône-gletscher bis zum Knie von Martigny und in Fortsetzung derselben Linie über den Furkapaß hin das Urserental sowie jenseits des Oberalppasses das Vorderrheintal bis Chur; ferner die beiden durch eine kurze Quertalstrecke Zernetz—Süs verbundenen Längstalstrecken des Inn im Engadin; ebenso das Inntal von Landeck bis Wörgl; die oberen Täler von Salzach und Enns bis zu dem Knie, wo sie nach Norden durchbrechen; das obere Tal der Mur und seine Verlängerung durch das Mürztal; das Pustertal usw.

²⁾ In Fig. 8 (S. 36) liegen zwischen A und B sowie zwischen B und C Synklinaltäler; bei C dagegen befindet sich ein Antiklinaltal. Ein Isoklinaltal würde entstanden sein, wenn bei der Faltung in einer der Abdachungen der Rücken A oder B ein in der Streichrichtung der Schichten verlaufender Längsriß entstanden und durch Erosion fließenden Wassers allmählich zu einem Tale ausgearbeitet worden wäre.

³⁾ Bedeutende Quertäler sind z. B. in den Alpen: das Rhôneetal von Martigny zum Genfer See; das Haslital Grimsel—Brienzersee; das Reußtal Andermatt—Vierwaldstättersee; das Rheintal Chur—Bodensee; der nördlich gerichtete Teil der Täler von Salzach und Enns; das Tessintal vom Gotthardt bis Bellinzona usw.

Bereits in dem Abschnitt über die Tiefenerosion war (S. 126ff.) auch von den sogenannten Durchbruchstätern die Rede, in denen ein aus niedrigerem Gelände kommender Fluß, sei es durch einzelne Gebirgsketten, sei es durch ein ganzes Gebirge von größerer Breite oder überhaupt durch irgend eine ihm auf seinem Wege entgegen-tretende bedeutendere Aufwölbung des Geländes hindurchzieht. In solchen Fällen müssen für die Entstehungsfrage stets die dort vor-liegenden besonderen Verhältnisse für sich in Rechnung gezogen werden, und es ist da zwischen verschiedenen sich anbietenden Erklärungs-möglichkeiten häufig schwer zu entscheiden, zumal dabei oft ver-schiedenerlei Faktoren einer früheren Entwicklungsgeschichte, die sich nicht mehr näher überschauen lassen, zusammengewirkt haben können¹⁾.

Es ist in neuerer Zeit, hauptsächlich von {dem Amerikaner W. M. Davis²⁾, versucht worden, für die Flüsse und die von ihnen durch-flossenen Täler eine Reihe besonderer Benennungen einzuführen, um dadurch die Art ihres Verhältnisses zu der Schichtenlagerung sowie zu der Oberflächenabdachung der betreffenden Gebiete zum Ausdruck zu bringen. So nennt Davis die Flüsse, die in ihrem Laufe der ursprünglichen Ab-dachung des betreffenden Landes folgen, „konsequente“ Flüsse; die Flüsse, die in Gebieten verschieden widerstandsfähiger Gesteine haupt-

1) Sehr beachtenswert ist überhaupt, namentlich wenn es sich um die Frage der Entstehung größerer und komplizierter Flußläufe bzw. um allerlei eigenartiges Verhalten derselben handelt, was Ferd. v. Richt-hofen (Führer f. Forschungsreisende, 1886, S. 189f.) ausführt: „1. daß die Flüsse so alt sind wie die Gebirge, von denen sie herabrinnen, in einzelnen Fällen sogar noch älter, da auf manchem trocken gelegten Meeres-boden Wasser in Rinnen floß, ehe er zu einem Gebirge aufgestaut wurde; 2. daß in der Regel die Entwicklung der Systeme des Wasserabflusses von oben begann und nach den tieferen Teilen fortschritt, sei es, daß eine unter-seeische Bodenschwelle allmählich aus ihrer Wasserbedeckung auftauchte, oder daß sich durch die Wirkung innerer Kräfte eine Faltung auf dem bestehenden Festland und die Bildung einer neuen Wasserscheide vollzog; 3. daß die Vertiefung der Stromfurchen in jedem Einzelfall und in jedem einzelnen, vermöge des Gefälls zur Erosion geeigneten Teile von unten nach oben fortschritt; 4. daß die Entwicklungsgeschichte eines Gebirges mit derjenigen der von ihm herabfließenden Gewässer innig verflochten ist, indem diese das Gebirge während der einzelnen Phasen seiner Entstehung fortdauernd umgestalteten, zugleich aber durch die Vorgänge bei der Gebirgsbildung häufig abgelenkt und in verschiedenartige Verbindung mit anderen Stromläufen gebracht wurden; 5. daß die großen Ströme, welche die Gewässer aus dem Innern der Kontinente nach dem Meere tragen, ihre Wurzeln in verschiedenen Gebirgen haben, deren jedes eine besondere Entwicklungsgeschichte seines Abflußsystems gehabt hat, und daß der große Sammelstrom, der in der Regel Schritt für Schritt dem sich zurück-ziehenden Meere gefolgt ist, ein jüngerer Gebilde ist, als die von ihm auf-genommenen Teilströme“.

²⁾ W. M. Davis und G. Braun, Grundz. d. Physiogeographie, Leipzig u. Berlin 1911.

sächlich den weicheren Massen folgend den konsequenten Flüssen als Nebenflüsse zustreben, „subsequent“; die in der Einfallrichtung der Schichten fließenden Flüsse „resequent“; die der Einfallrichtung der Schichten entgegengesetzt fließenden „obsequent“; die in keiner deutlichen Beziehung zur Schichtenlagerung stehenden „insequent“. Als „epigenetisch“ aber bezeichnete schon Ferd. v. Richthofen (Führer f. Forschungsreisende, S. 174) Täler, die auf folgende Weise entstanden sind: ein Fluß, der ursprünglich auf durchweg weicherem Gestein, einfach dem Oberflächengefälle folgend (also nach den vorstehenden Davisschen Benennungen „konsequent“), dahinfließ und dementsprechend sein Bett einschnitt, ist bei tieferer Einnagung auf eine von dem weicheren Gestein überdeckte und umgebene härtere Gesteinsmasse gestoßen, in die er aber gleichwohl seinem Gefälle gemäß seine Rinne ebenfalls fortlaufend einzusägen vermochte. Im Laufe der Zeit wurden nun durch langdauernde und tiefgreifende Abtragung die überlagernden und das härtere Gestein umgebenden weicheren Schichten allmählich in beträchtlichem Maße entfernt, so daß dieses schließlich als höherer Rücken bzw. als Berg, ja Gebirge, seine Umgebung mehr oder minder bedeutend überragt und es zunächst so scheint, als hätte der Fluß, obwohl aus niedrigerem Gelände kommend, sich den Weg durch diese Erhöhung gebahnt oder es hätte ihm eine tiefe Spalte den Weg durch diese Anhöhe eröffnet¹⁾. Eine ähnliche Lage konnte endlich auch dadurch entstehen, daß auf dem Wege eines Flusses durch Hebung oder Faltung ein Höhenrücken oder gar ein Gebirge entstand, daß diese Hebung bzw. Aufstauung aber so langsam vor sich ging, daß der Fluß gleichwohl imstande blieb, dieses Hindernis während seines allmählichen Aufsteigens fortlaufend zu durchsägen und demnach nun in einem solchen von ihm selbst geschaffenen Tale das Gebirge durchzieht²⁾. Solche Flüsse sind als „antezedent“ bezeichnet worden. Indes bei aller Anerkennung des Bestrebens, auch durch solche Benennungen entstehungs-geschichtliche Zusammenhänge zum Ausdruck zu bringen, muß doch dringend gewünscht werden, daß ihre etwaige Verwendung ganz auf Erörterungen, die lediglich für den engsten fachmännischen Kreis bestimmt sind, beschränkt bleibe. Ihre allgemeinere Einführung, zumal in landeskundlichen Darstellungen, würde nur dazu beitragen, deren Gemeinverständlichkeit und Genießbarkeit sehr zu beeinträchtigen.

Alle Flüsse haben das Bestreben, das Gefälle ihrer Täler möglichst gleichmäßig zu gestalten, also ihre Rinne möglichst auszubebnen. Hierbei entstehen ihnen jedoch namentlich dann Hindernisse, wenn ihr Weg durch Gesteine von beträchtlicher Härte sowie sonstige Erschwerungen ihrer Erosionstätigkeit führt. Es kann sich dabei teils um einen Wechsel von Schichtgesteinen verschiedener Härte sowie sonstiger verschiedener Widerstandsfähigkeit oder auch um einen solchen von Schichtgesteinen und harten Eruptivmassen handeln. Dann lassen sich die widerstandsfähigeren Gesteine natürlich nicht so leicht ausnagen als die übrigen;

¹⁾ Also wie oben, S. 127, im Falle 1a.

²⁾ Wie oben S. 127 im Falle 1b. Für alle vorerwähnten Benennungen sind auch Verdeutschungen versucht worden, die sich etwas seltsam ausnehmen (Folgefluß, Nachfolgefluß, Folgefluß 2. Ordnung, Gegenfluß, Vorerfluß usw.).

durch sie entstehen daher dann oft Stromschnellen oder förmliche Stufen, über die der Fluß in Wasserfällen von mehr oder minder erheblicher Höhe hinunterspringen muß. Und jede dieser Stellen erschwerter Einnagung bildet dann, wie oben S. 125f. erörtert, für das oberhalb derselben gelegene Laufstück eine Erosionsbasis, durch die auch dort vorläufig ein tieferes Einschneiden gehindert wird, ebenso wie dies in analoger Weise durch Seen, die infolge irgendwelcher Aufstauung des Wassers durch Bergstürze, Schuttrutschungen sowie sonstige Schuttwälle, ebenso durch Bodenverschiebungen, örtliche Einsenkungen und dergleichen im Flußlauf entstanden sind, der Fall ist¹⁾.

Zwar hat der Fluß Mittel, auch solcher Hemmnisse der Herstellung eines mehr gleichmäßigen Gefälles seines Bettes allmählich Herr zu werden. Er vermag in harte Gesteinsriegel, abgesehen von der einfachen Abscheuerung derselben durch die darüber hingeführten Sand- und Rollsteinmassen sowie größeren Geschiebe, auch in der früher (S. 120) erwähnten Weise senkrechte Löcher einzubohren sowie durch den am Fuße der Wasserfälle entstehenden Rückstoß die Gesteinsbank, über die dort das Wasser herunterstürzt, durch Unterhohlung von unten her anzugreifen, also auf solche Weise ihre schließliche Überwindung zu erleichtern. Seen aber, die sich in seinem Laufe befinden, ist er unablässig bemüht, allmählich zuzuschütten, ebenso wie er, je nach der Stärke des dort vorhandenen Gefälles, den Abfluß der Seen tiefer und tiefer einnagen kann, bis der See durch ein Zusammenwirken beider Tätigkeiten erloschen ist und nun auch dort die Erosion ungehindert weiter vor sich gehen kann. Aber das alles bedarf langer, oft gewaltig langer Zeit.

Daß dem Flusse im übrigen auch durch Hebungen, die sich innerhalb des von ihm auf seinem Wege durchzogenen Geländes vollziehen, Hindernisse einer gleichmäßigen Ausebnung seines Bettes bzw. des betreffenden Tales erwachsen können, wurde bereits berührt. Dann kommt es darauf an, ob diese Hebungen so langsam vor sich gehen, daß er vermöge seiner Erosionskraft imstande bleibt, sein Bett dort, mit dem Grade der Hebung Schritt haltend, gleichwohl fortlaufend einzunagen und es somit dort beizubehalten. Ist dies nicht der Fall, dann muß er sein Wasser vor dem so entstandenen Hindernis so hoch aufstauen, bis das Wasser des hierdurch gebildeten Sees über die niedrigste Stelle seines Randes einen Ablaufweg findet. Der Spiegel dieses Sees aber bildet nun geradeso wie bei anderen Seen für die zunächst oberhalb gelegene Talstrecke eine Erosionsbasis, die den Fortgang der Tiefenerosion dort entsprechend hemmt und statt derselben im Gegenteil zur Ablagerung von Sedimenten behufs Ausfüllung des Sees führt. Erst wenn dann das Wasser in dem See so hoch aufgestaut ist, daß es aus demselben einen Ablauf findet, kann letzterer die Tiefenerosion wieder aufnehmen, die später nach erfolgter Zuschüttung jenes

¹⁾ Näheres über die Entstehung der Seen siehe in Bd. II.

Sees unter Einschneiden in die dort abgelagerten Sedimente auch oberhalb weiter in Gang kommen kann. Und ist im obigen Falle die tiefste Einkerbung der Umgebung die frühere Fortsetzung des Tales, dann erfolgt der Ablauf wieder dort, und dann wird dort die weitere Talbildung fortgesetzt.

Für die verschiedenen Stadien solcher Ausebnung sowie der sonstigen morphologischen Ausgestaltung von Tälern hat W. M. Davis gelegentlich seiner Lehre von den geographischen Zyklen¹⁾ die Benennungen „jung“, „reif“, „alt“ bzw. „greisenhaft“ einzuführen versucht, die infolgedessen auch anderweitig verschiedentlich Annahme gefunden haben. Indes diese — wie besonders die Benennung „reif“ zeigt — einem Vergleich mit dem organischen Leben entnommenen Bezeichnungen haben für solchen Zweck doch mancherlei erheblich gegen sich. Denn in einem Tale, das nach Davis das Stadium der „Reife“, ja des Greisenalters erreicht hatte, muß sich aufs neue eine Reihe von Erscheinungen des Jugendstadiums einstellen, wenn infolge einer Hebung des betreffenden Gebiets über seine Umgebung oder einer erheblichen Senkung der letzteren der Fluß des Tales samt allen seinen Neben- und deren Zuflüssen aufs neue ein kräftiges Gefälle und damit eine entsprechende Neubelebung seiner Einschneidungskraft erhält, und das Analoge muß sogar in einem einzelnen Talabschnitt geschehen, wenn ein beträchtliches Hindernis beseitigt wird, das für denselben vorher eine seine Tiefeneinschneidung stark hemmende Erosionsbasis bildete. Daß aber etwas Reifes oder gar greisenhaft Altes wieder jung wird, kommt im Bereich des organischen Lebens sowie auch sonst doch wohl nicht vor. Überdies ist nicht zu übersehen, daß je nach den in einem Tale vorhandenen Gesteinsverhältnissen die morphologische Ausgestaltung desselben bis zu dem Stadium, das Davis als „reif“ oder als „greisenhaft“ bezeichnet, sehr verschieden lange Zeit in Anspruch nehmen, daß sie, wenn dort durchweg nur Gesteine von geringerer Widerstandskraft gegen Erosion sowie gegen Verwitterung und Abtrag anstehen, unter sonst gleichen Verhältnissen in viel kürzerer Zeit vollendet sein kann als in einem Tale mit vielem Wechsel von Gesteinen sehr verschiedener Härte und Zähigkeit, vollends, wenn sich darunter solche von sehr beträchtlicher Widerstandskraft befinden. Im ersteren Falle kann daher ein Tal, das tatsächlich durchaus nicht von bedeutendem geologischem Alter ist, infolge der durchweg leichten Erosions- und Verwitterungsfähigkeit der darin anstehenden Gesteine in morphologischer Hinsicht nach dem Davisschen Schema bereits sehr die Erscheinungen des „Alters“ oder gar der „Greisenhaftigkeit“ aufweisen, und dagegen im zweiten Falle ein Tal, das geologisch bereits sehr alt ist, in morphologischer Beziehung wegen der vielen und großen darin für Erosion wie Verwitterung und Abtrag vorhandenen Schwierigkeiten noch sehr viel Erscheinungen des „Jugend“-Stadiums an sich tragen²⁾.

1) Siehe auch hierüber W. M. Davis und G. Braun, Grundz. d. Physiogeographie.

2) Es ist, wie A. Hettner in seiner sehr berechtigten einschneidenden Kritik des Davisschen Schematismus (A. Hettner, Die Davissche Lehre in der Morphologie des Festlandes, Geogr. Anzeiger, Jahrg. 1921, S. 1ff.; vgl. ebenso Hettners oben erwähnte Schrift „Die Oberflächenformen des Festlandes“ sowie den Abschnitt „W. M. Davis' Methode erklärender

Wo die Bäche und Flüsse infolge starken Gefälles schnell fließen, da kommt bei ihnen, entsprechend dem Übergewicht des starken talabwärts gerichteten Zuges, die Seitenerosion im allgemeinen weniger zur Geltung; da findet daher hauptsächlich Tiefenerosion statt, so daß die Täler, und zwar besonders die Talsohlen, auf solchen Strecken in der Regel verhältnismäßig eng sind. Dagegen gewinnt die Seitenerosion, also die Verbreiterung der Täler bzw. der Talsohlen, hauptsächlich auf den Strecken große Bedeutung, auf denen das Fließen infolge schwachen Gefälles ein langsames ist, und zwar vor allem bei den Hochwässern, bei denen die Talsohle mehr oder minder breit überschwemmt wird und sich dort häufig je nach Umständen auch allerlei Stromteilung, Bildung neuer Stromarme und Umlegung von solchen entwickelt.

Verfolgen wir die Täler im Gebirge aufwärts bis in ihre Anfangsgebiete, wo sich aus einem oder mehreren Quellabflüssen, meist unter Hinzutritt anderer kleiner Rinnsale, überhaupt erst ein Bach entwickelt, so finden wir sie dort häufig hervorgehend aus nur ganz sanft eingetieften Mulden, an die sich erst etwas weiter abwärts eine schärfer

Beschreibung von Landformen“ in M. Friederichsen, *Moderne Methoden der Erforschung, Beschreibung und Erklärung geographischer Landschaften*, S. 9ff., Gotha 1914) darlegt, überhaupt widersinnig, Altersbenennungen, die doch im Grunde genommen Zeitbestimmungen sind, in solchen Dingen zur Bezeichnung erreichter Entwicklungsstufen verwenden zu wollen. Auch mit A. Supans Vorschlag (*Grundz. d. phys. Erdk.*, 5. Aufl., 1911, S. 470 u. 530), statt jener Davisschen Bezeichnungen zu sagen: „Unreife, Reife, Überreife“, würde darin wenig gebessert sein. Denn auch dabei würde ja doch z. B. das Widersinnige bleiben, daß selbst ein bereits „überreif“ gewesenes Tal auf einmal wieder „unreif“ werden kann, wenn der Fluß oder die betreffende Flußlaufstrecke in der erwähnten Weise wieder ein beträchtliches Gefälle und damit erneut eine entsprechend starke Einschneidungskraft erhält. Man denke z. B. an das obere Reußtal bis zum Vierwaldstättersee. Die Strecke des Urserentals bei und oberhalb von Andermatt ist doch sicher als „reif“, die Reußtalstrecke unterhalb Andermatts, besonders die wilde Felsschlucht zwischen Andernach und Göschenen dagegen als sehr „unreif“, die letzte Strecke oberhalb des Vierwaldstättersees aber wieder als „reif“ zu betrachten. Wenn jedoch die jetzt noch so „unreife“ Strecke abwärts Andermatts ausgeglichen sein und infolgedessen in die Strecke bei und oberhalb Andermatts ein starkes Flußgefälle mit entsprechend lebhafter Erosionskraft der Reuß kommen wird, dann wird dadurch diese jetzt „reife“ Talstrecke der Realper Reuß wieder lebhaft „unreif“ werden usw. Was Davis mit den genannten Bezeichnungen meint, läßt sich weit passender, jedenfalls klarer durch Ausdrücke wie etwa „stark ausgeebnet“, „wenig ausgeebnet“ oder ähnliche Umschreibungen bezeichnen. Man sehe daher, wenn es sich darum handelt, den Stand der Ausebnung eines Tales zu bezeichnen, von all diesen Davisschen Benennungen sowie den genannten Besserungsvorschlägen Supans ab und bezeichne nach wie vor die Täler als jung oder alt nur nach dem wirklichen geologischen Alter ihrer Entstehung.

ausgesprochene Talbildung anschließt¹⁾. Dagegen sind die Täler häufig gerade in ihren untersten Teilen, nahe dem Austritt der Flüsse aus den Gebirgen, besonders tief in ihre Umgebung eingesenkt bzw. von besonders hohen Talhängen eingefasst. Offenbar trägt hierzu wesentlich bei, daß dort die gesammelte Kraft aller bis dahin in dem Flusse vereinigten Wassermengen an der Talausbildung tätig gewesen ist.

Die Gestaltung der Talhänge ist überall sehr wesentlich, ja hauptsächlich durch die Widerstandsfähigkeit der an denselben anstehenden Gesteine, bei Schichtgesteinen oft auch durch deren Lagerungsverhältnisse, mit bedingt. Bei mürben, verhältnismäßig leicht durch Verwitterung zerfallenden Gesteinen werden sie meist sanfter abgeschrägt und sind dann bis gegen die Höhen hin, die für ein dichteres Pflanzenleben zu ungünstig werden, in der Regel ganz oder doch größtenteils mit Erdreich oder sonstigem losem Verwitterungsmaterial, das von mehr oder minder dichter Vegetation überdeckt und durch sie fest- und zusammengehalten bzw. gegen Abspülung geschützt wird, überzogen. Bei schwer zerfallenden Gesteinen dagegen sind die Talhänge meist nur wenig abgeschrägt, oft sehr steil mit allerlei hervorstehenden mehr oder minder kahlen Felsen und undichterer Bewachsung mit Vegetation an solchen Stellen, die dafür überhaupt geeignet sind. Wo aber, wie z. B. häufig in den Alpen, an hohen Bergeshängen weiche und harte bzw. leichter und schwerer zerfallende übereinander hervortretende Gesteinsschichten miteinander abwechseln, da findet sich dementsprechend öfters eine eigenartige fast treppenähnliche Stufenfolge, indem da das Ausgehende der weichen Schichten sanfter abgeschrägte und mit Vegetation überzogene Hänge bildet, während das Ausgehende der harten Gesteine durch jähe, größtenteils kahle Abstürze bezeichnet ist.

Talterrassen. Sehr häufig finden sich, wenn auch oft nur in beschränkten Resten erhalten, an den Hängen größerer Täler terrassenartige Abstufungen, die teils in den anstehenden Fels eingeschnitten sind (Felsterrassen), teils aus Schotter bestehen (Schotterterrassen). Die Felsterrassen sind in der Regel Reste alter Talböden aus Zeiten, in denen die betreffenden Täler noch nicht so tief wie jetzt eingeschnitten waren. Sie sind dann also Zeugen der allmählichen Erosion der betreffenden Täler und weisen auf verschiedene Stadien derselben hin, vermutlich aus Perioden, während deren die Tiefeneinschneidung zeitweilig verhältnismäßig gering war und infolgedessen überwiegend eine Ausweitung der bisherigen Einschnitte durch Seitenerosion stattfand. Oft finden sie sich bis zu beträchtlichen Höhen über dem heutigen Talboden. Der höchste von ihnen ist dann natürlich jedesmal der älteste. In ihn wurde bei Fortdauer bzw. stärkerem Wiederaufleben der Tiefenerosion eine neue tiefere Rinne eingeschnitten,

¹⁾ Es gilt dies hauptsächlich von unseren Mittelgebirgen, während in Hochgebirgen, z. B. in den Alpen, oft auch schon die Talanfänge wesentlich stärker eingetieft sind.

und mit deren Verbreiterung und der allmählichen Ausweitung dieses neuen Taleinschnitts sowie seiner Hänge wurden die Reste des älteren Talbodens mehr und mehr zerstört und durch Abtrag entfernt. Das konnte sich dann je nach Umständen mehrfach wiederholen. Die Oberseite dieser Terrassen ist meist flach oder nur ganz sanft geneigt, häufig noch deutlich mit Flußkies und Geröll oder einzelnen Resten von solchem bedeckt¹⁾, während sich daran zum Tal hin ein steilerer Abfall anschließt. Bei guter Erhaltung treten diese Felsterrassen als deutliche Stufen augenfällig hervor. Oft dagegen sind sie durch Verwitterung und Abspülung mehr verwaschen und nur dem geübten Auge erkennbar.

Die reinen Schotterterrassen entstammen Perioden, in denen nicht nur keine Fortsetzung der Talbildung, sondern vielmehr eine mehr oder minder starke Auffüllung der betreffenden Täler mit mächtigen Schuttmassen, die die dortigen Gewässer nicht genügend fortzuschaffen imstande waren und durch die auch die Sohle ihrer Betten mehr und mehr erhöht wurde, stattfand. Solche Perioden mußten, wie namentlich A. Penck dargelegt hat, in den von eiszeitlichen Vergletscherungen betroffenen Gebirgen besonders vor dem Eintreten der betreffenden Vergletscherungen bzw. im Beginn derselben entstehen, als dort zunächst in den höheren, dann auch in den tieferen Regionen der Gebirge die Vegetation mehr und mehr erstarb und infolgedessen alle von der letzteren mit ihren Wurzeln bisher auf den Höhen wie an den Hängen festgehaltenen Mengen von Erdreich und Verwitterungsschutt aller Art ihres bisherigen Haltes beraubt und durch Niederschläge und Schneeschmelzwässer sowie nachher auch noch durch die Tätigkeit der sich entwickelnden und vorrückenden Gletscher selbst zu Tal geführt wurden. Je weniger dabei in den Tälern die Möglichkeit vorhanden war, diese großen von den Höhen und Hängen heruntergespülten bzw. abgefegten Schuttmassen genügend weiter talabwärts zu befördern, desto mehr mußten diese sich dann dort aufhäufen. Aber auch in solchen Gebirgen, in denen es zu förmlichen Vergletscherungen nicht kam, mußten, wenn beim Herannahen und beim Eintreten der Eiszeiten die klimatischen Verhältnisse ungünstiger wurden, die Vegetationsgrenzen dementsprechend tiefer rücken und infolgedessen in den größeren Höhen die dort bisher von den Pflanzen festgehaltenen Verwitterungsschuttmengen frei werden,

¹⁾ So finden sich z. B. auch über dem Rhein-Durchbruchstal Bingen—Bonn an einer ganzen Reihe von Stellen in verschiedenen Höhen alte Flußgeschiebe, deren Zusammensetzung sie unzweifelhaft als alte Rheinkiese ausweist, ein deutlicher Beweis, daß der Rhein einst in diesen Höhen sein Bett gehabt und es allmählich tiefer und tiefer eingenaht hat. (Vgl. A. Philippson, Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges, Verhandl. d. 14. deutsch. Geographentages zu Köln 1903, S. 193ff., Berlin 1903; E. Kaiser, Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner Bucht, ebenda, S. 206ff. und Derselbe, Die Entstehung des Rheintales, Sonderabdr. a. d. Verhandl. d. Ges. deutsch. Naturforsch. und Ärzte 1908, Leipzig 1909.)

so daß sie von stärkeren Regen sowie Schneeschmelzwässern allmählich dort heruntergespült wurden und sich gleichfalls in den Tälern mehr oder weniger anhäuften.

Kehrten aber nach längerer Dauer solcher Vereisungsperiode allmählich wieder mildere klimatische Verhältnisse, ähnlich wie sie vorher dort bestanden hatten, zurück, schwanden infolge längerer wärmerer und sonnigerer Sommer die großen Schnee- bzw. Eisanhäufungen allmählich immer mehr zusammen und fiel wieder ein immer größerer Teil des Jahresniederschlags in flüssiger Form als Regen, begann dementsprechend die Vegetation an den Hängen wieder mehr und mehr in die Höhe zu rücken und mit ihren Wurzeln den dort sich bildenden Verwitterungsschutt festzuhalten, dann mußte andererseits in den Tälern auch die Spül- und Erosions- wie Transportkraft der wieder reichlicher gewordenen Mengen des dort fließenden Wassers entsprechend zur Geltung kommen. Dann schnitten die betreffenden Gewässer dort kräftig in jene vorher abgelagerten Massen ein und begannen zugleich, sie allmählich mehr und mehr talabwärts fortzuschaffen, so daß nur mehr oder minder ausgedehnte Reste davon zurückblieben. Wenn die Gewässer dann hierbei den Grund des alten Talbodens erreichten, konnten sie natürlich auch in diesen weiter einschneiden und so die Eintiefung des Tales fortsetzen.

Dieser ganze Vorgang abwechselnder Talauffüllung und Neueinschneidung der fließenden Gewässer konnte sich mehrfach wiederholen. Dann bettete sich die neue Schotterablagerung jedesmal in die in der älteren geschaffene und von den zurückgebliebenen Resten der letzteren eingefasste Höhlung sowie in den etwaigen neuen Taleinschnitt hinein, und wenn sie nicht etwa über die Höhe der älteren noch hinausging, liegen dann die Reste der älteren als Terrasse über der jüngeren. So kommen z. B. in den Alpentälern mannigfach verschiedene Schotterterrassen übereinander vor, von denen ebenso wie bei den Felsterrassen jedesmal die höchste die älteste ist. Es ist heute wohl nicht zweifelhaft, daß sie dort meist diluvialen Ursprungs sind und mit den eiszeitlichen Vorgängen zusammenhängen. Sie kommen viel auch in den ehemals vereisten Gebieten Nordamerikas usw. vor, sind aber hinsichtlich ihrer Entstehung an sich durchaus nicht bloß an eiszeitliche Vorgänge gebunden. Sie rühren eben, wenn sie sich im Innern von Gebirgstälern finden, überhaupt von einem Wechsel zeitweiliger starker Talauffüllung mit Schotter oder doch überhaupt starker Schotterablagerung im Tale und darauf gefolgt er neuer stärkerer Einschneidung des betreffenden Baches oder Flusses her. Wo sich aber Stufen von Schotterterrassen an Seen finden, sind sie Reste ehemaliger Uferablagerungen der letzteren, also Belege eines ehemals höheren Standes der betreffenden Seespiegel, und wo sie, wie z. B. in den Küstengegenden Norwegens, in der Nähe der Mündungen von Flüssen ins Meer vorkommen, sind sie Reste früherer Ablagerungen in Küstengewässern, die durch Landhebung dem heutigen Wasserspiegel entrückt sind, also Belege erfolgter Hebungen (vgl. oben S. 46f.).

Einsattelungen von Gebirgsrücken. Daß die Entstehung von Einsattelungen der Gebirgsrücken stets durch örtliches Vorhandensein weicherer und leichter zerstörbarer Gesteinsmassen oder sonstiger Stellen geringerer neben solchen von größerer Widerstandskraft wesentlich begünstigt werden muß, versteht sich von selbst. Aber auch ohne dergleichen trägt die Erosions- und Abtragsarbeit der dort entspringenden Bäche usw. zur Entstehung solcher Eintiefungen der Rücken bei und wird sich dabei überall um so wirksamer betätigen, wenn sie durch derartige Erleichterungen unterstützt wird. So entstehen auch die Pässe, d. h. Einsattelungen, die den Übergang über die Gebirge in besonders günstiger Weise ermöglichen und deren Wert für die Bewohner stets um so größer ist, je niedriger sie sind, je bequemer die von beiden Seiten zu ihnen hinaufführenden Talwege sind und je umfangreicher und wichtiger der Verkehr ist, der durch sie am besten vermittelt wird¹⁾.

Wo zu beiden Seiten eines Gebirgsrückens Quellgebiete von Bächen verhältnismäßig nahe beieinanderliegen, entsteht zwischen ihnen häufig eine Art von Wettbewerb um die Wasserscheide, die jeder von beiden durch Erosion möglichst weit zurückzuverlegen sucht. Dann kann es dahin kommen, daß der wasserreichere und stärker erodierende Bach seinen Sammelbereich bis in das Quellgebiet des schwächeren ausdehnt und diesem einen Teil der bisher dorthin geflossenen Gewässer wegnimmt. Jedenfalls wird, wo in derartiger Weise ein nahes Zusammentreffen von Quellgebieten kräftiger Bäche zu beiden Seiten eines Gebirgsrückens stattfindet, der letztere hierdurch an solchen Stellen allmählich mehr und mehr erniedrigt, so daß es, zumal wo weichere Gesteine dies noch besonders erleichtern, im Laufe langer Zeit dahin kommen kann, daß dort schließlich auch die Wasserscheide selbst nicht mehr auf einem Rücken, sondern in einer fortlaufenden, nur nach beiden Seiten abgedachten talartigen Einbuchtung, ja in einem ausgesprochenen Tale liegt und zur sogenannten Talwasserscheide²⁾ wird. Auf solche Weise können, indem zwei nahe beieinander zu beiden Seiten eines Rückens in entgegengesetzter Rich-

¹⁾ Gerade das letztere ist für die Bedeutung der verschiedenen Pässe besonders entscheidend.

²⁾ Vgl. z. B. als besonders bemerkenswerte Talwasserscheiden der Alpen in Längstälern: das Toblacher Feld im Pustertal von der Drau zur Rienz (Etschgebiet); den Malojapaß vom Oberengadiner Inntal zur in den Comersee fließenden Maira hin; in Quertälern: den Brennerpaß vom Inn-Nebenfluß Sill (Wipptal) zum Etsch-Nebenfluß Eisack; den Reschen-Scheideckpaß von Finstermünz am Inn zum Vintschgauer Etschtal hin; das zweifellos einst vom Rheine oder einem Arme desselben durchflossene Tal von Sargans zum Walen- und Zürchersee hin. — Im Hochgebirgsland des westlichen Norwegens kommt sogar der Fall vor, daß eine Talwasserscheide in einem See liegt, indem aus dem wenig über 600 m hoch liegenden See Lesjeskog die Rauma nach Nordwesten zum Romsdalsfjord, der Laag nach Südosten zum Gudbrandsdal abfließt.

tung fließende Bäche sich in den sie trennenden Rücken immer tiefer einschneiden und die Wasserscheide zwischen ihnen dort immer mehr erniedrigen, auch Quertäler entstehen und dadurch unter Umständen sogar förmliche Flußablenkungen hervorgerufen werden¹⁾.

Gestaltung der Gebirgsrücken, Gipfel und Hänge. Was die Einzelgestaltung der Gebirgsrücken und Gipfel sowie der Bergeshänge anlangt, so wird auch sie — abgesehen von den Erosionsvorgängen sowie etwaigen Verwerfungen oder sonstigen Bodenverschiebungen — stets vor allem durch das Verhalten der dort anstehenden Gesteine zu den Verwitterungsfaktoren sowie durch die dortigen Verhältnisse der Abtragung des Verwitterungsschuttes bestimmt. Auch hier gilt, daß bei aller Gesteinszerstörung das — sei es durch größere Härte, sei es durch sonstige Ursachen — stärker Widerstandsfähige stets länger seinen Zusammenhalt bewahrt und stehen bleibt als das leichter Zerfallende. Wird daher der Verwitterungsschutt nicht durch eine Vegetationsdecke in starkem Maße festgehalten, sondern (durch Regen, Wind usw., an steilen Hängen auch einfach durch Herunterfallen) immer lebhaft abgetragen, so bleibt bei langdauernder

¹⁾ Zu förmlichen und dauernden Flußablenkungen war wohl aber stets nötig, daß dem abgelenkten Flusse auf seinem bisherigen Wege, sei es durch Bodenverschiebungen, sei es durch Bergstürze, Schuttrutschungen oder sonstige Zuführung großer Schuttmassen — in Zeiten starker Vereisung unter Umständen auch durch Sichvorschieben eines Gletscherkörpers — ein so bedeutender Wall entgegentrat, daß er dadurch zu beträchtlicher Aufstauung seines Wassers gezwungen wurde. Bot sich dann dem so entstandenen See ein seitlicher Ausweg, der niedriger war als die niedrigste Stelle des aufstauenden Walles, dann entwickelte sich dort ein seitlicher Abfluß, der dann nach dem Maße des dort vorhandenen Gefälles weiter erodierte und, wenn die genannte Aufstauung nicht etwa inzwischen beseitigt bzw. genügend durchnagt werden konnte, schließlich dauernd beibehalten wurde. Zweifellos sind in früheren Zeiten Flußablenkungen durchaus nichts Seltenes gewesen. Auf einen sehr bemerkenswerten Fall hat W. M. Davis betreffs des heutigen Oberlaufes der Mosel hingewiesen. Dieser floß einst bei Toul nach Westen zur Maas in einem dort noch vorhandenen, aber heute trocken liegenden Talstück, und die Meurthe war damals der Oberlauf der Mosel. Vermuthlich infolge einer in jener westlichen Laufstrecke eingetretenen Verstopfung aber brach dieser heutige Oberlauf der Mosel unter Benutzung des Bettes eines dort eingeschnittenen Seitenzuflusses nach Nordosten durch, arbeitete diesen Weg weiter aus und benutzt ihn nun dauernd, während jenes westlich zur Maas gerichtete Talstück heute mit flacher Wasserscheide und mit deutlich dem Wasgenwald entstammenden Flußgeröllen trocken liegt. — Durch mächtige eiszeitliche Schotterablagerung vom Inntal her wurde, wie A. Penck gezeigt hat, der ursprüngliche Innzufluß des Tales, in dem heute der Achensee liegt, zum See aufgestaut, und zwar so hoch, daß der Abfluß desselben nun nicht mehr, dem ursprünglichen Talgefälle entsprechend, nach Süden zum Inn, sondern nordwärts über die ehemalige Wasserscheide des letzteren hin zur Isar gerichtet ist.

Abtragung das stärker Widerstandsfähige immer als Erhöhung über dem übrigen länger stehen, selbst wenn es ursprünglich nicht höher, sondern im Gegenteil sogar tiefer als das andere stand, und wird in letzterem Falle durch stärkere Abtragung der weicheren Massen als Erhöhung aus seiner Umgebung gleichsam herauspräpariert. Es bewahrt dabei, wenn nicht durch Überwachsung mit Vegetation gehindert, sondern als nacktes Gestein hervortretend, die steileren oder sanfteren,

Fig. 32.

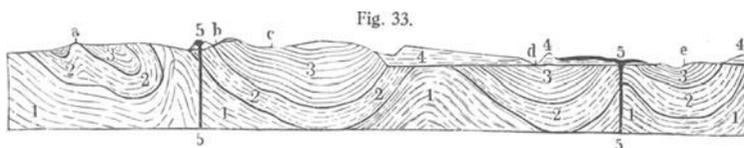


Der Nordwestgrat des Großglockners.

schärferen oder abgestumpfteren Formen, wie sie seinem Verhalten gegen die Verwitterung entsprechen, wobei auch eine etwa ihm eigene besondere Zerklüftungsart mit zur Geltung kommt (vgl. z. B. Fig. 31). Wo daher in einem Gebirgsrücken oder -hang verschiedene Gesteinsarten vorliegen, bringt der Übergang von einem Gestein zu einem anderen häufig andere Verwitterungsformen, daher andere Gestalten der nackten Felsen der Gipfel, Grate, Klippen usw. Die Formen nicht bloß der verschiedenen Gebirge, sondern auch ihrer einzelnen Teile hängen daher in hohem Grade auch von den darin zutage tretenden Gesteinsarten ab, besonders da, wo das Gestein nackt hervortritt, also namentlich in Hochgebirgen (vgl. Fig. 32). Auf den Gipfeln hoher Berge aber findet sich oft statt fest zusammenhängenden anstehenden Gesteins eine Anhäufung von großen losen Blöcken. Nur wo eine eiszeitliche Eisüberdeckung stattgefunden hat, kommt die natür-

liche Verwitterungsgestaltung auch bei dem nicht von Vegetation überwachsenen Gestein nicht rein zur Geltung. Denn da hat die Glazialschleifung größtenteils die von ihr betroffenen Felsen stark zugerundet und glattgeschliffen (vgl. S. 161, Fig. 28), und eben diese Glattschleifung hat dann sehr dazu beigetragen, die davon betroffenen Felsflächen, zumal bei steilerer Böschung derselben, gegen Verwitterungseinwirkungen stark und lange widerstandsfähig zu machen.

Die Rumpfflächen. Wohin die Zerstörung und Abtragung selbst sehr hoher Gebirge im Laufe gewaltig langer geologischer Zeiträume schließlich führen kann und in zahlreichen Fällen geführt hat, das sehen wir an den schon erwähnten sogenannten Rumpfflächen. Wenn wir z. B. von einem hohen Punkte die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges, besonders ihres linksrheinischen Teiles, überschauen



Profil der Gegend von Gerolstein (Eifel).

a Blankenheimersdorf. b Stromberg. c Altendorf. d Bolsdorf. e Gerolstein. 1 Ältere Grauwacke (Obersilur oder Unterdevon). 2 Jüngere Grauwacke (Unterdevon). 3 Eifeler Kalkstein (Mitteldevon). 4 Bunter Sandstein. 5 Basalt. Das durch die starke Faltung der paläozoischen Schichten (1 bis 3) einst entstandene hohe Gebirge wurde später sehr stark abgetragen und zu einer Rumpffläche eingeebnet. Über dieser wurde hierauf der Buntsandstein (4) diskordant abgelagert, der wiederum später verschiedentlich von Basaltergüssen (5) durchbrochen und überlagert wurde.

und dabei über die Taleinschnitte hinwegsehen, so stellt sie sich uns im allgemeinen als eine nur sanft gewellte, in ihren Höhen ziemlich einförmige Hochfläche (vgl. Fig. 34) dar, über die sich nur einzelne Kuppen harter vulkanischer Gesteine schärfer erheben. Obwohl hier, wie aus den Schichtenstellungsverhältnissen deutlich zu ersehen ist, ein Stück eines einstigen mächtigen und sicherlich alpenhohen paläozoischen Gebirges vorliegt (vgl. Fig. 33), ist von einem Einfluß der einstigen Faltung auf dieses heutige Relief infolge der gewaltigen darüber hingegangenen Abtragung und Einebnung wenig mehr zu erkennen. Die erwähnten Kuppen harter vulkanischer Gesteine aber sind die Reste der Schlotausfüllungen von Vulkanen, die in der Tertiärzeit unter Durchbrechung der Schichten des paläozoischen Gebirges dort tätig gewesen sind. Eine ähnlich gewaltige Abtragung und Einebnung zeigt die heutige Oberfläche des Harzes, der ja doch einst ein Teil desselben später durch große Einbrüche zerstückelten alpenhohen paläozoischen Faltengebirges war und wo nur einige besonders widerstandsfähige Gesteinsmassen (vor allem das granitische Brockenmassiv) stärker über die sonst im allgemeinen ziemlich einförmige gewellte Hochfläche emporragen usw.

Ob es aber wirklich möglich ist, daß so starke Einebnungen einst alpenhoher Gebirge lediglich durch das Zusammenwirken von mecha-

nischer und chemischer Verwitterung sowie der Abtragung durch Niederschläge und fließende Gewässer, in etwaigen Vereisungsperioden unter dem zeitweiligen Einfluß der Abschleifung durch Gletscher und sich bewegende Binneneisdecken, zustande kommen konnten, oder ob dazu doch — wofür ganz besonders Ferd. v. Richthofen lebhaft eintrat¹⁾ — die Mitwirkung der Abrasionstätigkeit der Brandung zeitweilig über das Land hingegangener Meeresüberflutungen gehört haben muß,

Fig. 34.



Das Liesertal bei Manderscheid (Eifel).
(Auf der Höhe über dem Tale die Rumpffläche, zu der das stark abgetragene einstige paläozoische Hochgebirge eingeebnet worden ist.)

darüber gehen die Meinungen noch sehr auseinander. Der wirkliche Beweis für erfolgte Transgressionen des Meeres ist jedoch, wie bereits früher erwähnt, nur durch Vorliegen von zweifellosen (durch entsprechende Fossileinschlüsse als solche charakterisierten) Ablagerungen desselben oder, wenn die letzteren später größtenteils wieder zerstört und entfernt sind, durch das Vorhandensein unzweifelhafter Reste von solchen in diskordanter Lagerung über der abradierten Rumpffläche zu erbringen (siehe im übrigen oben, S. 134).

Vulkanische Gebirge. Wesentlich anders als die Formen der hauptsächlich durch Aufstauung bzw. Faltung von Sedimentschichten entstandenen stellen sich diejenigen der rein vulkanischen Gebirge.

¹⁾ Siehe oben, S. 134, Anm. 2.

Hier gibt es in der Regel keine ausgesprochene Längsrichtung, daher auch keine eigentlichen Längs- und Quertäler. Sondern hier hängt alles von der räumlichen Verteilung der Stellen ab, aus denen dort das heißflüssige Magma ausgeflossen oder ausgeworfen ist, sowie davon, ob es einzelne Schloten, ob ausgedehntere Spalten waren; ferner wie groß die Masse des ausgeflossenen oder ausgeworfenen Materials war und wie sie sich verbreitet hat. Bei großen Massenausflüssen sowie bei starkem Auswerfen in die Luft geblasener loser Massen breiteten sich dieselben da jedesmal, soweit sie reichten, deckenartig über dem bisherigen Relief aus. Im übrigen aber wurden um alle einzelnen Eruptionsschlote herum die typischen kegelförmigen Berge aufgeschüttet. Daher besteht bei solchen Gebirgen, zumal solange dort noch erhebliche, wenn auch durch mehr oder minder lange Zeiten relativer Ruhe unterbrochene Eruptionstätigkeit vorhanden ist, keinerlei Regelmäßigkeit der Formen. Die dort entstehenden Bäche und Flüsse aber müssen sich natürlich in ihrem Laufe solange stets dem jeweiligen Relief und seinen Veränderungen durch neue Eruptionen, bei denen auch Flußabdämmungen erfolgen können, anpassen, und treten ihnen durch neue Eruptionen Hindernisse in ihren bisherigen Weg, dann kommt es jedesmal darauf an, ob sie stark genug sind, sich schließlich nach vorgängiger Aufstauung die Festhaltung desselben durch die Hindernisse hindurch mittels energischer Erosion zu erzwingen, oder ob sie dauernd sich einen anderen Weg suchen müssen. Zwar arbeiten auch da von Anfang an Verwitterung und Abtrag. Aber erst wenn dort keine erhebliche Eruptionstätigkeit mehr stattfindet, können sie auch dort mit durchgreifendem Erfolg an der Zerstörung und Abtragung, also an der allgemeinen Erniedrigung und Einebnung wie an allerlei spezieller Ausmodellierung tätig sein, wobei sie natürlich an den losen Auswurfsmassen, soweit diese nicht inzwischen fester und dichter miteinander verbunden und dadurch widerstandsfähiger geworden sind, weit leichteres Spiel haben als an den ausgeflossenen und von vornherein zu kompakten Massen erstarrten¹⁾. Geradeso wie bei älteren Einzelvulkanen sind daher auch bei älteren vulkanischen Gebirgen, an denen sich also die Zerstörungs- und Abtragskräfte schon sehr lange Zeit betätigen konnten, oft nur noch härtere Massen, sozusagen die widerstandsfähigsten Kernstücke vorhanden.

Die Hochflächen. Neben den eigentlichen Gebirgen stehen als eine zweite sehr wichtige Kategorie von Massenerhebungen der

¹⁾ Beispiele vulkanischer Gebirge siehe oben, S. 182, Anm. I. — Hinsichtlich der Arbeit des rinnenden Wassers an vulkanischen Bergen und Gebirgen ist jedoch nicht zu übersehen, daß das Regen- und das Schneeschmelzwasser in die losen vulkanischen Auswurfsmassen vermöge ihrer lockeren Lagerung naturgemäß stark einsinkt, so daß sich infolgedessen, soweit diese lose aufgehäuften Massen reichen, an den Abhängen nicht leicht oberflächlich fließende Bäche und Rinnsale, die dort ihre Furchen einschneiden, in erheblichem Maße entwickeln können.

Erdoberfläche die in mehr oder minder beträchtlicher Höhe liegenden und zum Teil sehr ausgedehnten Hochflächen¹⁾ von einförmiger oder doch nur mäßig welliger Oberfläche, bei denen die etwa vorhandenen Bodenwellen jedenfalls nach ihrer relativen Höhe und im Vergleich zur Meereshöhe des Ganzen nicht wohl als Gebirge angesehen werden können. Sie finden sich teils mehr oder weniger dicht von Randgebirgen umschlossen²⁾, teils auf einer Seite an Gebirge angelehnt³⁾, teils auch mehr oder minder frei liegend⁴⁾. Die mittlere Höhe der Hochflächen ist sehr verschieden, erreicht jedoch längst nicht die

1) Die auch in der deutschen geographischen Literatur viel verwendete Bezeichnung als „Plateau“ verwirft Ferd. v. Richthofen (Führer f. Forschungsreisende, S. 679ff.) als überflüssig — während andere, wie z. B. H. Wagner (Lehrb. d. Geogr., I, 8. Aufl., S. 362, 1908), sie noch beizubehalten wünschen — und meint, die Benennung als „Hochebene“ solle man auf diejenigen Fälle beschränken, in denen es sich um wirkliche hoch gelegene Ebenen im engeren Sinne des Wortes handelt. Ebenso solle der Ausdruck „Tafelland“ nur da Anwendung finden, wo die Ebenheit der Oberfläche deutlich durch ebenflächige, horizontale oder nahezu horizontale Lagerung der Schichten des festen Untergrunds bedingt, also nicht etwa durch Schuttauuffüllung auf unebenem Untergrund geschaffen ist. Auch weist Richthofen darauf hin, daß Tafellagerung der Schichten sich in sehr verschiedener Meereshöhe, auch in geringer, finden kann, so daß der Ausdruck Tafelland im geologischen Sinne keineswegs immer hochgelegenes ebenes Land zu bezeichnen braucht. Er erachtet als beste allgemeine Benennung wegen ihrer umfassenden Anwendbarkeit den Ausdruck „Hochfläche“, bei dem man auch von einer muldenförmigen, einer beckenförmigen, einer ansteigenden, einer welligen usw. Hochfläche sowie von verschiedenartigen Anordnungsformen mehrerer Hochflächen reden könne. Der Begriff „Hochfläche“ schließt also die Begriffe „Hochebene“ und „hohes Tafelland“ als Unterabteilungen zugleich mit ein. — Streng zu unterscheiden ist natürlich der Begriff der „Hochfläche“ von dem weit umfassenderen allgemeinen Begriff des „Hochlandes“ überhaupt. Denn Hochland ist alles Land, das über eine gewisse Höhenlage hinausgeht, gleichviel wie sein Relief gestaltet ist, also auch alles entsprechend hohe Berg- und Gebirgsland. Die Bezeichnung als „Hochfläche“ dagegen soll eine, und zwar auf einer größeren Fläche vorhandene, wenn nicht völlige, so doch relative Ebenheit, bei der die etwa darin vorhandenen Bodenwellen, namentlich im Vergleich zur Höhenlage und Gesamtausdehnung des Gebiets, nur verhältnismäßig gering sind, zum Ausdruck bringen.

2) So z. B. die Hochflächen von Alt- und Neukastilien, ebenso im Atlasgebirge die Hochfläche der Schotts; ferner die Hochflächen in Kleinasien, Iran, Tibet, Ostturkestan und der Mongolei; in Nordamerika die Hochflächen zwischen dem Felsengebirge und der kalifornischen Sierra Nevada, die Hochfläche von Mexico; in Südamerika die Hochflächen in den Anden von Peru und Bolivia usw.

3) So vor allem in Nordamerika die Hochfläche an der Ostseite des Felsengebirges; ferner in Asien die Hochflächen von Dekan sowie wohl auch diejenigen von Arabien usw.

4) So z. B. in Afrika die Libysche Wüstenhochfläche, die ostafrikanische Seenhochfläche, die Hochfläche der Kalahari usw.

Höhe der höchsten Gebirge. Sie beträgt z. B. für die an den Nordsaum der Alpen sich anschließende Oberdeutsche Hochfläche etwa 500 m, für die beiden kastilischen Hochflächen 600 und 700 m, für die in Kleinasien sowie in der Kalahari rund etwa 1000 m, für die in Ostturkestan (Tarimbecken) etwa 1200 m; dagegen für die Colorado-Hochfläche in Nordamerika etwa 1800 m, für die von Mexiko etwa 2000 m, für die in Bolivia 4000 m. Die höchste von allen aber ist die in Tibet zwischen dem Himalaja und dem Kuenlun, deren durchschnittliche Höhe auf rund etwa 5000 m geschätzt wird¹⁾.

Auch bei den Hochflächen hängt — abgesehen von Bodenverschiebungen (besonders Verwerfungen) — die Gestaltung ihrer Oberfläche vor allem davon ab, wie es dort mit der Tiefenerosion, hauptsächlich durch fließendes Wasser, steht, ob dort eine beträchtliche Anzahl von Flüssen und Bächen mit ständig oder doch zeitweilig reichlicher Wasserführung vorhanden ist und wie es mit dem Gefälle der Wasserläufe steht, namentlich aber, ob sie imstande gewesen sind, den Weg aus den Hochflächen hinaus und möglichst bis zum Meere zu finden bzw. sich zu bahnen, oder ob sie innerhalb der Hochflächen selbst in abflußlosen Seen enden, vielleicht sogar ohne letztere in trockenen Gebieten allmählich versiegen. Das aber hängt natürlich wiederum in jedem einzelnen Falle von der Menge der Niederschläge ab, die auf der betreffenden Hochfläche selbst oder auf den sie umgebenden bzw. ihr benachbarten Gebirgen fallen, soweit von dort Gewässer zur Hochfläche hinfließen. Wo reichlich fließendes Wasser — wenn auch nur während eines Teiles des Jahres — und kräftiges Gefälle der Wasserläufe vorhanden ist, da ist auch entsprechend reichliches Einschneiden der letzteren, also energische Rinnen- und Talbildung und ebenso reichliche fluviatile Wegbeförderung der Zerstörungsprodukte des Gesteins. Kräftiges Wassergefälle aber wird auch auf den Hochflächen namentlich dann vorhanden sein, wenn die dortigen Flüsse den Ausweg von dort zu niedrigeren Umgebungsgebieten und zum Meere hin gewonnen haben. Da ist dann auch eine entsprechend starke Ausarbeitung des Reliefs²⁾.

Wo dagegen auf den Hochflächen wenig Niederschlag, wenig fließendes Wasser und kein Abfluß desselben zum Meere vorhanden ist³⁾, da ist naturgemäß auch entsprechend wenig Tiefenerosion und

¹⁾ H. Wagner, Lehrb. d. Geogr. I, 8. Aufl., S. 368, 1908.

²⁾ Wohl die gewaltigste solcher Einschneidungen zeigt in Nordamerika zwischen dem Felsengebirge und dem Wahsatchgebirge das sehr niederschlagsarme und darum vielfach wüstenhafte Colorado-Tafelland, wo der von den hohen Felsengebirgsketten herkommende und hierdurch wasserreiche Coloradostrom vermöge des durch seinen Durchbruch zum Golf von Kalifornien erlangten starken Gefälles sein Bett in von jäh aufsteigenden Wänden eingeschlossenen sogenannten Cañons bis 1800 m tief in den Boden der Hochfläche eingengagt hat.

³⁾ So z. B. im größten Teile der inneren Hochflächen von Iran wie in Ostturkestan (Tarimbecken) und einem großen Teile der Hochflächen der Mongolei.

wenig Abbeförderung des Verwitterungsschuttes durch Wasser. Um so mehr dagegen ist dort das Reich der Winde, die — zumal infolge der Niederschlagsarmut dort meist auch nur eine spärliche Vegetationsdecke bestehen kann — das von ihnen bewegbare Verwitterungsmaterial flächenhaft aufgreifen und flächenhaft wieder ablagern. Da bleibt also der Verwitterungsschutt — abgesehen von dem, was als feiner Sand und Staub durch Stürme weiter fortgetragen wird — im Land-

Fig. 35.



Verbreitung der jungen Kettengebirge. (Nach Neumayr, Erdgeschichte, Bd. II.)

innern liegen. Da ergibt sich daher auf solche Weise ein im großen und ganzen sehr einförmiges Relief, vielfach mit starker Ausebnung der Oberfläche.

Die grossen Hauptgebirgsgürtel der Erde. Wenn wir einen Blick auf eine speziellere Höhenschichtenkarte der Erde werfen, so zeigt sich uns da auch auf den großen zusammenhängenden Landmassen vorwiegend ein sehr bunt bewegtes und unregelmäßiges Bild der Verteilung von Hoch und Tief. Es kann uns das nicht verwundern, wenn wir uns vergegenwärtigen, daß das gesamte, zwar meist sehr langsam, aber gewaltig arbeitende Wechselspiel jener Kräfte und Vorgänge, die auf der Erdoberfläche die großen Grundzüge der Erhöhungen und Vertiefungen des Reliefs hervorrufen, sowie jener anderen, die von Anfang an an der Zerstörung und Abtragung der Erhöhungen gearbeitet haben, in der unendlich langen Zeit, seit es eine feste Erdoberfläche

und auf derselben Land und Wasser gegeben hat, ununterbrochen in Wirksamkeit gewesen ist, daß in den verschiedensten geologischen Perioden an sehr verschiedenen Stellen Gebirge entstanden und an letzteren die Zerstörungskräfte tätig gewesen sind, daß mannigfach einstige hohe Gebirge bis auf niedrige Rumpfflächen abgetragen wurden, nicht wenige wohl schließlich infolge von Senkungen unter Meeresüberdeckung gerieten, dort durch jüngere Ablagerungen überdeckt und auf diese Weise ganz verschwunden sind. Was wir in dieser Hinsicht heute vor uns sehen, zeigt uns sozusagen den heutigen Stand in dem rastlosen Kampfe der aufbauenden sowie der zerstörenden und abtragenden Kräfte.

Indes einige große einheitliche Grundzüge treten in der Verteilung der bedeutenden und hohen Gebirge doch größtenteils deutlich hervor, indem sich fast alle heute großen und höheren Gebirgsketten im wesentlichen zu zwei großen Gürteln (vgl. Fig. 35) anordnen¹⁾. Der eine derselben verläuft im großen und ganzen von West nach Ost, ohne daß jedoch alle einzelnen betreffenden Gebirge diese Richtung einhalten. Er beginnt im Westen mit den Pyrenäen, der spanischen Sierra Nevada und dem Atlssystem und verläuft über die Alpen (nebst dem Schweizer Jura), den Kaukasus und den Hindukusch zu der Scherung zentralasiatischer Hochgebirge vom Himalaja bis zum Tienschan. Es gehören dazu auch die Apenninen, die Karpaten sowie die hohen Gebirge der Balkanhalbinsel, ferner die Randgebirge Kleinasiens und Irans. Wenn man will, kann man jenseits des Atlantischen Ozeans auch die hohen Gebirge auf den Großen Antillen und am Nordsaum Südamerikas als Reste einer zerbrochenen westlichen Fortsetzung dieses Gürtels betrachten. Andererseits schließt sich an das Ostende Tibets eine Fortsetzung des Gürtels an, die in südlicher Richtung über die hohen Gebirge des westlichen Hinterindiens zu den Sundainseln hinzieht und sich dort im Bogen über Sumatra und Java nach Südosten und Osten wendet.

Der andere große Gebirgsgürtel umschließt den Großen Ozean. In starker, nur in Mittelamerika durch geringe Lücken unterbrochener Geschlossenheit zieht er längs der ganzen Westseite Amerikas von dessen Süden bis zum südlichen Teile des Territoriums Alaska. Von da ab ist der Gürtel nicht mehr zusammenhängend, sondern zieht von der Halbinsel Alaska über die Aläuten nach Kamtschatka und von hier über die Asien im Osten begleitenden Inseln zum Malaiischen Archipel, von wo sich eine Fortsetzung über Neuguinea hin erkennen läßt, zu der vielleicht auch die hohen Gebirge Neuseelands mit hinzuzurechnen sind.

Die in diesen beiden Gürteln enthaltenen hohen Gebirge sind, soweit bekannt, jüngere Faltengebirge, und es sind darunter

¹⁾A. Philippson, Grundz. d. allg. Geogr., 2. Bd., 1. Hälfte, Leipzig 1923, stellt auf einer Erdkarte sowohl Gürtel junger Faltengebirge als Gebiete paläozoischer Faltung und sogenannte Urschollen dar.

die höchsten Gebirge der Erde¹). Sehr bemerkenswert ist, daß beide Gürtel zugleich Gebiete starker Seismizität sind (vgl. oben S. 78, Anm. 2), und der den großen Ozean umschließende Gürtel einschließlich des über Sumatra, Java usw. ziehenden Teiles des anderen auch die größte Häufung von noch tätigen Vulkanen aufweist (vgl. oben S. 54f.). Von selbst ergibt sich hieraus die Vermutung, daß zwischen den Ursachen dieser verschiedenen Kategorien von Erscheinungen Beziehungen bestehen mögen, die noch fort dauern. Doch sind diese Dinge sehr dunkel und entziehen sich einer bestimmteren Beurteilung.

Die Depressionen des Festlandes. Vereinzelt gibt es im Innern der Festländer auch Gebiete, die, ohne von Wasser überdeckt zu sein, tiefer als der Meeresspiegel liegen. Man nennt sie Depressionen²). Diese so starken Eintiefungen der Landoberfläche können entweder 1. schon vorhanden gewesen sein, als die betreffenden Gebiete — sei es durch Hebung des Landes oder Rückzug des Meeres — aus dem letzteren auftauchten oder auf andere Weise (z. B. durch Aufschüttungen oder durch Hebung benachbarter Gebiete) vom Meere getrennt wurden; oder sie können 2. durch Bodensenkung später entstanden sein³). Im ersteren Falle waren die sich anfangs natürlich entsprechend hoch von Meerwasser überdeckt, das aber infolge sehr trockenen Klimas des betreffenden Gebiets und starken Überwiegens der Verdunstung über die durch Niederschläge, Zuflüsse und Sickerwasser stattfindende Wasserzufuhr allmählich bis zu dem heutigen Stande eines etwa dort noch vorhandenen Restsees zusammengeschwunden sein muß, während dadurch eine entsprechende Landfläche, die tiefer liegt als der Meeresspiegel, wasserfrei wurde. Auch im zweiten Falle ist die entscheidende Ursache ein sehr trockenes Klima mit geringen Niederschlagsmengen und sehr starker Verdunstung, die eine stärkere Wasseransammlung in diesen Vertiefungen nicht aufkommen ließen.

Von diesen Depressionsgebieten ist das umfangreichste dasjenige des Kaspischen Meeres, wo der Spiegel dieses größten aller Binnenseen um 26 m tiefer steht als derjenige des Schwarzen Meeres und sich namentlich auf der Nordseite an den Unterläufen der Wolga und des Uralflusses beträchtliche Flächen anschließen, die tiefer als der Weltmeerspiegel liegen.

¹) Die alten einst durch Faltung entstandenen Gebirge sind in der ungeheuer langen seitdem verfloßenen Zeit so stark abgetragen, daß sie, wenn heute überhaupt noch als Gebirge vorhanden, größtenteils nur noch als Rumpfflächen von verhältnismäßig geringer Höhe erscheinen.

²) Dieser Name leidet jedoch an erheblicher Unbestimmtheit, da man als Depressionen in einem stärker bewegten Relief auch überhaupt die dort verhältnismäßig tief liegenden Teile, ganz unabhängig von ihrer absoluten Meereshöhe, im Gegensatz zu den höheren bezeichnet.

³) Nicht zu verwechseln sind mit solchen Depressionen diejenigen nur wenige Meter tiefer als der Meeresspiegel gelegenen Küstengelände, die, wie z. B. an der deutschen Nordseeküste und in den Niederlanden, durch Eindeichung und künstliche Entwässerung trockengelegt sind und trocken gehalten werden.

Das tiefste aber ist dasjenige der Grabenversenkung des Jordantales und des Toten Meeres, wo schon der Spiegel des Sees Genezareth mehr als 200 m, derjenige des Toten Meeres sogar 394 m unter demjenigen des Mittelländischen Meeres liegt. Andere Depressionsgebiete befinden sich z. B. in Asien am Südrand des Tienschan (bis — 130 m), in Afrika am Südrand des östlichen Atlassystems (bis — 30 m), im Norden der Libyschen Wüste (bis — 30 m), ja im Osten des Abessinischen Hochlands unweit der Tadjurabucht sogar — 174 m, in Nordamerika, nordnordwestlich des Nordendes des Golfs von Kalifornien (— 80 m).

Übrigens geht aber auch der Boden einer Reihe großer Binnenseen bis mehr oder minder tief unter die Höhe des Meeresspiegels hinunter.

Küstengestaltung. Für die Gestaltung der Küsten kommt es in jedem einzelnen Falle zunächst sehr wesentlich darauf an, ob das Land dort aus losem Boden oder aus anstehendem Gestein besteht, sowie ob es vom Ufer flach (Flachküste) oder steil (Steilküste) ansteigt. Auch wenn es aus losem Boden besteht, kann es — dann aber wohl immer nur zu sehr beschränkter Höhe — steil ansteigen¹⁾, und ebenso braucht es selbst bei anstehendem Gestein nicht immer erheblich hoch zu sein²⁾. Vor den Küsten flachen Landes pflegt, zumal wenn das letztere aus losem Boden besteht, auch der Meeresgrund ganz sanft und allmählich abzufallen³⁾. Andererseits pflegt an Küsten aus steil und einigermaßen hoch ansteigendem festem Gestein auch der Meeresgrund verhältnismäßig steil und tief abzufallen. Doch gibt es von beidem auch, wenngleich verhältnismäßig selten, Ausnahmen⁴⁾. Von Wichtigkeit ist ferner, ob die betreffende Küste sich hinsichtlich ihrer Niveaulage in Stillstand oder aber in, wenn auch nur sehr langsamer säkularer Hebung oder Senkung befindet. Von mehr untergeordneter Bedeutung, wenigstens für die großen Züge der Küstengestaltung, ist dagegen die geologische Tektonik derselben, sowie ob die dort anstehenden Gesteine sedimentären oder eruptiven Ursprungs sind, wenn auch die Einzelformung der betreffenden Felshänge selbstverständlich immer, je nach dem Verhalten der bezüglichen Gesteinsarten gegenüber der Verwitterung, geradeso wie bei den binnenländischen Felshängen eine entsprechend verschiedene sein wird.

1) Vgl. z. B. die steilen Strecken der Küsten von Hinterpommern und Westpreußen.

2) Vgl. z. B. einen großen Teil der schwedischen Ostseeküste sowie der Küste Finnlands.

3) Vgl. vor allem unsere Nordseeküste, wie ja überhaupt die ganze Nordsee mit Ausnahme der tiefen Rinne an der Küste des südlichen Norwegens ein flaches Meer ist.

4) So fällt z. B. an der nicht durch vorgelagerte Schäreninseln geschützten Küste der Flachlandschaft Jäderen an der Südwestseite des südlichen Norwegens zwischen Stavanger und Egersund, ganz im Gegensatz zur Niedrigkeit und Flachheit des Landes, der Seegrund durchaus ähnlich steil wie weiter nordwärts und südwärts zu der das Südende Norwegens umziehenden tiefen Rinne ab, die sich so eigenartig von der sonstigen Flachheit der Nordsee abhebt.

Von beträchtlichem Belang muß aber natürlich überall die verschiedene Widerstandskraft der an den Küsten anstehenden Gesteine gegenüber den Angriffen der Wellen sein, da von ihr das Maß und die Art der örtlichen Wirkungen der Erosionstätigkeit der Meeresbrandung erheblich abhängig sind. Dauernd zu widerstehen vermag freilich der ganz ungeheuren Gewalt der Brandung eines wildbewegten Meeres selbst das härteste Gestein nicht. Aber wo härteres bzw. überhaupt stärker widerstandsfähiges und weiches Gestein an einer Küste wechseln, wird selbstverständlich unter sonst gleichen Verhältnissen das letztere stets wesentlich stärker erodiert als das erstere. Über die Art der Wirkung der Meeresbrandung an Küsten, zumal felsigen, wurde bereits früher (S. 129ff.) gesprochen. Sie erodiert und unterhöhlt in ihrem Niveau bzw. soweit sie bei ihrem Anprall reicht, den Fuß der betreffenden Küstenhänge, und oberhalb dieser Zone ihres Anpralls bricht allmählich ab und stürzt herunter, was infolge dieser Unterhohlung nicht mehr hinreichenden Halt hat. Bei diesem ihrem Angriff auf die Küste aber gebraucht sie, wenn sie stürmisch bewegt ist, zugleich allerlei dort befindliche (meist von oben heruntergestürzte) Gesteinstrümmer, die sie im übrigen auch sonst in ihrem Wirkungsbereich hin und her schiebt, als Wurfgeschosse.

Die horizontale Gestaltung der Küsten ist an den aus losem Boden bestehenden, zumal wenn sie flach sind, meist erheblich einförmiger als an felsigen. Stärkere halbinselartige Küstenvorsprünge und tiefer ins Land hineinreichende Einbuchtungen finden sich dort, selbst an sturmreichen und ziemlich tiefen Meeren, im allgemeinen weit weniger als an felsigen Küsten. Vielmehr verlaufen die Küstenlinien dort meist auf größere Strecken hin ziemlich glatt oder nur mit flachen Ein- oder Ausbiegungen. Eine eigenartige Bildung, die sich an einer Reihe solcher aus losem Boden bestehenden Flachküsten findet, sind allerdings die Nehrungen (italien. *Lidi*), langgestreckte und schmale, gleichfalls aus losem Boden bestehende Halbinseln (oder auch Inseln), die in der allgemeinen Längsrichtung der betreffenden Küste vor flachen haffartigen Einbuchtungen liegen und diese mehr oder weniger gegen das offene Meer abschließen. Oft steht ihre Entwicklung augenscheinlich zu Meeresströmungen in Beziehung, die dort der Küste entlang ziehen. Da das Fließen der Flüsse, je nach seiner Stärke, bei dem Eintritt ins Meer sich, ganz abgesehen von dem Einfluß der Gezeiten (vgl. S. 139f.), immer mehr verlangsamt und schließlich aufhört, muß sich ja doch — soweit das nicht durch heftigen Seegang zunächst noch verzögert wird — meist nicht weit vor der Mündung mindestens ein großer Teil ihrer bis dahin noch mitgeführten Sinkstoffe allmählich auf dem Boden absetzen, wodurch dort eine Barre entsteht, die zu den typischen Erscheinungen vor jeder Mündung eines namhafteren Flusses gehört und auf die, wo sie in flachem Meere liegt, jeder die betreffende Küste anlaufende Seefahrer Rücksicht nehmen muß. Wenn nun aber vollends dort küstennahe Meeresströmungen entlang ziehen, dann tragen diese gleichfalls dazu bei, die Bewegung der auf sie treffenden, dort sich

ins Meer ergießenden Flüsse aufzuhalten und hierdurch an den Stellen solches Zusammentreffens das Niederfallen von Sinkstoffen zu befördern, während sie manches davon auch mit sich fortnehmen. Andererseits führen diese Küstenströmungen in der Regel auch ihrerseits Sinkstoffe, die sie auf ihrem Wege aufgenommen, mit sich, setzen davon je nach Umständen allerlei unterwegs ab und haben jedenfalls sehr die Tendenz, alle diese Materialien allmählich längs der Küste zu verteilen. So entstehen ganz besonders jene dem Küstenverlauf annähernd parallelen langgestreckten Ablagerungen, die in flachen Küstenmeeren oft allmählich bis etwas über den Meeresspiegel emporwachsen. Werden dann Teile solcher Ablagerungen — wenn auch nur zeitweilig — von der Wasserüberdeckung etwas frei und bestehen dieselben aus Sand, dann kommt weiter die Wirkung der Winde hinzu, die die ihnen zugänglichen und hinreichend trockenen Sandmassen zu kleinen flachen Anhäufungen zusammenwehen, an die das Spiel der Wellen in den seichten Gewässern auch immer weiter Sandmassen heranwirft, die den Winden dadurch ebenfalls zugänglich werden. Findet sich ferner an solchen Stellen die diesen Lebensbedingungen angepaßte Vegetation ein, dann werden durch letztere diese Anhäufungen befestigt, also dauerhafter gemacht und je nach Umständen zugleich zu immer weiterem Wachstum an Höhe und Ausdehnung befähigt.

Andererseits bilden sich in Einbuchtungen solcher Küsten hier und da — teils als eine Art von Rückwirkung der draußen vorbeiziehenden Meeresströmung, teils unter dem Einfluß der Reliefverhältnisse des dortigen Seegrundes — untergeordnete wirbelartige Strömungen, die zur Entstehung von Vorsprüngen der Küste zwischen diesen Strömungskreisen Anlaß geben. Die so durch die nehrungs- oder lidiartigen langgestreckten schmalen Halbinseln oder Inseln von dem offenen Meere ganz oder teilweise abgeschnittenen flachen Buchten aber verfallen dann natürlich um so mehr durch allerlei von darein mündenden Flüssen und Bächen dort abgelagerte Sedimente einer allmählichen Zuschüttung bzw. Versumpfung und Verlandung¹⁾.

An den Mündungen von Flüssen, die sich in Meere mit lebhafteren Gezeiten ergießen, findet, wie schon S. 133f. erörtert, durch letztere eine trichterförmige Ausweitung²⁾ statt, indem die mächtigen mit der Flut von See her herandrängenden Wassermengen bei ihrem Eintritt in die Flußmündungen einen starken Druck auf die Ufer der-

1) Vgl. z. B. die Ostküste des norditalischen Tieflandes von der Isonzomündung bis südlich der Pomündung; ferner in Südfrankreich die Küste von Languedoc westlich der Rhönemündung; ebenso die Nordwestküste des Schwarzen Meeres von der Dnjestermündung bis südlich der Donaumündungen; die Ostküste der Vereinigten Staaten von Nordamerika südlich von der Chesapeakebai; die Nord- und Westküste des Meerbusens von Mexiko usw.

2) Solche weite, nach außen trichterförmig geöffnete Flußmündungen werden (in Anknüpfung an den schon bei den alten Römern üblichen Namen *aestuarium*) auch Ästulare genannt.

selben ausüben und dort entsprechend erodierend wirken¹⁾. Andererseits nimmt die Ebbeströmung, wenn sie einsetzt und namentlich zur Zeit ihres lebhaftesten Fließens die vorher in der Mündung niedergeschlagenen Sedimente größtenteils meerwärts mit sich fort, um sie gegebenenfalls erst etwas weiter von der Mündung entfernt im Meere sich absetzen zu lassen, so daß die Mündungsbarre in solchen Fällen erst weiter draußen zu liegen kommt²⁾.

Deltabildungen. Von der Entstehung der Deltabildungen war gleichfalls bereits (S. 141f.) die Rede. Sie hängt immer davon ab, daß die betreffenden Flüsse reichliches Sedimentmaterial — sei es schwebend, sei es auf dem Grunde mit fortgeschoben — bis zur Mündung mitbringen und die dortigen Verhältnisse günstig sind, solches Material sich dort dauernd bis annähernd zur Meeresspiegelhöhe, wo dann auch allerlei sich einfindende Vegetation zur Befestigung und weiteren Erhöhung mithilft, absetzen zu lassen. Begünstigt wird das durch geringere Meerestiefe, geringe Gezeiten, vor der Mündung vorbeiziehende schwache Küstenströmungen und im übrigen natürlich durch säkulare Hebung, während große Meerestiefe und säkulare Senkung dafür entsprechend ungünstig sind. Entscheidend bleibt aber in jedem einzelnen Falle stets das gegenseitige Stärkeverhältnis der dortigen Sedimentablagerung und der ihr Emporwachsen erschwerenden oder ihm direkt entgegenwirkenden Faktoren. Für die Frage, warum hier und dort an Mündungen größerer Flüsse Deltas vorhanden sind, an anderen nicht, ist daher stets die Gesamtheit der bezüglichen im einzelnen Falle vorliegenden Verhältnisse zu berücksichtigen³⁾.

Daß alles Deltagelände niedrig und von ebener, fast wagerechter Oberfläche sein muß, geht schon aus der Entstehungsart hervor. Häufig sind Deltabildungen im Innern von tiefer eingeschnittenen Meeresbuchten⁴⁾ entstanden, von denen manche nach außen auch mehr oder minder durch vorliegende Uferwälle (Nehrungen, Lidi und dergleichen)

¹⁾ Dazu kommt, daß das Flußwasser dort, durch das von See her eindringende spezifisch schwerere Meerwasser nach oben gedrängt, an Breite zu gewinnen sucht, was es hierbei an Tiefe einbüßt.

²⁾ Als Beispiele trichterförmiger Flußmündungen vgl.: Elbe, Weser, Schelde, Somme, Seine, Loire, Garonne, Themse, Humber, Severn, Shannon, Duero, Tajo; oder außerhalb Europas: Kongo, St. Lorenz, Amazonenstrom, Jangtsekiang, Ob, Jenissei usw.

³⁾ Belanglos ist dabei, ob im einzelnen Falle eine Gabelung oder auch eine mehrfache Teilung und Verzweigung des Flusses innerhalb dieser Landneubildung im Mündungsgebiet vorliegt oder nicht und wie diese gegebenenfalls gestaltet ist. Der Begriff der Deltas umfaßt nach der heute wohl allgemein herrschenden Anschauung alle ausgedehnteren derartig durch Absatz von Flußsedimenten in Mündungsgebieten erfolgenden Landneubildungen.

⁴⁾ Vgl. z. B. Euphrat, Menam, Petschora.

abgeschlossen waren¹⁾. Öfters aber bilden Deltas auch bereits beträchtliche Vorsprünge der betreffenden Küsten [sogenannte vorgeschobene Deltas]²⁾. Das Vorrücken der Deltas findet natürlich nicht an der ganzen Stirnseite derselben gleichmäßig statt, sondern — je nachdem sich dort infolge der jeweiligen Gestaltung und Verzweigung der verschiedenen Mündungsadern die Wassermengen und deren Sedimentführung und -ablagerung verteilen — bald hier, bald dort in stärkerem Maße, während es inzwischen an anderen Stellen mehr zurückbleibt³⁾. Auch hängt es nicht bloß von jahreszeitlichen und Jahresschwankungen der von den Niederschlägen abhängigen Wassermengen des betreffenden Flusses, sondern zugleich von der Tiefe ab, in die das Delta mit seiner Vorderseite allmählich gerät⁴⁾. Besonders lebhaft ist z. B. das Wachstum des Podeltas. Die kleine Stadt Adria, nach der das Adriatische Meer einst seinen Namen erhielt, etwas nördlich vom untersten Po, lag einst an der Küste und war noch zu Augustus Zeit Hafenstadt, liegt jetzt aber völlig im Binnenlande, etwa 23 km von der nächsten Küstenstelle entfernt. Infolge des Wachstums der Deltas sind auch öfters Deltas benachbarter Flüsse miteinander zusammengewachsen, wie z. B. diejenigen von Rhein, Maas und Schelde, von Po und Etsch, von Ganges und Brahmaputra. Ebenso sind dadurch öfters Flüsse vereinigt worden bzw. es ist dadurch der eine zum Nebenfluß des anderen geworden, wie z. B. bei Euphrat und Tigris, Donau und Pruth, Mississippi und Red River.

1) So z. B. Rhein, Weichsel, Memel, Nil. Ebenso Po, wo jedoch das schnelle Wachstum des Deltas bereits über die ursprünglichen Uferwälle hinausgeschritten ist.

2) So z. B. die Deltas von Donau, Po, Ebro, Niger, Mekong, Lena und vor allem die seltsamste aller Deltabildungen, diejenige des Mississippi, bei der die Entstehung und Erhaltung ihres äußersten, wie ein Arm mit gespreizten Fingern weit in den Mexikanischen Meerbusen vorgeschobenen Teiles nicht leicht zu begreifen ist. — Von nicht oder nicht erheblich vorgeschobenen Deltas vgl. im übrigen noch diejenigen von Rhône, Sambesi, Indus, Ganges-Brahmaputra, Irawadi, Songka, Sikiang, Jangtsekiang, Orinoco, Mackenzie.

3) Das ist stets zu berücksichtigen, wenn Zahlen über vorhandene Messungen und Berechnungen der Schnelligkeit dieses Vorrückens mitgeteilt werden, da diese sich immer nur auf bestimmte Stellen der Stirnseite beziehen können.

4) Alles in allem genommen sind also die Deltas großen Müllablagerungen von Schutt und Sinkstoffen aller Art vergleichbar, die die Flüsse an ihren Mündungsstätten vorschieben und die bis über den dortigen Wasserspiegel aufgeschüttet bzw. emporgewachsen sind. Auch wo an den Mündungen der Flüsse ins Meer keine Deltabildungen vorhanden sind, finden die betreffenden Ablagerungen gleichwohl statt. Aber es sind dann dort infolge größerer Meerestiefe, säkularer Senkung oder infolge von Strömungen, die die Sinkstoffe dort mehr fortführen und wesentlich stärker verteilen oder dergleichen Umstände vorhanden, die es bisher verhindert haben, diese Ablagerungen auch dort bis über den Meeresspiegel emporgewachsen zu lassen.

Dünen.¹⁾ Auch von dem Vorgang der Dünenentstehung an den Küsten wie im Binnenlande und den Vorbedingungen derselben ist bereits früher (S. 145ff.) gehandelt. Es wurde dargelegt, daß Dünen immer nur da entstehen können, wo ihr Baumaterial, loser Sand, vorhanden ist und dem Aufgreifen durch die Winde ungehindert preisgegeben, also hinreichend trocken und nicht durch eine erhebliche und einigermaßen dichte Vegetationsdecke festgehalten bzw. gebunden ist. Die wallartige Gestalt mit einer mehr oder minder stark ausgesprochenen Längsrichtung aber, wie sie an den Küsten in Parallelismus zu deren Verlauf vorherrscht, hängt dort wohl davon ab, daß dort eben nur Winde, die unter bestimmten steileren Winkeln vom Meere her auf die Küste treffen, den Sand dem Brandungsbereich dauernd entführen und ihn zu den Wällen emporwerfen, während Winde, die annähernd der Küste parallel wehen, den Sand wesentlich nur auf der ebenen Strandfläche hin und her treiben, und Winde, die aus dichter bewachsenem Hinterland kommen, von dort überhaupt keinen Sand mitbringen²⁾.

Dünenzüge, oft von beträchtlicher Geschlossenheit, finden sich an den sandigen Meeresküsten aller Zonen. Je bedeutender an einer Küste die Zufuhr neuen Sandes durch die Wellen und je breiter dort die Fläche des sandigen Strandes ist, die bei Ebbe zeitweilig wasserfrei wird, desto mehr sind dort die Vorbedingungen zu bedeutender Dünenentwicklung gegeben. Die Höhe der Dünen beträgt an der Nord- und Ostsee selten mehr als 30 bis 40 m, meist bedeutend weniger, erreicht jedoch auf der Kurischen Nehrung stellenweise bis über 60 m. In dem bedeutendsten Dünengebiet Europas, den Landes an der Küste der Gascogne, geht sie aber bis zu etwa 90 m, und an der Westküste der Sahara zwischen Kap Bojador und Kap Verde sollen Dünen bis gegen 180 m Höhe vorkommen. Oft bilden die Dünen an den Küsten eine Zone von mehreren Kilometern Breite, in den Landes sogar bis zu 8 km, während sie in den Wüsten oft zusammenhängende Flächen von bedeutender Breite einnehmen.

Wo sich im Hintergrund der Küstendünen ganz niedriges Land befindet, sind sie für letzteres ein Schutz von entscheidender Bedeutung, den man, wenn Sturmfluten ihn schwer beschädigt haben, auf alle Weise wieder auszubessern und herzustellen sucht³⁾. Ver-

¹⁾ N. A. Sokolow, Die Dünen, ihre Bildung, Entwicklung und innerer Bau, aus d. Russ. von A. Arzruni, Berlin 1894; F. Solger, P. Gräbner und andere, Dünenbuch, Werden und Wandern der Dünen, Pflanzen- und Tierleben auf den Dünen, Dünenbau, Stuttgart 1910.

²⁾ Ist dagegen, wie z. B. bei den Dünen an der Westküste der Sahara, das Hinterland Wüste, dann bringen natürlich auch die von dort her wehenden Winde beträchtliche Sandmassen mit, die dort auch seewärts getrieben werden.

³⁾ Wenn an unserer deutschen sowie einem Teile der niederländischen und dänischen Nordseeküste die Dünen sich, statt auf der Festlandküste, auf den der letzteren vorgelagerten Friesischen Inseln befinden, so ist das

hängnisvoll aber ist das bereits S. 147 erwähnte sogenannte Wandern der Dünen, wenn von diesen bzw. über sie hinweg infolge nicht oder doch nur sehr undicht vorhandener Vegetationsbedeckung auf der Innenseite ständig Sandteile hinuntergeweht werden und sich dort anhäufen, so daß dort der Fuß der Dünen allmählich binnenwärts vorrückt und, wenn er hierbei auf nutzbares Gelände trifft, auch dieses verschüttet. Beträgt solches Vorrücken bei Wanderdünen europäischer Küsten im allgemeinen auch nur eine kleine Zahl von Metern im Jahre¹⁾, so ist es doch unaufhaltsam, wenn es nicht gelingt, seine Ursachen durch Anpflanzungen oder sonstige Ansiedelung einer Vegetationsdecke, die die ständig neu herangewehten Sandmengen auf den Höhen der Düne immer wieder auffängt und festhält, zu beseitigen²⁾. So sind im Laufe der Zeit verschiedentlich ganze Ortschaften samt ihren Feldmarken mit Sand überschüttet und vernichtet worden. Dagegen findet in feuchten Tropengegenden infolge der Leichtigkeit und Schnelligkeit, mit der sich dort auch auf Dünen eine reichliche Vegetation, selbst mit Bäumen, einfindet, ein Wandern von Dünen wohl kaum statt³⁾.

Für die Schifffahrt sind glatte Dünenküsten meist sehr ungünstig und schwer nahbar, da vor ihnen in der Regel auch der Meeresboden seicht sowie an gefährlichen Sandbänken reich ist, dagegen geeignete tiefere Zufahrten zum Lande mit Hafengebieten dort selten sind.

Wirkungen des Sinkens von Küsten. Wenn Küsten durch säkulare Senkung allmählich ins Meer tauchen, werden natürlich zunächst alle niedrigeren Teile derselben von letzterem überdeckt. Das Wasser der dort mündenden Flüsse staut sich dabei in den bisherigen Mündungen an, das Meer dringt in dieselben ein und die untertauchenden Flußbetten werden zunächst zu langgestreckten fördenartigen Meeresarmen. Handelt es sich um niedrige Küsten aus losem Boden, dann werden ebenso die sonstigen niedrigsten Teile derselben in Meeresbuchten oder Strandseen verwandelt, bis bei fortgehender Senkung sich mehr und mehr eine einheitliche Meeresfläche über das

die Folge einer Landsenkung, bei der die Wogen den einst dort das Festland umsäumenden Dünengürtel an zahlreichen Stellen durchbrochen und die dabei stehengebliebenen Reste in Inseln verwandelt haben. Die nunmehrige Festlandküste des dortigen Wattenmeeres hat keinen Sandboden, daher keine neue Dünenbildung.

¹⁾ Allerlei Messungen an Wanderdünen deutscher Küsten ergaben Beträge von etwa 4 bis höchstens 17 m im Jahre, während in den Landes (Gascogne) Beträge bis zu 25 m festgestellt wurden.

²⁾ An der deutschen Ostseeküste ist in dieser Hinsicht mancherlei mit Erfolg geschehen, doch sind die betreffenden Arbeiten meist sehr mühsam und sehr oft mit großen Kosten verknüpft.

³⁾ Auch bei vielen heute beweglichen Dünen Europas erscheint die Vermutung nicht ausgeschlossen, daß auch auf ihnen einst mannigfach eine sie bindende dichtere Bewachsung, selbst mit Wäldern, vorhanden war, aber infolge unvorsichtiger zu starker Ausnutzung der letzteren zugrunde ging.

Ganze breitet usw., während etwaige dort vorhandene Dünen oder sonstige Erhöhungen, die nicht sehr stark Widerstand zu leisten vermögen, von der Brandung zerstört und ausgeebnet werden.

Besonders bemerkenswert aber werden die betreffenden Erscheinungen beim Untertauchen hoher und felsiger, gebirgiger Küsten. Einen Typus dafür kann uns z. B. die Küste Norwegens geben (vgl. S. 28 u. 45f.). Die norwegischen und ähnliche anderwärts vorhandene Fjordenbildungen sind einfach ins Meer getauchte Gebirgstäler, die einst in Zeiten einer weit höheren Lage des Landes gradeso wie andere Gebirgstäler entstanden und ausgearbeitet sind. Die Inseln des heute der norwegischen Küste vorgelagerten Schärenürtels aber waren einstmals Berge bzw. Bergmassen des Gebirgsrandes, die durch Überflutung der sie von dem übrigen Gebirgskörper sowie untereinander trennenden Einsattelungen zu Inseln wurden. Es ist nicht im mindesten ein Gegenbeweis, daß Norwegen sich in der geologischen Gegenwart in Hebung befindet¹⁾. Vor seiner jetzigen Hebung war es eben so tief ins Meer gesunken, daß seine tiefer eingeschnittenen Täler zu Fjorden wurden. Und wenn eine Anzahl der großen norwegischen Fjorde in ihrem Innern größere Tiefen aufweist als nahe ihrer Mündung, so hindert nichts, anzunehmen, daß dies ehemals Seen waren, deren Becken einst im Landzustand gradeso wie diejenigen anderer Seen des Hochgebirges entstanden waren und zu denen das Wasser der damals in sie fließenden Bäche oder Flüsse durch jene im äußeren Teile der Fjorde befindlichen Erhöhungen des Bodenreliefs — gleichviel ob diese Erhöhungen aus anstehendem Gestein oder aus dort angehäuften Gesteinsschutt glazialen oder sonstigen Ursprungs bestehen — aufgestaut wurde²⁾. Selbstverständlich arbeiten alle in die Fjorde einmündenden Flüsse und Bäche, indem sie den von ihnen

1) Vgl. oben S. 45ff. die Erörterungen über die dort vorhandenen alten Strandlinien und sonstigen Belege eines Aufstiegens aus früherer tieferer Lage des Landes im Vergleich zum Meeresniveau.

2) Wollte man z. B. irgend ein Randgebiet der Alpen auf einer Isohypsenkarte versuchsweise so kolorieren, daß man alles, was dort unterhalb einer bestimmten Isohypse (etwa unter 1500 oder 2000 m) gelegen ist, mit einem blauen Meereston anlegte, so würde man dadurch ebenfalls das Bild einer von Fjorden durchsetzten gebirgigen und mit Felseninseln umgürteten Meeresküste, ähnlich der norwegischen Westküste, erhalten. — Bei der obigen Deutung bleibt also ganz offen, in welchem Maße die Gletscher, die — wie die zahllosen noch heute an den Talwänden der norwegischen Fjorde vorhandenen ausgedehnten Glatzschliffe beweisen — in der Eiszeit die betreffenden Täler bis hoch hinauf erfüllt haben, an der Eintiefung und sonstigen Ausarbeitung derselben mitgewirkt haben. Das Meer für sich allein kann diese Täler jedenfalls nicht ausgearbeitet haben, da es überhaupt nicht so weit in die Tiefe erodierend zu wirken vermag und die Meeresbrandung überdies im Innern der im Vergleich zu ihrer Länge meist verhältnismäßig schmalen Fjorde entfernt nicht eine ähnliche Gewalt hat wie draußen an der offenen Meeresküste.

mitgeführten Schotter dort ablagern, an deren allmählicher Zuschüttung. Doch geht bei der beträchtlichen Tiefe der Fjorde diese Ausfüllungsarbeit natürlich nur langsam voran.

Analoge Vermutungen hinsichtlich der Entstehungsfrage drängen sich von selbst auch anderwärts bei ähnlichen tiefen und tief ins Land hineinreichenden Meeresbuchten auf, gleichviel ob diese ebenso wie viele der norwegischen Fjorde im Vergleich zu ihrer Länge verhältnismäßig schmal oder aber wesentlich breiter ausgearbeitet sind. Denn das Meer selbst kann ja doch stets nur bis in sehr beschränkte Tiefe eine erhebliche Tiefenerosion, zumal auf felsigem Grunde, ausüben. Finden sich also auch anderwärts derartige Buchten von größerer Tiefe, so muß — wenn nicht etwa dort besondere Gründe vorliegen, die für eine örtliche Einsenkung des Bodens an Verwerfungsklüften sprechen — vermutet werden, daß auch da in einer Zeit erheblich höherer Lage des Gebiets durch die auf dem Lande tätigen Täler einschneidenden und erweiternden Faktoren die betreffenden Täler entstanden und später durch Landsenkung ins Meer getaucht worden sind¹⁾. Dagegen versteht sich von selbst, daß das Meer bis zu den Tiefen, bis zu denen seine Tiefenerosionskraft reicht, auch seinerseits derartige Buchten bis zu einem gewissen Grade zu schaffen und ausarbeiten vermag, zumal wo örtlich das Vorhandensein weicheren Gesteins zwischen härteren oder überhaupt stärker widerstandsfähigen Gesteinsmassen es erleichtert²⁾.

Gestaltung felsiger Küsten (vgl. Fig. 36). Was die sonstigen Gestaltungsverhältnisse an hohen felsigen Meeresküsten betrifft, so war von der Art und Weise, wie die Brandungswirkung sich im einzelnen dort vollzieht, schon früher (S. 129ff.) die Rede. Die allgemeine Tendenz derselben geht ja dahin, das höhere Land dort im Meeresniveau bzw.

¹⁾ Überhaupt darf man sich hinsichtlich der Entstehungsfrage der fjordähnlichen Meeresbuchten nicht zu eng bloß an den Typus der langgestreckten und verhältnismäßig schmalen Gestalt vieler norwegischen Fjorde halten und etwa bloß sie als den echten Typus und als eine besondere Klasse betrachten. Es gibt auch unter den norwegischen Fjorden nicht wenige, die von dieser Gestalt stark abweichen und deswegen doch nicht als auf wesentlich andere Weise entstanden angesehen werden können, geradeso wie es enge und breite Täler gibt und ebenso einzelne Täler hier enge Strecken, dort breit ausgeweitete Fortsetzungen aufweisen können, ohne daß man sagen könnte, daß dies verschiedene Arten von Tälern seien. Es dürfte daher auch z. B. wenig angebracht sein, die Rias der Nordwestküste Spaniens und ähnliche Bildungen als etwas wesentlich Anderes zu betrachten als die norwegischen Fjorde. Die größere Ausweitung derselben kann auch in den Gesteinsverhältnissen und in einer in der Zone der Meereserosion erfolgten Ausweitung begründet sein. Jedenfalls aber richtete sich beim Eintauchen ins Meer die Gestalt der dadurch entstehenden Meeresbuchten zunächst nach der Art und Tiefe der dort vorher vorhanden gewesenen, gleichviel wie entstandenen Zertalung des betreffenden Gebiets.

²⁾ Vgl. oben S. 132, Anm. 2.

etwas unter demselben sozusagen abzuschneiden und statt dessen dort durch Abrasion eine annähernd horizontale Platte zu schaffen, die durch die beständige Reibung der auf ihr hin und her geschobenen Gesteinstrümmer noch weiter abgeschleuert wird. Infolge der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der dort anstehenden Gesteine ergeben sich aber dabei oft mancherlei Ungleichmäßigkeiten, indem Härteres länger stehen bleibt bzw. sich in der Form von Felsvorsprüngen, einzelnen Pfeilern oder Klippen usw. länger erhält, während

Fig. 36.



Jonskapel an der Nordwestküste Bornholms.

in weicherem Material die Erosion wesentlich schneller und gleichmäßiger vorschreitet, dort Einbuchtungen oder auch Löcher verschiedener Art herausarbeitet usw., zumal ja dabei auch stets die Verwitterung, bei Frosttemperaturen einschließlich des Spaltenfrostes, mit tätig ist. Der Hintergrund dieser Küstenplatten aber ist meist steil, weil da eben von oben her das Gestein mehr oder minder stark abbricht, das durch die Brandungsbenagung und teilweise Unterhöhlung am Fuße der Rückwand seine ausreichende Stütze verloren hat. Alles dies aber zeigt sich besonders stark und mannigfach entwickelt da, wo, wie z. B. an den äußeren Teilen der felsigen Westküsten, namentlich des nördlichen Europas, heftige Stürme gerade auf die Küste treffen. Durch das Vordringen dieser Erosion der Meeresbrandung und in dem Maße desselben schreitet dann die gesamte Angriffslinie landeinwärts vor. Doch wird, wenn die auf solche Weise abradierete Küstenplatte sehr breit wird und nicht etwa auch an ihrem

vorderen Rande ständig eine entsprechende Abnagung stattfindet oder infolge von Senkung des Landes die Brandungszone von selbst immer weiter landeinwärts gerückt wird, die mechanische Wirkung der Brandung allmählich mehr und mehr gedämpft, indem letztere dann gradeseo, wie wenn eine Welle auf breitem Sandstrand emporläuft, auf der breiten Gesteinsfläche beim Darüberhinrollen einen beträchtlichen Teil ihrer Kraft verbraucht.

Die Inseln. Man kann die Inseln einteilen: 1. nach der Art ihrer Entstehung als Inseln in a) ursprüngliche, b) Abgliederungs-, c) Restinseln; oder 2. nach ihrer Lage im Verhältnis zu den großen Landmassen in a) Kontinental- und b) ozeanische Inseln.

1. a) „Ursprüngliche Inseln“ sind solche, die niemals Teile eines größeren Landzusammenhangs, also von Anfang an nur Inseln waren, im Gegensatz zu solchen, die durch Erosions- oder Einbruchs- bzw. Land-senkungsvorgänge von einer größeren Landmasse losgelöst und dadurch zu Inseln geworden sind. Dahin gehören hauptsächlich: einerseits die durch zunächst unterseeische, dann allmählich bis mehr oder minder hoch über den Meeresspiegel emporgewachsene vulkanische Aufschüttun-entstandenen rein vulkanischen Inseln [siehe oben S. 52f.]¹⁾, andererseits die auf dem Rücken von Korallenriffen entstandenen Koralleninseln (siehe oben S. 91ff.) sowie diejenigen Inselbildungen, bei denen eine Kombination dieser beiden Entstehungsarten vorliegt²⁾. Aus dieser Entstehungsweise der „ursprünglichen Inseln“ ergeben sich mancherlei Folgen hinsichtlich der sie bewohnenden Organismenwelt. Denn eine natürliche d. h. nicht durch Menschen oder indirekte menschliche Vermittelung erfolgende Besiedelung mit Pflanzen und Tieren kann auf solchen Inseln doch nur insoweit stattfinden, als die betreffenden Pflanzensamen in keimfähigem Zustand durch das Meer oder durch die Winde oder auch durch Vermittlung von Vögeln, die betreffenden Tierarten aber in fortpflanzungsfähigen Individuen entweder ebenfalls durch das Meer bzw. auf durch das Meer dorthin getragenen Bäumen und dergleichen oder aber fliegend dorthin gelangen, was alles natürlich im allgemeinen um so schwerer werden wird, je

¹⁾ Rein vulkanische, also ursprüngliche Inseln können sich auch in verhältnismäßig geringer Entfernung von Festlandküsten finden, vgl. z. B. die Liparischen Inseln, ferner Pantelleria (unweit der Küste von Tunis), Perim (in der Straße Bab-el-Mandeb) usw.

²⁾ In ganz flachen Meeresgegenden können aber auch aus Aufschüttungen rein sedimentärer Art kleine Inselbildungen entstehen, indem auf den höchsten Teilen von Bänken, die bei Niederwasser etwas aus dem Wasser emporragen, die Winde Sandanhäufungen zusammenwehen, die, durch einzelne dort sich einfindende Pflanzen befestigt, allmählich bis zu dauernder Lage über dem Meeresspiegel emporwachsen und durch weitere Anschwemmungen und Zusammenwehungen von Sand, denen durch sie Halt gewährt wird, sich auch mehr und mehr vergrößern können. Endlich können wohl einfach durch Hebung von Meeresgrund hier und da auch sonstige Inseln entstehen.

weiter die Inseln von anderen Landmassen mit reicherem organischem Leben entfernt liegen. Das muß demnach ganz besonders hinsichtlich der Säugetiere hervortreten, von denen sich vor der menschlichen Besiedelung in der Regel nur Fledermäuse auf solchen Inseln vorfanden. [Näheres über dergleichen im 2. Bande]¹⁾.

b) Abgliederungsinselfn. Die „Abgliederungsinselfn“ waren ehemals Teile einer noch vorhandenen größeren Landmasse, von der sie damals ihre Pflanzen- und Tierwelt empfangen und von der sie durch Einsinken — sei es eines Landstreifens, der sie vorher mit dem Mutterland verband, sei es einer ganzen Zone des letzteren, wobei die niedrigeren Teile derselben ganz unter den Meeresspiegel gerieten, während die höheren dadurch zu Inseln wurden — oder infolge von Durchnagung ehemaliger Landverbindungen abgelöst wurden. Ein Vergleich der gegenwärtigen Zusammensetzung der einheimischen Pflanzen- und Tierwelt solcher Insel, besonders aber der dortigen wild lebenden Landsäugetierwelt²⁾ mit derjenigen auf dem Mutterland, kann dann — sofern es sich nicht um solche Gebiete höherer geographischer Breiten handelt, in denen im Winter selbst ansehnlich breite Meeresstraßen sich mit einer festen Eisdecke überziehen und dann auch für Landsäugetiere eine Überschreitung derselben ermöglichen — zugleich einen Anhalt für die Feststellung der Zeit ergeben, zu der die Abtrennung stattgefunden haben muß.

Bezeichnet man nämlich die Insel mit I., das Mutterland mit M., so ist anzunehmen, daß I. und M. zur Zeit der Trennung die gleichen wild lebenden Landsäugetiere besaßen. Es fragt sich daher, ob dies noch jetzt der Fall ist oder ob sich in dieser Hinsicht Änderungen vollzogen haben, sowie gegebenenfalls welche und aus welchen Ursachen. Weisen M. und I. noch ganz die gleiche wild lebende Landsäugetierwelt auf, so folgt daraus, daß die Trennung erst innerhalb der gegenwärtigen geologischen Periode stattgefunden hat. Auch wenn sich etwa zwischen den Genossen einer und derselben Art auf I. und M. infolge der Verhinderung gegenseitiger Vermischung inzwischen manche Varietätsunterschiede herausgebildet haben sollten, würde daraus nur zu folgern sein, daß die Trennung innerhalb der gegenwärtigen geologischen Periode schon erheblich lange besteht. Ebenso

¹⁾ Zu dieser verhältnismäßigen großen Armut der einheimischen Lebewelten tritt andererseits auf derartigen Inseln, zumal wenn sie sehr entlegen sind, häufig noch hinzu, daß sich auf ihnen — eben infolge ihrer Isolierung und der hierdurch bedingten starken Hinderung einer Vermischung mit den Stammesgenossen in anderen Gebieten — eine Neigung zur Ausbildung sogenannter endemischer Formen von Pflanzen- und Tierarten, d. h. solcher findet, die sich durch irgendwelche erhebliche Besonderheiten von den stammesverwandten Formen der nächst benachbarten Gebiete unterscheiden. Wo solche Ausbildung von Endemismus vorhanden ist, weist sie stets auf bereits verhältnismäßig lange Dauer jener Isolierung und Abschließung hin.

²⁾ Weil bei den Landsäugetieren (abgesehen von den Fledermäusen) eine eigene Überschreitung breiterer und stets offener Meeresstraßen ausgeschlossen ist.

würde es in diesen Schlußfolgerungen nichts ändern, wenn etwa auf I. verschiedene Arten derselben Landsäugetiergemeinschaft nicht mehr vorhanden, aber in Fossilfunden als ehemals dort vorhanden gewesen nachweisbar sind. Sie können dort leicht nach der Abtrennung, namentlich wenn I. nur verhältnismäßig klein ist, nicht mehr die für sie erforderlichen Lebensbedingungen in ausreichendem Maße gehabt haben und deswegen oder aus sonstigen Gründen dort inzwischen ausgestorben sein. Dagegen ist es bedeutsam, wenn z. B. auf M. inzwischen allerlei Arten von einer jüngeren Säugetiergemeinschaft hinzugekommen sind, die auf I. nicht vorhanden sind, und wenn diese neuen Zuwanderer auf M. allerlei ältere Arten, die auf I. noch reichlich vorhanden sind, mehr oder weniger verdrängt bzw. vernichtet haben. Denn dann ergibt sich der Schluß, daß die Abtrennung von I. vor dem Auftreten dieser neuen Zuwanderer auf M. erfolgt sein muß.

In ihrer Reliefgestaltung und Bodenzusammensetzung entsprechen die Abgliederungsinseln meist den ihnen zunächst gelegenen Teilen des Mutterlands oder -erdteils, mit dem sie einst in Zusammenhang standen.

Zu den Abgliederungsinseln gehören, mit Ausnahme einer ganz kleinen Zahl rein vulkanisch entstandener, fast sämtliche Inseln der Europa umgebenden Meere; ebenso ein sehr großer Teil der in der Umgebung der übrigen Erdteile in nicht allzu beträchtlicher Entfernung von denselben gelegenen Inseln¹⁾, auch wenn sich auf ihnen beträchtlicher Vulkanismus findet. Bei den dalmatischen Inseln oder dem norwegischen Schären-gürtel z. B. erkennt man deutlich, daß dort vormalige Küstenzonen der betreffenden Gebirgsländer ins Meer getaucht sind, wobei ihre niedrigeren Teile von letzterem ganz überflutet, die höheren Teile dagegen zu Inseln wurden. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Inseln an der Westseite Patagoniens sowie Britisch-Columbiens usw. In der Inselwelt des griechischen Archipels haben wir die überseeisch gebliebenen Reste eines zerbrochenen und größtenteils ins Meer gesunkenen gebirgserfüllten Landes vor uns, das wohl einst Kleinasien mit der Balkanhalbinsel verband. Aus der Tatsache, daß Großbritannien und Irland ganz die gleiche jungquartäre Landsäugetierfauna wie Mitteleuropa, wenn auch nicht in der gleichen Artenzahl haben, ist deutlich, daß sie noch in der jüngeren Abteilung der Quartärperiode mit dem europäischen Festland in fester Landverbindung zusammengehangen haben. Daß aber Irland davon weit weniger Arten enthält als Großbritannien und auch letzteres kaum halb soviel als das europäische Festland, ist, da die für diese Fauna erforderlichen Lebensbedingungen auch in Irland und Großbritannien völlig hinreichend vorhanden sind, so zu erklären, daß die vollständige Abtrennung Irlands früher als diejenige Großbritanniens erfolgte, so daß nur erst ein Teil jener Fauna nach dem Abschmelzen der eiszeitlichen Eisüberdeckung sich dorthin auszubreiten Zeit hatte, und daß auch die letzte Landverbindung zwischen Großbritannien und dem heutigen europäischen Festland schwand, ehe diese jungquartäre Landsäugetierfauna des letzteren in ihrer Gesamtheit sich dort einbürgern konnte. Abgliederungsinseln sind natürlich ebenso

¹⁾ So z. B. Ceylon, ferner die große Masse der Inseln des Malaiischen Archipels sowie der Ostasien umgürtenden Inselguirlanden (mit Ausnahme der kleinen rein vulkanischen Inseln); ebenso der arktische Archipel Nordamerikas und die meisten übrigen Inselgruppen Amerikas, ferner Madagaskar, Neuguinea, Tasmanien usw.

die friesischen wie die dänischen Inseln einschließlich Bornholms, ferner Rügen, Dagö, Ösel, Gotland usw. Und auch Helgoland muß trotz des starken Gegensatzes seiner ganz felsigen Natur gegen das gesamte norddeutsche Umland als Abgliederungsinsel betrachtet werden. Es dürfte als Rest eines in wesentlich höherem Niveau stehengebliebenen Pfeilers des felsigen Untergrundes von Norddeutschland zu betrachten sein, während die große Masse des letzteren beträchtlich tief einsank und von jüngeren Massen losen Materials, besonders aus eiszeitlichen Ablagerungen, überdeckt wurde.

Was aber die Bestimmung der Zeit der vorgenannten außereuropäischen Abgliederungen anlangt, so ergibt z. B. die Tatsache, daß eine Anzahl großer Vertreter der quartären Landsäugetierwelt Indiens — und zwar auch solcher Arten, bei deren Verbreitung jeder Gedanke an eine menschliche Mitwirkung ausgeschlossen ist — sich auch auf den nächstgelegenen großen Inseln des Malaiischen Archipels findet, daß die völlige Ablösung derselben vom asiatischen Festland erst in der Quartärperiode erfolgt sein kann.

Wesentlich anders liegt die Sache in dem gegenseitigen Verhältnis von Afrika und Madagaskar. Daß beide früher zusammengehangen haben müssen, ergibt sich schon daraus, daß auf Madagaskar eine ältere Tiergemeinschaft erhalten geblieben ist, die, wie Fossilfunde erweisen, einst auch in Südafrika vorhanden war, aber dort durch eine später eingewanderte jüngere Landsäugetierwelt größtenteils verdrängt bzw. vernichtet ist. Von diesen dort neu zugewanderten Familien und Arten fehlen aber die meisten auf Madagaskar ganz, obwohl auch da alle für sie erforderlichen Lebensbedingungen vorhanden sind. Von jener ehemaligen Landverbindung zwischen Südafrika und Madagaskar muß also auch der letzte Rest zerstört worden sein, bevor auch die große Masse der jüngeren über Südafrika verbreiteten Säugetierarten nach Madagaskar hinüberwandern konnte.

Dagegen läßt sich die Zeit der Abgliederung der arktischen Inselwelt Nordamerikas sowie der Trennung des letzteren von Asien auf Grund tiergeographischer Anhaltspunkte nicht feststellen, da sich dort in jedem Winter die betreffenden Meeresstraßen mit festen Eisdecken überziehen, die von den dort hausenden Landsäugetieren geradeso wie schneeüberdecktes Land überschritten werden können.

c) Restinseln. Als „Restinseln“ bezeichnet man solche Inseln, die bei dem Einsinken und der Überflutung einstiger großer selbständiger Festlandsmassen als letzte Reste überseeisch geblieben sein müssen¹⁾. Als solche letzte Reste eines ehemaligen besonderen Festlands dürften vor allem die Inseln der Neuseelandgruppe anzusehen sein, worauf neben der Lage der letzteren namentlich auch ihre höchst eigenartigen tiergeographischen Verhältnisse hinzuweisen scheinen²⁾. Nicht un-

¹⁾ Hiernach unterscheiden sich also die Restinseln von den Abgliederungsinseln dadurch, daß bei den letzteren das Mutterland noch vorhanden ist, bei den Restinseln dagegen nicht.

²⁾ Das Fehlen von Landsäugetieren mit Ausnahme von Fledermäusen in der alteinheimischen Fauna Neuseelands, das bei seiner Größe von beinahe derjenigen Italiens und seinen klimatischen sowie sonstigen Verhältnissen für eine Fülle höherer Tierarten alle erforderlichen Lebensbedingungen dargeboten hätte, ferner seine flugunfähigen Vögel, darunter der

wahrscheinlich ist, daß ebenso die arktischen Inselgruppen von Spitzbergen nebst König-Karls-Land und Franz-Josefs-Land in gleichem Sinne als Restinseln eines untergesunkenen (atlantischen) Kontinents zu betrachten sind. Daß sich verschiedene Vertreter der neuzeitlichen hocharktischen Landsäugetiergemeinschaft auf Spitzbergen und Franz-Josefs-Land finden, kann nicht als Grund für die Annahme einer jungen Abgliederung der letzteren von den nächstgelegenen Festlandsgebieten geltend gemacht werden, da eben die in den hocharktischen Regionen lebenden Landsäugetiere auch weite Wanderungen über zugefrorene Meeresstraßen nicht scheuen, wobei sie auch auf Treibeis geraten und auf letzterem fortgetrieben werden können. Auf solche Weise konnten immerhin unter besonders günstigen Umständen einzelne Individuen, ohne unterwegs zugrunde zu gehen, an entfernte arktische Inseln angetrieben werden und so ihre Art auch dorthin verbreiten. Ob vielleicht auch von den sehr einsam in den höheren Breiten der südlichen Meere zerstreuten, z. B. den das antarktische Festland, aber auch von da in beträchtlichem Abstand, umgebenden Inseln, soweit sie nicht von rein vulkanischem Ursprung sind, manche dergestalt als Restinseln untergegangener großer Landgebiete anzusehen sein dürften, steht dahin. Immerhin ist nicht zu vergessen, daß — geradeso, wie auf dem Lande in Gebieten, die von vielen Verwerfungen durchsetzt sind, öfters auch Hebungen einzelner Schollenteile von mäßigem Umfang vorgekommen sind — auch Inseln von beschränkter Ausdehnung durch Hebung vom Meeresgrund her entstehen konnten¹⁾.

2. Kontinental- und Ozeanische Inseln. Was sodann die Unterscheidung von Kontinental- und Ozeanischen Inseln angeht, so bezeichnet man a) als Kontinentalinseln diejenigen, die in der Nähe oder doch in nicht sehr großer Entfernung von Kontinenten liegen, da die weitaus meisten von ihnen und fast alle größeren als abgelöste ehemalige Bruchstücke der benachbarten Kontinente anzusehen, ja vielfach unmittelbar als solche nachweisbar sind. Allerdings kommen unter ihnen auch ursprüngliche, nämlich in allen Zonen rein vulkanische, ebenso in warmen Meeren rein korallinische Inseln vor. Die in unmittelbarer Nähe der Küsten gelegenen, oft längs der letzteren reihenförmig angeordneten Inseln werden auch besonders als Küsteninseln bezeichnet. Sie tragen, wenn sie durch Abgliederung von den betreffenden Küstengebieten entstanden sind, fast immer durchaus das Gepräge der letzteren.

riesige, fast 4 m hohe und anscheinend erst durch die Maoris ausgerottete Moa, sowie mancherlei Anderes wird nur durch die Annahme erklärbar, daß Neuseeland schon seit geologisch sehr langer Zeit keinen weiteren Landzusammenhang mit anderen größeren Erdgebieten mehr gehabt hat.

¹⁾ Daß tatsächlich auch Hebungen einzelner Inseln vorkommen, zeigen z. B. die Inseln, auf denen heute Korallenfelsen, die also im Meere entstanden sein müssen, bis zu ansehnlicher Höhe über dem Meeresspiegel emporkragen (vgl. oben S. 98, Anm. 2).

Es liegt auf der Hand, daß die Kontinentalinseln hinsichtlich ihres lediglich durch natürliche Faktoren herbeigeführten, nicht durch menschliche Bewohner beeinflussten Pflanzen- und Tierlebens stets von dem benachbarten Kontinent, je nach ihrer Entfernung von letzterem, stark beeinflusst sein werden. Sind es Abgliederungsinseln, so behalten sie natürlich, wie schon erwähnt, die Flora und Fauna, die sie vor der gänzlichen Lösung jedes Zusammenhanges mit dem Muttergebiet hatten, soweit für dieselben, namentlich für die höhere Landtierwelt, auch auf der Insel, entsprechend den räumlichen und sonstigen Verhältnissen der letzteren, fortdauernd die erforderlichen Lebensbedingungen vorhanden sind. Treten dann später in floristischer und faunistischer Hinsicht in dem Muttergebiet Veränderungen durch Zuwanderung neuer Arten ein, so kommt es darauf an, ob und in welchem Maße für die letzteren die Möglichkeit besteht, auch auf die Insel zu gelangen und sich auch dort einzubürgern. Das wird natürlich, wie schon oben berührt, in allen Erdgegenden, in denen eine winterliche Übereisung des Meeres nicht stattfindet, am meisten für die nicht fliegenden und ebenso die zum Durchschwimmen breiterer Meeresflächen nicht befähigten höheren Landtiere ins Gewicht fallen. In dieser Hinsicht wird daher, wenn die Trennung schon lange besteht und im Muttergebiet die Zahl der Landsäugetierarten inzwischen durch Zuwanderung neuer Wettbewerber wie neuer Feinde beträchtliche Veränderungen erfährt, die Landsäugetierfauna der Abgliederungsinsel (wie bei Madagaskar im Vergleich zu Südafrika) immer mehr hinter dieser Entwicklung des Mutterlands zurückbleiben. Dann werden auf der Insel sozusagen altertümlichere Verhältnisse bewahrt, indem allerlei Tiere, die im Muttergebiet durch erfolgreichere neue Wettbewerber mehr und mehr verdrängt, durch starke neue Feinde vielleicht sogar mehr und mehr ausgerottet werden oder sind, dort erhalten bleiben und es wird sich zugleich dort vielleicht allerlei Endemismus ausbilden usw. Bei denjenigen Kontinentalinseln dagegen, die nicht durch Abgliederung von einem größeren Landzusammenhang, sondern als rein vulkanische oder reine Koralleninseln entstanden, hängt die Zusammensetzung ihrer Flora und Fauna in jedem einzelnen Falle davon ab, welche Pflanzen- und Tierarten trotz der trennenden Meeresfläche, sei es vom nächstgelegenen Festland oder von anderwärts her, dorthin zu gelangen sowie unter den dortigen Verhältnissen weiter zu leben und sich dort einzubürgern vermochten. Da wird daher namentlich die nicht fliegende Landtierwelt stets eine sehr artenarme sein.

Im Gegensatz zu den Kontinentalinseln bezeichnet man b) als ozeanische die in weitem Abstand von den gegenwärtigen Kontinenten in den Ozeanen gelegenen, bei denen daher schon wegen ihrer weiten Entfernung von den Kontinenten der Gedanke an eine Abgliederung von den letzteren ausgeschlossen erscheint. Sie bestehen daher in der Regel entweder aus ursprünglichen (also besonders vulkanischen oder Koralleninseln) oder aus Restinseln. Wie sich im ersteren Falle auf ihnen die Verhältnisse ihrer Besiedelung mit Pflanzen und Tieren gestalten werden, ist bereits erörtert (S. 219f.). Bei den Restinseln aber kommt es in jedem einzelnen Falle darauf an, wieviel sie an pflanzlicher und tierischer Mitgift von dem versunkenen größeren Landgebiet, dem sie einst angehörten, als letzteres versank, mitbekommen hatten, soweit sich das unter den besonderen Verhältnissen

des nunmehrigen Inselrestes dort zu erhalten vermochte; und ferner was zu letzterem seitdem von anderwärts her auf natürlichem Wege an Pflanzen- und Tierarten hinzugelagte und sich dort einzubürgern imstande war. Infolgedessen wird auf ihnen geradeso wie bei den ursprünglichen Inseln, namentlich hinsichtlich der nicht fliegenden Tiere, fast immer eine beträchtliche Artenarmut vorhanden sein.

Die **Reliefverhältnisse des Meeresbodens** und die dortigen **Ablagerungen**. Die Untersuchung der Tiefenverhältnisse der Meere sowie die nähere Feststellung der Reliefgestaltung des Meeresgrundes ist nur bei geringen Tiefen mit wenig Schwierigkeiten verknüpft. Bei größeren Tiefen wachsen die letzteren bald in hohem Maße, und es hat erst der seit den sechziger Jahren des 19. Jahrhunderts immer mehr vervollkommeneten Methoden der Tiefseelotung sowie der steten Verbesserung der dafür verwendeten Einrichtungen bedurft, um auch über die ozeanischen Tiefen immer mehr zuverlässige Ergebnisse zu erhalten.

Bei den **Tiefseelotungen** kommt es vor allem darauf an, dafür Sorge zu tragen, 1. daß das Lot schnell in die Tiefe sinkt und eine möglichst reine Feststellung des senkrechten Abstandes zwischen Schiff und Meeresboden erzielt wird, 2. daß man den Augenblick deutlich spürt, in dem das Lot den Boden erreicht hat. Das Durchsinken des Wassers wird mit zunehmender Tiefe durch den stetig wachsenden Reibungswiderstand, den das unter dem starken Druck der darüberliegenden Wasserschichten stehende Tiefenwasser dort dem fallenden Lot und der immer längeren Strecke der ablaufenden Lotleine entgegensetzt, immer mehr verlangsamt. Je länger es aber dauert, bis das Lot den Grund erreicht, desto mehr wächst dabei die Gefahr, daß sich inzwischen der Ort des Schiffes, auch wenn man dessen Eigenbewegung möglichst gestoppt hat, durch Strömungen und Winde verschiebt, sowie daß außerdem unterseeische Strömungen die Lotleine seitwärts abtreiben, so daß sie infolgedessen nicht die senkrechte Entfernung vom Meeresspiegel bis zum Meeresboden, sondern eine mehr oder weniger schräge oder gebogene, also vergrößerte angibt. Man muß daher einerseits das Lot mit schweren Gewichten versehen, um ihm dadurch eine gehörig starke Zugkraft zu geben. Andererseits erwies sich die starke Reibung der anfänglich verwendeten Hanflein bei den großen Tiefen als sehr hinderlich. Es war daher eine große Verbesserung, als man dazu überging, statt der Hanflein dünnen, aber sehr festen stählernen Klaviersaitendraht von nicht ganz 1 mm Durchmesser zu verwenden.

Das Aufstoßen des Lots auf den Meeresgrund wird nur bei geringen Tiefen leicht fühlbar. Bei größeren dagegen und vollends bei den gewaltigen ozeanischen Tiefen hat das sichere Wahrnehmen desselben seine beträchtlichen Schwierigkeiten. Denn auch wenn das durch Gewichte beschwerte Lot selbst den Boden erreicht hat, zieht doch das Eigengewicht der abgelaufenen Masse der Leine bzw. des Drahtes auch seinerseits noch immer weiter an der Trommel, um die sie auf dem Schiffe gewickelt sind. Außerdem aber können auch unterseeische Strömungen, indem sie die Leine bzw. den Draht seitwärts treiben, ein noch immer weiteres Abfließen veranlassen. Es war daher schon eine wichtige Errungenschaft, daß der Amerikaner Brooke 1854 für die Tiefseelotungen eine Loteinrichtung erfand, wodurch das

Beschwergewicht beim Aufstoßen auf den Boden sich von der Leine ablöste und auf dem letzteren liegen blieb¹⁾, also dann plötzlich eine starke Gewichtserleichterung eintrat und das Beschwergewicht nicht mehr, wie früher, auch bei den Tiefseelotungen mit der Lotleine wieder emporgezogen werden mußte. Diese wichtige Einrichtung ist daher im Prinzip mit allerlei Abänderungen hinsichtlich der Form der Gewichte sowie der Art ihrer Aufhängung an der Lotleine und ihrer automatischen Loslösung beim Aufstoßen auf den Grund auch bei allen späteren Verbesserungen beibehalten worden.

Doch hörte trotz dieses Sichablösens und Liegenbleibens des Beschwergewichts beim Aufstoßen auf den Grund das Ablaufen des Drahtes nicht auf, weil eben das Eigengewicht des letzteren noch weiterziehend fortwirkte; nur wurde es von da ab langsamer. Es galt daher nun, möglichst genau den Zeitpunkt zu erfassen, zu welchem ein entschiedenes Langsamerwerden des Ablaufens eintrat. Dies konnte geschehen, indem man genau die Ablaufzeiten bestimmter gleicher Längen der Lotleine bzw. des Drahtes oder mittels eines an der Trommel, um die die letzteren gewickelt waren, angebrachten Zählerwerkes die Zeiten bestimmter Umdrehungszahlen der Trommel beobachtete und, sobald ein deutliches Nachlassen sichtbar wurde, das über die mit der Tiefe infolge vergrößerter Reibung selbstverständlich zunehmende Verlangsamung hinausging, das weitere Ablaufen hemmte. Alle vor Anwendung derartiger Vorsichtsmaßregeln bei Tiefseelotungen gewonnenen Tiefenzahlen sind unbrauchbar, weil ihnen die oben bezeichneten Fehlerquellen zu sehr anhafteten und infolgedessen zu große, oft viel zu große Zahlen ergaben.

Weiterhin haben aber noch mannigfache sonstige Verbesserungen der bezüglichen Einrichtungen stattgefunden. Von ganz besonderer Wichtigkeit war dabei, daß an der eisernen Trommel, um die der Messungsdraht gewickelt ist, eine Art Bremsvorrichtung angebracht wurde, die den Zweck hat, immer die Wirkung des Eigengewichts des von der Rolle abgelaufenen Drahtes zu kompensieren, so daß dann bei der Lotung nur die Wirkung des Senkgewichts zur Geltung kommt und infolgedessen die Maschine beim Aufstoßen des Lotes auf den Grund zum Stillstand kommt²⁾.

¹⁾ Brooke ließ eine beträchtlich große Kanonenkugel durchbohren und steckte durch diese einen runden Stab so hindurch, daß er unten noch ein Stück über die Kugel hinausreichte. Dieser durch die Kugel durchgesteckte Stab wurde an der Lotleine befestigt, und an seinem oberen Ende wurde mittels zweier beweglicher Haken durch eine Schnur die Kugel so aufgehängt, daß sie während des Fallens durch das Wasser daran festhing, dagegen beim Aufstoßen des Stabes auf den Meeresboden herunterfiel und auf letzterem liegen blieb.

²⁾ Einiges Nähere über Tiefseelotungen findet sich z. B. bei G. Schott, *Physische Meereskunde*, 3. Aufl., Berlin 1924 (Samml. Göschen, Bd. 112), S. 11 ff., sowie bei O. Krümmel, *Der Ozean*, 2. Aufl., S. 39 ff., Leipzig 1902 und Derselbe, *Handb. d. Ozeanographie*, Bd. 1, 2. Aufl., Stuttgart 1907. Eine aussichtsreiche Neuerung scheint das sogenannte *Echolot* zu sein, bei dem im Wasser (z. B. durch einen dort abgefeuerten Schuß) ein Schall erzeugt und aus der Zeit, nach der das Echo des letzteren vom Meeresboden zurücktönt, die betreffende Tiefe ermittelt wird. Es sollen damit bereits recht befriedigende Ergebnisse erzielt sein. Sollte dieses

Außer der Bestimmung der Meerestiefen gilt es aber bei den Lotungen stets auch eine Grundprobe mit aufzunehmen und heraufzubringen, um daraus die Zusammensetzung und sonstige Beschaffenheit der an der betreffenden Stelle vorhandenen Bodenablagerungen zu ersehen. Zu diesem Zwecke hat das einfache in der Flachsee benutzte Lot unten eine Höhlung, die mit Talg ausgestrichen wird, damit sich in sie durch das energische Aufstoßen des Lotes eine Bodenprobe eindrückt und darin haftet. Die letztere gibt dann dem Seefahrer in seichten Gewässern vielfach einen wertvollen Anhalt, um daraus mit Hilfe der speziellen Seekarten, die für flache Meere in der Regel auch die Bodenbeschaffenheit der betreffenden Meeresgegenden mit angeben, namentlich bei unsichtigem Wetter mehr oder minder die Gegend ersehen zu können, in der er sich befindet. Die Apparate für Tiefseelotungen dagegen haben noch allerlei vollkommenere Einrichtungen, um beim Aufstoßen des Lotes auf den Grund und Eindringen in ihn erheblich tief reichende Proben der dortigen Ablagerungen aufzugreifen und diese sicher mit heraufzubringen. Dort ist diese Aufnahme von Grundproben jedoch wesentlich nur eine Angelegenheit der wissenschaftlichen Forschung¹⁾.

Lebhaften Antrieb erhielten die Tiefseelotungen seit den fünfziger Jahren des 19. Jahrhunderts durch die Legung unterseeischer Telegraphenkabel, da es hierfür in jedem einzelnen Falle eine unerläßliche Vorbedingung ist, die Tiefenverhältnisse sowie die Bodengestalt und Bodenbeschaffenheit des Meeresgrunds auf der dafür zu wählenden Strecke zu kennen²⁾. Weiterhin hat sich aber auch eine ganze Reihe eigens dafür ausgesendeter und mit den vollkommensten Apparaten sowie sonstigen Einrichtungen ausgerüsteter Expeditionen mit der Erforschung der ozeanischen Tiefen sowie der gesamten dortigen physikalischen, geologischen und biologischen Verhältnisse beschäftigt. Somit liegt heute auch über die Tiefenverhältnisse der Ozeane eine, wenn auch naturgemäß sehr ungleich verteilte Menge guter oder doch brauchbarer Lotungsergebnisse vor. Doch darf die Linienführung auch auf den besten der auf Grund aller dieser Materialien angefertigten Isobathenkarten der verschiedenen Ozeane in ihren Einzelheiten nicht als überall gleich zuverlässig angesehen werden, da die Isobathen ja doch überall nur hypothetisch auf Grund der für die betreffende Gegend vorhandenen und als hinreichend brauchbar anzusehenden Tiefenlotungen angelegt werden können, also überall davon abhängen, wieviel solcher Lotungen für den betreffenden Teil des Meeresgrundes vorliegen und wie die betreffenden

Verfahren sich weiter als genügend zuverlässig bewähren, so würde damit natürlich eine ausgedehnte weitere Feststellung der Reliefgestaltung des Bodens der tiefen Meere ungemein erleichtert und vereinfacht werden.

¹⁾ Über sonstige Gegenstände der Tiefseeforschung siehe im 2. Bande, Abschnitt Meereskunde.

²⁾ Einerseits muß hinsichtlich der Stärke und Haltbarkeit des Kabels darauf Rücksicht genommen werden, wie groß die größten Tiefen sind, in die es heruntergelassen werden muß, welches Gewicht es also dort auszuhalten hat, wenn es beim Auslegen vom Bord des Kabeldampfers bis zum Grunde herunterhängt. Andererseits ist möglichst zu vermeiden, daß es auf dem Meeresgrund der Gefahr von Beschädigungen durch Liegen auf sehr unebenem Boden und dergleichen ausgesetzt ist. Durch verhältnismäßig dichte Reihen von Lotungen ist also vor jeder Kabellegung der vorteilhafteste Weg für dieselbe zu suchen.

Lotungspunkte zueinander gelegen sind. In Meeresgegenden, für die viel Lotungsergebnisse vorhanden sind, werden daher die Isobathen verhältnismäßig gut gesichert sein, in anderen entsprechend weniger.

Meeresbodenrelief. Im allgemeinen ist das Relief des Meeresbodens demjenigen der Landflächen wenig ähnlich. Wohl gibt es auch dort Hoch- und Tiefländer sowie Bodenanschwellungen mäßigen Grades, ferner Rücken von verschiedener Höhe und ebenso langgestreckte und verhältnismäßig schmale Eintiefungen nach der Art der sogenannten geologischen Gräben des Landes. Endlich gibt es dort — auch abgesehen von den über den Meeresspiegel emporragenden und Inseln tragenden — ebenso eine erhebliche Anzahl von Einzelbergen. Aber es fehlen in den größeren Meerestiefen gänzlich die tiefen Taleinschnitte des Landes sowie die scharfen, zackigen Einzelformen vieler Gebirge, weil eben dort die Ursachen nicht vorhanden sind, die auf dem Lande solche Formen entstehen lassen, die mit mehr oder minder starkem Gefälle fließenden und ihre Furchen entsprechend einschneidenden Bäche und Flüsse sowie die Verwitterung und die den Verwitterungsschutt abtragenden Kräfte. Vertikale und horizontale Bodenverschiebungen dagegen gibt es offenbar auch auf dem Meeresgrunde. Es wäre ja ganz unverständlich, wenn sie, die für die Schaffung des Rohblocks der großen Unebenheiten des Landes eine so große Rolle spielen, dort, in nahezu drei Vierteln der festen Erdrinde, fehlen sollten. Aber in den großen Meerestiefen gibt es keine Wasserbewegungen, die zu nennenswerter Transport- oder Einschneidungstätigkeit imstande wären. Die sehr langsamen Wasserumsetzungen auf dem Boden der ozeanischen Tiefen haben dazu sicher nicht die Kraft. Dagegen finden natürlich auch hier beständig Ablagerungsprozesse statt, die im Gegenteil dazu beitragen, Unebenheiten des Meeresgrundes zu überkleiden und dadurch mehr auszugleichen. Denn selbst in denjenigen ozeanischen Gegenden, zu denen von den durch Flüsse ins Meer geführten oder von der Brandung an den Küsten abgenagten und durch Küstenströmungen weiter vertragenen oder verschobenen Zerstörungsprodukten des Landes sowie von den durch Winde über die Meere hingeführten Staubmassen kaum noch irgend etwas Nennenswertes hingelangt, erfolgen doch unablässig die Niederschläge fester Körperteile abgestorbener Meeresorganismen, unter denen gerade diejenigen der allerkleinsten Lebewesen vermöge ihrer ungeheuren Massenhaftigkeit die Hauptrolle spielen. Die auf dem Grunde der Ozeane sich selbständig erhebenden Einzelberge dürften mindestens zum weitaus größten Teile vulkanischen Aufschüttungen entstammen (vgl. oben S. 52f.). Dabei ist anzunehmen, daß deren Steilheitsverhältnisse und sonstige Formen sich im allgemeinen wohl nicht allzusehr von denjenigen der auf dem Lande aufgeschütteten Vulkanberge unterscheiden werden. Die höchsten Steilheitsgrade zeigen vielfach die unteren Teile der Bauten der Riffkorallen (siehe oben S. 97, Anm.). Im allgemeinen aber und von den unterseeischen Vulkanbergen sowie von inselreichen Meeresgegenden abgesehen, zeigt das Bodenrelief der Tiefsee weithin

ganz überwiegend große Einförmigkeit und sehr flach gewellte Formen mit sanften An- und Abstiegen. Die größte bisher mit Sicherheit gelotete Tiefe beträgt 9788 m. Sie liegt nordöstlich der Philippineninsel Mindanao in 9° 56' nördl. Br. und 126° 50' ö. L., wo sie im Jahre 1912 festgestellt wurde. Die ozeanischen Maximaltiefen scheinen im allgemeinen ebenso wie diese in Tiefseerinnen zu liegen, die man vielleicht geradeso wie die geologischen Gräben der Festlandgebiete auf besondere langgestreckte und verhältnismäßig schmale jüngere Einbrüche des Bodens zurückzuführen hat und an denen gerade das Becken des Großen Ozeans besonders reich zu sein scheint¹⁾. Bemerkenswert ist, daß diese tiefsten Rinnen sich meist nicht in der Mitte der Ozeane, sondern vielmehr verhältnismäßig nahe den Rändern bzw. in der Nähe früherer Festlandsränder befinden²⁾.

Der Übergang von den großen Becken der Tiefsee zu den Landmassen erfolgt in einzelnen in sehr verschiedener Allmählichkeit oder Steilheit. An die Landmassen zunächst schließt sich meist eine mehr oder minder breite Zone von sanfterer Abdachung, die wie ein unterseeischer Sockel³⁾ des Landes erscheint und jenseits deren der Meeresboden zur Tiefsee in der Regel beträchtlich schneller und steiler abfällt. Die Neigung des Bodens auf dieser unterseeischen Vorstufe des Landes, die sich sozusagen wie der unter Wasser befindliche äußere und tektonisch betrachtet wahre Rand der Kontinente ausnimmt und daher auch als „Kontinentalstufe“ bezeichnet wird, ist vor Flachländern in der Regel eine ganz besonders sanfte, so daß dort diese Stufe oft von beträchtlicher Breite ist. Vor gebirgigen und hohen Küsten ist sie dagegen in der Regel wesentlich stärker, die betreffende Stufe daher entsprechend weit schmaler⁴⁾. Ihre Tiefengrenze liegt meist innerhalb

1) Im Großen Ozean sind mehr als 10 solcher Tiefseerinnen bekannt, alle mit Tiefen von mehr als 7000 m. Auch steht jene größte bisher gemessene Tiefe von 9788 m keineswegs ganz vereinzelt da; vielmehr sind z. B. auch südöstlich von den Marianeninseln sowie östlich von den Tonga- und den Kermadekinseln in grabenartigen Einsenkungen Tiefen von über 9000 m gelotet worden. Im Atlantischen Ozean liegt die größte gemessene Tiefe nördlich von Puerto Rico (etwas über 8500 m), während die größte bekannte Tiefe des Indischen Ozeans (7000 m) etwas südlich von Java gelegen ist. Übrigens ist über die Entstehung jener tiefsten Rinnen noch macherlei Zweifel.

2) Einiges Nähere über die Gestaltung der Becken der verschiedenen Ozeane siehe bei G. Schott, *Physische Meereskunde*, 3. Aufl., S. 16 ff., Berlin 1924; O. Krümmel, *Der Ozean*, 2. Aufl., S. 60 ff., Leipzig 1902, und namentlich O. Krümmel, *Handb. d. Ozeanographie*, 1. Bd., 2. Aufl., Stuttgart 1907.

3) Man hat versucht, dafür den Namen Schelf (nach dem englischen shelf = Brett, Sims; Riff, Sandbank) einzuführen. Die Bezeichnung als Sockel ist aber für den deutschen Leser einfacher verständlich.

4) Bei Vulkan- und Koralleninseln fehlt sie infolge des steilen unterseeischen Aufstiegs derselben ganz, und auch an einzelnen Festlandsküsten, z. B. denjenigen von Peru und Chile, fällt der Meeresboden vom Ufer ab schnell in große Tiefen.

der Flachseezone (bis 200 m), kann aber auch bis zu mehreren Hundert Metern darüber hinausgehen. Auf die Flachsee beschränkt sich das, was von Tiefenerosion und Abtragswirkungen, sei es durch wasserreiche und mit starkem Gefälle ins Meer mündende Flüsse, sei es durch Gezeitenströmungen sowie sonstige Küstenströmungen, endlich durch ganz besonders heftig bewegte See auf dem Meeresgrund überhaupt vorkommen kann¹⁾. Es reicht dort wohl nur in seltenen Ausnahmefällen bis zur Tiefe von etwa 200 m.

Die Ablagerungen auf dem Meeresgrunde. Hinsichtlich der Zusammensetzung und Beschaffenheit der in den Meeren sich vollziehenden Ablagerungen ist der erstaunliche Umstand von beträchtlichem Einfluß, daß erdige Teile, ja sogar ganz feinerdige Bestandteile im Meerwasser viel schneller zu Boden sinken als im süßen Wasser²⁾. Hiernach erklärt sich, daß der weitaus größte Teil der ins Meer gelangenden mechanischen Zerstörungsprodukte des Landes — gleichviel ob er von den Flüssen dorthin geführt wird oder der Erosionsarbeit der Brandung an den Küsten entstammt — einschließlich der feinschlammigen Bestandteile schon in verhältnismäßig geringer Entfernung von den Küsten oder doch innerhalb der vorerwähnten sogenannten Kontinentalstufe zur Ablagerung kommt und nur ein sehr geringer Teil dieser Materialien in die küstenferneren tieferen Meeresbecken vertragen wird. Vollends aber wird alles gröbere Gesteinsmaterial, sofern es lediglich vom Wasser fortbewegt wird, in der Nähe der Küsten abgelagert. Wo jedoch am Rande des Meeres eine winterliche Eisbildung stattfindet oder Gletscher sich bis ins Meer erstrecken, da kann mittels fortschwimmender Eisschollen oder Gletscherbruchstücke — sei es auf deren Rücken, sei es unten in sie eingefroren — auch grobes Gesteinsmaterial der verschiedensten Größen bis zum Abschmelzen der betreffenden Eismassen beträchtlich weit über die Küstenzonen hinausgetragen werden, und auf solche Weise können in den kälteren Meeresgegenden sogar große Gesteinsblöcke in küstenferne Tiefsee gelangen. Die in Lösungen von den Flüssen ins Meer

¹⁾ Von besonderer Bedeutung ist die Flachseezone überdies in biologischer Hinsicht. Denn bis in rund etwa 200 m Tiefe reicht wohl ungefähr der Einfluß besonders der chemisch wirksamen Sonnenstrahlen und demnach das davon abhängige Pflanzenleben des Meeres, von dem namentlich das aller kleinste, frei schwimmende, als Urnahrung der kleinsten tierischen Meeresorganismen die letzte Ernährungsgrundlage der gesamten Tiergemeinschaft des Meeres darstellt, da von den kleineren die größeren bis zu den größten Meerestieren sich nähren. Gerade in den Flachseegewässern bieten sich für diese gesamten ineinandergreifenden Lebensverhältnisse die Vorbedingungen am reichlichsten und günstigsten dar. So wird daher auch verständlich, daß weitaus die meisten großen Fischereien auf unsere wichtigsten nordischen Nutzfische gerade in den Flachseegebieten stattfinden.

²⁾ Nach E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geologie, 4. Aufl., S. 503, Stuttgart 1912, sogar etwa 15mal schneller.

getragenen Zerstörungsprodukte der Landmassen aber werden größtenteils von den Meeresorganismen aufgenommen und von ihnen namentlich zum Aufbau ihrer festen Körperteile oder festen Gehäuse verwendet, um nach dem Absterben der betreffenden Organismen ebenfalls zu Boden zu sinken und dort¹⁾ den übrigen Ablagerungen beigemischt zu werden.

In den Ablagerungen der weit von den Küsten größerer Landmassen entfernten Meeresteile treten dagegen alle mechanischen Zerstörungsprodukte des Landes in der Regel immer mehr zurück und immer stärker überwiegen dort die Absätze der erhaltungsfähigen Reste der Meeresorganismen, wobei gerade die allerkleinsten durch ihre ungeheure Masse von höchster Bedeutung sind und neben manchen aus unterseeischen Vulkanausbrüchen herrührenden Beimengungen die Tiefseeablagerungen auf weite Strecken hin fast ausschließlich zusammensetzen. Die am meisten verbreitete Ablagerung auf dem Grunde der ozeanischen Tiefsee ist jedoch nach dem jetzigen Stande unseres bezüglichen Wissens der sogenannte rote Tiefseeton, der im Großen Ozean sehr stark vorherrscht, während er im Atlantischen Ozean nur verhältnismäßig beschränkte Flächen bedeckt²⁾. Es ist das ein roter bis bräunlicher, größtenteils amorpher Ton, dessen Entstehung noch nicht sicher aufgeklärt ist³⁾.

Entstehung der Meeresbecken und Meeresstraßen. Daß die Entstehung der Meeresbecken großen Einsenkungsvorgängen der Erdrinde entstammt und auch die großen Unterschiede ihrer Tiefen — abgesehen von den Folgen der in ihnen stattfindenden Sedimentablagerungen und vulkanischen Aufschüttungen — hauptsächlich durch Verschiedenheiten erfolgter Bodenverschiebungen (also verschieden tiefes Einsinken oder verschieden starke Hebungsvorgänge, teilweise wohl auch durch seitliche Zusammenschiebungen des Unter-

¹⁾ In den großen ozeanischen Tiefen unterliegen jedoch diese festen Teile, namentlich die kalkigen, vielfach auch wiederum der Zersetzung.

²⁾ Vgl. die Karte der Verbreitung der Sedimente in den heutigen Meeren in E. Kayser, Lehrb. d. allg. Geologie, 4. Aufl., S. 509, 1912.

³⁾ Da er nur vereinzelt und in ganz geringem Maße deutliche Beimengungen der anderwärts die Tiefseeablagerungen in ungeheurer Masse zusammensetzenden Organismenreste enthält, ist die Frage seiner Entstehung Gegenstand mannigfacher Erörterung gewesen. Es muß doch aber auch in jenen ungeheuren Flächen ständig das Zubodensinken der festen Körperbestandteile der unermesslichen Mengen, namentlich der kleinsten Meeresorganismen stattfinden. Wo sollen diese dort geblieben sein? Von selbst drängt sich daher die Vermutung auf, daß sie, wenn von ihnen dort gleichwohl so verhältnismäßig wenig zu sehen ist, dort oder schon vorher beim Niedersinken durch Lösungsvorgänge zerfallen sind und daß jener rote Tiefseeton eben größtenteils aus ungelösten Rückständen jener Zersetzungsvorgänge besteht (vgl. auch Kayser, a. a. O. S. 512).

grundes) bedingt sein müssen, dürfte wohl kaum Zweifeln unterliegen¹⁾. Auch die breiteren Meeresstraßen dürften im allgemeinen wesentlich durch Einsenkungsvorgänge entstanden sein — sei es, daß bloß dort eine tiefere Bodensenkung stattfand, sei es, daß sich eine zusammenhängende größere Landmasse senkte und dabei ihre tieferen Teile, worunter eben auch der Boden der jetzigen Meeresstraße, durch Eintauchen ins Meer überflutet wurden. Bei den schmaleren Meeresstraßen²⁾ dagegen, zumal den nicht sehr tiefen, mögen mannigfach auch Erosionsvorgänge mitgewirkt haben. So z. B. bei der Straße zwischen Calais und Dover, wo wohl die Wirkung der Meeresbrandung unter dem Einfluß hoher Gezeiten und stürmischer See dazu beigetragen haben dürfte, die letzte Verbindung zwischen England und dem Festlande zu lösen, oder bei dem Bosphorus und der Dardanellenstraße, die durchaus den Eindruck von untergetauchten Flußtälern machen, die einst in einer höheren Niveaulage des Landes als solche eingetieft wurden usw.

Frage der Permanenz der Ozeane. Die Frage, ob auch die heutigen großen und tiefen Ozeanbecken im Laufe der ungeheuer langen geologischen Entwicklung an dem mannigfachen Wechsel von Land und Meer teilgenommen haben mögen, dessen Spuren wir auf den heutigen großen Landmassen so viel bemerken, bzw. ob sie in der Hauptsache ihre Lage dauernd behalten haben oder ob auch darin umfangreiche und sehr wesentliche Veränderungen vorgegangen sind, ist mannigfach erörtert worden. Da die Bodenbildung der Meere, mit Ausnahme der ganz seichten, abgesehen von den bei Lotungen aufgenommenen Grundproben einer unmittelbaren Untersuchung nicht zugänglich ist, lassen sich für die Beurteilung der vorerwähnten Frage nur indirekt, besonders aus tiergeographischen Verhältnissen, einige Anhaltspunkte gewinnen. Es handelt sich dabei namentlich um die Verbreitung solcher Arten der niederen Tierwelt, die sich von selbst unter keinen Umständen anders als über zusammenhängende Landräume hin verbreiten können und bei denen auch eine passive Verbreitung, sei es durch Menschen, sei es auf andere Weise, so gut wie ganz ausgeschlossen erscheint, die sich aber gleichwohl auf heute durch weite ozeanische Flächen getrennten Landräumen finden. Aus solchen Grundlagen ergeben sich

¹⁾ Es besteht ja doch nicht der geringste Grund anzunehmen, daß alle die großen vertikalen und horizontalen Bodenverschiebungen, die auf dem Lande die Grundanlage von Hoch und Tief geschaffen haben, in den von den Meeren überdeckten Teilen der festen Erdrinde fehlen sollten, zumal wir doch auch an einer Unzahl von Beispielen aus der geologischen Vorzeit sehen, daß ehemaliger Meeresboden durch Hebung zu Land geworden, dann in einer folgenden geologischen Periode teilweise wieder ins Meer getaucht und später abermals Land geworden ist.

²⁾ Eine Zusammenstellung über die Breite der engsten Stelle der bekanntesten Meeresstraßen gibt H. Wagner, *Lehrb. d. Geographie*, Bd. 1, 8. Aufl., S. 480, 1908.

dann Schlüsse auf ehemaliges Vorhandensein verbindender Landbrücken, die zu solcher Verbreitung die Möglichkeit gegeben haben müssen, und derartige Vermutungen gewinnen natürlich in dem Maße an Gewicht, als die zu ihnen führenden tiergeographischen Tatsachen sich auf eine größere Zahl und Mannigfaltigkeit solcher Tierarten erstrecken¹⁾. Über die Ausdehnung und Gestaltung solcher ehemaligen Landverbindungen läßt sich daraus aber weiter nichts entnehmen²⁾. Nur ergibt sich so, daß überhaupt auch auf weiten heute von den Ozeanen bedeckten Flächen ehemals Landmassen bestanden haben müssen, wo jetzt keine mehr sind, daß also jedenfalls dort die Ozeane nicht immer in der jetzigen Ausdehnung vorhanden waren³⁾. Allerdings ist von den Vertretern der Anschauung, daß die Gebiete der heutigen ozeanischen Becken oder doch derjenigen von mehr als etwa 4000 m Tiefe stets von Meer bedeckt waren (sogenannte „Permanenz der Ozeane“), geltend gemacht worden, daß für den roten Tiefseeton, der heute geradezu das verbreitetste aller Sedimente der großen ozeanischen Tiefen ist, in den auf den Landflächen bekannten Gesteinsschichten marinen Ursprungs fast gar kein Analogon vorhanden zu sein scheine. Doch haben neuere Forschungen diesen Einwurf erheblich entkräftet⁴⁾, und es finden sich ja doch auch andere unzweifelhaft beträchtlichen Meerestiefen entstammende Schichten heute mehr oder minder hoch in Landmassen vertreten. Jedenfalls steht jene Ansicht von der „Permanenz der Ozeane“ in ihrer Allgemeinheit auf schwachen Füßen, wenn auch vielleicht z. B. manche Teile des Großen Ozeans als solche ein sehr hohes Alter haben mögen, ebenso wie andererseits weite Landflächen (so z. B. große Teile in Vorderindien, China, Südafrika, auch in Brasilien und Nordamerika) seit geologisch sehr langer Zeit immer Land gewesen sein dürften.

A. Wegeners Theorie der Kontinentalverschiebungen. Für eine sehr bedeutende Wandelbarkeit der Lage der Kontinente und

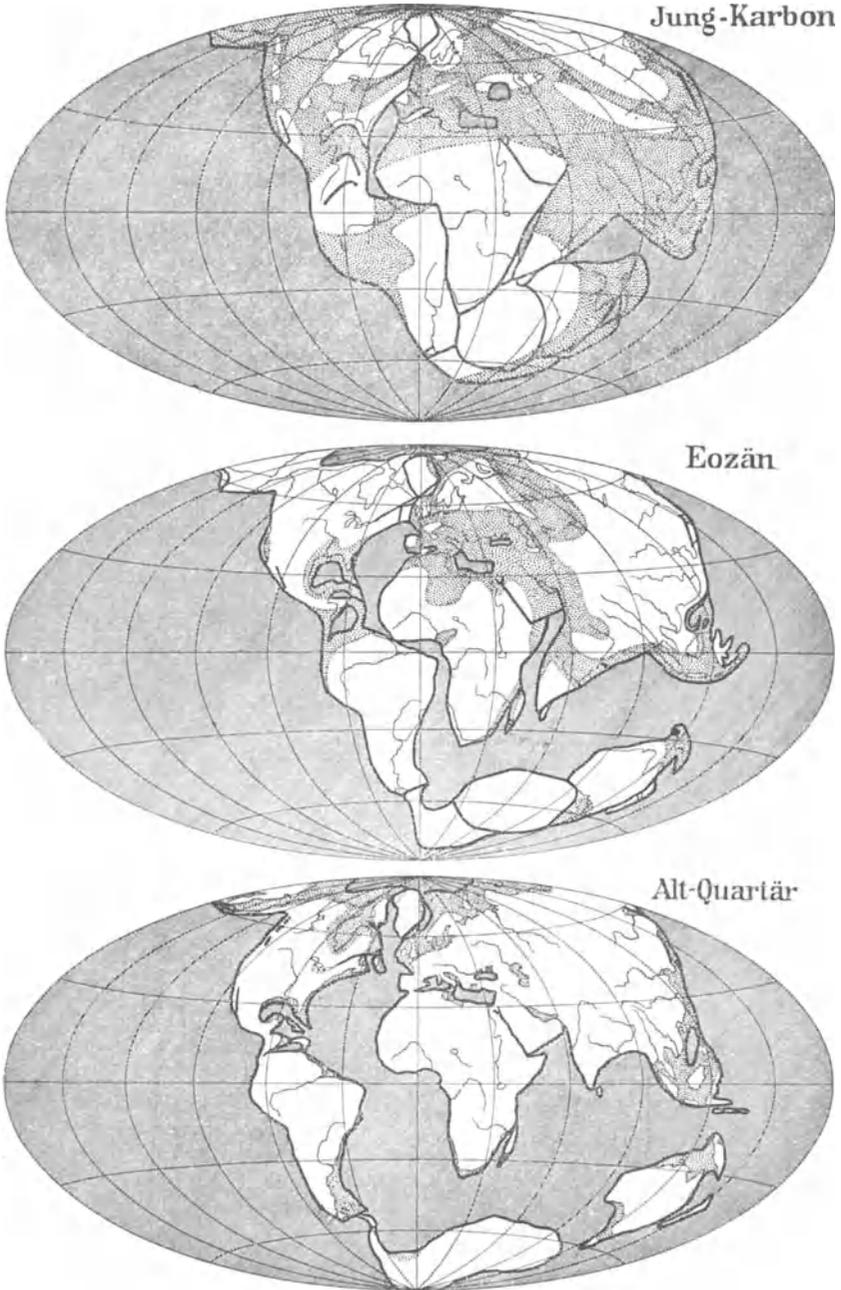
¹⁾ So nötigt z. B. nicht bloß die höhere, sondern ebenso auch die niedere einheimische Tierwelt Neuseelands (vgl. oben S. 222) unausweichlich zu dem Schlusse, daß dieses einst mit anderen großen Landräumen des einen oder des anderen Erdteils Verbindung gehabt haben muß.

²⁾ Natürlich kann die Verbreitung der betreffenden Organismen auch auf weiten Umwegen erfolgt sein. Es ist durchaus nicht notwendig, anzunehmen, daß die betreffende Verbindung auf kürzester Linie stattgefunden haben müsse.

³⁾ Was in solcher Hinsicht die geologischen bzw. paläogeographischen Übersichtskarten enthalten, die für frühere geologische Perioden die damalige Verteilung von Land und Meer zu veranschaulichen suchen, darf man nicht überschätzen, da sie für die Gebiete der heutigen offenen Ozeane (mit Ausschluß der Binnenmeere) größtenteils auch nur Vermutungen bieten können.

⁴⁾ Vgl. P. Wagner, Grundfragen d. allg. Geologie, 2. Aufl., S. 95f., Leipzig 1919.

Fig. 37. (Aus A. Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 3. Aufl.)



Rekonstruktionen der Erdkarte nach der Verschiebungstheorie für drei Zeiten.
 Schraffiert: Tiefsee; punktiert: Flachsee. Heutige Konturen und Flüsse nur zum Erkennen.
 Gradnetz willkürlich (das heutige von Afrika).

Ozeane tritt neuerdings A. Wegener durch seine „Annahme größerer horizontaler Triftbewegungen, welche die Kontinental-schollen im Laufe der geologischen Zeiträume ausgeführt haben und vermutlich noch heute fortsetzen“, ein¹⁾. Ausgegangen ist er dabei zunächst von den mannigfachen gegenseitigen Beziehungen der Gestalt der atlantischen Küstenlinien Brasiliens und Afrikas²⁾. Hieraus entwickelte sich ihm im Hinblick auf die paläontologischen Ergebnisse, die auf frühere nahe Beziehungen der Lebewelten Brasiliens und Afrikas hinweisen, sowie auf verschiedene geologische Verhältnisse mehr und mehr der Gedanke, daß diese Landgebiete einst unmittelbar zusammengehangen haben müßten, und in immer weiterer Ausdehnung bezüglicher Studien entstand schließlich seine Theorie der Kontinentalverschiebungen, wie sie heute vorliegt³⁾.

¹⁾ A. Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 1. Aufl., Braunschweig 1915, 3. gänzl. umgearb. Aufl. 1922 (Samml. Die Wissenschaft, Bd. 66).

²⁾ Er sagt darüber 3. Aufl., S. 1: „Nicht allein der große rechtwinklige Knick, den die brasilianische Küste bei Kap San Roque erfährt, findet sein getreues Negativ in dem afrikanischen Küstenknicke bei Kamerun, sondern auch südlich dieser beiden korrespondierenden Punkte entspricht jedem Vorsprung auf brasilianischer Seite eine gleichgeformte Bucht auf afrikanischer, und umgekehrt jeder Bucht auf brasilianischer ein Vorsprung auf afrikanischer Seite. Wie ein Versuch mit dem Zirkel am Globus lehrt, stimmen die Größen genau.“

³⁾ Wie Wegener sich die betreffenden einstigen Zusammenhänge der Kontinente und die erfolgten Verschiebungen ungefähr denkt, zeigt Fig. 37. Er selbst sagt darüber in seinem in der Berliner Ges. f. Erdk. gehaltenen Vortrag: „Die Theorie der Kontinentalverschiebungen“ (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Jahrg. 1921, S. 89ff.: „Südamerika hat nach ihr früher neben Afrika gelegen, ja mit diesem eine einzige Scholle gebildet, die sich spaltete, worauf die beiden Teile im Laufe der Zeiten weiter und weiter voneinander abrückten. Ebenso haben Nordamerika, Grönland und Eurasien“ (d. h. Europa-Asien) „einst eine einzige Scholle gebildet, die durch eine im Norden sich gabelnde Spalte zerteilt wurde, und deren Teile seitdem auseinandergetriftet sind. Der ganze Atlantik erscheint so als der riesig verbreiterte Spaltenboden zwischen Europa-Afrika einerseits und den beiden nach Westen drängenden Amerika andererseits, an deren Vorderrand durch den Stirnwiderstand, den die Schollen bei der Verschiebung erfahren, das riesige Andengebirge aufgefaltet wird. . . . Der Himalaja und Hochasien werden aufgefaßt als eine zusammengefaltete, ehemals 40 Breitengrade lange Halbinsel, die bis Madagaskar reichte und mit diesem und Südafrika eine einzige Scholle bildete. Nach der Aufspaltung erlitt diese lange Halbinsel, die ‚Lemuria‘ der Biologen, den großartigsten Zusammenschub, den sich die Phantasie ausmalen kann: wie ein Bündel zusammengerollt liegen diese Landmassen in und unter dem höchsten Gebirge der Erde, und nur die Südspitze, Vorderindien, ist noch übrig, hat aber inzwischen einen Weg von 30 Breitengraden nach Nordosten zurückgelegt. Und schließlich haben wir auch Antarktika und Australien, um den früheren Zustand wieder herzustellen, konzentrisch

Daß selbst große und feste Erdrindenschollen nicht bloß in vertikalem Sinne (bei Senkungen und Hebungen), sondern auch in horizontaler Richtung verschiebbar sind, zeigen schon die oft bedeutenden Zusammenschiebungen bei der Entstehung von Faltengebirgen und ganz besonders die in neuerer Zeit in den Alpen immer klarer festgestellten gewaltigen Überschiebungen. Es kann daher wohl kaum erheblichen Zweifeln unterliegen, daß ähnliche Verschiebungen auch ohne solche Faltungs- oder Überschiebungsprozesse vorkommen können. Wegener weist darauf hin¹⁾, daß selbst „Stahl schon bei solchen Drucken, die wir technisch herstellen können, seine Starrheit verliert und plastisch wird. Wir können“, fügt er hinzu, „nicht eine beliebig hohe Säule aus Stahl errichten, sondern wir kommen an eine Grenze, bei welcher der Fuß dieser Säule anfängt zu „fließen“. Denken wir uns einen ganzen Kontinentalrand aus Stahl, so würde sein oberer Teil zwar starr bleiben, die tieferen Schichten würden aber unter dem Drucke der darüberliegenden Massen plastisch werden und seitlich herausquellen. Für die großen Dimensionen des Erdkörpers ist also der Stahl kein fester Körper mehr, ja man kann wohl sagen, daß es dafür überhaupt keinen festen Körper mehr gibt, es haben vielmehr alle Stoffe die Eigenschaft der Zähflüssigkeit“ [d. h. unter entsprechendem Druck²⁾], „nur werden die Zeiten, die sie für die Deformation brauchen, je nach ihrem Zähigkeitskoeffizienten verschieden.“ Im übrigen hat Wegeners Theorie zur Voraussetzung, daß die Kontinente, entsprechend der Isostasie, d. h. dem allgemeinen Gleichgewichtszustand der Erdkruste, wesentlich aus leichteren Schollen der letzteren bestehen (vgl. oben S. 48 ff.), die auf den darunterliegenden schwereren und als zähflüssig zu denkenden Massen sozusagen schwimmen und sich daher auf bzw. in diesen zu bewegen vermögen.

Als Ursachen der betreffenden Verschiebungen, die natürlich alle als außerordentlich langsam in allmählicher Summierung einer unendlichen Reihe kleiner Bewegungen gedacht werden, kommen nach dieser Theorie vor allem die direkten und indirekten Folgen der Erdrotation in Betracht, wobei für die früheren geologischen Perioden — namentlich auf Grund paläontologischer Tatsachen und besonders der damaligen

auf Südafrika zusammenzuschieben, so daß sich alles zu einem großen Kontinentalgebiet zusammenschließt“ (Fig. 37). „Nur nebenbei sei erwähnt, daß wir bei diesen Betrachtungen die Schelfe“ (d. h. die unterseeischen Sockel der Kontinente) „mit zu den Kontinentaltafeln rechnen müssen; so bilden Australien und Neuguinea eine Tafel, die Falklandsinseln liegen auf der südamerikanischen Tafel, die Britischen Inseln, Spitzbergen, Franz-Joseph-Land liegen auf der europäischen Tafel usw.“

¹⁾ Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 3. Aufl., S. 90, 1922.

²⁾ Vgl. auch die in Faltungen häufig sich findenden völlig riß- und bruchlosen Schichtenbiegungen, die ebenfalls zeigen, daß in der Tiefe unter beträchtlicher Belastung selbst starre Gesteinsmassen plastisch werden können (vgl. oben S. 37 f.).

Verhältnisse der Vegetationsverbreitung — zugleich mannigfache und sehr beträchtliche Änderungen der Lage der Pole angenommen werden.

Zur näheren Begründung und Stützung seiner Theorie macht Wegener eine Fülle von Argumenten geltend aus den Gebieten der Geophysik sowie der geologischen Verhältnisse bzw. Bildungen der verschiedenen geologischen Zeitalter; ferner auf Grund der Verbreitung der Organismen, namentlich der nur über zusammenhängende Landräume hin verbreitungsfähigen niederen Tiere, in den verschiedenen betreffenden geologischen Perioden, endlich hinsichtlich der besonders aus der fossilen Flora der letzteren zu erschließenden damaligen Klimaverhältnisse der verschiedenen Landgebiete¹⁾.

Bei der großen Tragweite der Sache hat sich über diese Wegenersche Theorie, die nach verschiedenen Seiten neue Perspektiven eröffnet und für die Forschung wichtige neue Anregungen gibt, bereits eine ausgedehnte und mannigfaltige wissenschaftliche Diskussion entwickelt²⁾. Die Entscheidung darüber muß natürlich vor allem bei den

1) Schließlich weist er auch hin auf die 1907 gelegentlich der damaligen dänischen Expedition an der Nordostküste Grönlands vorgenommenen geographischen Längenbestimmungen, die, wenn man sie mit den 1823 und 1870 auf der weiter südlich gelegenen Sabine-Insel erfolgten Längenbestimmungen vergleichen darf, eine geringe Vergrößerung des Abstands zwischen Nordostgrönland und Europa sowohl von 1823 bis 1870 als von 1870 bis 1907 ergeben würden. Da aber die Messungen von 1823 und 1870 nicht genau an demselben Punkte der Südküste der Sabine-Insel ausgeführt sind und der Abstand der beiden betreffenden Messungspunkte voneinander nicht genau bekannt ist, sind die Ergebnisse dieser beiden Messungen doch wohl für den vorliegenden Zweck nicht als streng miteinander vergleichbar zu betrachten. Und ebenso kann, obgleich der Messungspunkt von 1907 mit der beträchtlich weiter südlich gelegenen Sabine-Insel durch ein Dreiecksnetz verbunden worden ist, das unter den obwaltenden Umständen, eben weil jene früheren Messungspunkte dort nicht ganz genau fixiert sind, doch wohl in so subtiler Sache ebenfalls nicht ausreichen, um auf die sich ergebende Differenz der drei Messungen bestimmte Schlüsse zu begründen (vgl. die bezügliche Kritik A. Pencks in Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Jahrg. 1921, S. 115 — 117). Dagegen ergibt sich daraus aller Anlaß, die überaus wichtige Frage, ob solche Verschiebungen tatsächlich vorhanden sind und fortdauernd vor sich gehen, durch neue geographische Längen- (mit gleichzeitigen Breiten-) Bestimmungen an geeigneten, ganz genau festgelegten und leicht wieder zugänglichen Stellen sowie deren Wiederholung nach einer Anzahl von Jahren weiter zu verfolgen.

2) Vgl. z. B. die näheren Erörterungen darüber von A. Wegener selbst (Vortrag und Schlußwort), sowie von Fr. Kossmat, A. Penck, W. Schweydar und W. Penck in der Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Jahrg. 1921, S. 89 — 143, sowie die Besprechung in den Verhandl. d. 20. deutsch. Geographentages zu Leipzig 1921, S. 133 ff., Berlin 1922; ferner W. Köppen, Polwanderungen, Verschiebungen der Kontinente u. Klimageschichte in Peterm. Geogr. Mitt., Jahrg. 1921, S. 1 — 8 und 57 — 63, sowie Derselbe, Ursachen u. Wirkungen der Kontinentenverschiebungen u. Polwanderungen, ebenda, Jahrg. 1921, S. 145 — 149 und 191 — 194.

liegt und daß es sich dabei nicht bloß um die bei den Landmassen stattfindenden Hebungen, Senkungen und Horizontalverschiebungen bzw. Faltungen nebst den bezüglichen Zerstörungs- sowie Abtragsvorgängen, sondern auch um Veränderungen handelt, die in den Meeren betreffs der unterseeischen Gestalt ihrer Becken vor sich gehen. Wenn durch die fließenden Gewässer ständig Mengen von Zerstörungsprodukten des Landes in die Meeresbecken geführt werden und dadurch allerlei, wenn auch sehr langsame Zuschüttung derselben erfolgt, sowie wenn ferner Teile des Meeresbodens sich beträchtlich heben und auch dadurch der bisher von den Meeren eingenommene Raum verringert wird, so muß, falls die Gesamtmenge des Meerwassers die gleiche bleibt, der Meeresspiegel steigen und infolgedessen wo er auf niedrige Landflächen trifft, seinen Bereich durch Überflutung von solchen auszudehnen streben. Umgekehrt müssen unter der gleichen Voraussetzung Senkungen des Meeresbodens, wenn sie erheblich sind¹⁾ und nicht etwa durch Hebungen desselben an anderen Stellen kompensiert werden, ein entsprechendes Sinken des Meeresspiegels zur Folge haben. Daß aber die Gesamtmenge des in den Meeren befindlichen und überhaupt des an der Erdoberfläche einschließlich der oberen Bodenschichten des Landes vorhandenen und dort zirkulierenden Wassers immer die gleiche bleibt, ist keineswegs sicher. Im großen und ganzen scheint es ja, daß die Wassermengen, die dem Meere ständig durch Verdunstung entzogen werden, ihm teils durch die über ihm direkt erfolgenden Niederschläge, teils, nachdem sie auf den Landmassen niedergegangen sind, auf dem Wege durch die Flüsse und durch Sickerwasser wieder ersetzt werden. Aber schon in den Eiszeiten sind beträchtliche Wassermengen durch die auf den vereisten Landgebieten angehäuften Eismassen für lange Zeit diesem ständigen Kreislauf entzogen gewesen, wie es ja auch jetzt noch mit den Binneneismassen des antarktischen Festlandes sowie Grönlands der Fall ist. Andererseits entzieht sich jeder Beurteilung, ob vielleicht, und gegebenenfalls in welchem Maße, in den Boden eingesickerte Wassermengen hier und da so tief eindringen, daß sie jenem Kreislauf überhaupt entzogen werden, sowie auch, wieviel neu entstandenes, sogenanntes juveniles Wasser (vgl. oben S. 56f.) bei vulkanischen Eruptionen in Dampfform in die Atmosphäre geblasen wird, also zu dem Kreislauf an der Erdoberfläche neu hinzukommt. Endlich ist nicht außer acht zu lassen, daß ja doch bei Kristallisationsvorgängen und jeder Neubildung von Gesteinen eine Menge Wasser absorbiert und dadurch dem Kreislauf entzogen

1) Da sämtliche Teile des offenen Meeres untereinander in Verbindung stehen, gleicht sich natürlich alles Derartige allmählich im Gesamtniveau der ungeheuren Flächen aus, so daß nur bei wirklich bedeutenden und umfangreichen Veränderungen des Meeresbodens, die nicht anderwärts durch Veränderungen von entgegengesetzter Richtung kompensiert werden, eine spürbare Verschiebung des allgemeinen Meeresspiegels hervorgerufen werden kann.

wird¹⁾. Zwar wird ja bei der Zersetzung von Gesteinen, wie sie fortwährend an der Erdoberfläche stattfindet, das in ihnen gebundene gewesene Wasser auch wieder frei. Ob aber und in welchem Maße diese verschiedenen Prozesse sich gegenseitig die Wage halten oder nicht, darüber fehlt jede Möglichkeit einer näheren Veranschlagung oder gar Berechnung; ebenso, ob etwa auch dadurch das gegenseitige Verhältnis von Land- und Meeresräumen auf der Erdoberfläche im Laufe gewaltiger Zeiträume beeinflußt wird.

Überhaupt betätigt sich, wenn wir nach geologischen Zeitmaßen die Gesamtheit der an der Gestaltung der Erdoberfläche beteiligten Vorgänge überschauen, auch da in allem das Wort Heraklits, daß alles fließt, d. h. in steter Bewegung, stetem Wandel ist. Geradeso, wie sich während aller vergangenen Zeitalter der Erdgeschichte in dem Bilde der Erdoberfläche — auch wenn wir dabei nur die Reliefgestaltung der Landmassen sowie die Verteilung von Land und Meer ins Auge fassen — eine Menge tiefgreifender Wandlungen vollzogen hat, so geht das ständige Wechselspiel der darin tätigen aufbauenden wie zerstörenden und umgestaltenden Kräfte fort und fort unablässig weiter. Nur sind die fünf bis sechs Jahrtausende unserer Kenntnis menschlicher Geschichte viel zu winzige Größen, um in solchen Dingen wirklich beträchtliche Umänderungen hervortreten zu lassen.

¹⁾ Selbst die allerdichtesten Gesteinsarten können dem Wasser den Eintritt in ihr Inneres nicht wehren, wie schon die Erfahrungen in Bergwerken beweisen. (Vgl. auch z. B. die verschiedentlich gewerblich verwertete Möglichkeit, Achate durch Kochen in Farblösungen künstlich zu färben — ein Zeichen, daß die Flüssigkeit selbst in dieses so dichte und harte Mineral einzudringen vermag.)